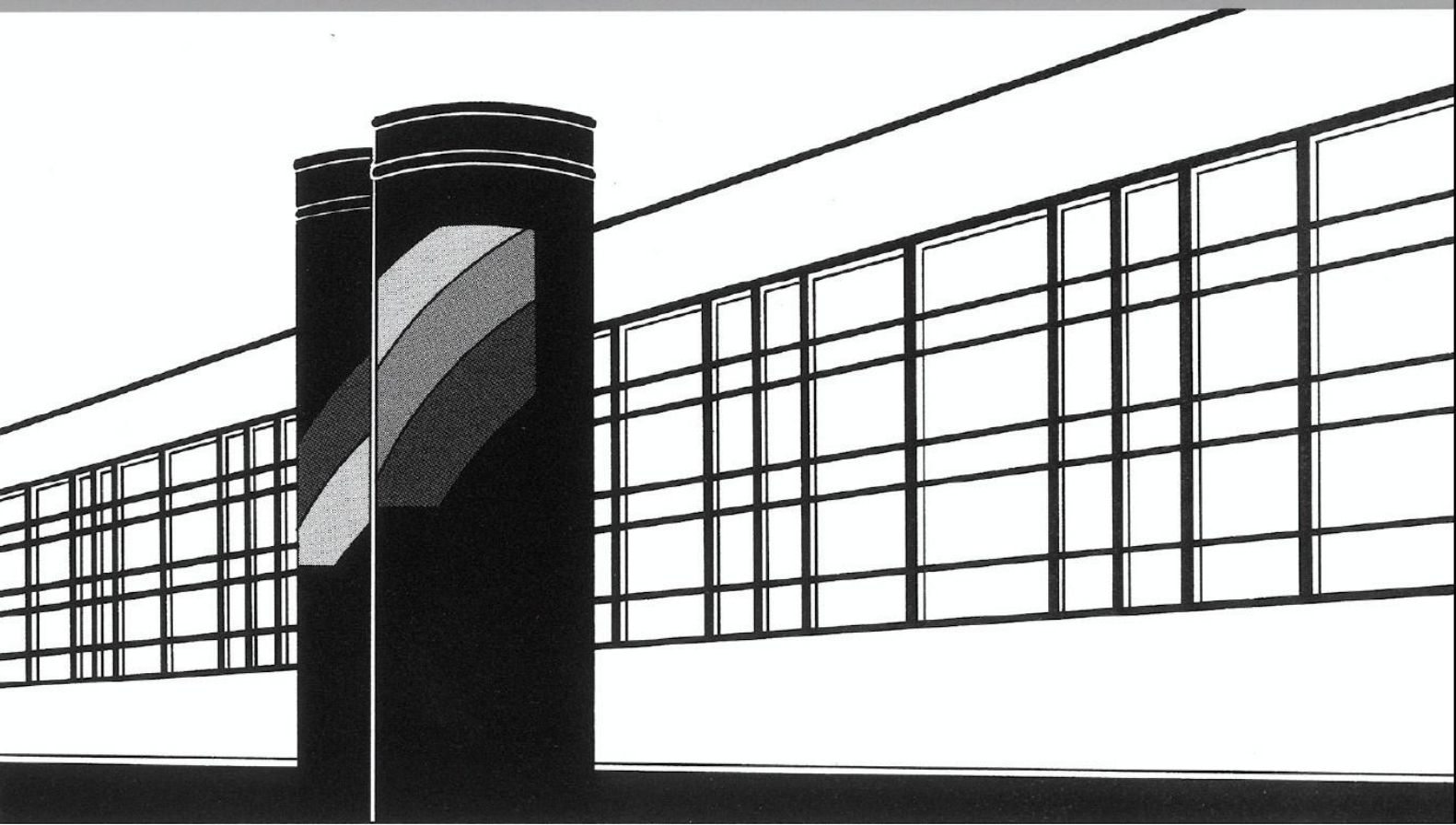


Universität Stuttgart



Institut für Wasser- und Umweltsystemmodellierung

# *Mitteilungen*



Heft 292 Steffen Schönau

Modellierung von Bodenerosion und  
Sedimentaustrag bei Hochwasserereignissen  
am Beispiel des Einzugsgebiets der Rems



# **Modellierung von Bodenerosion und Sedimentaustrag bei Hochwasserereignissen am Beispiel des Einzugsgebiets der Rems**

von der Fakultät Bau- und Umweltingenieurwissenschaften der  
Universität Stuttgart zur Erlangung der Würde eines  
Doktor-Ingenieurs (Dr.-Ing.) genehmigte Abhandlung

vorgelegt von  
**Steffen Schönau**  
aus Jena, Deutschland

Hauptberichter: Prof. Dr. rer. nat. Dr.-Ing. András Bárdossy  
Mitberichterin: PD Dr. Sylvia Herrmann

Tag der mündlichen Prüfung: 12. Juli 2021

Institut für Wasser- und Umweltsystemmodellierung  
der Universität Stuttgart  
2022





Heft 292 **Modellierung von  
Bodenerosion und  
Sedimentaustrag bei  
Hochwasserereignissen am  
Beispiel des Einzugsgebiets  
der Rems**

von  
Dr.-Ing.  
Steffen Schönau

Eigenverlag des Instituts für Wasser- und Umweltsystemmodellierung  
der Universität Stuttgart

**D93 Modellierung von Bodenerosion und Sedimentaustrag bei Hochwasserereignissen am Beispiel des Einzugsgebiets der Rems**

**Bibliografische Information der Deutschen Nationalbibliothek**

Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <http://www.d-nb.de> abrufbar

Schönau, Steffen:

Modellierung von Bodenerosion und Sedimentaustrag bei Hochwasserereignissen am Beispiel des Einzugsgebiets der Rems, Universität Stuttgart. - Stuttgart: Institut für Wasser- und Umweltsystemmodellierung, 2022

(Mitteilungen Institut für Wasser- und Umweltsystemmodellierung, Universität Stuttgart: H. 292)

Zugl.: Stuttgart, Univ., Diss., 2022

ISBN 978-3-942036-96-2

NE: Institut für Wasser- und Umweltsystemmodellierung <Stuttgart>: Mitteilungen

Gegen Vervielfältigung und Übersetzung bestehen keine Einwände, es wird lediglich um Quellenangabe gebeten.

Herausgegeben 2022 vom Eigenverlag des Instituts für Wasser- und Umweltsystemmodellierung

Druck: DCC Kästl e.K., Ostfildern

## Danksagung

Zuallererst möchte ich Prof. Bárdossy für die gegebene Möglichkeit zur Mitarbeit in seiner Arbeitsgruppe und der Übernahme des Hauptreferats danken, ebenso für die kontinuierliche Unterstützung und die große Geduld. Die vielen Anregungen und teils auch unorthodoxen Denkweisen waren und sind eine Bereicherung. Danken möchte ich ebenfalls Frau PD Dr. Herrmann vom Institut für Umweltplanung (IUP) der Leibniz Universität Hannover, für ihre detaillierte Begutachtung dieser Arbeit als externe Gutachterin.

Die vorliegende Arbeit hat ihren Ursprung in meiner Tätigkeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Wasserbau der Universität Stuttgart (IWS), in Form der Bearbeitung des vom BMBF im Rahmen des RIMAX-Verbundprojekts geförderten Projekts „Entwicklung eines integrativen Bewirtschaftungskonzepts für Trockenbecken und Polder zur Hochwasserrückhaltung“. Mein Dank gilt hier Prof. Westrich als Projektkoordinator und insbes. Sven Wurms von der Versuchsanstalt für Wasserbau sowie Claudia Kreschnak und Harald Frauenknecht vom Institut für Bodenkunde und Standortslehre der Universität Hohenheim. Wesentlich zum Projekt beigetragen haben auch studentische Hilfskräfte wie bspw. Annelie, Max und Stefan.

Den Kolleginnen und Kollegen des IWS, insbes. des Lehrstuhls für Hydrologie und Geohydrologie (LHG), möchte ich für die angenehme Zeit inner- und außerhalb des Instituts danken. Mit unterschiedlichen universitären und geografischen Hintergründen sowie Charakteren bleiben Kaffeerunde und Fußball für immer in Erinnerung. Persönlich danken möchte ich Christian, Jens, Jan, Thomas P., Alejandro und Dirk für die vielen interessanten Diskussionen sowie die Hilfsbereitschaft und Kollegialität im Bereich der Lehre und Lehrstuhlorganisation. Nicht zu vergessen Frau Uhrmann und Frau Lemp, die den Lehrstuhl zusammenhielten und -halten. Eine besondere Erwähnung verdienen meine Zimmergenossen Jürgen und Pawan sowie Thomas J., nicht nur für die Erweiterung des kulturellen Horizonts. Den nötigen Ausgleich ermöglichte der Hochschulsport, vielen Dank an die Trainingskolleginnen und -kollegen (v. a. Pia).

Die Niederschrift erfolgte überwiegend während späterer Beschäftigungen nach Feierabend und am Wochenende. Ein herzliches Dankeschön geht an Ina, Marcel und Ramona für das Korrekturlesen und die Verbesserungsvorschläge.

Meinen Eltern danke ich dafür, dass sie mir das Studium und damit den Weg zur Promotion ermöglicht haben. Meine engen Freunde haben durch ihre beharrliche „Unterstützung“ als Motivatoren wesentlich hierzu beigetragen.



# Inhaltsverzeichnis

Verzeichnis der Abbildungen .....	v
Verzeichnis der Tabellen.....	xiii
Verzeichnis der Formeln.....	xv
Abkürzungsverzeichnis .....	xvii
Symbolverzeichnis.....	xxv
Abstract.....	xxix
Zusammenfassung.....	xxxiii
1 Einleitung .....	1
1.1 Problemstellung.....	1
1.2 Zielsetzung und Vorgehensweise.....	2
1.3 Aufbau der Arbeit.....	3
2 Grundlagen.....	5
2.1 Bodenerosion, Hochwasser und Sedimentaustrag.....	5
2.1.1 Bodenerosion .....	7
2.1.2 Abflussbildung und Hochwasserentstehung.....	8
2.1.3 Minderung des Bodenerosions- und Hochwasserrisikos .....	10
2.2 Quantifizierung von Bodenerosion und Stoffaustrag.....	13
2.3 Modellierung von Bodenerosion und Sedimentaustrag.....	14
2.3.1 Klassifizierung von Modellsystemen .....	14
2.3.2 Modellierung hydrologischer Prozesse .....	16
2.3.3 Modellierung der Bodenerosion.....	21
2.3.4 Sedimenttransportmodelle.....	35
3 Abschätzung von Bodenerosion und Sedimentaustrag.....	39
3.1 Digitale Reliefanalyse.....	41
3.2 Landbedeckungsparameter.....	44
3.3 Hydrologische Parameter.....	45

3.4	Modellierung von mittlerem Bodenabtrag und Sedimentaustrag.....	47
3.4.1	Regen- und Oberflächenabflussfaktor .....	48
3.4.2	Bodenerodibilitätsfaktor .....	49
3.4.3	Hanglängen- und Hangneigungsfaktor .....	50
3.4.4	Bodenbedeckungs- und Bodenbearbeitungsfaktor.....	52
3.4.5	Erosionsschutzfaktor .....	54
3.4.6	Feststoffliefergrad .....	55
3.5	Modellierung von Ereignisbodenabtrag und -sedimentaustrag .....	56
3.6	Modellierung der Abflussparameter .....	58
3.6.1	Stochastische Ganglinienerzeugung.....	58
3.6.2	SCS Curve Number-Verfahren und SCS-Dreiecksmethode.....	59
4	Untersuchungsgebiet und Datengrundlage .....	71
4.1	Geografie und Geomorphologie .....	71
4.2	Geologie und Böden.....	72
4.3	Klima.....	74
4.4	Landnutzung.....	75
4.5	Hydrologie .....	76
4.6	Datengrundlage .....	78
5	Simulation von Bodenerosion und Sedimentaustrag.....	83
5.1	Digitale Einzugsgebietsanalyse .....	83
5.2	Mittlerer jährlicher Bodenabtrag und Sedimentaustrag.....	93
5.3	Extremwertstatistik und stochastische Ganglinienerzeugung .....	96
5.4	Ereigniskenngrößen .....	98
5.5	Abflussmodellierung .....	104
5.5.1	Abflussvolumen.....	104
5.5.2	Abflussscheitel .....	113
5.6	Ereignisbodenabtrag und -sedimentaustrag.....	116

---

6	Synthese.....	129
6.1	Erweiterte Datenbasis .....	129
6.2	Validierung der Modellansätze .....	130
6.3	Simulation charakteristischer Sommerereignisse.....	135
6.4	Zeitliche Variabilität von Regenerosivität und Bodenabtrag .....	144
7	Diskussion und Ausblick.....	147
	Literaturverzeichnis .....	159
	Anhang .....	201





## Verzeichnis der Abbildungen

Abbildung 2.1: Formen und Faktoren des Sedimenttransports im Einzugsgebiet (nach DVWK 1988, S. 3) .....	5
Abbildung 2.2: Schematische Darstellung der Bodenerosionsprozesse (nach DUTTMANN 2001, S. 24) .....	7
Abbildung 2.3: Schematische Darstellung der Wassertransportprozesse (nach BRONSTERT 1994, S. 8) .....	8
Abbildung 2.4: Darstellung des Konzepts der begrenzten Teilflächen (nach ENGMAN 1974, S. 513) .....	9
Abbildung 2.5: Entscheidungskaskade für Erosionsschutzmaßnahmen (nach MUNLV 2004, S. 71) .....	11
Abbildung 2.6: Horizontale Raumgliederung hydrologischer Modelle (nach GATTKER 2006, S. 35) .....	16
Abbildung 2.7: Darstellung des Modellkonzepts von TOPMODEL (nach BEVEN & KIRKBY 1979, S. 47) .....	19
Abbildung 2.8: Schema der Modellstruktur von SHE (nach BATHURST & O'CONNELL 1992, S. 268) .....	20
Abbildung 2.9: Modellierung der Bodenerosion durch Wasser (nach MEYER & WISCHMEIER 1969, S. 755) .....	23
Abbildung 2.10: Einzugsgebietsdiskretisierung in WEPP (nach COCHRANE & FLANAGAN 2003, S. 1042) .....	30
Abbildung 2.11: Einzugsgebietsgliederung in KINEROS2 (nach SMITH et al. 1999, S. 459) .....	32
Abbildung 2.12: Modellvorstellung von FOSTER & MEYER (1972) zur Interaktion (nach SCHERER 2008, S. 17) .....	36
Abbildung 3.1: Ermittlung einer Sedimentkonzentrationsganglinie basierend auf der MUSLE .....	40
Abbildung 3.2: Bestimmung der Fließrichtung im Raster (nach ENDRENY & WOOD 2001, S. 2228) .....	42
Abbildung 3.3: Abflussganglinie nach einem Niederschlag (nach BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996, S. 481) .....	45
Abbildung 3.4: Ermittlung des mittleren jährlichen Sedimentaustrags basierend auf der ABAG .....	47
Abbildung 3.5: Sensitivität der einzelnen Faktoren der ABAG (nach AUERSWALD 1987, S. 35) .....	48
Abbildung 3.6: K-Faktor-Nomogramm (nach SCHWERTMANN et al. 1987, S. 23) .....	49
Abbildung 3.7: Vergleich der LS-Faktoren für eine erosive Hanglänge von $\lambda = 100$ m .....	52
Abbildung 3.8: Relativer Bodenabtrag und Bodenbedeckung (nach SCHWERTMANN et al. 1987, S. 39) .....	53
Abbildung 3.9: P-Faktor bei konturparalleler Bearbeitung (nach AUERSWALD 1992a, S. 139) .....	54
Abbildung 3.10: Effektivität der Querbearbeitung und Hanglänge (nach AUERSWALD 1992a, S. 141) .....	54
Abbildung 3.11: Ermittlung synthetischer Abflussganglinien .....	58
Abbildung 3.12: Effektivniederschlag als Funktion von $N$ und $CN$ für AMC II (nach DVWK 1984a, S. 8) .....	59
Abbildung 3.13: NRCS/SCS dimensionslose Einheitganglinien (nach SEYBERT 2006, S. 231) .....	60
Abbildung 3.14: Definition der Fließlängen $L$ und $L_c$ (nach LUTZ 1984, S. 67) .....	68
Abbildung 3.15: Vorgehen beim Modellkonzept CN-VSA (nach LYON et al. 2004, S. 2761) .....	69
Abbildung 3.16: Zusammenhang Wasser-, Luft- und Bodenvolumen (nach ALBERT 1989, S. 42) .....	70
Abbildung 3.17: Vertikalprofil des Systems Boden-Pflanze-Atmosphäre (nach DVWK 1996a, S. 19) .....	70
Abbildung 4.1: Geografische Lage des Rems-Einzugsgebiets .....	71
Abbildung 4.2: Naturräumliche Gliederung des Rems-Einzugsgebiets (Daten: BKG 2007) .....	72
Abbildung 4.3: (Hydro-) Geologie im Rems-Einzugsgebiet (Daten: LFU 2004) .....	72
Abbildung 4.4: Verbreitung der Bodenarten im Rems-Einzugsgebiet (Daten: LGRB 2005a) .....	73
Abbildung 4.5: Mittlerer Jahresniederschlag (1961–1990) im Rems-Einzugsgebiet (Daten: DWD) .....	74
Abbildung 4.6: Landnutzung im Jahr 2000 im Rems-Einzugsgebiet (Daten: LFU 2002) .....	75
Abbildung 4.7: Weinbau mit Wald und Streuobst bei Strümpfelbach (Foto: eigene Aufnahme 2007) .....	76
Abbildung 4.8: Hochwasserrückhaltebecken und Pegel im Rems-Einzugsgebiet (Daten: LUBW) .....	77
Abbildung 4.9: Mittlere Abflüsse (1991–2005) der Rems am Pegel Schorndorf (Daten: LUBW) .....	79
Abbildung 4.10: Boxplot Sommerhöchstabflüsse (1966–2006) am Pegel Schorndorf .....	80

Abbildung 4.11: Mittlere Monatsniederschläge (1990–2005) im Rems-Einzugsgebiet (Daten: DWD) .....	80
Abbildung 4.12: Anzahl erosiver Niederschläge (1990–2005) im Rems-Einzugsgebiet (Daten: DWD) .....	81
Abbildung 5.1: Einfluss der DGM-Aufbereitung auf die Abflusskonzentration im Rems-Einzugsgebiet .....	83
Abbildung 5.2: Vergleich der abgeleiteten mit der vorliegenden Einzugsgebietsgrenze der Rems.....	83
Abbildung 5.3: Topografischer Index (TI) im Rems-Einzugsgebiet (3 x 3-Filter) (Daten: BKG 2007) .....	86
Abbildung 5.4: Häufigkeitsverteilung des TI (3 x 3-Filter) im Rems-Einzugsgebiet .....	87
Abbildung 5.5: Wahrscheinlichkeitsdichte des TI (3 x 3-Filter) im Remsgebiet.....	87
Abbildung 5.6: Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit im Rems-Einzugsgebiet (Daten: BÜK200) .....	87
Abbildung 5.7: Boden-Topografischer Index (STI) im Rems-Einzugsgebiet (3 x 3-Filter).....	88
Abbildung 5.8: Häufigkeitsverteilung des STI (3 x 3-Filter) im Rems-Einzugsgebiet.....	88
Abbildung 5.9: Wahrscheinlichkeitsdichte des STI (3 x 3-Filter) im Remsgebiet .....	88
Abbildung 5.10: Verdunstung ( $\varnothing E_{Tr} = 4$ mm) nach GOLF (1981) im Rems-Einzugsgebiet.....	89
Abbildung 5.11: Jahresgang des ETI (3 x 3-Filter) .....	89
Abbildung 5.12: Evapotranspiration-Boden-Topografischer Index (ETI) im Remsgebiet (3 x 3-Filter, Juni).....	90
Abbildung 5.13: Häufigkeitsverteilung des ETI (3 x 3-Filter, Juni) im Rems-Einzugsgebiet .....	91
Abbildung 5.14: Wahrscheinlichkeitsdichte des ETI (3 x 3-Filter, Juni) im Remsgebiet.....	91
Abbildung 5.15: Boxplot mittlere Jahressumme (1990–2005) der potenziellen Verdunstung ( $ET_p$ ).....	91
Abbildung 5.16: Mittlere Tageswerte der potenziellen (BC) und aktuellen Verdunstung im Remsgebiet .....	92
Abbildung 5.17: K-Faktor im Rems-Einzugsgebiet.....	93
Abbildung 5.18: LS-Faktor im Rems-Einzugsgebiet.....	93
Abbildung 5.19: C-Faktor im Remsgebiet (konventionell) .....	94
Abbildung 5.20: Mittlerer jährlicher Bodenabtrag im Rems-Einzugsgebiet (konventionelle Bearbeitung) .....	94
Abbildung 5.21: Mittlerer jährlicher Bodenabtrag der Pegel-Einzugsgebiete (konventionelle Bearbeitung) .....	95
Abbildung 5.22: Verteilungen der Sommermaxima.....	96
Abbildung 5.23: Statistische Jahresmaxima des Abflussscheitels der Rems am Pegel Schorndorf .....	97
Abbildung 5.24: Synthetische sommerliche Hochwasserganglinien der Rems am Pegel Schorndorf .....	97
Abbildung 5.25: Das Märzhochwasser 2002 der Rems am Pegel Schorndorf (Tageswerte) .....	99
Abbildung 5.26: Das Weihnachtshochwasser 1993 der Rems am Pegel Schorndorf (Tageswerte) .....	100
Abbildung 5.27: Das Aprilhochwasser 1994 der Rems am Pegel Schorndorf (Tageswerte) .....	100
Abbildung 5.28: Das Herbsthochwasser 1998 der Rems am Pegel Schorndorf (Tageswerte).....	101
Abbildung 5.29: Beziehung zwischen Abflussvolumen und -beiwert am Pegel Schorndorf .....	101
Abbildung 5.30: Gütemaße der IDW-Interpolation für die Ereignisgrößen auf Basis der Kreuzvalidierung .....	103
Abbildung 5.31: Monatsmittel (1990–2005) der Indikatoren für die Vorfeuchte im Rems-Einzugsgebiet .....	103
Abbildung 5.32: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – SCS-CN (ohne Bodenfeuchte) .....	105
Abbildung 5.33: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – EPIC (mit Bodenfeuchte).....	105
Abbildung 5.34: Effektivniederschlag und Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf.....	105
Abbildung 5.35: Effektivniederschlag und beitragende Fläche für den Pegel Schorndorf.....	105
Abbildung 5.36: Gütemaße für das Abflussvolumen im Rems-Einzugsgebiet – Lutz-Verfahren.....	107
Abbildung 5.37: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – Lutz-Verfahren.....	108
Abbildung 5.38: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf (29.10.1998) – EPIC ( $\lambda = 0,20$ ) .....	108
Abbildung 5.39: Bodenfeuchte (FFC) im Rems-Einzugsgebiet (28.10.1998) – TOPMODEL (STI).....	109

Abbildung 5.40: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf (29.10.1998) – EPIC (SMD, STI).....	110
Abbildung 5.41: Bodenfeuchte (FFC) für den Pegel Schorndorf (28.10.1998) – VSLF (STI).....	110
Abbildung 5.42: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf (29.10.1998) – VSLF (STI).....	111
Abbildung 5.43: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – EPIC (SMD, TI, $\omega_{cr}$ ).....	111
Abbildung 5.44: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – VSLF (TI).....	111
Abbildung 5.45: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – ZAISS (1989).....	112
Abbildung 5.46: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – KLEEBERG & ØVERLAND (1989).....	112
Abbildung 5.47: Gütemaße für den Abflussscheitel – SCS-TM (Messwerte als Stundenwerte).....	113
Abbildung 5.48: Abflussscheitel am Pegel Schorndorf – EPIC (Tageswerte, DUR, $T_c$ EPIC).....	115
Abbildung 5.49: Abflussscheitel am Pegel Schorndorf – EPIC (Tageswerte, DUR, $T_c$ SWAT).....	115
Abbildung 5.50: Parameter $\alpha$ nach SWAT (DUR, $\alpha_{0,5}$ , $T_c$ , $dyn.$ ) im Rems-Einzugsgebiet ( $R^2 = 0,985$ ).....	116
Abbildung 5.51: Monatsmittel des relativen Bodenabtrags für den Pegel Schorndorf.....	117
Abbildung 5.52: Sedimenteintrag im Rems-Einzugsgebiet – MUSLE (Blockmodell, Stundenwerte).....	117
Abbildung 5.53: Sedimenteintrag im Rems-Einzugsgebiet – MUSLE (Blockmodell, Tageswerte).....	117
Abbildung 5.54: Ereignisenergie im Rems-Einzugsgebiet (Blockmodell, Stundenwerte).....	118
Abbildung 5.55: Ereignisenergie im Rems-Einzugsgebiet (Blockmodell, Tageswerte).....	118
Abbildung 5.56: Ereignisertrag im Rems-Einzugsgebiet (konventionell, Stundenwerte).....	119
Abbildung 5.57: Ereignisertrag im Rems-Einzugsgebiet (konventionell, Tageswerte).....	119
Abbildung 5.58: Ereignisabtrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – USLE (konventionell).....	121
Abbildung 5.59: Ereignisabtrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – OF (konventionell, EPIC).....	121
Abbildung 5.60: Ereigniseintrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – MUSLE (konventionell, EPIC).....	122
Abbildung 5.61: Ereignisertrag im Rems-Einzugsgebiet – EPIC (konventionell, Tageswerte).....	122
Abbildung 5.62: Ereignisertrag im Rems-Einzugsgebiet – EPIC (konservierend, Tageswerte).....	122
Abbildung 5.63: Ereigniseintrag für den Pegel Schorndorf (29.10.1998) – OF (konventionell, EPIC-SM).....	123
Abbildung 5.64: Ereigniseintrag für den Pegel Schorndorf (29.10.1998) – MUSLE (konventionell, EPIC-SM).....	123
Abbildung 5.65: Ereignisertrag im Rems-Einzugsgebiet – EPIC-SM (konventionell, Tageswerte).....	124
Abbildung 5.66: Ereignisertrag im Rems-Einzugsgebiet – EPIC-SM (konservierend, Tageswerte).....	124
Abbildung 5.67: Ereigniseintrag für den Pegel Schorndorf (29.10.1998) – OF (konventionell, VSLF).....	124
Abbildung 5.68: Ereignisertrag im Rems-Einzugsgebiet – VSLF (konventionell, Tageswerte).....	125
Abbildung 5.69: Ereignisertrag im Rems-Einzugsgebiet – VSLF (konservierend, Tageswerte).....	125
Abbildung 5.70: Boxplot Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf (TEZG50) ( $n = 19$ ).....	125
Abbildung 5.71: Boxplot Abflussscheitel für den Pegel Schorndorf (TEZG50) ( $n = 19$ ).....	125
Abbildung 5.72: Boxplot Ereignisenergie der MUSLE am Pegel Schorndorf (TEZG50, Tagesw.).....	126
Abbildung 5.73: Boxplot Sedimenteintrag der MUSLE am Pegel Schorndorf (TEZG50, Tagesw., konv.).....	126
Abbildung 5.74: Sedimenteintrag für den Pegel Schorndorf (22.06.1997) – MUSLE (konv., CREAMS).....	127
Abbildung 5.75: Sedimenteintrag für den Pegel Schorndorf (29.10.1998) – MUSLE (konv., CREAMS).....	127
Abbildung 6.1: Sommermaxima des Niederschlags im Rems-Einzugsgebiet (Daten: NiedSim).....	129
Abbildung 6.2: Boxplot Gebietsmittel der Sommermaxima im Remsgebiet (1951–2013).....	129
Abbildung 6.3: Statistische Gebietsmittel der Sommermaxima im Rems-Einzugsgebiet ( $n = 4$ ).....	129
Abbildung 6.4: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – ZAISS (1989) (Valid., Blockmodell).....	130
Abbildung 6.5: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – LUTZ (1984) (Valid., Blockmodell).....	130

Abbildung 6.6: Gütemaße für das Abflussvolumen im Remsgebiet – ZAISS (1989) (Validierung) .....	131
Abbildung 6.7: Gütemaße für das Abflussvolumen im Remsgebiet – LUTZ (1984) (Validierung) .....	131
Abbildung 6.8: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – CN-VSA (Validierung, Blockmodell) .....	131
Abbildung 6.9: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – VSLF (Validierung, Blockmodell) .....	131
Abbildung 6.10: Gütemaße für das Abflussvolumen im Rems-Einzugsgebiet – CN-VSA (Validierung) .....	132
Abbildung 6.11: Gütemaße für das Abflussvolumen im Rems-Einzugsgebiet – VSLF (Validierung) .....	132
Abbildung 6.12: Abflussscheitel am Pegel Schorndorf – SCS-TM (Validierung, Blockmodell) .....	132
Abbildung 6.13: Abflussscheitel am Pegel Schorndorf – AGNPS <sub>m</sub> (Validierung, Blockmodell) .....	132
Abbildung 6.14: Gütemaße für den Abflussscheitel im Remsgebiet – SCS-TM (Valid., Blockmodell) .....	133
Abbildung 6.15: Gütemaße für den Abflussscheitel im Remsgebiet – AGNPS <sub>m</sub> (Valid., Blockmodell) .....	133
Abbildung 6.16: Abflussscheitel am Pegel Schorndorf – EPIC (statisch, Validierung, Blockmodell) .....	133
Abbildung 6.17: Abflussscheitel am Pegel Schorndorf – EPIC (dynam., Validierung, Blockmodell) .....	133
Abbildung 6.18: Gütemaße für den Abflussscheitel im Remsgebiet – EPIC (statisch, Validierung) .....	134
Abbildung 6.19: Gütemaße für den Abflussscheitel im Remsgebiet – EPIC (dynam., Validierung) .....	134
Abbildung 6.20: Gütemaße der Optimierung ( $EI = a \cdot N^b$ ) .....	134
Abbildung 6.21: Boxplot Ereignisniederschlag .....	135
Abbildung 6.22: Boxplot maximale Ereignisintensität .....	135
Abbildung 6.23: Boxplot Ereignis-Niederschlagsdauer .....	135
Abbildung 6.24: Ereignis Nr. 15 der Auswahl .....	135
Abbildung 6.25: Räumliches Niederschlagsmuster für das Ereignis Nr. 15 (Tageswerte, Daten: DWD) .....	136
Abbildung 6.26: Räumliches Muster der mittleren Vorfeuchte VN21 <sub>m</sub> für den Monat Juli (Daten: DWD) .....	137
Abbildung 6.27: Räumliches Abflussmuster (ZAISS 1989) für das Ereignis Nr. 15 (mit VN21 <sub>m</sub> Juli) .....	137
Abbildung 6.28: Räumliches Abflussmuster für den Pegel Schorndorf (Ereignis Nr. 15) – EPIC (FFC <sub>m</sub> Juli) .....	138
Abbildung 6.29: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf (Detailmod., mittl. Vorfeuchte Juli) .....	138
Abbildung 6.30: Boxplot Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf (Detailmod., mittl. Vorfeuchte Juli) .....	138
Abbildung 6.31: Boxplot Abflussscheitel für den Pegel Schorndorf – ZAISS (1989) (Detailm., Vorf. Juli) .....	139
Abbildung 6.32: Boxplot Abflussscheitel für den Pegel Schorndorf – EPIC (Detailm., Vorf. Juli) .....	139
Abbildung 6.33: Boxplot Abtrag mit ABAG für den Pegel Schorndorf (Detailmodell, mittl. RBA Juli) .....	139
Abbildung 6.34: Boxplot Abtrag mit EPIC für den Pegel Schorndorf (Detailmodell, mittl. RBA Juli) .....	139
Abbildung 6.35: Boxplot Ertrag mit OF für den Pegel Schorndorf (Detailm., EPIC, konv., Juli) .....	140
Abbildung 6.36: Boxplot Ertrag mit OF für den Pegel Schorndorf (Detailm., ZAISS 1989, konv., Juli) .....	140
Abbildung 6.37: Mittlere Reduktion für den Pegel Schorndorf (Detailmodell, Monat Juli) .....	140
Abbildung 6.38: Mittlere Reduktion im Rems-Einzugsgebiet - OF (Detailmodell, Monat Juli, SCS-TM) .....	140
Abbildung 6.39: Mittlere Sedimentkonzentration mit ABAG (konventionell) und ZAISS (1989) .....	141
Abbildung 6.40: Mittlere Sedimentkonzentration mit ABAG (konservierend) und ZAISS (1989) .....	141
Abbildung 6.41: Boxplot Konzentration für den Pegel Schorndorf – ABAG (Detailm., konv. RBA, Juli) .....	141
Abbildung 6.42: Boxplot Konzentration für den Pegel Schorndorf – OF (Detailm., konv. RBA, Juli) .....	141
Abbildung 6.43: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – EPIC (Blockm., mittl. Bodenfeuchte Juli) .....	142
Abbildung 6.44: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf (Blockm., mittl. Bodenfeuchte Juli) .....	142
Abbildung 6.45: Abflussscheitel am Pegel Schorndorf (Blockmodell, Vorfeuchte Juli, LUTZ 1984) .....	142
Abbildung 6.46: Boxplot Abflussscheitel am Pegel Schorndorf (Blockmodell, Vorfeuchte Juli, LUTZ 1984) .....	142

Abbildung 6.47: Anstiegszeit am Pegel Schorndorf (Blockmodell, Vorfeuchte Juli, LUTZ 1984).....	143
Abbildung 6.48: Boxplot Anstiegszeit am Pegel Schorndorf (Blockmodell, Vorfeuchte Juli, LUTZ 1984) .....	143
Abbildung 6.49: Ereigniseintrag für den Pegel Schorndorf (Blockmodell, konventionell, LUTZ 1984).....	143
Abbildung 6.50: Ereigniseintrag für den Pegel Schorndorf (Blockmodell, konservierend, LUTZ 1984) .....	143
Abbildung 6.51: Abfluss- und Sedimentganglinie am Pegel Schorndorf (OF, Monat Juli, konventionell) .....	144
Abbildung 6.52: Boxplot mittlere Sedimentkonzentration am Pegel Schorndorf (OF, Juli, konv.) .....	144
Abbildung 6.53: Boxplot Ereigniserosivität im Rems-Einzugsgebiet (1951–2013).....	145
Abbildung 6.54: Boxplot Sommererosivität im Rems-Einzugsgebiet (1951–2013) .....	145
Abbildung 6.55: Boxplot mittlerer Sommerabtrag im Rems-Einzugsgebiet (ABAG, konventionell).....	145
Abbildung 6.56: Boxplot mittlerer Sommerabtrag im Rems-Einzugsgebiet (ABAG, konservierend) .....	145
Abbildung 6.57: Einzelwerte des Sommerabtrags im Rems-Einzugsgebiet (konventionell).....	146
Abbildung 6.58: Einzelwerte des Sommerabtrags im Rems-Einzugsgebiet (konservierend) .....	146
Abbildung A.1: Mittlerer Feststoffliefergrad der Pegel-Einzugsgebiete im Rems-Einzugsgebiet .....	201
Abbildung A.2: Mittlerer topografischer Index der Pegel-Einzugsgebiete im Rems-Einzugsgebiet .....	201
Abbildung A.3: R-Faktor im Rems-Einzugsgebiet (nach ROGLER & SCHWERTMANN 1981, Daten: DWD).....	201
Abbildung A.4: K-Faktor im Rems-Einzugsgebiet (nach AUERSWALD 1986, Daten: BÜK200) .....	201
Abbildung A.5: LS-Faktor im Rems-Einzugsgebiet (nach MOORE & BURCH 1986b, mit MFD).....	202
Abbildung A.6: C-Faktor im Rems-Einzugsgebiet (nach AUERSWALD & SCHMIDT 1986, Daten: LFU 2002) .....	202
Abbildung A.7: P-Faktor im Rems-Einzugsgebiet (nach SCHWERTMANN et al. 1987, mit $P_{hik}$ ).....	202
Abbildung A.8: Mittlerer jährlicher Bodenabtrag im Rems-Einzugsgebiet (konservierende Bearbeitung).....	203
Abbildung A.9: C-Faktor der Pegel-Einzugsgebiete im Remsgebiet (konservierende Bearbeitung) .....	203
Abbildung A.10: Mittlerer jährlicher Bodenabtrag der Pegel-Einzugsgebiete (kons. Bearbeitung) .....	203
Abbildung A.11: Räumliche Korrelation von Bodenabtrag und Einzelfaktoren (Gesamtgebiet) .....	203
Abbildung A.12: Räumliche Korrelation von Bodenabtrag und Einzelfaktoren (Ackerfläche) .....	203
Abbildung A.13: Ablauf der Ermittlung von Hochwasserwahrscheinlichkeiten (nach MANIAK 2005, S. 135).....	204
Abbildung A.14: Definition der Prüfgröße $d$ beim KS-Test (nach MANIAK 2005, S. 154) .....	204
Abbildung A.15: Einfluss des Formparameters $m$ auf die Koženy-Ganglinie (nach KLEIN 2010, S. 56) .....	204
Abbildung A.16: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – VSA (Blockmodell, $A_f$ [%], TI).....	206
Abbildung A.17: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – VSA (Blockmodell, $A_f$ [%], ETI).....	206
Abbildung A.18: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – KLEEBERG & ØVERLAND (1989) (Blockm.).....	207
Abbildung A.19: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – ZAISS (1989) (Blockmodell).....	207
Abbildung A.20: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – EPIC (TOPMODEL, Detailmodell) .....	208
Abbildung A.21: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – VSLF (Detailmodell) .....	208
Abbildung A.22: Abflussscheitel am Pegel Schorndorf – SCS-TM (Messwerte als Stundenwerte) .....	208
Abbildung A.23: Abflussscheitel am Pegel Schorndorf – SCS-TM (Messwerte als Tageswerte) .....	208
Abbildung A.24: Gütemaße für den Abflussscheitel im Rems-Einzugsgebiet – SCS-TM (Tageswerte) .....	209
Abbildung A.25: Gütemaße für den Abflussscheitel im Rems-Einzugsgebiet – EPIC (Tageswerte).....	209
Abbildung A.26: Abflussscheitel am Pegel Schorndorf – SCS-TM (Blockmodell, Tageswerte).....	209
Abbildung A.27: Abflussscheitel am Pegel Schorndorf – CREAMS/AGNPS <sub>m</sub> (Blockmodell, Tageswerte) .....	209
Abbildung A.28: Gütemaße für den Abflussscheitel im Rems-Einzugsgebiet – CREAMS (Tageswerte).....	209
Abbildung A.29: Gütemaße für den Abflussscheitel im Rems-Einzugsgebiet – AGNPS <sub>m</sub> (Tageswerte) .....	209

Abbildung A.30: Gütemaße für den Abflussscheitel im Remsgebiet – AGNPS <sub>m</sub> (Tageswerte, Optim.) .....	210
Abbildung A.31: Gütemaße für den Abflussscheitel im Remsgebiet – EPIC (Tageswerte, Optimierung) .....	210
Abbildung A.32: Sedimentkonzentration im Remsgebiet – MUSLE (Blockmodell, Stundenwerte) .....	210
Abbildung A.33: Sedimentkonzentration im Remsgebiet – MUSLE (Blockmodell, Tageswerte) .....	210
Abbildung A.34: Ereignisenergie für den Pegel Schorndorf (Blockmodell, Stundenwerte) .....	210
Abbildung A.35: Ereignisenergie für den Pegel Schorndorf (Blockmodell, Tageswerte) .....	210
Abbildung A.36: Sedimentkonzentration im Remsgebiet – konv. (Blockmodell, Stundenwerte) .....	211
Abbildung A.37: Sedimentkonzentration im Remsgebiet – kons. (Blockmodell, Stundenwerte) .....	211
Abbildung A.38: Ereignisertrag und Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – konv. (Stundenwerte) .....	211
Abbildung A.39: Ereignisertrag und Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – konv. (Tagesw.) .....	211
Abbildung A.40: Sedimentkonzentration im Remsgebiet – konv. (Blockmodell, Tageswerte) .....	212
Abbildung A.41: Sedimentkonzentration im Remsgebiet – kons. (Blockmodell, Tageswerte) .....	212
Abbildung A.42: Ereignisabtrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – USLE (konservierend) .....	212
Abbildung A.43: Ereignisabtrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – OF (konservierend, EPIC) .....	212
Abbildung A.44: Ereigniseintrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – MUSLE (konservierend, EPIC) .....	213
Abbildung A.45: Sedimentkonzentration im Remsgebiet – EPIC (Detailmodell, Tageswerte, konv.) .....	213
Abbildung A.46: Sedimentkonzentration im Remsgebiet – EPIC (Detailmodell, Tageswerte, kons.) .....	213
Abbildung A.47: Ereigniseintrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – OF (konservierend, EPIC-SM) .....	213
Abbildung A.48: Ereigniseintrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – MUSLE (konservierend, EPIC-SM) .....	214
Abbildung A.49: Sedimentkonzentration im Remsgebiet – EPIC-SM (Detailm., Tageswerte, konv.) .....	214
Abbildung A.50: Sedimentkonzentration im Remsgebiet – EPIC-SM (Detailm., Tageswerte, kons.) .....	214
Abbildung A.51: Ereigniseintrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – MUSLE (konventionell, VSLF) .....	214
Abbildung A.52: Ereignisabtrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – OF (konservierend, VSLF) .....	215
Abbildung A.53: Ereigniseintrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – MUSLE (konservierend, VSLF) .....	215
Abbildung A.54: Sedimentkonzentration im Remsgebiet – VSLF (Detailmodell, Tageswerte, konv.) .....	215
Abbildung A.55: Sedimentkonzentration im Remsgebiet – VSLF (Detailmodell, Tageswerte, kons.) .....	215
Abbildung A.56: Sedimenteintrag im Rems-Einzugsgebiet (22.06.1997) – MUSLE (konventionell, EPIC) .....	216
Abbildung A.57: Sedimenteintrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – MUSLE (konventionell, EPIC) .....	216
Abbildung A.58: Sedimenteintrag im Rems-Einzugsgebiet (22.06.1997) – MUSLE (konventionell, SCS-TM) .....	216
Abbildung A.59: Sedimenteintrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – MUSLE (konventionell, SCS-TM) .....	217
Abbildung A.60: Räumliches Niederschlagsmuster für das Ereignis Nr. 2 (Tageswerte, Daten: DWD) .....	218
Abbildung A.61: Räumliches Niederschlagsmuster für das Ereignis Nr. 7 (Tageswerte, Daten: DWD) .....	219
Abbildung A.62: Räumliches Niederschlagsmuster für das Ereignis Nr. 8 (Tageswerte, Daten: DWD) .....	219
Abbildung A.63: Räumliches Niederschlagsmuster für das Ereignis Nr. 9 (Tageswerte, Daten: DWD) .....	219
Abbildung A.64: Räumliches Niederschlagsmuster für das Ereignis Nr. 10 (Tageswerte, Daten: DWD) .....	220
Abbildung A.65: Räumliches Niederschlagsmuster für das Ereignis Nr. 11 (Tageswerte, Daten: DWD) .....	220
Abbildung A.66: Räumliches Niederschlagsmuster für das Ereignis Nr. 12 (Tageswerte, Daten: DWD) .....	220
Abbildung A.67: Räumliches Niederschlagsmuster für das Ereignis Nr. 14 (Tageswerte, Daten: DWD) .....	221
Abbildung A.68: Räumliches Muster der mittleren Vorfeuchte VN21 <sub>m</sub> für den Monat Mai (Daten: DWD) .....	221
Abbildung A.69: Räumliches Muster der mittleren Vorfeuchte VN21 <sub>m</sub> für den Monat Juni (Daten: DWD) .....	221
Abbildung A.70: Räumliches Muster der mittleren Vorfeuchte VN21 <sub>m</sub> für den Monat August (Daten: DWD) .....	222

---

Abbildung A.71: Mittlere Vorfeuchte und Abflussvolumen im Remsgebiet – ZAISS (1989) (Detailm.) .....	222
Abbildung A.72: Mittlere Vorfeuchte und Abflussvolumen im Remsgebiet – EPIC (Detailmodell).....	222
Abbildung A.73: Abflussvolumen im Rems-Einzugsgebiet – ZAISS (1989) (Detailm., mittl. Vorfeuchte) .....	222
Abbildung A.74: Abflussvolumen im Rems-Einzugsgebiet – EPIC (Detailm., mittl. Vorfeuchte).....	222
Abbildung A.75: Ereignisenergie für den Pegel Schorndorf – Sommerereignisse (Blockmodell) .....	223
Abbildung A.76: Ereignisertrag für den Pegel Schorndorf – Sommerereignisse (Blockmodell, konv.).....	223
Abbildung A.77: Sedimentkonzentration für den Pegel Schorndorf – OF (ZAISS 1989, Juli, konv.).....	223
Abbildung A.78: Sedimentkonzentration für den Pegel Schorndorf – OF (EPIC, Juli, konventionell) .....	223
Abbildung A.79: Mittlere Reduktion im Rems-Einzugsgebiet – OF (RIMAX, Detailmodell, EPIC).....	223
Abbildung A.80: Mittlere Reduktion für den Pegel Schorndorf – OF (RIMAX, Detailmodell).....	223





## Verzeichnis der Tabellen

Tabelle 1: Überblick über die Eigenschaften ereignisbasierter Erosionsmodelle.....	25
Tabelle 2: Primäre Reliefparameter und ihre hydrologische Bedeutung (nach SPEIGHT 1974, 1980) .....	41
Tabelle 3: Kennzahlen der Hochwasserrückhaltebecken der ersten Ausbaustufe an der Rems.....	78
Tabelle 4: Zur Verfügung stehende Datensätze des Landes Baden-Württemberg.....	78
Tabelle 5: Abflusspegel der LUBW mit langjährigen Zeitreihen in stündlicher Auflösung .....	79
Tabelle 6: Morphometrische Eigenschaften der Pegel-Einzugsgebiete im Rems-Einzugsgebiet .....	84
Tabelle 7: Mittlere L-, S- und LS-Faktoren verschiedener Ansätze im Rems-Einzugsgebiet .....	84
Tabelle 8: Landnutzungseigenschaften im Jahr 2000 im Rems-Einzugsgebiet (Daten: LFU 2002).....	85
Tabelle 9: Schätzwerte der Konzentrationszeit für den Gerinneabfluss ([h]) im Rems-Einzugsgebiet .....	86
Tabelle 10: Gebietsmittel bodenhydrologischer Parameter im Rems-Einzugsgebiet (Daten: BÜK200) .....	92
Tabelle 11: Beziehungen zwischen den Ereigniskenngrößen der Rems für den Pegel Schorndorf.....	102
Tabelle 12: Gütemaße der Blockmodelle für variable Sättigungsflächen für den Pegel Schorndorf (a) .....	106
Tabelle 13: Gütemaße der Blockmodelle für das Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf ( $n = 19$ ) (a) .....	106
Tabelle 14: Gütemaße der kalibrierten Blockmodelle für das Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf (a) .....	107
Tabelle 15: Gütemaße der Detailmodelle für das Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf ( $n = 19$ ) (a).....	112
Tabelle 16: Gütemaße der Blockmodelle für den Abflussscheitel am Pegel Schorndorf ( $n = 19$ ).....	114
Tabelle 17: Gütemaße der kalibrierten Blockmodelle für den Abflussscheitel am Pegel Schorndorf.....	114
Tabelle 18: Bodenabtrag und Sedimenteintrag ([t/ha]) ausgewählter Ereignisse für den Pegel Schorndorf .....	120
Tabelle 19: Ausgewählte Niederschlags- und Abflussereignisse am Pegel Schorndorf (Tageswerte) .....	205
Tabelle 20: Ausgewählte Niederschlags- und Abflussereignisse am Pegel Schorndorf (Stundenwerte) .....	205
Tabelle 21: Gütemaße der Blockmodelle für das Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf ( $n = 19$ ) (b) .....	206
Tabelle 22: Gütemaße der Blockmodelle für variable Sättigungsflächen für den Pegel Schorndorf (b).....	206
Tabelle 23: Gütemaße der kalibrierten Blockmodelle für das Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf (b).....	207
Tabelle 24: Gütemaße der Detailmodelle für das Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf ( $n = 19$ ) (b) .....	207
Tabelle 25: Gütemaße der Detailmodelle für das Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – EPIC.....	207
Tabelle 26: Gütemaße der Detailmodelle für das Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – VSLF .....	208
Tabelle 27: Gütemaße für die Ereigniserosivität für den Pegel Schorndorf (li. Stundenwerte, re. Tageswerte) ..	211
Tabelle 28: Ausgewählte Validierungsereignisse am Pegel Schorndorf (Tageswerte).....	217
Tabelle 29: Ausgewählte Validierungsereignisse am Pegel Schorndorf (Stundenwerte).....	218
Tabelle 30: Charakteristische Sommer-Niederschlagsereignisse für den Pegel Schorndorf (Stundenwerte).....	218



## Verzeichnis der Formeln

Formel 1: Berechnung der Infiltrationskapazität ( $f$ ) nach Horton .....	17
Formel 2: Berechnung der Infiltrationskapazität ( $f$ ) nach Holtan .....	17
Formel 3: Berechnung der Infiltrationskapazität ( $f$ ) nach Green-Ampt .....	19
Formel 4: Beziehung zwischen Abtrag, Ablagerung und Transportkapazität (FOSTER & MEYER 1972) .....	36
Formel 5: Abtrags- und Ablagerungsrate ( $D_f$ ) (FOSTER & MEYER 1972) .....	36
Formel 6: Berechnung der Sedimentkonzentration ( $C$ ) für trapezförmige Querschnitte (YANG 1972).....	37
Formel 7: Reliefparameter ( $f_H$ ) zur Beschreibung topografischer Effekte auf die Verdunstung (GOLF 1981).....	43
Formel 8: Berechnung der Verzögerungszeit ( $T_L$ ) mit der SCS-Verzögerungsgleichung (KENT 1973).....	46
Formel 9: Berechnung des R-Faktors ( $EI_{30}$ ) der ABAG (SCHWERTMANN et al. 1987) .....	48
Formel 10: Berechnung des K-Faktors der ABAG (SCHWERTMANN et al. 1987) .....	49
Formel 11: Verhältnis ( $\beta$ ) von Rillen- zur Flächenerosion in der RUSLE (MCCOOL et al. 1989) .....	50
Formel 12: Berechnung des $L_i$ -Faktors für den $i$ -ten Hangabschnitt (FOSTER & WISCHMEIER 1974).....	50
Formel 13: Berechnung des Hanglängenfaktors ( $L_{ij}$ ) für eine Rasterzelle (DESMET & GOVERS 1996) .....	51
Formel 14: Berechnung des C-Faktors der ABAG .....	52
Formel 15: Berechnung des C-Faktors in Prozent des Schwarzbracheabtrags nach AUERSWALD (2002a).....	53
Formel 16: Bestimmung des Feststoffliefergrades (SDR) nach ROEHL (1962).....	55
Formel 17: Berechnung des Abflussscheitels ( $q_p$ ) nach AGNPS.....	62
Formel 18: Anpassung der CN2-Werte des SCS-Handbuchs an die Hangneigung ( $CN_{2s}$ ) für EPIC.....	62
Formel 19: Berechnung des variablen Retentionsparameters ( $S$ ) nach EPIC .....	62
Formel 20: Simultane Lösung der Retentionsgleichung nach EPIC (Formparameter $w_1$ und $w_2$ ).....	63
Formel 21: Berechnung des Vorregenindex VN21.....	64
Formel 22: Berechnung des Gesamteffektivniederschlags ( $N_{eff}$ ) .....	65
Formel 23: Berechnung eines zeitlich variablen Abflussbeiwerts ( $\psi_i$ ) .....	65
Formel 24: Berechnung der aktuellen Infiltration ( $F(t)$ ) nach KLEEBERG & ØVERLAND (1989).....	66
Formel 25: Berechnung des Vorregenindex (VN( $ta$ )) nach KLEEBERG & ØVERLAND (1989) .....	66
Formel 26: Berechnung des bodenfeuchteabhängigen CN-Werts ( $CN_{bf}$ ) nach KLEEBERG & ØVERLAND (1989).....	66
Formel 27: Berechnung des Effektivniederschlags unversiegelter Flächen ( $N_{eff^u}$ ) nach LUTZ (1984).....	67
Formel 28: Berechnung des Effektivniederschlags versiegelter Flächen ( $N_{eff^v}$ ) nach LUTZ (1984) .....	67
Formel 29: Berechnung des Anteils der zum Abfluss beitragenden Fläche ( $A_f$ ) gemäß CN-VSA.....	69



## Abkürzungsverzeichnis

1/2/3D	ein-/zwei-/dreidimensional
ABAG	Allgemeine Bodenabtragungsgleichung
AF	(prozentualer Anteil der) Ackerfläche
AFu	(mehrfähriges) Ackerfutter
AGNPS	<i>Agricultural Non-Point Source Pollution</i>
AGNPS <sub>m</sub>	AGNPS modifiziert
AMBVA	Agrarmeteorologisches Modell zur Berechnung der aktuellen Verdunstung
AMC	Bodenfeuchtezustand vor dem Ereignis ( <i>Antecedent Moisture Condition</i> )
AMC I-III	AMC für trockene/mittlere/feuchte Bedingungen (SCS-CN)
AnnAGNPS	<i>Annualized AGNPS</i>
ANSWERS	<i>Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response System</i>
APEX	<i>Agricultural Policy/Environmental eXtender</i>
ASTER	<i>Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer</i>
ATKIS	Amtliches Topografisch-Kartografisches Informationssystem
AV <sub>0</sub> , AV	Anfangsverlust (bei CN1), aktueller Anfangsverlust
BC	Blaney-Criddle
BFI	<i>Base Flow Index</i>
BFLOW	<i>BaseFLOW</i>
BK25/50	(digitale) Bodenkarte (1:25.000/50.000) (Baden-Württemberg)
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
BÜK200	Bodenübersichtskarte (1:200.000)
BW	Baden-Württemberg
CASC2D	<i>CASCade of planes in 2-Dimensions</i>
CATFLOW	<i>CATchment FLOW</i>
CC	<i>Canopy Cover</i> (Subfaktor RUSLE)
Cd	Cadmium
CLC	<i>CORINE Land Cover</i> (EU)
CLIGEN	<i>CLImate GENerator</i> (WEPP)
CN, CN <sub>e</sub>	(mittlere/aktuelle) Abflusskurvennummer ( <i>Curve Number</i> )
CN1-3	Abflusskurvennummer für trockene/mittlere/feuchte Bedingungen
CN2 <sub>s</sub>	an Hangneigung angepasster CN2-Wert (EPIC)

---

CN <sub>bf</sub>	bodenfeuchteabhängiger CN-Wert (Kleeberg-Øverland)
CN-VSA	<i>CN-Variable Source Areas</i>
CO <sub>2</sub>	Kohlendioxid
CORINE	<i>Coordination of Information on the Environment</i> (EU)
CREAMS	<i>Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems</i>
CSA	<i>Critical Source Areas</i>
Cu	Kupfer
D8, D <sub>∞</sub>	<i>Deterministic 8-node, Deterministic infinity</i> (Abflussmodell)
D24/48/72	Niederschlagsdauerstufe 24/48/72 Stunden
dABAG	differenzierende Allgemeine Bodenabtragungsgleichung
DEMON	<i>Digital Elevation Model Network</i> (Abflussmodell)
DGM	Digitales Geländemodell
DGM-D	Digitales Geländemodell Deutschland (1:30.000)
DLM25	Digitales Landschaftsmodell (1:25.000)
DLM-DE	Digitales Landbedeckungsmodell für Deutschland
DOM	Digitales Oberflächenmodell
DOP10	Digitales Orthophoto (1:10.000) (Baden-Württemberg)
DTA	<i>Digital Terrain Analysis</i>
DTK	Digitale Topografische Karte
DUR	Effektivniederschlags- oder Ereignisdauer (EPIC/SWAT)
DWD	Deutscher Wetterdienst
E1, E1 red.	Extremwertverteilung Typ 1 (Gumbel), E1 mit reduzierter Anpassung
Eb	bodenspezifische Erosionsgefährdung oder Bodenerodierbarkeit
EI <sub>30</sub>	Erosionskraft des Niederschlags (USLE/ABAG/RUSLE)
EP2	(zweiparametrische) Exponentialverteilung
EPIC	<i>Erosion Productivity Impact Calculator</i>
EPIC-SM	<i>EPIC-Soil Moisture</i>
EROS	<i>Earth Resources Observation Systems</i> (USGS)
ET <sub>a</sub> , ETr	reale (aktuelle) Evapotranspiration
ET <sub>coeff</sub>	(monatlich variierender) Verdunstungskoeffizient
ET <sub>p</sub>	potenzielle Evapotranspiration
ETI	Evapotranspiration-Boden-Topografischer Index
ETM+	<i>Enhanced Thematic Mapper plus</i> (LANDSAT)

---

EU, EG	Europäische Union, Europäische Gemeinschaft
EU-DEM	<i>European Union-Digital Elevation Model</i>
EUROSEM	<i>EUROpean Soil Erosion Model</i>
F, T	Feucht, Trocken (Feuchtegehalt)
FAKT	Förderprogramm Agrarumwelt, Klimaschutz und Tierwohl (Baden-Württemberg)
FC, nFK	Feldkapazität ( <i>Field Capacity</i> ), nutzbare Feldkapazität
FFC, FFC <sub>m</sub>	Anteil an der Feldkapazität ( <i>Fraction of Field Capacity</i> ), Monatsmittel der FFC
ffs	Feinstsandgehalt
FGMOD	Flussgebietsmodell
FL <sub>max</sub>	maximale Fließstrecke
FLIWAS	Flut-Informations- und -Warnsystem
FVC	<i>Fractional Vegetation Cover</i>
G, SLP	mittleres Gebietsgefälle, Vorfluterneigung
GAMES	<i>Guelph model for evaluating effects of Agricultural Management Systems</i>
GAML	Green-Ampt Mein-Larson
GDEM	<i>Global Digital Elevation Map</i>
GIS	Geografisches Informationssystem
GISELa	GIS-Entwicklung Landwirtschaft (Baden-Württemberg)
GIUH	<i>Geomorphological Instantaneous Unit Hydrograph</i>
GLCF	Global Land Cover Facility (University of Maryland)
GLEAMS	<i>Groundwater Loading Effects of Agricultural Management Systems</i>
GLUE	<i>Generalized Likelihood Uncertainty Estimation</i>
GSSHA	<i>Gridded Surface Subsurface Hydrologic Analysis</i>
GWL	Großwetterlage
GWLF	<i>Generalized Watershed Loading Function model</i>
GWN-BW	Modell zur Simulation des Bodenwasserhaushalts und Ableitung der Grundwasserneubildung aus Niederschlag
HBV	<i>Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning</i>
HBV-SED	<i>HBV-SEDiment</i>
HBV-IWS	HBV-Institut für Wasserbau (Universität Stuttgart)
HEC	Hydrologic Engineering Center (US Army Corps of Engineers)
Hg	Quecksilber
HL <sub>k</sub>	kritische Hanglänge (ABAG)

---

HN	Hangneigung
HQ <sub>T</sub>	Hochwasserabfluss der Jährlichkeit T
HRB	Hochwasserrückhaltebecken
HRU	<i>Homogeneous Response Unit</i>
HSG	Bodenklasse ( <i>Hydrological Soil Group</i> )
HSU	<i>Hydrological Similar Unit</i>
HWGK	Hochwassergefahrenkarten
HWRM-RL	EU-Hochwasserrisikomanagementrichtlinie
HYMO	<i>(computer language for) HYdrologic MOdeling</i>
HYSEP	<i>Program for streamflow HYdrograph SEParation and analysis</i>
IDW	<i>Inverse-Distance Weighting</i>
InVeKoS	Integriertes Verwaltungs- und Kontrollsystem (EU)
IUH	<i>Instantaneous Unit Hydrograph</i>
IUSG	<i>Instantaneous Unit Sediment Graph</i>
IWS	Institut für Wasser- und Umweltsystemmodellierung (ehem. Institut für Wasserbau) (Universität Stuttgart)
KINEROS	<i>KINEmatic Runoff and EROsion</i>
KOSTRA	Koordinierte Starkregenauswertung (DWD)
KS-Test	Kolmogorov-Smirnoff-Test
LAI	<i>Leaf Area Index</i>
LARSIM	<i>Large Area Runoff Simulation Model</i>
LGRB	Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (Baden-Württemberg)
LISEM	<i>Llmburg Soil Erosion Model</i>
LS	Hanglängen- und Hangneigungsfaktor (USLE/ABAG/RUSLE)
LS <sub>min</sub> , LS <sub>max</sub>	minimaler/maximaler Hanglängen- und Hangneigungsfaktor
LUBW, LfU	Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz (Baden-Württemberg)
LUCAS	<i>Land Use/Cover Area frame Survey</i> (EU)
LVA	Landesamt für Vermessung (Baden-Württemberg)
LW	Längen-Breiten-Verhältnis ( <i>Length Width ratio</i> )
MAHLERAN	<i>Model for Assessing Hillslope-Landscape Erosion, Runoff And Nutrients</i>
MARE	<i>Mean Absolut Relative Error</i>
Md	(Anteil feinkörnige) Mähdruschfrüchte
ME, MRE	mittlerer Fehler ( <i>Mean Error</i> ), mittlerer Relativfehler ( <i>Mean Relative Error</i> )



---

MEKA	Marktentlastungs- und Kulturlandschaftsausgleich (Baden-Württemberg)
MEPhos	Modell zur Ermittlung des Phosphateintrags aus diffusen und punktuellen Quellen in die Oberflächengewässer
MFD	<i>Multiple Flow Direction</i> (Abflussmodell)
MHQ	mittlerer Hochwasserabfluss
MM, MLM	Momenten-Methode, <i>Maximum-Likelihood</i> -Methode
MMF	Morgan-Morgan-Finney
MMS	<i>Modular Modeling System</i>
MNQ	mittlerer Niedrigwasserabfluss
MODIS	<i>MODerate-resolution Imaging Spectrometer</i>
MONERIS	<i>MOdelling Nutrient Emissions in Rlver Systems</i>
Mq	mittlere Abflusssspende
MQ, MQ <sub>s</sub>	mittlerer Abfluss, mittlerer Abfluss im Sommer
Ms	(Anteil) mit Mulchsaat angebaute Hackfrüchte
MSAVI	<i>Modified Soil Adjusted Vegetation Index</i>
MUSLE	<i>Modified Universal Soil Loss Equation</i>
MVN	mittlerer Vorregenindex (Kleeberg-Øverland)
NAM-NKF	Niederschlag-Abfluss-Modell für Natürliche und Kanalisierte Flächen
NASIM	Niederschlag-Abfluss-SIMulation
NDSI	<i>Normalized Difference Snow Index</i>
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
NiedSim	(stochastische) NiederschlagsSIMulation
NN	(Höhe über) Normal Null
NS E <sub>j</sub>	Nash-Sutcliffe-Effizienz
NW, SW	Nordwest, Südwest
OF, AOF	Modifikation der USLE (Onstad-Foster)
OFE	<i>Overland Flow Element</i> (WEPP)
OS	Humusgehalt (Organische Substanz)
P3	Pearson-III-Verteilung
Pb	Blei
PESERA	<i>Pan-European Soil Erosion Risk Assessment</i>
PEST	<i>Parameter ESTimation</i>
PLU	<i>Prior Land Use</i> (Subfaktor RUSLE)

---

PRMS	<i>Precipitation Runoff Modeling System</i>
PROMET	<i>PRocess Oriented Multiscale EvapoTranspiration</i>
QDWI	Quasi-dynamischer Feuchteindex ( <i>Quasi-Dynamic Wetness Index</i> )
RADOLAN	Radar-Online-Aneichung (DWD)
RBA	Relativer Bodenabtrag ( <i>Soil Loss Ratio, SLR</i> ) (USLE/ABAG/RUSLE)
RBA <sub>kons/konv</sub>	RBA für konservierende/konventionelle Bodenbearbeitung
RBA <sub>m</sub>	Monatsmittel des RBA
RBS	Reichsbodenschätzung
REW	<i>Representative Elementary Area</i>
Rho8	<i>Random 8-node</i> (Abflussmodell)
RIMAX	Risikomanagement extremer Hochwasserereignisse (BMBF)
RK10	(digitale) Rasterkarte (1:10.000) (Baden-Württemberg)
RMSE	Wurzel des mittleren Quadratfehlers ( <i>Root Mean Square Error</i> )
RoGeR	<i>Runoff Generation Research</i>
ROKF	Grobskelettfaktor (mit Grobskelettgehalt ROK) (EPIC)
ROPE	<i>RObust Parameter Estimation</i>
ROTO	<i>Routing Outputs To Outlets</i>
RQ	Regelabgabe, Drosselabfluss (eines HRB)
RUSLE	<i>Revised Universal Soil Loss Equation</i>
SAVI	<i>Soil Adjusted Vegetation Index</i>
SBA	Schwarzbracheabtrag
SC	<i>Surface Cover</i> (Subfaktor RUSLE)
SCE-UA	<i>Shuffle Complex Evolution-University of Arizona</i>
SCS	Soil Conservation Service (USDA)
SCS-CN	<i>SCS-Curve Number-Verfahren</i>
SCS-DUH	<i>SCS Dimensionless curvilinear Unit Hydrograph</i>
SCS-TM	<i>SCS Triangular hydrograph Method</i>
SCS-TUH	<i>SCS Triangular Unit Hydrograph</i>
SDR	<i>Sediment Delivery Ratio</i>
SEMMED	<i>Soil Erosion Model for MEDiterranean regions</i>
SFD	<i>Single Flow Direction</i> (Abflussmodell)
SHE	<i>Système Hydrologique Européen</i>
SHESED	<i>SHE SEDiment</i>

---

SHETRAN	<i>SHE TRANsport</i>
SM	<i>Soil Moisture</i> (Subfaktor RUSLE), aktuelle Bodenfeuchte in der Wurzelzone
SMD	Bodenfeuchtedefizit ( <i>Soil Moisture Deficit</i> )
SMoRMod	<i>Soil Moisture-based Runoff Model</i>
SMR	<i>Soil Moisture Routing model</i>
SN( <i>i</i> )	akkumulierte Niederschlagssumme bis zur Mitte des aktuellen Zeitintervalls <i>i</i>
SO, NO	Südost, Nordost
SPAW	<i>Soil-Plant-Air-Water model</i>
SPI	Abflussintensität ( <i>Stream Power Index</i> )
SPNM	<i>Sediment Phosphorous Nitrogen Model</i>
SPOT	<i>Satellite Pour l'Observation de la Terre</i>
SR	<i>Surface Roughness</i> (Subfaktor RUSLE)
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
SSF	Hangformfaktor ( <i>Slope Shape Factor</i> )
STC	<i>Sediment Transport Capacity</i>
STI	<i>Soil Topographic Index</i>
STREAM	<i>Sealing Transfer Runoff Erosion Agricultural Modification</i>
SWAT	<i>Soil Water Assessment Tool</i>
SWAT-VSA	<i>SWAT-Variable Source Areas</i>
SWAT-WB	<i>SWAT-Water Balance</i>
SWIM	<i>Soil and Water Integrated Model</i>
SWRRB	<i>Simulator for Water Resources in Rural Basins</i>
SY, SY <sub>e</sub>	(mittlerer/Ereignis-) Sedimenteintrag/-ertrag ( <i>Sediment Yield</i> )
TEZG50	Teileinzugsgebiete (1:50.000) (Baden-Württemberg)
TI	Topografischer Index ( <i>Topographic Index</i> )
TauDEM	<i>Terrain analysis using Digital Elevation Models</i>
TIN	<i>Triangulated Irregular Network</i>
TM	Thorntwaite-Mather
TR-55	<i>Technical Release-55</i> (SCS)
TREX	<i>Two-dimensional Runoff, Erosion and eXport</i>
TSAVI	<i>Transformed Soil Adjusted Vegetation Index</i>
UCA	<i>Upslope Contributing Area</i>
UL	Obergrenze des Bodenwasserspeichers in der Wurzelzone ( <i>Upper Limit</i> )

USDA	United States Department of Agriculture
USGS	United States Geological Service
USLE	<i>Universal Soil Loss Equation</i>
USLE-M	Modifikation der USLE (Kinnell-Risse)
USPED	<i>Unit Stream Power based Erosion/Deposition</i>
VN( <i>ta</i> )	Vorregenindex zum Zeitpunkt <i>ta</i>
VN <sub>akt</sub> , VN <sub>m</sub>	aktueller/mittlerer Vorregenindex
VN21/30	Niederschlagssumme der 21/30 Vortage eines Abflussereignisses
VN21 <sub>m</sub>	Monatsmittel des VN21
VN30v	VN30 mit vereinfachter Berücksichtigung der Verdunstung
VSA	variable Sättigungsflächen ( <i>Variable Source Areas</i> )
VSLF	<i>Variable Source Loading Function model</i>
WaBoA	Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg
WaSiM	Wasserhaushalts-Simulations-Modell
WaTEM	<i>Water and Tillage Erosion Model</i>
WEPP	<i>Water Erosion Prediction Project</i>
WHAT	<i>Web based Hydrograph Analysis Tool</i>
WP	Welkepunkt ( <i>Wilting Point</i> )
WRRL	Wasserrahmenrichtlinie (EU)
WXGEN	erweiterter Wettergenerator (EPIC)
Wz	Westlage zyklonal
WZ	(hydrologische) Wochenzahl (Lutz-Verfahren)
XX	nicht definiert (Anströmrichtung)
Z, A	Zyklonal, Anti-zyklonal (Zirkulationsform)
Zn	Zink

## Symbolverzeichnis

$\alpha, \alpha_{i,j}$	Hangexposition (Reliefparameter $f_H$ ), Exposition einer Rasterzelle ( $i, j$ )
$\alpha$	Signifikanzniveau
$\alpha, \alpha_{opt}$	Anteil des während der Konzentrationszeit gefallenem Niederschlags, optimiert
$\alpha_{0,5}$	Anteil des während $I_{30}$ gefallenem Niederschlags (EPIC/SWAT)
$\alpha, \beta$	Faktor/Exponent des Abflusserositätsfaktors (MUSLE)
$a$	Aufteilungsfaktor zwischen Niederschlags- und Abflusserosität (OF)
$a$	Ereignis- oder Proportionalitätsfaktor (Lutz-Verfahren), Pflanzenfaktor (Haude)
$a, n$	Konstanten (Holtan-Infiltration)
$A, B'$	Konstanten für Bodentyp und -bedingungen (Green-Ampt-Infiltration)
$A$	mittlerer jährlicher Bodenabtrag (USLE/ABAG/RUSLE), Aggregatklasse
$A_{bf}$	(aktueller) Bodenfeuchteindex (Kleeberg-Øverland)
$A_c, A_f$	Zuflussgebiet, beitragende Fläche (TOPMODEL, CN-VSA)
$A_e$	Ereignisbodenabtrag
$A_E$	(oberirdische) Einzugsgebietsfläche
$A_{E,s}$	versiegelte Gebietsfläche (Lutz-Verfahren)
$A_{i,j}$	Oberliegerfläche für eine Rasterzelle mit den Koordinaten ( $i, j$ )
$A_{kons/konv}$	Bodenabtrag für konservierende/konventionelle Bodenbearbeitung
$A_s$	spezifisches (Zell-) Einzugsgebiet
$A_v^u, A_v^s$	Anfangsverlust unversiegelter/versiegelter Flächen (Lutz-Verfahren)
$\beta$	Verhältnis von Rillen- zur Flächenerosion (RUSLE)
$b$	Regressionskoeffizient, Potenzfaktor
$B1$	Krümmung der Exponentialfunktion für den aktuellen Anfangsverlust
$B_R$	(mittlerer) Verzweigungsgrad ( <i>bifurcation ratio</i> )
$C$	Abminderungsfaktor (VN21), Endabflussbeiwert (Lutz-Verfahren)
$c, C$	mittlere Sedimentkonzentration (Yang)
$C, C_m$	mittlerer Bodenbearbeitungs- und -bedeckungsfaktor (USLE/ABAG/RUSLE)
$C_e$	Ereignis-Bodenbearbeitungs- und -bedeckungsfaktor
$C_{kons/konv}$	C-Faktor für konservierende/konventionelle Bodenbearbeitung
$C_s, C_{sed}, C_m$	(mittlere) Sedimentkonzentration
$C1/2/3/4$	Faktor für Gebiet/Jahreszeit/Bodenfeuchte/Niederschlagsdauer (Lutz-Verfahren)
$D$	Durchlässigkeitsklasse (K-Faktor), Seitenlänge einer Rasterzelle

---

$D, \Delta D, T_D$	(Niederschlags-) Dauer, Effektivniederschlagsdauer
$D_c$	Abtragskapazität des Oberflächenabflusses (Foster-Meyer)
$D_f$	Abtrags- oder Ablagerungsrate (Foster-Meyer)
$D_N, D_Q$	Niederschlagsdauer, Abflussdauer
$E, E_i$	(Niederschlags-) Energie, (Niederschlags-) Energie eines Abschnitts
$\Psi$	Abflussbeiwert
$\Psi_i, \Psi_s$	Abflussbeiwert des aktuellen Zeitintervalls $i$ , Abflussbeiwert versiegelter Flächen
$F$	Infiltrationskapazität (Horton/Holtan/Green-Ampt), aktuelle Infiltration
$F(t)$	Infiltration im aktuellen Berechnungsintervall $t$
$f_0$	Anfangsinfiltrationskapazität (Horton-Infiltration)
$f_c$	Infiltrationskapazität bei stationären Bedingungen
$f_H$	Reliefparameter
$H$	Wassertiefe auf der (Boden-) Oberfläche (Green-Ampt-Infiltration)
$H$	Höhendifferenz
$i, j$	Koordinaten (einer Rasterzelle), Zählvariablen
$I, I_E, I_G, I_W$	Einzugsgebietsgefälle, gewogenes Gefälle, Vorfluterneigung
$I_{30}$	max. 30-minütige (Niederschlags-) Intensität
$I_a, \lambda$	Anfangsverlust (-verhältnis) ( <i>initial abstraction ratio</i> )
$I_{bf}$	bodenfeuchteabhängiger Anfangsverlust (Kleeberg-Øverland)
$I_i$	Abschnitt gleicher (Niederschlags-) Intensität
$k, K, K_{opt}$	Speicherkonstante, Rückgangs- oder Korrekturfaktor (optimiert)
$k, a$	empirische Konstanten (Sedimentkonzentration)
$k_f, k_s$	konstante/gesättigte hydraulische Leitfähigkeit
$k_{St}$	Rauheitsbeiwert (Gauckler-Strickler-Formel)
$K$	Bodenerodierbarkeitsfaktor (USLE/ABAG/RUSLE)
$K_A, K_D$	Faktor für Aggregation, Wasserdurchlässigkeit (ABAG)
$K_B, K_H, K_S$	Faktor für Bodenart, Humusgehalt, Skelettgehalt (ABAG)
$\lambda$	topografischer Index
$\lambda, \lambda_i$	erosive Hanglänge (USLE/ABAG), erosive Hanglänge für den $i$ -ten Hangabschnitt
$L, L_i$	Hanglängenfaktor (USLE/ABAG), Hanglängenfaktor für den $i$ -ten Hangabschnitt
$L_C$	Vorfluterlänge, Länge bis zum Gebietsschwerpunkt (Lutz-Verfahren)
$L_{i,j}$	Hanglängenfaktor für eine Rasterzelle mit den Koordinaten $(i, j)$
$L, L_F, FL$	Vorfluterlänge, Einzugsgebietslänge, Fließstrecke

---

$M, d, D$	Bodenmächtigkeit, Bodentiefe
$m$	Formfaktor (Koženy-Funktion, TOPMODEL)
$m, n$	Hanglängenexponent, Hangneigungsexponent (USLE/ABAG/RUSLE)
$n$	Rauheitsbeiwert nach Manning, Anzahl
$N(i), N(t)$	Niederschlagsmenge am $i$ -ten Tag vor dem Zeitpunkt $ta$
$N(t), \Sigma N(t)$	Niederschlagsmenge im aktuellen Berechnungsintervall $t$ , Niederschlagssumme
$N, N_i$	Niederschlagsmenge, Niederschlagsmenge eines Abschnitts $i$
$N_e, P_e, P_{0,5}$	(Gesamt-) Ereignisniederschlag, Niederschlag in 30 min Dauer
$N_{eff}, N_D, P_e$	(Gesamt-) Effektivniederschlag, abflusswirksamer Niederschlag
$N_{eff^u}, N_{eff^s}$	Effektivniederschlag unversiegelter/versiegelter Flächen (Lutz-Verfahren)
$N_m, N_s$	mittlere Niederschlagssumme, Sommer-Niederschlagssumme
$\omega_{cr}$	Schwellenwert für den topografischen Index
$\emptyset$	Mittelwert, Durchschnitt
$P$	Strömungsleistung (Yang)
$P$	Matrixpotenzial an der Befeuchtungsfront (Green-Ampt-Infiltration)
$P$	mittlerer Erosionsschutzfaktor (USLE/ABAG/RUSLE)
$P1$	Gebietsfaktor für die Einheitsganglinie (Lutz-Verfahren)
$P5$	Niederschlagssumme der letzten fünf Tage vor dem Ereignis
$P_c$	kritische Einheitsströmungsleistung ( <i>unit stream power</i> )
$P_e$	Ereignis-Erosionsschutzfaktor (EPIC)
$P_{hik}$	Erosionsschutzfaktor in Abhängigkeit von der kritischen Hanglänge (ABAG)
$Q, Q_G, q_p$	(Gesamt-) Abflussvolumen, Abflussscheitel
$Q_D, A$	(Direkt-) Abflussvolumen
$q_B$	Basisabflusspende zu Ereignisbeginn (Lutz-Verfahren)
$q_o$	Einheitsflächenabfluss (EPIC)
$q_s$	Sedimentfracht (Foster-Meyer)
$r$	Faktor abhängig von der Landnutzung (Reduktionsfunktion)
$r, R$	(Pearson-) Korrelationskoeffizient
$r^2, R^2$	Bestimmtheitsmaß
$R, R_E$	Einzugsgebietsrelief, Gebietsrückhalt
$R, R_i$	Regenerositätsfaktor (USLE/ABAG/RUSLE), R-Faktorenanteil
$R_e, R_S$	Ereigniserosität (USLE/EPIC), mittlere Sommererosivität (ABAG)
$R_{hy}$	hydraulischer Radius (Manning-Strickler-Gleichung)

---

$R_m$	Abflussenergiefaktor (MUSLE)
$S$	Hangneigungsfaktor (USLE/ABAG/RUSLE)
$S, S_C, S_E$	Reibungsgefälle/Hangneigung, Gerinneneigung, Einzugsgebietsneigung
$S, S_f$	aktuelle Retention des Bodens, Retention bei Bodenfrost (EPIC)
$S_1/S_2/S_3$	Retention des Bodens bei trockenen/mittleren/feuchten Bedingungen
$S_{II}$	mittlere potenzielle Infiltration (für AMC II)
$S_{bf}$	bodenfeuchteabhängige potenzielle Infiltration (Kleeberg-Øverland)
$S_e, S_i, S$	aktuelles/lokales/mittleres Bodenfeuchtedefizit
$S_t, S_{mx}$	Speicherpotenzial (Holtan-Infiltration), max. Retention des Bodens
$\theta, \varphi$	Hangneigung (USLE), Hangneigung (Reliefparameter $f_H$ )
$t, ta$	Zeitintervall, Zeitpunkt
$T$	Transmissivität (des Bodens), Tongehalt
$T_0$	Temperatur am Gefrierpunkt des Wassers ( $T_0 = 273$ K)
$T(i)$	mittlere Tagestemperatur am $i$ -ten Tag vor dem Zeitpunkt $ta$
$T_a$	Jährlichkeit
$T_B, t_b$	Basiszeit ( <i>base time</i> )
$T_c$	Transportkapazität des Oberflächenabflusses (Foster-Meyer)
$T_C, t_c$	Konzentrationszeit ( <i>time of concentration</i> )
$T_{C, dyn.}$	Konzentrationszeit (dynamische Berechnung)
$T_{CC}$	Konzentrationszeit des Vorfluterabflusses (EPIC)
$T_L$	Verzögerungszeit, Schwerpunktlaufzeit ( <i>lag time</i> )
$T_P, t_p, t_A$	Anstiegszeit ( <i>time to peak</i> )
$T_{P, dyn.}$	Anstiegszeit (dynamische Berechnung)
$T_R, t_r$	Abfallzeit ( <i>recession time</i> )
$T_{sb}$	Scheitelbildungszeit
$u_{max}$	Scheitelwert der Einheitsganglinie
$U$	Schluffgehalt, (prozentualer) Anteil von Bebauung (Lutz-Verfahren)
$V, v$	mittlere Fließgeschwindigkeit (Yang), Fließgeschwindigkeit
$w_1, w_2$	Formparameter für den Retentionsparameter (EPIC)
$W$	Sinkgeschwindigkeit (Yang), (prozentualer) Anteil von Wald (Lutz-Verfahren)
$W_e, w_e, z_{we}$	(effektive) Durchwurzelungstiefe
$x_{i,j}$	Konturlänge für eine Rasterzelle mit den Koordinaten ( $i, j$ )
$X_e, W$	Ereigniserosität (EPIC), Ereigniserosität (AOF)



## Abstract

Flood events are a recurring phenomenon in Central Europe, which is often repressed with increasing time lag to the last event of loss. The need for necessary preparations is painfully commemorated not before the next disastrous event, such as in Germany the 2013 flood events of the rivers Elbe and Donau or the flash floods at the municipalities of Braunsbach (Baden-Württemberg) and Simbach (Bavaria) in early summer 2016.

Existing flood protection concepts usually are limited to water quantity related aspects of mitigation of loss potentials. Detachment of pollutants, contaminated floods and consequences for land use are frequently disregarded. Integrated watershed management associated with the European Union water framework directive is a big step forward. Flood and flash flood events lead to intensified soil erosion as well as repeated detachment and delivery of transported sediment (incl. pollutants). Mitigation measures for soil erosion and flood risk can be implemented at the source itself or away from it. Adjusted land use puts the main focus on arable land (incl. conservation tillage) as the main source areas and man-made remodelled floodplains as possible buffer zones. Extreme flood events in large catchments require engineering measures such as embankments and dikes as well as dams, reservoirs und flood retention ponds.

The present study arises from the RIMAX joint research project “Development of an integrative management policy for retention ponds and diked land for flood retention”. Detached sediment and yielded material to retention ponds and flood areas are investigated, as well as their impacts on soil and land use. In this connection, besides an adjusted land use, the use of retention ponds for targeted pollutant detention was the principal purpose. The case study of the River Rems catchment (581 km<sup>2</sup>) in south-western Germany (Baden-Württemberg) is given by the astonishing cumulation of large flood events within two to three decades. The implementation of flood protection measures is not accomplished yet. With the completion of the first stage of expansion in 2008, protection against a 75 years flood event should be assured. The completed three retention basins could prove their effectiveness during flood events in January 2011 (focus on tributary Wieslauf) and 2015 as well as the flash flood in May 2016 (focus on Schwäbisch Gmünd). Additionally, arable farming (e.g. maize, winter wheat) on loess soils in the River Rems valley is also carried out just to the water’s edge.

Provision of input data to optimise retention pond control for targeted pollutant detention includes identification of flood causing events, determination of run-off parameters as well as soil erosion inside the catchment area and sediment delivery to the detention pond. Additionally,

the impact of variability in precipitation and land use is analysed. The aim of this study is to present a methodology for the determination of these parameters, which can be realised with limited data for instance by water boards or management offices. Potential for regionalisation and transfer to ungauged catchments are evaluated. Large-scale flood causing events are considered as well as local summer rainfall, which might cause high soil erosion und flash floods.

Estimation of event sediment yield is proposed with empirical relationships based on the Universal Soil Loss Equation (USLE) and its modifications (Onstad-Foster, Modified Universal Soil Loss Equation) as they are implemented in models like EPIC or SWAT. The USLE and its modifications determine sediment yield as the product of the event factors for erosivity, soil erodibility, topography, land cover and crop management as well as erosion protection. Mean annual soil erosion is estimated with the USLE adaption for German conditions (ABAG) and sediment yield with sediment delivery ratios (SDR) for judging calculated event values. Required run-off parameters originate from measurements and extreme value statistics as well as different US American (EPIC, CREAMS) and German modifications of the empirical Soil Conservation Service Curve Number (SCS-CN) method. In addition to Hortonian overland flow, run-off generation by saturation excess overland flow is regarded also in terms of the variable source areas (VSA) concept (CN-VSA, VSLF). Event peak discharge rates are estimated with the SCS Triangular Method (SCS-TM) as well. A conceptual discharge-suspended load relation allows the transfer of the event sediment yield with a synthetic hydrograph to a sediment graph.

Investigation of possible scale effects of the model approaches is done by spatial discretisation in a lumped and a distributed manner as well as semi-distributed based on sub-catchments (on a scale of 1:50,000). Temporal resolution is considered with both hourly and daily time steps (where possible and meaningful). Run-off generation is investigated with varying precipitation, soil moisture and land use patterns. While measured values are used for model parameterisation, calibration and validation, simulated values provide a basis for uncertainty estimation according to data and models plus parameterisation in ungauged basins.

Meteorological and hydrological data is analysed and prepared to obtain model parameters. Time series analysis incorporates the determination of antecedent moisture conditions, mean seasonal (e.g. rainfall, discharge, flood discharge) and event values (e.g. rainfall duration and intensity, time to peak discharge, time of concentration). Seasonal extreme value statistics are provided for both rainfall and run-off. Event selection is based on (hourly) peak discharge rate including hydrograph and hyetograph separation. Potential evapotranspiration is calculated at the climate stations with approaches based on daily data. Soil moisture emanates from daily

water balance modelling and permits the reduction of potential to effective evapotranspiration. Point measurements of rainfall and derived parameters are regionalized where reasonable. Digital relief analysis of a hydrologically conditioned elevation model supplies relief parameters (e.g. topographic factor and indices) as well as sub-catchments and stream networks.

Criterion for event selection inside of the hourly RIMAX data set (1990–2005) is the probability of peak discharge occurrence at the gauge Schorndorf. These flood events are completed with both not flood causing heavy and perseverative rainfalls. Run-off volume is successfully modelled lumped with the Lutz modification and distributed with the Zaiss modification. The concept of variable source areas works well for both spatial discretisations. Modelling of peak discharge rate based on hourly measured run-off volumes with SCS-TM provides good to very good estimates, to some extent CREAMS as well. Relationships for rain erosivity based on daily rainfall are not acceptable. The distributed USLE provides with ploughing on arable land similar values as lumped, the distributed MUSLE much lower sediment yields. Based on sub-catchments, calculated values lie in between lumped and distributed estimations.

An extended data base with hourly and daily rainfall (1931–2013) contains both RIMAX and NiedSim data. Extreme value statistics are deployed for (daily) summer maxima (May to August) of different durations. For validation of the lumped model approaches, erosive summer events are selected in the space of time from 1980 to 1989. Associated peak discharge rates at the gauge Schorndorf show an annuality of five or less years. Lutz modification (run-off volume) and CREAMS (peak discharge rate) proves successful, unlike the erosivity relationships. Another selection of representative summer events is used to explore the impact of varying rainfall patterns on run-off generation, soil erosion and sediment yield. With this extended data base, derived mean soil erosion (ABAG) can be judged on the basis of rainfall erosivity.

Estimation of soil erosion, run-off and sediment yield caused by heavy precipitation and flood events is affected by uncertainty due to insufficient input data und high degrees of freedom in model parameters. The suitability of the proposed methodology can be proved, including the potential for surveying the impacts of crops and soil cultivation or seasonal variability in meteorological driving forces (incl. forecasts). The spatio-temporal quantification of rainfall (hourly values, interpolation, weather radar) and antecedent soil moisture (climate and soil data, validation) plus sediment redistribution (measurements) are acknowledged as the main problem areas. In the present case, especially soil and land use data lack of appropriate surveying scale and allocation precision as well as detail in content. On the other hand, topography is suitable and can be reproduced by high-resolution LIDAR digital elevation models very well.



## Zusammenfassung

Hochwasser sind in Mitteleuropa ein wiederkehrendes Phänomen, das mit wachsendem zeitlichem Abstand zum vergangenen Schadensfall verdrängt wird. Die Notwendigkeit zum Handeln wird dann erst beim nächsten verheerenden Ereignis schmerzhaft in Erinnerung gebracht, so dem Hochwasser 2013 an Elbe und Donau oder den Sturzfluten im Frühsommer 2016.

Bestehende Schutzkonzepte beschränken sich meist nur auf wassermengenbezogene Aspekte zur Minderung von Schadenspotenzialen. Die Mobilisierung von Schadstoffen, stoffliche Belastungen der Überschwemmungen und Konsequenzen für die Flächennutzung bleiben oft unbeachtet. Hochwasserereignisse führen zu verstärkter Bodenerosion sowie zu Remobilisierung und Austrag umgelagerter Sedimente (inkl. Schadstoffe). Maßnahmen zur Minderung des Bodenerosions- und Hochwasserrisikos können sowohl am Entstehungsort selbst, als auch davon entfernt erfolgen. Bei der angepassten Landnutzung liegt das Hauptaugenmerk auf den ackerbaulich genutzten Flächen als Hauptliefergebiete und den anthropogen umgestalteten Auenbereichen der Gewässer als mögliche Pufferzonen. Extremereignisse in großen Einzugsgebieten erfordern technische Maßnahmen wie Dämme und Deiche, Talsperren und Rückhaltebecken.

Die vorliegende Arbeit hat ihren Ursprung im RIMAX-Verbundvorhaben „Entwicklung eines integrativen Bewirtschaftungskonzepts für Trockenbecken und Polder zur Hochwasserrückhaltung“. Es wurden durch Hochwasserereignisse mobilisierte und in Rückhalteräume und Überflutungszonen eingetragene Stoffe sowie deren Auswirkung auf Boden und Landnutzung untersucht. Hierbei stand neben einer angepassten Landnutzung die Nutzung von Hochwasserrückhaltebecken zur gezielten Retention stofflicher Belastungen im Vordergrund. Diese Untersuchungen im Einzugsgebiet der Rems (Baden-Württemberg, 581 km<sup>2</sup>) werden erweitert. Die Fallstudie ergibt sich durch eine erstaunliche Häufung von großen Hochwasserereignissen seit Beginn der 1990er Jahre. Die Umsetzung des Hochwasserschutzes ist noch nicht abgeschlossen, die 2008 vollendete erste Ausbaustufe von drei Rückhaltebecken konnte aber ihre Wirksamkeit bei den Hochwassern im Januar 2011 und 2015 sowie Mai 2016 beweisen. Zusätzlich erfolgt auch auf den Gäuflächen im Remstal die Ackernutzung bis an den Gewässerrand.

Die Bereitstellung der Eingangsdaten für eine Optimierung der Beckensteuerung zum Stoffrückhalt umfasst die Identifikation Hochwasser auslösender Ereignisse, Ermittlung von Abflussparametern sowie Bodenerosion im Einzugsgebiet und Sedimenteintrag. Hinzu kommt die Analyse der Beeinflussung durch die Variation von Niederschlag und Landnutzung. Ziel dieser Arbeit ist es, eine Methodik zur Ermittlung dieser Größen aufzuzeigen, die bspw. von Wasser-

verbänden oder Wasserwirtschaftsämtern mit limitierten Daten umsetzbar ist. Es werden Möglichkeiten zur Regionalisierung und Übertragung auf unbeobachtete Gebiete getestet. Großräumige advective Ereignisse, die Flusshochwasser verursachen, werden ebenso betrachtet wie lokale konvektive Sommerereignisse, die zu hohem Bodenabtrag und Sturzfluten führen.

Es wird eine Abschätzung der Ereignissedimentfracht mit empirischen Beziehungen vorgeschlagen, wie sie ähnlich in den Modellen EPIC oder SWAT Berücksichtigung finden. Die USLE und diverse ihrer Modifikationen (Onstad-Foster, MUSLE) bestimmen hier den Sedimentertrag als Produkt der Ereignisfaktoren für Erosivität, Bodenerodibilität, Topografie, Bodenbedeckung und -bearbeitung sowie Erosionsschutz. Der mittlere Bodenabtrag der ABAG als deutsche Anpassung und der Sedimentaustrag (mit Feststoffliefergrad) dienen der Einordnung der simulierten Ereigniswerte. Die Abflussparameter entstammen Messwerten (inkl. extremwertstatistischer Auswertung) sowie US-amerikanischen (EPIC, CREAMS) und deutschen Modifikationen des SCS-CN-Verfahrens. Eine Abfluss-Schwebstoff-Beziehung erlaubt die Überführung des Ereigniseintrags mit der Abflussganglinie in eine Sedimentkonzentrationsganglinie.

Für die Untersuchung möglicher Skaleneffekte der Modellansätze wird neben der Diskretisierung als Blockmodell und der flächendetaillierten Umsetzung auch die auf Teileinzugsgebietsbasis (Maßstab 1:50.000) betrachtet. Die zeitliche Auflösung berücksichtigt Tages- und Stundenwerte. Bei der flächendetaillierten Betrachtung werden mit verschiedenen Niederschlagsmustern und dem Konzept variabler Sättigungsflächen (CN-VSA, VSLF) zusätzlich Aspekte der Abflussentstehung berücksichtigt. Messwerte finden für Modellantrieb sowie Kalibrierung und Validierung Verwendung, Modellwerte zur Abschätzung von Unsicherheiten in Daten und Modellen sowie zum Modellantrieb in unbeobachteten Gebieten.

Hydro-meteorologische und hydrologische Messdaten werden analysiert und aufbereitet. Neben Vorfeuchteindikatoren und mittleren saisonalen Werten sind dies Niederschlagsparameter auf Ereignisbasis sowie bei den Abflussganglinien Anstiegs- und Abfallzeit sowie Konzentrationszeit und Basiszeit. Die Zeitreihenanalyse umfasst (saisonale) Werte wie mittlerer Abfluss oder Hochwasserabfluss. Für die extremwertstatistische Auswertung werden anhand des Abflussscheitels der Stundenwerte die Jahres-, Sommer- und Wintermaxima für jedes hydrologische Jahr bestimmt und mit weiteren Parametern ausgewertet (partielle Serien). Mit Tageswerten erfolgt der Vergleich verschiedener Ansätze zur Berechnung der (potenziellen und aktuellen) Verdunstung und aktuellen Bodenfeuchte. Flächenhaft benötigte hydro-meteorologische Parameter werden aus Punktmessungen regionalisiert. Die digitale Reliefanalyse liefert Reliefparameter wie topografische Indizes sowie Einzugsgebietsgrenzen und Gewässernetz.

Bei der Ereignisauswahl werden anhand der Stundenwerte der RIMAX-Daten (1990–2005) alle Abflussscheitel am Pegel Schorndorf mit einer Wiederkehrdauer größer gleich zwei Jahre selektiert. Ergiebige, nicht zu Hochwasser führende Starkniederschläge und langanhaltende Niederschläge ergänzen diese. Für das Abflussvolumen sind hier als Blockmodell das Lutz-Verfahren und flächendetailliert das Zaiss-Verfahren geeignet, in beiden Diskretisierungen auch mit den variablen Sättigungsflächen (CN-VSA, VSLF). Hohe relative Fehler resultieren aus starker Überschätzung von Ereignissen mit hohen Niederschlägen, aber nur geringen Abflüssen. Landnutzungs- und Bodenkarten bestimmen das räumliche Abflussmuster, mit deutlichem Einfluss der Topografie und meist nur geringem Einfluss der Niederschlagsverteilung. Beim Abflussscheitel ergeben sich mit gemessenen Abflüssen in stündlicher Auflösung mit SCS-TM gute bis sehr gute Schätzungen, teils auch mit CREAMS und AGNPS<sub>m</sub>. Die Ergebnisse für die Abflussparameter können durch Kalibrierung noch verbessert werden. Funktionale Beziehungen zwischen Einheitenfaktoren bzw. Niederschlagsparametern und der Gebietsgröße ermöglichen die Übertragung auf unbeobachtete Gebiete. Jahreszeitenabhängige Beziehungen für die Erosivität sind mit Tageswerten des Niederschlags nicht geeignet. Die flächendetaillierte USLE ergibt konventionell ähnliche Werte wie das Blockmodell, die MUSLE deutlich niedrigere. Der für MUSLE und OF maßgebliche Abflussscheitel ist flächendetailliert nicht verifizierbar und je nach Modellansatz sehr variabel. Auf Teilgebietsbasis liegen die MUSLE-Einträge zwischen den Block- und Detailmodellen. Die Faktoren für Erodibilität, Topografie und Erosionsschutz sind dabei zeitlich konstant und das Monatsmittel des relativen Bodenabtrags basiert auf der Ackerfruchtverteilung, Kulturperioden und R-Faktorenanteil. Nicht ackerbaulich genutzte Flächen erhalten einen zeitlich invarianten C-Faktor. Die zugrunde liegende zeitliche Auflösung wirkt sich über die Abflussparameter auch auf die simulierte Sedimentkonzentration aus.

Die erweiterte Datenbasis beinhaltet Niederschlagsdaten von RIMAX und NiedSim in stündlicher und täglicher Auflösung (1931–2013). Die Sommermaxima (Mai–August) der Tageswerte werden für verschiedene Dauerstufen extremwertstatistisch ausgewertet. Zur Validierung der (Block-) Modelle werden von 1980 bis 1989 erosive konvektive Sommerereignisse ausgewählt. Deren variablen Abflussereignisse besitzen eine Jährlichkeit kleiner oder gleich fünf Jahre. Hier erweisen sich Lutz-Verfahren und CREAMS als geeignet, mit weiteren Verbesserungen durch die RIMAX-Kalibrierparameter. Die RIMAX-Beziehungen für die Erosivität sind nicht geeignet, da die RIMAX-Daten viele langanhaltende Winterereignisse beinhalten. Eine weitere Ereignisauswahl für charakteristische Sommerereignisse beleuchtet den Einfluss verschiedener Niederschlagsmuster auf die Abflusentstehung und den Sedimentertrag. Mit der Regenerosivität erlaubt die erweiterte Datenbasis eine Bewertung des mittleren Bodenabtrags der ABAG.

Die Abschätzung von Bodenabtrag, Abfluss und Sedimentertrag bei Starkniederschlags- und Hochwasserereignissen ist durch ungenügende Eingangsdaten und hohe Freiheitsgrade in den Modellparametern mit Unsicherheiten behaftet. Die Eignung der eingesetzten Methodik kann anhand der Studien im Untersuchungsgebiet bestätigt werden. Als Problemfelder werden die räumliche und zeitliche Quantifizierung von Niederschlag (Stundenwerte, Interpolation, Wetterradar) und Anfangsbodenfeuchte (detailliertere Bodenkarten) sowie Sedimentumlagerung bestätigt. Die raum-zeitliche Disaggregation täglicher Gebietsniederschläge und direkte räumliche Erfassung (Wetterradar) sind ebenso hilfreich wie die Modellierung, Regionalisierung und direkte flächenhafte Erfassung meteorologischer Größen. Güte und Repräsentativität von Abflussmessung und -ermittlung sind essentiell für Modellantrieb, -kalibrierung und -validierung. Die Topografie kann durch räumlich hochaufgelöste *Laserscan*-DGM sehr gut abgebildet werden, die für hydrologische Untersuchungen aufbereitet werden müssen. Die räumliche Auflösung ist je nach Gebietsgröße, Datenlage, Modellkonzept und zeitlicher Auflösung zu wählen. Bei der Landnutzung sind Erfassungsmaßstab und Zuweisungsgenauigkeit der Klassifikationen sowie fehlende Verortung der Ackerflächen problematisch. Raum-zeitlich und inhaltlich höher aufgelöste Daten (ATKIS DLM25 bzw. DLM-DE, InVeKoS, Betriebsdaten) ermöglichen eine bessere Parameterableitung und den Einsatz komplexerer Modelle. Die BÜK200 ist in räumlicher Auflösung und inhaltlicher Tiefe ungenügend, die BK50 erlaubt hingegen eine genauere Bestimmung von Verdunstung, Bodenfeuchte und Abfluss sowie Erodibilität und STI.

Es wird so weit wie möglich versucht, die räumliche Diskretisierung und zeitliche Auflösung der Ansätze zu bewahren. Die Anwendung auf Gebietsgrößen über den ursprünglichen Bereich hinaus (MUSLE, SCS-TM, EPIC, CREAMS) beurteilt die Fähigkeit zur Extrapolation und zur Vorhersage in unbeobachteten Gebieten. Die höheren Sedimentkonzentrationen basierend auf der MUSLE als Blockmodell legen eine Untergliederung in Teilgebiete mit Routing der Sedimenteinträge als weitere Untersuchung nahe. Vorteile der Methodik sind die relativ leichte Durchführbarkeit und Anwendbarkeit mit den zur Verfügung stehenden Daten. Trotz der Unsicherheit in den Abtrags- und Austragswerten können die Auswirkungen von Veränderungen in Bodenbearbeitung und Fruchtfolge, Landnutzung und Niederschlag sowie Ereigniszeitpunkt analysiert werden. Durch die regional differenzierte Darstellung ist es möglich, Teilgebiete mit besonders hoher Erosionsgefährdung auszuweisen. Dies trifft auch für die Spenderflächen mit erhöhter Abflussbildung und Bodenerosion zu, die über die diversen Modellansätze identifiziert und überprüft werden. Die Methodik kann somit Informationen zur Bemessung, Steuerung und Verlandung von hydraulischen Bauwerken wie Rückhaltebecken liefern.



# 1 Einleitung

## 1.1 Problemstellung

Hochwasser ist durch die direkten Auswirkungen auf den Menschen und die Umwelt in Deutschland spätestens seit den Hochwassern an Oder (1997), Donau (1999) und Elbe (2002) als Problem erkannt. Dementsprechend wurden Hochwasserentstehung und -verlauf sowie Möglichkeiten des zentralen und dezentralen Hochwasserschutzes intensiv untersucht. Allerdings zeigt sich auch hier die nachlassende Beachtung und Verdrängung der Gefährdungen mit wachsendem zeitlichen Abstand zum vergangenen Schadensfall. Die Notwendigkeit zum Handeln wird dann erst beim nächsten verheerenden Ereignis schmerzhaft in Erinnerung gebracht, so dem Hochwasser an Elbe und Donau im Jahr 2013 oder den Sturzfluten in Braunsbach (Baden-Württemberg) und Simbach (Bayern) im Frühsommer des Jahres 2016.

Bestehende Hochwasserschutzkonzepte beschränken sich zumeist nur auf wassermengenbezogene Aspekte zur Minderung von Schadenspotenzialen. Die Mobilisierung von Schadstoffen, stoffliche Belastungen der Überschwemmungen und Konsequenzen für die Flächennutzung bleiben dabei oft unbeachtet. Erste Schritte in diese Richtung wurden mit der Wasserrahmenrichtlinie (WRRL) und der Hochwasserrisikomanagementrichtlinie (HWRM-RL) der Europäischen Gemeinschaft bzw. Union mit Betrachtung von Flussgebietseinheiten getan. Die Wasserrahmenrichtlinie betrachtet integriert punktuelle und diffuse Quellen, die die chemische, biologische und ökologische Qualität der Gewässer beeinträchtigen. Es wird hierbei eine Reduzierung von Stoffeinträgen angestrebt, ebenso wie der Schutz und die Verbesserung des Zustands aquatischer Ökosysteme und ihrer Auen. Die Hochwasserrisikomanagementrichtlinie hingegen hat zum Ziel, hochwasserbedingte Risiken für die menschliche Gesundheit, die Umwelt, Infrastrukturen und Eigentumswerte zu verringern und zu bewältigen. Dies betrifft die Vermeidung bzw. Steuerung von Überschwemmungen und den Schutz der Gesellschaft vor Hochwasser.

Hochwasserereignisse führen zu verstärkter Bodenerosion sowie zu Remobilisierung und Austrag umgelagerter Sedimente aus dem Einzugsgebiet. Bei der Bodenerosion durch Wasser, die sich in flächen- und linienhaften Formen vollzieht, wird Boden mit partikulär gebundenen und gelösten Stoffen abgespült. Das ins Gewässernetz eingetragene erodierte Material ist mit Schadstoffen wie Schwermetallen oder Pestiziden belastet. Die partikuläre Bindung erfolgt dabei vorwiegend an Feinsedimente und somit an Schwebstoffe, wodurch die Schadstoffe den Prozessen Erosion, Transport und Sedimentation gleichermaßen wie das Sediment unterliegen. Der organische Anteil am suspendierten Material ist bei Hochwasserereignissen deutlich erhöht, da die Starkniederschläge erhebliche Mengen der Ackerkrume und verrotteter Vegetation in die Vor-

flut spülen. Der Eintrag von Nähr- und Schadstoffen führt zu Veränderungen des Trophiezu-stands und der Artenzusammensetzung der Gewässer. In landwirtschaftlich genutzten Einzugs-gebieten ist hier insbes. partikulär gebundener Phosphor von Bedeutung, der im Abtragsmate-rial im Vergleich zum Ausgangsboden angereichert wird.

Das abgetragene Bodenmaterial lagert sich entlang des Fließweges wieder ab, sobald die Trans-portkraft des Wassers für die mitgeführte Sedimentfracht nicht mehr ausreicht. Folgen hiervon sind Verschüttung von Pflanzen oder (Entwässerungs-) Gräben und die Verstopfung der Kana-lisation. Das im Gewässer transportierte Sediment lagert sich an strömungsberuhigter Stelle ab, wozu (natürliche) Überflutungsflächen und (künstliche) Hochwasserrückhaltebecken (HRB) zählen. Dies führt zu Sohlerhöhung und (Stauraum-) Verlandung. In Siedlungsgebieten verbleiben schlammige Rückstände, die bei Trocknung hohe Festigkeit erreichen und nur mit hohem Aufwand zu beseitigen sind. Diese hochdynamischen Schwebstoff- und Schadstofftrans-portprozesse bei Hochwasserereignissen sind bisher noch unzureichend untersucht, was so-wohl auf die messtechnische Erfassung als auch modellhafte Abbildung von Bodenerosion und Stoffaustrag zutrifft.

## **1.2 Zielsetzung und Vorgehensweise**

Eine Minderung des Sediment- und Schadstoffeintrags in das Gewässernetz kann durch eine angepasste Landnutzung im Einzugsgebiet erreicht werden. Hierbei liegt das Hauptaugenmerk auf den ackerbaulich genutzten Flächen als Hauptliefergebiete und den anthropogen umgestal-teten Auenbereichen der Gewässer als mögliche Pufferzonen. Konservierende Bodenbearbei-tung wird seit einigen Jahren als wirksame Maßnahme zur Verminderung von Bodenerosion und Hochwasser diskutiert.

Sedimentationsfallen im (renaturierten) Fließgewässer können zum Schadstoffmanagement eingesetzt werden. Deren Ablagerungen werden jedoch häufig bei Hochwasserereignissen durch die erhöhte Strömungskraft wieder mobilisiert und verfrachtet. Hochwasserrückhalte-becken können zur gezielten Retention von stofflichen Belastungen genutzt werden. Hierfür ist eine Optimierung der Beckensteuerung mittels hydrodynamischer Modellierung des Stoff-transportes erforderlich, was die Kenntnis der mitgeführten Sedimentfracht voraussetzt.

Die Bereitstellung der Eingangsdaten für eine Optimierung der Beckensteuerung umfasst die Identifikation Hochwasser auslösender Ereignisse, Ermittlung von Abflussscheitel und -volu-men sowie Bodenerosion im Einzugsgebiet und Sediment- bzw. Stoffeintrag in das HRB. Hinzu kommt die Analyse der Beeinflussung dieser Größen durch die Variation von Niederschlag (z. B.

Intensität, Menge, Verteilung) und Landnutzung (z. B. Nutzungsart, Bearbeitung). Ziel dieser Arbeit ist es daher, eine Methodik zur Ermittlung dieser Größen aufzuzeigen, die bei potenziellen Anwendern, wie z. B. Wasserverbänden oder Wasserwirtschaftsämtern, umgesetzt werden kann. Dies betrifft insbes. Limitierungen durch die zur Verfügung stehenden Daten und Modelle sowie wissenschaftliches und technisches Wissen.

Die vorliegende Arbeit hat ihren Ursprung im Verbundvorhaben „Entwicklung eines integrativen Bewirtschaftungskonzepts für Trockenbecken und Polder zur Hochwasserrückhaltung“ (BÁRDOSSY et al. 2006) der BMBF-Förderrichtlinie „Risikomanagement extremer Hochwasserereignisse“ (RIMAX). Ziel des Verbundvorhabens war die Entwicklung von verbesserten Methoden und Werkzeugen für das Hochwasserrisikomanagement (MERZ & DIDSZUN 2005). Im Fokus standen Extremereignisse in Flussgebieten mit einem (statistischen) Wiederkehrintervall größer als 100 Jahre und einem hohen Schadenspotenzial. Im Rahmen des Verbundvorhabens wurden durch Hochwasserereignisse mobilisierte und in Rückhalteräume und Überflutungszonen eingetragene Stoffe sowie deren Auswirkung auf Boden und Landnutzung untersucht (WESTRICH et al. 2009, WESTRICH 2015). Hierbei stand neben einer angepassten Landnutzung im Einzugsgebiet die Nutzung von Hochwasserrückhaltebecken zur gezielten Retention stofflicher Belastungen im Vordergrund. Für die Steuerung von Stoffströmen bei extremen Hochwasserereignissen simuliert WURMS (2010) numerisch die Sedimentationsprozesse in Retentionsanlagen. Gemeinsames Ergebnis der einzelnen Bestandteile des Verbundvorhabens ist ein integratives Bewirtschaftungskonzept in Form eines Leitfadens (ERFTVERBAND 2009). Für die vorliegende Dissertation werden diese Datenbasis und bestehende Untersuchungen erweitert.

### **1.3 Aufbau der Arbeit**

Im Anschluss an diese Einleitung folgt in Kapitel 2 die Erläuterung der Grundlagen des Zusammenspiels von (Stark-) Niederschlag, Hochwasser und Sturzfluten, Bodenerosion und Sedimentaustrag sowie deren messtechnische und modellbasierte Erfassung. Kapitel 3 stellt die zugrunde liegende Methodik zur Abschätzung von Bodenerosion und Stoffaustrag bei Starkniederschlags- und Hochwasserereignissen dar. Neben den Modellgrundlagen werden hier die digitale Reliefanalyse sowie die Bestimmung von Landnutzungsparametern und hydrologischen Kenngrößen erläutert.

Die Beschreibung des zum Flussgebiet Neckar gehörenden Einzugsgebiets der Rems (581 km<sup>2</sup>, Baden-Württemberg) und der Datenlage erfolgt in Kapitel 4. Dies beinhaltet neben den physisch-geografischen Gegebenheiten auch aktuelle Aspekte der Landnutzung und des Hochwas-

serschutzes sowie die statistische Auswertung von Zeitreihen. Die Begriffe Rems-Einzugsgebiet und Remsgebiet werden im Text synonym verwendet. Die in Kapitel 3 erläuterte Methodik zur Bestimmung von Bodenerosion und Stoffaustrag wird in Kapitel 5 auf das Untersuchungsgebiet angewendet. Neben der Ableitung der Eingangsdaten sowie Modellparametrisierung und Modellkalibrierung werden Möglichkeiten zur Regionalisierung und damit Übertragung auf unbeobachtete Gebiete getestet. Es erfolgt eine Untersuchung des räumlichen Zusammenhangs (Korrelation) der flächenhaften Eingangsdaten und Modellergebnisse sowie die Beurteilung der (vereinfachten) Wirkung von konservierender Bodenbearbeitung auf die Abtrags- und Austragsschätzungen (prozentuale Reduktion). Es werden zusätzlich alternative Vorgehensweisen in Abhängigkeit von der Datengrundlage aufgezeigt, so z. B. die Extremwertstatistik in Verbindung mit der synthetischen Ganglinienerzeugung (sog. Hochwassermerkmalssimulation). Die Begriffe Sedimentaustag (aus einer Fläche oder einem Einzugsgebiet) und Sedimenteintrag (in ein Gewässer) werden in dieser Arbeit synonym verwendet, da die Untersuchungen für Pegel-Einzugsgebiete und das Gesamtgebiet erfolgen. Der Begriff Sedimentertrag (einer Fläche oder eines Gebiets) (*sediment yield*) dient als Oberbegriff für diese beiden und den Bodenabtrag.

Die entwickelte Methodik wird in Kapitel 6 mit einer erweiterten Datenbasis überprüft und mit entsprechenden Modifikationen fortgeführt. Dies ermöglicht die Berücksichtigung saisonaler und gebietsspezifischer Eigenheiten wie Niederschlagscharakteristika, Landnutzung und Landbedeckung oder Anfangsbodenfeuchte. Der Fokus wird hierbei auf konvektive Sommerereignisse gelegt, die zumeist hohe Niederschlagserosivitäten aufweisen und somit hohe Bodenabtragswerte bedingen. Diese können zusätzlich zu schadensträchtigen Sturzfluten führen.

Die Diskussion der Ergebnisse zusammen mit der eingesetzten Methodik erfolgt in Kapitel 7, verbunden mit einem Ausblick auf weitere Entwicklungen und Anwendungsmöglichkeiten. Diese geht auch in die Zusammenfassung ein.

Sofern nicht explizit mit Quellenangaben versehen, handelt es sich bei den angeführten Grafiken und Tabellen um eigene Darstellungen und Auswertungen auf Basis vorliegender Daten (Geodaten, Zeitreihen, Statistiken) und von Literaturwerten. Die in den Formeln und im Text verwendeten Symbole entstammen den jeweiligen Autorinnen und Autoren, wodurch es zu Mehrfachverwendungen kommen kann.

## 2 Grundlagen

### 2.1 Bodenerosion, Hochwasser und Sedimentaustrag

Sedimentpartikel werden je nach Größe und Gewicht in Suspension (*suspended load*) oder am Gerinneboden (*bed load*) transportiert. Sedimenteinträge in Hochwasserrückhaltebecken sind meist Schwebstoffe der Schluff- und Tonfraktion, die durch Starkregenereignisse auf Ackerflächen und im Gerinnebett mobilisiert werden (FLECK 2001). Hinzu kommen Hochwassererosion auf den Vorländern, Staubabspülungen von Dächern und Straßen, Abwassereinleitungen, Pflanzenteile und Kleinlebewesen sowie Geschiebeabrieb. Der hohe Anteil organischer Substanz spielt eine wesentliche Rolle für das Adsorptionsvermögen der Schwebstoffe. Mit dem Begriff *wash load* wird der Teil der Suspensionsfracht beschrieben, bei dem die Partikel so klein sind, dass sie unter normalen Strömungsbedingungen nicht sedimentieren. Diese Fracht stammt aus Schicht- und Rillenerosion im Einzugsgebiet (vgl. Abbildung 2.1), wobei die Konzentration im Vorfluter durch die eingetragene Menge und nicht durch die Transportkapazität bestimmt wird. Im Gegensatz dazu wird die Geschiebefracht durch die hydraulischen Kräfte bestimmt.

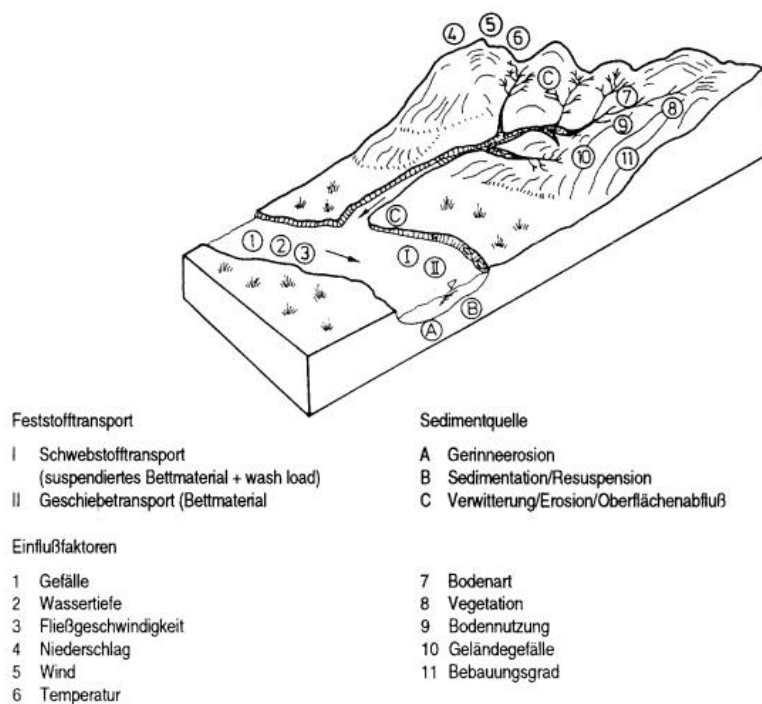


Abbildung 2.1: Formen und Faktoren des Sedimenttransports im Einzugsgebiet (nach DVWK 1988, S. 3)

Diese sind auch dafür verantwortlich, ob Sand als Schweb- oder Geschiebefracht transportiert wird. Schwebstoffe bilden den Hauptteil des Feststofftransports deutscher Gewässer und sind für die Wasserwirtschaft von großer Bedeutung. Dies betrifft Ablagerungen im und am Gewässer mit toxischen und persistenten Stoffen (SAUER 2013), Verschleißerscheinungen an Wasserturbinen und Pumpen, Gewinnung von Uferfiltrat oder Sauerstoffzehrung sowie den Bedingungen für Gewässerflora und -fauna.

Der Bodenabtrag unterscheidet sich von der Sedimentfracht am Gebietsauslass durch Ablagerung in der Fläche, beim Passieren des Oberflächenabflusses von dichter Vegetation und im Gewässer selbst (FUCHS et al. 2004). In Tiefenlinien, Hangmulden und im Gewässer kann es zu weiterer Sedimentaufnahme kommen. Der Transport erfolgt in und aus dem Einzugsgebiet

vereinfacht zunächst auf der Fläche als dünner Film bei der Abflussbildung und dann im Fließgerinne durch das Einzugsgebiet (WALTER 1999). Durch Niederschläge hoher Intensität erzeugter Oberflächenabfluss nimmt die am Hangfuß und Talboden abgelagerten Bodenpartikel auf und spült diese in die Vorflut. Der Weitertransport erfolgt dann teils direkt mit der Abflusswelle, teils sukzessiv mit den Abflusswellen folgender Ereignisse und teils kontinuierlich mit dem Trockenwetterabfluss. Der kontinuierliche Transport suspendierter Partikel in niederschlagsfreien Perioden beruht auf der Gerinneerosion. Die Sedimenttransportkapazität des Abflusses wird von der Fließgeschwindigkeit bestimmt, wodurch in strömungsberuhigten Bereichen wie Reliefverflachungen, Hangmulden oder Vegetationsstreifen Ablagerung auftritt. Zur klaren räumlichen Trennung der Körnungsfractionen kommt es nur selten, da neben Primärpartikeln auch Aggregate transportiert und abgelagert werden. Zusätzlich können im turbulenten Abfluss zeitgleich auf engstem Raum unterschiedliche Transportvorgänge ablaufen.

Im Gegensatz zum ansteigenden Ast (Oberflächenabfluss) sommerlicher Hochwasserwellen bestimmt im Auslauf laterales Bodenwasser mit bodenbürtigen Schwebstoffen die Zusammensetzung (STRUNK 1993). Bei den für das Winterhalbjahr typischen Dauerregen sind laterales Bodenwasser und hängendes Grundwasser die wichtigsten Komponenten, was zu Verdünnung und verstärkter Flussbettersion führt. Nur bei höheren Niederschlagsintensitäten und gefrorener Bodenoberfläche (oder Schneeschmelze) spielen der Oberflächenabfluss und der Eintrag von erodiertem Oberboden- und Wegmaterial eine Rolle. Schwebstoffkonzentrationen steigen zu Beginn der Hochwasserwelle an und nehmen mit dem Rückgang wieder ab, aber der genaue Konzentrationsverlauf ist je nach Ereignisart (Dauerregen, Starkregen, Schneeschmelze) oder Herkunft der Komponenten der Abflussbildung unterschiedlich (vgl. GÖTTLICHER-GÖBEL 1987).

Die landwirtschaftliche Fläche ist mit ca. 70–90 % die Hauptquelle von Oberflächenabfluss und erodiertem Material (AUERSWALD 2002b). Oberflächenabfluss tritt bei kleinen und mittleren Niederschlagsereignissen vor allem im Bereich von Siedlungen und landwirtschaftlichen Flächen (v. a. Hackfrüchte, Mais) auf. Bei großen und intensiven Niederschlägen tragen auch andere Nutzungsarten zur Bildung von Oberflächenabfluss bei. Auf landwirtschaftlichen Flächen ist neben geogenen Gehalten und atmosphärischer Deposition (Cd, Hg) auch die Düngung mit Mineral- (Cd) und Wirtschaftsdünger (Cu, Zn) sowie Klärschlamm (Hg) zu berücksichtigen.

Die flächenhafte Erosion unter Wald kann vernachlässigt werden, da die schützende Pflanzen- und Streudecke ein Verschlämmen verhindert und Niederschläge von hoher Intensität infiltrieren können. Die Sedimentfracht entstammt fast ausschließlich der Gerinneerosion. Die Hochwasserentstehung beschränkt sich hier auf Grundwasser- und Zwischenabfluss.

### 2.1.1 Bodenerosion

Die Ablösung als Hauptprozess der Erosion umfasst als Teilprozesse die Zerstörung von Aggregaten, Verschlammung, Eintiefung von Rillen, Rinnen und Gräben sowie Lösung gebundener Stoffe (vgl. Abbildung 2.2). Flächenhafte Bodenerosion umfasst Rillen- und Zwischenrillen- bzw. Schichterosion. Während zwischen den Rillen der Niederschlag die maßgebliche Größe sowohl für Abtrag als auch Partikeltransport darstellt, ist es in den Rillen der Oberflächenabfluss (FOSTER 1982). Linienhafte Erosion durch Oberflächenabfluss umfasst Rinnen- und Gullyerosion; Zwischenabfluss kann unterirdisch Tunnelerosion bewirken (FOX & WILSON 2010).

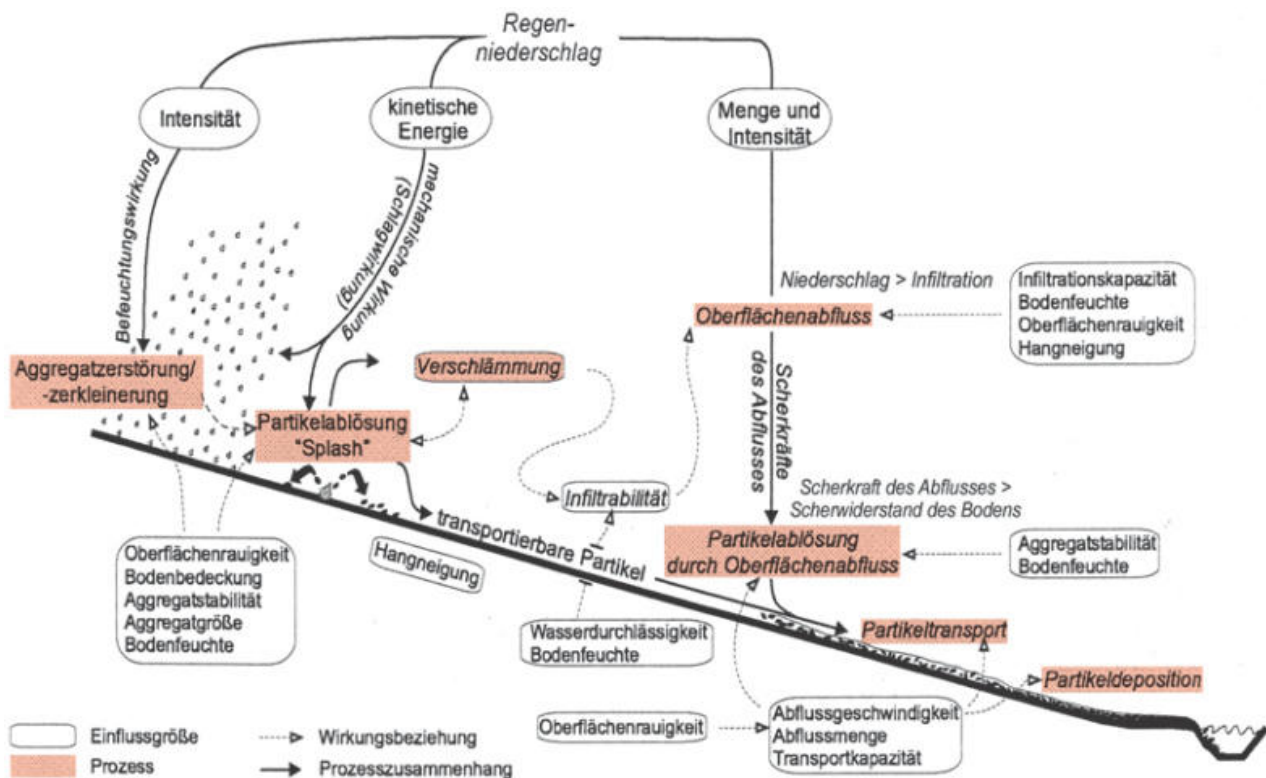


Abbildung 2.2: Schematische Darstellung der Bodenerosionsprozesse (nach DUTTMANN 2001, S. 24)

Die Ablösung des Bodens durch Niederschlagsaufprall (Plansch) wird durch die kinetische Energie des Niederschlags sowie Bodenkörnung und -feuchte beeinflusst. Die beim Tropfenaufprall losgeschlagenen Partikel werden in die größeren Poren eingespült (Verschlammung), was die Infiltrationsgeschwindigkeit stark reduziert. Dies ist oft bei Niederschlägen hoher kinetischer Energie direkt nach der Bodenbearbeitung der Fall. Daher wirken sommerliche Starkregen besonders verschlammend und erhöhen die Abflussdisposition (AUERSWALD 2002b). Die hohe Erosionsdisposition bleibt auch bei nachfolgendem Regen trotz der dann höheren Bodenfeuchte erhalten, da die eingebnete Oberfläche mit glatten Abflussbahnen den Abtrag steuert.

Die Erodierbarkeit steigt mit zunehmendem Schluffgehalt des Feinbodens und abnehmendem Steingehalt des Gesamtbodens (vgl. AUERSWALD 1993). Die Ausbildung sichtbarer Rillen und Rinnen vollzieht sich, wenn die Scherkraft des Abflusses mit zunehmender Abflusskonzentration den Scherwiderstand des Bodens überschreitet. Die Scherkraft steigt mit der Fließgeschwindigkeit, die wiederum mit steigender Hangneigung, größerer Schichtstärke des Abflusses und abnehmender Oberflächenrauigkeit zunimmt. Die Partikelaufnahme erfolgt dann bis zur Ausschöpfung der Sedimenttransportkapazität des abfließenden Wassers.

### 2.1.2 Abflussbildung und Hochwasserentstehung

In großen Flussgebieten Mitteleuropas wie Rhein oder Elbe entstehen Hochwasser vor allem durch großräumige und langanhaltende zyklonale Regenfälle mit großem Niederschlagsvolumen, teils mit rascher Schneeschmelze (vgl. NIEHOFF 2002). Für diese Ereignisse mit hoher Vorbodenfeuchte ist der Einfluss der Landnutzung geringer als für kleinräumige konvektive Starkniederschläge in kleineren Einzugsgebieten. In Gebieten von bis zu mehreren hundert Quadratkilometern können sowohl konvektive als auch advektive Niederschläge zu Hochwassern führen. Intensität und Dauer eines Niederschlags haben einen sehr starken Einfluss darauf, welche und wie sehr die Gebietseigenschaften den Verlauf des Hochwassers prägen. Hinzu kommen Vegetationsstadium und tendenzielle Bodenfeuchte zu einer bestimmten Jahreszeit. Der Einfluss der flächenhaften Gebietseigenschaften nimmt dabei mit zunehmender Jährlichkeit des Niederschlags ab (vgl. WOOD et al. 1990). Mit zunehmender Gebietsgröße tritt der Einfluss der flächenhaften Eigenschaften gegenüber denen des Gewässernetzes in den Hintergrund.

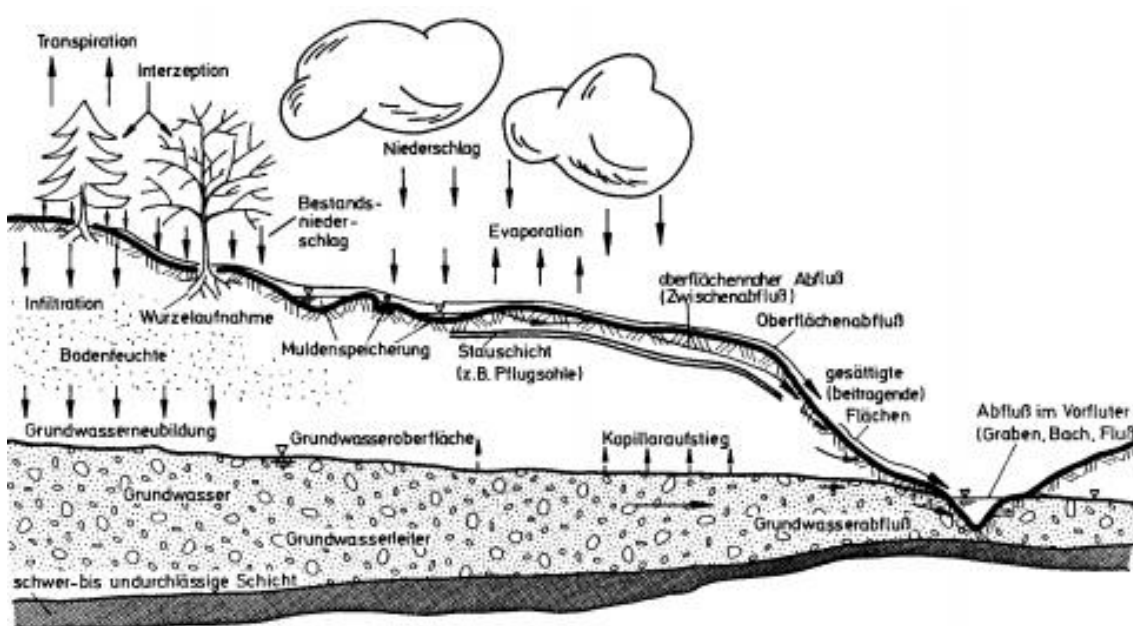


Abbildung 2.3: Schematische Darstellung der Wassertransportprozesse (nach BRONSTERT 1994, S. 8)



Bei Hochwasser auslösenden Niederschlägen wird die Speicherfähigkeit der Oberfläche und des Bodens ausgeschöpft. Übersteigt die Intensität die aktuelle Infiltrationsrate, entsteht Infiltrationsüberschuss und daraus Horton'scher Oberflächenabfluss (*infiltration excess overland flow*) (HORTON 1933) (vgl. Abbildung 2.3). Voraussetzungen hierfür sind im humiden Klima sehr hohe Intensitäten oder Böden mit geringer Infiltration (vgl. NIEHOFF 2002). Diese ist oft durch geringe Durchlässigkeit, Verschlammung, Verdichtung oder Abwesenheit gut angebundener Makroporen bedingt. Bei dieser Infiltrationstheorie entspricht bei einem Niederschlagsereignis der Oberflächen- dem Gerinneabfluss und das infiltrierte Wasser dem Basisabfluss (SCHERRER 1997). Das Konzept der begrenzten Teilflächen (*partial areas*) (BETSON 1964) geht davon aus, dass Horton'scher Oberflächenabfluss hier der maßgebende Prozess ist (vgl. Abbildung 2.4).

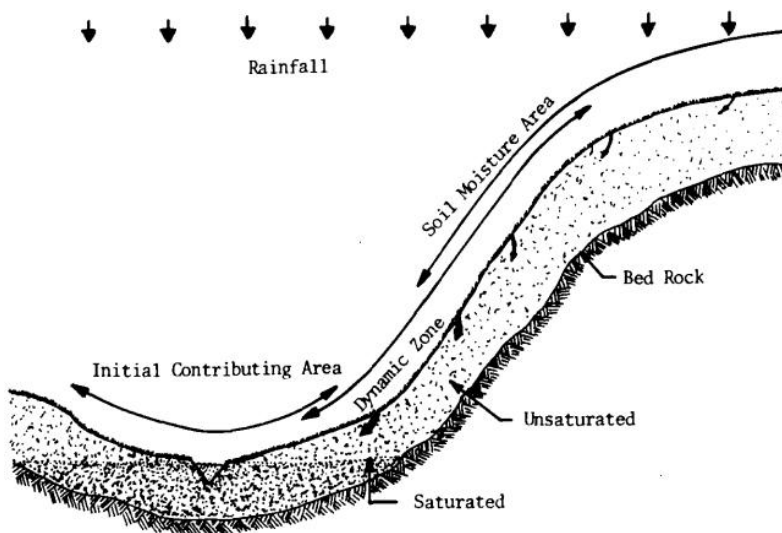


Abbildung 2.4: Darstellung des Konzepts der begrenzten Teilflächen (nach ENGMAN 1974, S. 513)

HURSH (1944) erkannte, dass sich in bewaldeten Gebieten selten Oberflächenabfluss bildet und die Ideen Hortons dort zumeist keine Gültigkeit haben (vgl. SCHERRER 1997). Dies stellt die Inspiration für das Konzept der variabel beitragenden Flächen (*variable source areas*) (HEWLETT 1961, HEWLETT & HIBBERT 1967) mit Beschreibung der Entwicklung von Sättigungsflächen dar. Sättigungsüberschuss bzw. in der Folge davon Dunne'scher Oberflächenabfluss (*saturation excess overland flow*) (DUNNE & BLACK 1970a, b, DUNNE 1978) entsteht durch die Ausbildung einer gesättigten Zone bis an die Bodenoberfläche. Bei gesättigten Verhältnissen ist das Abflussverhalten unabhängig von den Infiltrationseigenschaften. Sättigungsflächenabfluss tritt bevorzugt in Mulden und am Hangfuß in der Nähe von Vorflutern auf. Vernässte Gebiete entlang der Gerinne und flachgründige Böden reagieren ebenfalls schnell. Gerinneferne Flächen mit durchlässigen, tiefgründigen Böden tragen durch ihr großes Speichervermögen kaum oder nur verzögert zum Abfluss bei. Zusätzlich speist unterirdisch lateral zusickerndes Wasser, das wieder

an die Oberfläche tritt (*return flow*), den Sättigungsflächenabfluss. Das Wasser kann konzentriert aus vorhandenen bevorzugten Fließwegen (*preferential flow*), wie Makroporen oder Röhren, austreten oder diffus infolge von Hangneigungsänderungen und ausstreichenden Verdichtungshorizonten. Zwischenabfluss (*interflow*) als unterirdischer Prozess trägt durch rasche Reaktion zum Hochwasser (*subsurface stormflow*) bei, Grundwasser hingegen langsam.

Bevorzugte Fließwege im Boden sind insbes. in kleinen Einzugsgebieten für die Abflussbildung von großer Bedeutung (vgl. BEVEN & GERMANN 1982, 2013). Die Infiltration durch Makroporen und Röhren ist gegenüber der Matrixinfiltration sehr schnell, im Vergleich zur Abflusskonzentration im Einzugsgebiet aber von untergeordneter Bedeutung. FIENER et al. (2011) betrachten zeitliche (bspw. Bodenzustand und -bearbeitung) und raum-zeitliche Aspekte (bspw. Landnutzungsmuster) der Abflussentstehung in landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten. Hier kann lateraler Makroporenabfluss von Bedeutung sein (vgl. UHLENBROOK & LEIBUNDGUT 1997).

### 2.1.3 Minderung des Bodenerosions- und Hochwasserrisikos

Maßnahmen zur Minderung des Erosions- und Hochwasserrisikos sowie damit verbundener Stoffeinträge können sowohl am Entstehungsort selbst (*on-site*) als auch davon entfernt (*off-site*) erfolgen. Häufig genannte Schlagwörter sind hierbei angepasste Landnutzung (AKKERMANN 2004), konservierende Bodenbearbeitung (z. B. LUA NRW 2004, MAETENS et al. 2012) sowie dezentraler und technischer Hochwasserschutz.

Eine durchgehende Bodenbedeckung mit Erhöhung von Infiltration und Oberflächenrauigkeit reduziert die Abflussentstehung. Der Beitrag konservierender Bodenbearbeitung zur flächenhaften Retention steigt mit dem Anteil der Ackernutzung im Einzugsgebiet. Veränderungen im Einzugsgebiet wirken sich stärker in kleinen Gewässern aus, insbes. wenn der Anteil der Siedlungsflächen sehr hoch ist. In großen Einzugsgebieten überwiegen die Auswirkungen flussbaulicher Maßnahmen. Die natürliche Auendynamik sorgt bspw. durch Laufverlängerung und erhöhte Rauigkeit für einen Hochwasserrückhalt. Bei Extremereignissen in großen Flussgebieten verlieren diese Maßnahmen aber an Bedeutung, da extreme Hochwasserwellen durch freie Flutung nur gering abgemindert werden. Diese erfordern technische Schutzmaßnahmen wie Dämme und Deiche, Flutmulden sowie Talsperren, Rückhaltebecken und Polder.

Der Erosion wirken Maßnahmen entgegen, die die Energie von Niederschlag und Oberflächenabfluss mindern, das Wasseraufnahmevermögen der Böden erhöhen und deren Gefügestabilität verbessern (vgl. MUNLV 2004). Eine Entscheidungskaskade für Maßnahmen in Abhängigkeit von der Erosionsgefährdung ist in Abbildung 2.5 dargestellt. Hier werden sechs Maßnah-

mengruppen unterschieden, die für Ackerflächen konservierende Bodenbearbeitung, Zwischenfrüchte und Untersaaten sowie den Verzicht auf erosionsgefährdete Kulturen (z. B. Mais, Hackfrüchte) und die Gestaltung der Ackerschläge beinhalten.

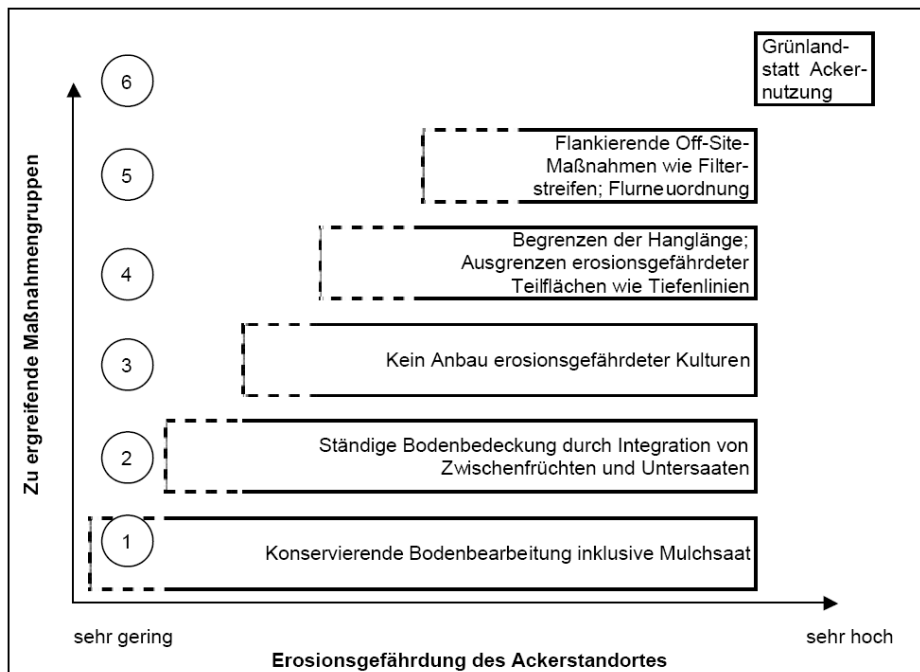


Abbildung 2.5: Entscheidungskaskade für Erosionsschutzmaßnahmen (nach MUNLV 2004, S. 71)

Die konservierende Bodenbearbeitung verzichtet im Gegensatz zu konventionellen Verfahren mit Mulch-, Direkt- oder Streifenfrässaat auf regelmäßigen Pflugeinsatz. Bei der Mulchsaat wird in im Herbst nicht eingepflügte Pflanzenreste eingesät, wodurch die Herbstbearbeitung entfällt und die Böden im Frühjahr tragfähiger und früher zu bestellen sind. Der höhere Fließwiderstand mindert die Abflussgeschwindigkeit, wodurch nach Regenende ein großer Abflussanteil noch auf dem Feld wieder infiltrieren kann. In Reihenkulturen lässt sich der Oberflächenabfluss um ca. 30 % vermindern (SCHRÖDER & AUERSWALD 2000). Die dreifache Wirkung der Mulchdecke (geringere Verschlammung, Nachfluss-Infiltration, Scheiteldämpfung) kann in kleinen Einzugsgebieten wesentlich die Hochwassersituation entspannen. Die stark erosionsmindernde Wirkung ist nicht nur auf die höhere Bedeckung und organische Substanz, sondern auch auf höhere Bodenfeuchte und geringere Aggregatbeanspruchung zurückzuführen (vgl. AUERSWALD 1993). Bei Dauerkulturen wie Hopfen und Wein kommt neben Mulchen eine Untersaat in Frage. Mulchsaat und Querbearbeitung sind bei Hackfrüchten und anderen Reihenkulturen sehr effektiv, da sie ökonomisch neutral sind und stark den Abtrag reduzieren. Die Minderung durch Konturpflügen beruht auf Ableitung des Niederschlagswassers parallel zu den Höhenlinien sowie auf Rückhalt und Versickerung in kleinen Mulden. Besonders effektiv ist es bei Hangneigungen von 5–10 %; über 20 % und bei Starkniederschlägen ist es jedoch nicht mehr wirksam.

Die Direktsaat verzichtet auf jegliche Bodenbearbeitung und kann bei allen Kulturen angewendet werden, die keine Damm- oder Beetformung erfordern. In Deutschland hat sie sich aber aus diversen Gründen noch nicht durchsetzen können (AUERSWALD 2002b). Der längerfristige Pflugverzicht hat Vorteile auf flachgründigen Verwitterungsböden, stark erosionsgefährdeten Hanglagen, kalkreichen Lehm- und Tonböden sowie auf zu Verschlammung neigenden Böden bei weniger als 500 mm Niederschlag (vgl. AUERSWALD 1993). Sand- und feinsandige Schluffböden neigen zur Dichtlagerung (Einzelkorngefüge) und benötigen eine Pflugbearbeitung, ebenso staunasse und von Grundwasser beeinflusste Böden. Ein stabiles, grobporenreiches Bodengefüge ist durch die Vermeidung von mechanischer Verdichtung durch Bearbeitung des zu feuchten Bodens zu erhalten. Verdichtungen führen zu geringeren Infiltrationsraten und folglich zu erhöhten Oberflächenabflüssen. Ganzjährig bedeckte Böden haben generell eine signifikant höhere Aggregatstabilität als Ackerböden. Weitere Maßnahmen im Bereich von Düngung, Humuswirtschaft und Kalkung stabilisieren zusätzlich das Bodengefüge.

Die Reduzierung weitreihiger Fruchtarten (Mais, Raps, Zuckerrüben, Kartoffeln) oder Anbau von Winter- statt Sommergetreide sind durch Markt- und Förderbedingungen eingeschränkt (FLECK 2001). Die Sommerkulturen haben eine lange Entwicklungszeit bis zu einer schützenden Bedeckung und die Erosivität ist zu dieser Zeit relativ hoch. Die Umstellung der Fruchtfolge zu 2/5 mehrjährigem Ackerfutter würde die Erosion um 70 % und den Nährstoffabtrag um 60 % reduzieren (AUERSWALD 1993). Die hohe Erosionsanfälligkeit von Winterweizen nach der Saat im Herbst ist durch langandauernde Niederschläge auf bereits gesättigten Böden bedingt.

Flächenstrukturen können durch schlaginterne Stilllegungsstreifen quer zum Gefälle geteilt werden, was die Reduzierung der erosiven Schlaglänge und Unterbrechung des Oberflächenabflusses bedingt (MUNLV 2004). Ergänzend zur Hanguntergliederung durch Hecken, Feldgehölze, Terrassen oder Grünland können Fanggräben und Querdämme zur schadlosen Abflussableitung angelegt werden. Reicht die Einschränkung bevorzugter Abflussbahnen wie Hangmulden durch strikte Konturbearbeitung nicht aus, ist die Anlage von begrünten Abflussmulden (*grassed waterways*) sinnvoll. Bei konzentriertem Abfluss ist deren Filterwirkung effektiver als die der Querstreifen (FIENER & AUERSWALD 2003). Die Effektivität des Sedimentrückhalts hängt von Niederschlagsmenge und -intensität sowie den Eigenschaften von Einzugsgebiet und begrünter Abflussmulde (Morphologie, Boden, Vegetation, Bewirtschaftung) ab. Diese Maßnahmen sind aber meist nur bei Flurneuerungsverfahren durchführbar. Dies gilt auch für kleine an Feldgrenzen angelegte Sedimentrückhaltebecken, die jedoch nur bei sommerlichen Starkregen in kleinen Einzugsgebieten wirksam sind (FIENER et al. 2005).

Vergrößerte Schläge, Rückgang von Viehhaltung und Grünlandwirtschaft sowie Anbau von Futter- und Energiemais führen zu erhöhter Erosion insbes. in Hanglagen. Dieser ist durch Dauerbegrünung und Aufforstung zu begegnen, wenn keine der Maßnahmengruppen allein oder in Kombinationen ausreichend ist (MUNLV 2004). Nach AUERSWALD (1993) können mit Aufforstung über 99 % von Bodenabtrag und Nährstoffaustrag vermindert werden, durch Dauerbegrünung bis zu 95 %. Gewässerrandstreifen und die Wiederherstellung der Rückhaltefunktion grundwassernaher Böden reduzieren den Stoffeintrag in Gewässer. In Waldgebieten sind die Einflussmöglichkeiten relativ beschränkt. Sie umfassen Retention, minimierter Wegebau und Bestandsaufbau oder bodenschonende Erschließung und Ernteverfahren. NORDMANN (2011) untersucht diesen Einfluss der Forstwirtschaft auf den vorbeugenden Hochwasserschutz und klassifiziert hierfür abflusssensitive Waldflächen in Thüringen und Nordbayern.

Die Maßnahmen aus Land- und Forstwirtschaft zur Erhöhung der Infiltrationskapazität werden durch Niederschlagsnutzung und -versickerung ergänzt und unter dem Begriff dezentraler Rückhalt als Überbegriff für natürliche Hohlformen und gezielt angelegte Versickerungsmulden zusammengefasst (NIEHOFF 2002). Es kann aber nur zur Verbesserung des lokalen Schutzes beigetragen werden, da extreme Hochwasser in großen Flüssen meist aus mehrwöchigen Niederschlägen entstehen, wodurch dann das dezentrale Retentionsvermögen bereits erschöpft ist.

## **2.2 Quantifizierung von Bodenerosion und Stoffaustrag**

Die Bestimmung des Stoffaustrags aus Einzugsgebieten ist durch Messung der Sediment- und Nährstofffracht sowie Modellierung von Erosion und Stofftransport möglich (vgl. WHITE 2005). EVANS (1995) und STROOSNIJDER (2005) diskutieren Möglichkeiten und Grenzen der Erosionsmessungen. Die indirekte Methode charakterisiert die Erodibilität von Böden, Umsatzmessungen erfassen den durch Niederschlag bedingten Abfluss und Bodenabtrag (MURSCHEL & CLEMENS 1995). Die Messungen mit Nagelpegeln oder Sedimentfangkästen sind sehr aufwändig und durch die kleine Referenzfläche (z. B. 1 m<sup>2</sup>, 50–500 m<sup>2</sup>, 0,1–1 ha) ist eine Übertragbarkeit problematisch. Bei der Erosionsschadenskartierung werden Erosions- und Akkumulationsformen, die nach erosiven Ereignissen entstanden sind, flächenhaft quantitativ inkl. der Randbedingungen erfasst (DVWK 1996b). Dadurch kann der Abtrag auf größeren Flächen und während längerer Zeiten ermittelt werden. Nachteile sind der hohe Aufwand und die Unterschätzung der Flächenspülung. Bei Landschaftsbilanzen werden Erosionsvorgänge über eine längere Zeit und größere Flächen integriert. Hierzu zählen bspw. der Vergleich der Horizontmächtigkeiten nicht erodierter Böden unter Wald und ackerbaulich genutzter Böden. Die Berechnung der Bodenverlagerung durch Datierung erfolgt mit Radionukliden und Schwermetallen (Cd, Pb) (ZAPATA

2003). Langfristige Abtragsraten können in kleinen Gebieten (< 100 ha) anhand der Sedimentation in Rückhaltebecken bestimmt werden. Verbreitet ist ebenfalls die Erfassung der Ablagerungen in Talsperren (z. B. DE VENTE et al. 2005) und HRB (z. B. VERSTRAETEN & POESEN 2002).

Die Kartierung einzelner Ereignisse mit Fernerkundungsmethoden erfordert eine hohe geometrische und zeitliche Auflösung des Sensors (VRIELING 2006). Erosionsgebiete werden anhand von Bodeneigenschaften als Indikatoren identifiziert, die sich entlang der Abtrags-, Transport- und Ablagerungsgebiete verändern. Die indirekte Erfassung liefert die Parameter für Erosionsmodelle, wozu ein hohes spektrales Auflösungsvermögen benötigt wird (vgl. KLISCH 2003, KING et al. 2005). Die Ableitung von Relief-, Niederschlags- und Vegetationsparametern ist weitgehend ausgereift, die von Bodenparametern hingegen noch nicht.

Obwohl die Korrelation zwischen Starkniederschlägen und resultierender Schwebstofffracht im Vorfluter oft deutlicher ist als zwischen Durchfluss und Schwebstofffracht, wird diese häufig durch eine Sedimentschlüsselkurve (*sediment rating curve*) beschrieben (vgl. WALLING & WEBB 1988, ASSELMAN 2000). Problematisch sind hier die Ablagerung in Überschwemmungsgebieten und mögliche Resuspendierung von früher abgelagerten Schwebstoffen sowie der nur schwer zu erfassende hohe Anteil suspendierten Sands. Die kontinuierliche Erfassung der Trübung mittels manueller oder automatischer Probennahme ermöglicht eine Beziehung zum Schwebstoffgehalt (PFANNKUCHE & SCHMIDT 2003). Die Zusammensetzung der Schwebstoffe erlaubt eine Analyse ihrer räumlichen und zeitlichen Herkunft (*source fingerprinting*) (vgl. WALLING 2005). Die weit verbreiteten Messungen für die Bilanzierung sedimentgebundener Schwermetalle (z. B. HOLZ 2004) und Nährstofffrachten (z. B. SALLES et al. 2008) sind jedoch selbst mit teils erheblichen Unsicherheiten (vgl. HARMEL et al. 2006) behaftet.

## **2.3 Modellierung von Bodenerosion und Sedimentaustrag**

### **2.3.1 Klassifizierung von Modellsystemen**

Eine Klassifizierung von Modellen kann nach verschiedenen Kriterien erfolgen (BEVEN 2001). Die Prozessbeschreibung hängt eng mit den betrachteten räumlichen (Mikro-, Meso-, Makroskala) und zeitlichen Skalen (ereignisbasiert, kontinuierlich) zusammen. Hier können sehr einfache, die Prozesse weitestgehend zusammenfassend betrachtende *Black Box*-Modelle und detailliert abbildende Modelle, die die einzelnen Prozesse und teils auch deren Wechselwirkungen berücksichtigen, unterschieden werden (LEMPERT 2000). Der Übergang zwischen beiden ist meist fließend, da nicht alle detailliert genannten Modelle auch alle Prozesse entsprechend beschreiben (REFSGAARD & KNUDSEN 1996). Die Prozessbeschreibung kann deterministisch, sto-

chastisch oder durch Kombination erfolgen. Die deterministische Prozessbeschreibung ist sowohl mit physikalisch basierten als auch vereinfachenden konzeptionellen oder empirischen Berechnungsansätzen möglich. Empirische Modelle verzichten auf die Beschreibung physikalischer Prozesse, wodurch keine Erkenntnisse über das Systemverhalten gewonnen werden können und keine unmittelbare Übertragbarkeit auf andere Standorte gegeben ist. Mit der Zuordnung konzeptioneller Ansätze zu bestimmten Prozessen begannen die ersten Schritte zur detaillierten Beschreibung. Bei physikalisch begründeten Modellen erfolgt die Beschreibung basierend auf zumeist in Laborversuchen ermittelten physikalischen Gleichungen, woraus sich Probleme bei Skalenwechseln ergeben (WOOLHISER 1996). Zusätzlich werden die Prozesse in den Modellen oft nur mathematisch vereinfacht beschrieben und es bestehen hohe Anforderungen an die zeitliche und räumliche Auflösung der Eingangsdaten. Stochastische Modelle erklären die Prozesse mit einer Kombination deterministischer und zufälliger Anteile, wobei die Messwerte als Zufallsgrößen betrachtet und mit Verteilungsfunktionen beschrieben werden.

Die Prozessbeschreibung steht in engem Zusammenhang zum analytischen oder numerischen Lösungsweg (LEMPERT 2000). Für physikalisch begründete Beschreibungen fehlen oft analytische Lösungen, wodurch numerische Verfahren eingesetzt werden müssen. Hier unterscheidet man finite Differenzen- und finite Elementen-Methode mit explizitem oder implizitem Lösungsschema. Lineare konzeptionelle Ansätze haben oft den Vorteil einer analytischen Lösung.

Die räumliche Darstellung des Untersuchungsgebiets kann (flächen-) detailliert (*distributed*) mit hoher räumlicher Auflösung und einfach als Blockmodell (*lumped*) erfolgen (vgl. LEMPERT 2000). Die Wahl der kleinsten Raumeinheit (Elementarfläche) gibt die Detailschärfe der Darstellung räumlich variabler Gebietsmerkmale vor. Eine Elementarfläche wird dabei als homogen angesehen und so die Variabilität innerhalb der Fläche in Bezug auf Prozesse und/oder Kennwerte vernachlässigt. Die Darstellung erfolgt als regelmäßiges Raster oder unregelmäßiges Dreiecksnetz (*triangulated irregular network*, TIN) (vgl. Abbildung 2.6). Möglich sind auch die Orientierung an Höhenlinien (Konturen) oder Gliederung in Hang- und Gerinnesegmente.

Die Rasterstruktur hat die Vorteile der guten Verfügbarkeit von Rasterdaten (DGM, Landnutzung aus Fernerkundung), der einfachen Datenhaltung und -verarbeitung sowie der rechnergestützten Umsetzung. Ein Nachteil rasterbasierter Gelände- und Höhenmodelle gegenüber Dreiecksnetzen oder Höhenlinien ist vor allem das Problem, dass markante topografische Merkmale (z. B. Bruchkanten) nicht genau abgebildet werden können. Hinzu kommt der teils enorme Speicherplatzbedarf bei hoher räumlicher Auflösung, so z. B. bei *Laserscan*-DGM.

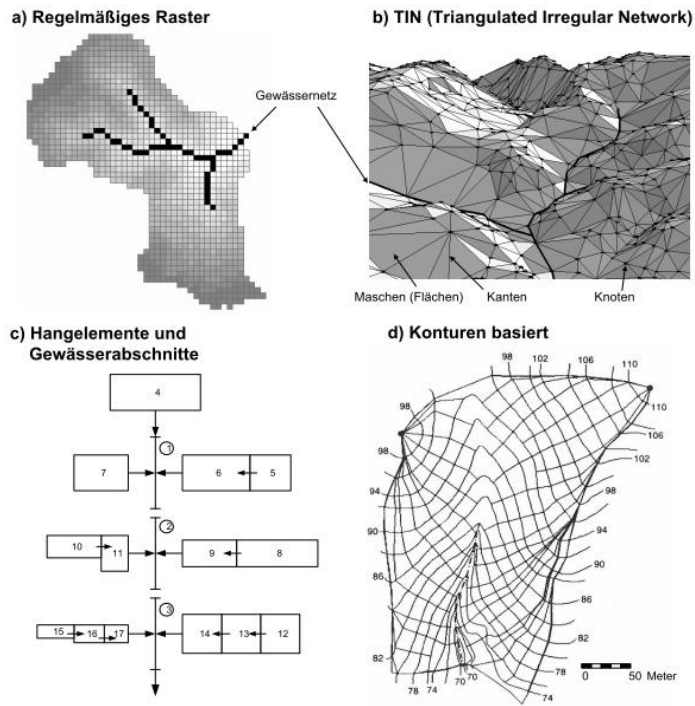


Abbildung 2.6: Horizontale Raumgliederung hydrologischer Modelle (nach GATTKER 2006, S. 35)

Ein weiterer Elementarflächenansatz ist die Ausweisung von Flächen mit ähnlichem Prozessgeschehen (*hydrological similar units*, HSU bzw. *homogeneous response units*, HRU), die sich durch gleiche Kenngrößen in Landnutzung, Boden und Topografie auszeichnen. Das Konzept der repräsentativen Elementarflächen (*Representative Elementary Areas*, REA) von WOOD et al. (1988) beruht auf der Annahme, dass bei der großskaligen Betrachtung (Flächen größer als  $1 \text{ km}^2$ ) die kleinskaligen Parametervariationen zu vernachlässigen sind.

Eine mittlere hydrologische Antwort kann dann unabhängig von der Gebietsgröße definiert werden. Die REA ist eine kritische Fläche, bei der implizite Kontinuitätsannahmen getroffen werden können, ohne die Verteilung der Parameterwerte zu kennen. Einen ausführlichen Überblick zur Klassifikation räumlich verteilter Hang- und Gebietsmodelle geben bspw. GRAYSON & BLÖSCHL (2000) und KAMPF & BURGESS (2007).

Bei Blockmodellen stellt die kleinste betrachtete Raumeinheit meist das Einzugsgebiet oder ein Teileinzugsgebiet bzw. Hang dar. Das Hauptproblem bei Flussgebietsmodellen ist die zunehmende Heterogenität der Parameter, verbunden mit abnehmender Datengenauigkeit und -verfügbarkeit (vgl. VOLK & STEINHARDT 2004). Ihr Konzept ist im Vergleich zu Modellen für die kleinräumige Analyse viel einfacher in Bezug auf Prozesssimulation und implementierte Methoden.

### 2.3.2 Modellierung hydrologischer Prozesse

Horton's empirische Infiltrationstheorie (HORTON 1937, 1940) harmoniert gut mit dem *Black Box*-Modell der Einheitsganglinie (*unit hydrograph*) (SHERMAN 1932), welches die Umformung eines Niederschlags in eine Abflussganglinie erlaubt (vgl. SCHERRER 1997). Die Infiltrationskapazität ( $f$ ) wird abhängig von der Zeit ( $t$ , exponentiell abnehmend) mit der Infiltrationskapazität bei stationären Bedingungen ( $f_c$ ), Anfangsinfiltrationskapazität ( $f_0$ ,  $t = 0$ ) und der von Boden und Oberflächenbedingungen abhängigen Konstante ( $k_f$ ) bestimmt (vgl. Formel 1).



Die Aufprallenergie des Niederschlags wird von Horton als Einfluss für die Transportbedingungen des Bodens angesehen, wodurch die Faktoren  $f_c$  und  $k_f$  abhängig von der Niederschlagsintensität sind (vgl. SKAGGS et al. 1969). Für die Erlangung guter Ergebnisse ist die Bestimmung der drei Modellparameter aus Feldexperimenten erforderlich.

$$f = f_c + (f_0 - f_c) \cdot e^{-k_f t}$$

Formel 1: Berechnung der Infiltrationskapazität ( $f$ ) nach Horton

Das empirische Infiltrationsmodell von HOLTAN (1961) beschreibt die Infiltration in der obersten Bodenschicht als Funktion der aktuellen Bodenfeuchte mit einem Speicheransatz anhand der Summeninfiltration ( $F$ ), dem Speicherpotenzial ( $S_t$ ) des Bodens sowie den von Bodentyp und Oberflächenbedingungen abhängigen Konstanten  $a$  und  $n$  (vgl. Formel 2):

$$f = a \cdot (S_t - F)^n + f_c$$

Formel 2: Berechnung der Infiltrationskapazität ( $f$ ) nach Holtan

Die Verwendung von  $F$  anstelle von  $t$  als unabhängige Variable ist von Vorteil bei der Simulation von Einzugsgebieten (vgl. SKAGGS et al. 1969). Für  $S_t$  ist eine Schätzung der Kontrolltiefe erforderlich, die durch Oberflächenverdichtung und -verkrustung beeinflusst wird. Eine Erweiterung der Theorie führt zum Holtan-Overton-Modell (OVERTON 1964) mit der Wiederherstellung der Bodeninfiltrationskapazität bei bzw. nach schwachem oder gar keinem Regen. HUGGINS & MONKE (1966) führen zusätzlich die Porosität in Holtan's Modell ein.

Darüber hinaus existieren Verfahren zur indirekten Berücksichtigung der Infiltration über einfache Verlustansätze für den Niederschlag, so das *SCS-Curve-Number-Verfahren* (SCS-CN) (SCS 1972). Das in den 1950er Jahren in den USA entwickelte Verfahren für den abflusswirksamen Niederschlag erlaubt mit der Kurvennummer (*Curve Number*, CN) als Funktion von Bodentextur, Bodennutzung und -feuchteklasse eine Anwendung auf unbeobachtete Gebiete. Die Methode unterscheidet beim Direktabfluss nicht zwischen Oberflächen- und Zwischenabfluss. Die Einfachheit des Verfahrens erklärt die weite Verbreitung, ungeachtet der theoretischen Schwächen (vgl. HJEMFELT 1991, PONCE & HAWKINS 1996). Entsprechend groß ist die Anzahl von Weiterentwicklungen, bspw. in Kombination mit variablen Sättigungsflächen (EASTON et al. 2008).

Die konzeptionelle Beschreibung der Abflussdynamik eines Einzugsgebiets erfolgt mit unterschiedlich schnell auf ein Niederschlagsereignis reagierenden Speichern (vgl. NIEHOFF 2002). Einfache lineare Ansätze wie Einzellinearspeicher (CLARK 1945) oder Einheitsganglinie wurden zunächst mit integraler Betrachtung der Gebiete verwendet (LEMPERT 2000). Die Muskingum-

Methode bzw. die Erweiterung zur Muskingum-Cunge-Methode (CUNGE 1969) und das Kalinin-Miljukov-Verfahren (KALININ & MILJUKOV 1958) sind durch ihre Einfachheit ebenfalls weit verbreitete hydrologische Verfahren für die Wellenverformung. Mit seriellen (z. B. NASH 1957) und parallelen Speicheraskaden (z. B. DISKIN 1964, WITTENBERG 1974) sowie nicht-linearen Speicheransätzen wurden die *Black Box*-Modelle verfeinert. Die Berücksichtigung morphologischer Gebietseigenschaften führte zur GIUH (*Geomorphological Instantaneous Unit Hydrograph*) (RODRIGUEZ-ITURBE & VALDES 1979). HEC-1 (US-ACE 1985) als erweitertes *Black Box*-Modell beschreibt die Prozesse innerhalb eines Einzugsgebiets integrativ durch die Teilmodule Niederschlagsbelastung (SCS-CN), Verluste, Abflusstransformation (IUH) und Basisabfluss.

Eine detaillierte konzeptionelle Prozessbeschreibung haben die Modelle HBV (*Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning*) (BERGSTRÖM 1972), TOPMODEL (BEVEN & KIRKBY 1979) und PRMS (*Precipitation Runoff Modeling System*) (LEAVESLEY et al. 1983) bzw. PRMS-MMS (*Modular Modeling System*) (LEAVESLEY et al. 2002). Vergleiche verschiedener konzeptioneller Modelle zeigen bspw. FRANCHINI & PACCIANI (1991) und VAN ESSE et al. (2013). In Deutschland ist die Anwendung von LARSIM (*Large Area Runoff Simulation Model*) (BREMICKER 2000) als Weiterentwicklung von FGMOD (Flussgebietsmodell) (LUDWIG 1979) oder NASIM (Niederschlag-Abfluss-Simulation) (OSTROWSKI 1982) weit verbreitet.

TOPMODEL basiert auf einer weitgehend konzeptionellen Prozessbeschreibung mit teils physikalisch interpretierbaren Kennwerten (vgl. LEMPERT 2000). Wesentliches Element ist die Abflussbildung auf Sättigungsflächen (vgl. Abbildung 2.7,  $A_c$ ), deren variable Ausdehnung vereinfacht mit Hilfe eines Bodenfeuchteindex (Kap. 3.1) unter Berücksichtigung von Transmissivität und Topografie im Einzugsgebiet beschrieben wird. Hierbei wird angenommen, dass das hydraulische Gefälle gleich der Geländeneigung ist, die räumlich konstante Transmissivität exponentiell mit der Tiefe abnimmt und der Boden einer undurchlässigen Gesteinsschicht aufliegt. Das Teileinzugsgebiet als kleinste Raumeinheit wird über die klassifizierte Verteilungsfunktion des topografischen Indexes weiter in hydrologisch ähnliche Flächen (HSU) unterteilt. Diese reagieren unabhängig von ihrer Lage im Einzugsgebiet hydrologisch gleich und können bei der Simulation zusammengefasst werden. Die HSU bestehen aus einfachen Speicherbausteinen zur Berechnung der Interzeption und der Bodenprozesse. Der Gerinneabfluss wird mit einem einfachen Wellengeschwindigkeitsansatz abgebildet. TOPMODEL ist sowohl für Hochwasser als auch kontinuierliche Simulation geeignet und dies besonders in humiden, flachgründigen und nicht zu steilen Einzugsgebieten, wie in den europäischen Mittelgebirgen (vgl. MAURER 1997).

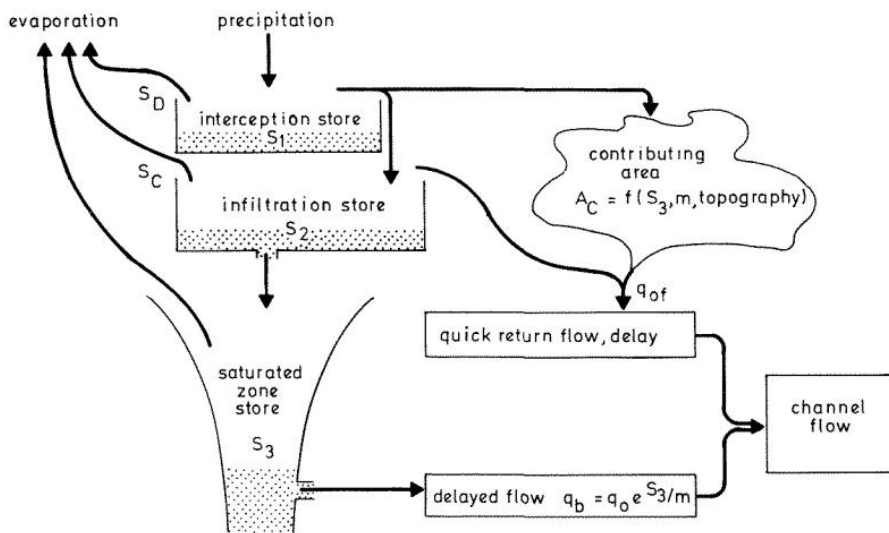


Abbildung 2.7: Darstellung des Modellkonzepts von TOPMODEL (nach BEVEN & KIRKBY 1979, S. 47)

Die exakte Beschreibung einzelner Prozesse mittels physikalischer Gleichungen stellt die detaillierteste Abbildung der Hydrologie dar. Die Wasserbewegung in der Bodenmatrix wird physikalisch exakt mit dem Potenzialkonzept beschrieben, bei dem die Bewegung von Bereichen höheren Potenzials zu Bereichen niedrigeren Potenzials erfolgt (vgl. LEMPERT 2000). Das Attribut physikalisch begründet bezieht sich dabei streng genommen nur auf Modelle, die die Bewegung explizit anhand von Gleichungen beschreiben, die den physikalischen Grundgesetzen der Hydromechanik folgen. Hierzu zählen der Diffusionswellenansatz (DE SAINT-VENANT 1871), das Darcy-Gesetz (DARCY 1856) oder die Richards-Gleichung (RICHARDS 1931). Die Richards-Gleichung für den ungesättigten Wassertransport wurde aus Darcy-Gesetz und Kontinuitätsgleichung abgeleitet. Analytische Lösungen gibt es nur für Spezialfälle, die zudem Wassergehalt-Leitfähigkeit- und Saugspannung-Wassergehalt-Beziehungen voraussetzen. Die Lösungen von PHILIP (1957a, b) sind durch die Annahme eines homogenen Bodenprofils mit einheitlichem Anfangswassergehalt und Stauwasser auf der Oberfläche begrenzt. In der Realität ist der Boden jedoch heterogen und die Oberflächeneigenschaften sind zeitabhängig. Darauf basierend erstellen SMITH & PARLANGE (1978) ihr Infiltrationsmodell.

Das Infiltrationsmodell von GREEN & AMPT (1911) betrachtet den Boden als Bündel winziger Kapillarröhren, die unregelmäßig in Fläche, Richtung und Form sind (vgl. SKAGGS et al. 1969). Unter Annahme eines homogenen, tiefen Bodens mit einheitlichem Anfangswassergehalt und Oberflächenstauwasser gilt folgende Gleichung (vgl. Formel 3):

$$f = A \left\{ 1 + \frac{B'(P + H)}{F} \right\}$$

Formel 3: Berechnung der Infiltrationskapazität ( $f$ ) nach Green-Ampt

Hierbei sind  $H$  die Wassertiefe auf der Oberfläche und  $P$  das Matrixpotenzial an der Befeuchtungsfront sowie  $A$  und  $B'$  Konstanten für Bodentyp und -bedingungen. Das Modell kann nur als physikalisch angenähert bezeichnet werden, da im Gegensatz zu Porenvolumen und Wasserleitfähigkeit der Parameter für die Wasserspannung a priori keine physikalische Bedeutung besitzt (vgl. LEMPERT 2000). Zusätzlich dringt das Wasser vereinfachend kolbenförmig in den Boden ein und füllt dabei den verfügbaren Porenraum vollständig aus. MEIN & LARSEN (1973) erweitern die Theorie zum Green-Ampt-Mein-Larson-Modell (GAML). Weitere Infiltrationsmodelle und deren Anwendungen betrachten bspw. MISHRA et al. (2003).

Der Gerinneabfluss kann mit Kontinuitäts- und dynamischer Grundgleichung hydraulisch exakt als instationärer Fließvorgang beschrieben werden, die zusammen als Saint-Venant-Gleichungen bezeichnet werden (vgl. LEMPERT 2000). Sie können unter der Annahme, dass sich beim Oberflächenabfluss schon im Mikrobereich kleinste Rinnen bilden, als Näherungslösung gelten. Ihre Lösung erfordert einen sehr hohen Rechenaufwand. Die Vernachlässigung von Teilen der dynamischen Grundgleichung führt zu reduziert hydrodynamisch begründeten Ansätzen. Während bei der Diffusionswelle die Trägheitsglieder vernachlässigt werden, bleiben bei der kinematischen Welle (LIGHTHILL & WHITMAN 1955, HENDERSON & WOODING 1964) sowohl Trägheits- als auch Druckglied unberücksichtigt, so dass das Reibungsgefälle gleich dem Sohlgefälle ist und die instationären Fließvorgänge durch stationäre angenähert werden (vgl. SINGH 2001). Die Fließgeschwindigkeit hängt dann nur noch von der Wassertiefe ab, was den Einsatz gebräuchlicher Abflussformeln wie die von DE CHÉZY (1775) oder Manning-Strickler (MANNING 1891, STRICKLER 1923) ermöglicht. Weitere Formeln zeigen bspw. SMITH et al. (2007).

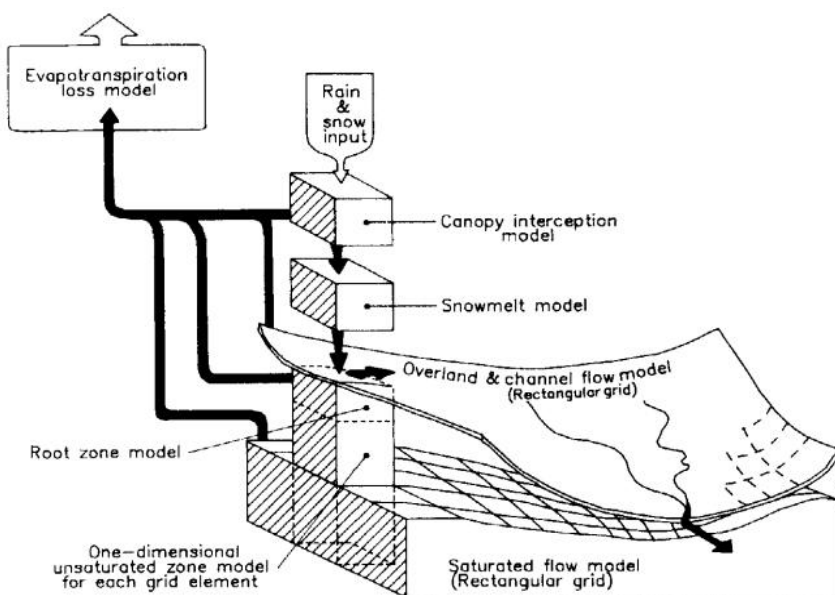


Abbildung 2.8: Schema der Modellstruktur von SHE (nach BATHURST & O'CONNELL 1992, S. 268)

SHE (*Système Hydrologique Européen*) (ABBOT et al. 1986a, b) ist das wohl bekannteste detaillierte Modell (vgl. Abbildung 2.8) mit meist physikalisch begründeter Prozessbeschreibung. MIKE-SHE (REFSGAARD 1997) inkl. hydrodynamischer Komponente berücksichtigt neben Interzeption, Verdunstung, Oberflächen- (2D, kinematische Welle) und Gerinneabfluss (1D, Diffusionswelle) auch das Fließen in gesättigter (3D, Boussinesq-Gleichung) und ungesättigter Zone (1D, Richards-Gleichung).

Das deterministische Modell WaSiM (Wasserhaushalts-Simulations-Modell) (SCHULLA 1997) beschreibt als rasterbasiertes Gebietsmodell die Infiltration nach Green-Ampt (PESCHKE 1987) mit indirekter Berücksichtigung von Makroporen über einen schnellen Interflow-Speicher. Alternativ zur Richards-Gleichung steht der Sättigungsflächenansatz von TOPMODEL zur Verfügung. Der Oberflächenabfluss wird mittels Zeit-Flächen-Diagramm und Retention mit Einzellinarspeichern übertragen. WINTER (2013) erweitert das Modell um Verschlammung und Abflusskonzentration mit der kinematischen Welle. CATFLOW (MAURER 1997, ZEHE 1999) ist mit der Richards-Gleichung für Hänge und kleine Gebiete in hoher zeitlicher Auflösung gedacht.

### 2.3.3 Modellierung der Bodenerosion

Einen Überblick über die Modellierung der Bodenerosion durch Wasser geben bspw. BORAH & BERA (2004a, b), MORGAN & NEARING (2011), DE VENTE & POESEN (2005) und DE VENTE et al. (2013). HARRIS & BOARDMAN (1998) beschreiben Expertensysteme und Neuronale Netze als alternative Ansätze. Der Modelleinsatz ist dabei von der betrachteten Skala abhängig (vgl. LANE et al. 1997, AMORE et al. 2004). Kontinuierliche Simulation dient vor allem der Planung von Erhaltungsstrategien oder der Erfassung langjähriger *on-site*-Szenarien (KLISCH 2003). Detaillierte Ereignismodelle hingegen sind für *off-site*-Schäden besser geeignet, da sie neben dem Abtrag auch die räumliche Verteilung von Abfluss und Sedimentation liefern.

Das bekannteste empirische Erosionsmodell ist die im Mittleren Westen der USA aus umfangreichen Messungen (1930–1952) abgeleitete *Universal Soil Loss Equation* (USLE) (WISCHMEIER & SMITH 1965, 1978). Sie korreliert die sechs wichtigsten Einflussfaktoren mit dem langfristigen mittleren jährlichen Bodenabtrag durch Flächen- und Rillenerosion an landwirtschaftlich genutzten Hängen. Ablagerung des abgetragenen Bodens wird nicht beschrieben. Die USLE wird trotz ihrer Schwächen wegen breiter experimenteller Absicherung, modelltechnisch rigidem Aufbau und weniger Parameter heute noch oft verwendet (vgl. STUMPF & AUERSWALD 2006). Die Allgemeine Bodenabtragsgleichung (ABAG) (SCHWERTMANN et al. 1987) bezeichnet die Anpassung an deutsche Verhältnisse. Die differenzierende ABAG (dABAG) (AUERSWALD et al. 1988)

berücksichtigt zusätzlich die hangabwärts zunehmende Transportkraft des Oberflächenabflusses und die Hangform, wodurch eine Anwendung in komplexen Einzugsgebieten möglich ist. Die Bestimmung von Monatswerten des Sedimentaustrags mit der USLE ermöglicht GAMES (RUDRA et al. 1986), von Jahreswerten z. B. USPED (*Unit Stream Power based Erosion/Deposition*) (MITASOVA et al. 1996, MITAS & MITASOVA 1998). Das Ersetzen des Regenfaktors der USLE durch einen Abflussenergiefaktor führt zur MUSLE (*Modified Universal Soil Loss Equation*) (WILLIAMS & BERNDT 1972, WILLIAMS 1975a), die den Sedimentaustrag von Niederschlagsereignissen am Gebietsauslass ermittelt. ONSTAD & FOSTER (1975) und FOSTER et al. (1977b) kombinieren beide Faktoren für die Erosivität von Einzelereignissen. Die *Revised Universal Soil Loss Equation* (RUSLE) (RENARD et al. 1991, 1994) basiert auf einer umfangreicheren Datengrundlage (z. B. Bedeckung, Hangkonfiguration, Gradient), bei der Erosivität, Erodibilität und Bedeckung (zunächst) zeitlich in 15-Tagesintervallen aufgelöst eingehen (RENARD & FERREIRA 1993). Die später RUSLE1 genannte Variante wurde zur RUSLE2 erweitert (vgl. DABNEY et al. 2011, RENARD et al. 2011). Diese ermöglicht nun auch die Beschreibung von Sedimenttransport und Sedimentablagerung.

Um vom Bodenabtrag auf den Feststoffaustrag des Einzugsgebiets zu schließen, wird oft ein Feststoffliefergrad (*Sediment Delivery Ratio*, SDR) als starke Verallgemeinerung der Prozesse angewendet (vgl. WALLING 1983). Dies kann bspw. mit der Gebietsgröße (AUERSWALD 1992b), Gewässernähe (FERRO & PORTO 2000) oder Ablagerungsgebieten (VAN OOST et al. 2000) erfolgen. Mit der ABAG ermöglichen die Modelle MONERIS (*Modelling Nutrient Emissions in River Systems*) (BEHRENDT et al. 1999), STOFFBILANZ (HALBFASS 2005) oder MEPHos (Modell zur Ermittlung des Phosphateintrags aus diffusen und punktuellen Quellen in die Oberflächengewässer) (TETZLAFF 2006) die Abschätzung diffuser Sedimenteinträge in die Oberflächengewässer.

Konzeptmodelle erhalten durch Auswertung der Messwerte von Niederschlag, Abfluss und Schwebstoff eine parametrische Beziehung zwischen Eingangsdaten und Ergebnissen (MOLINA & STÖDTER 1998). Berücksichtigung finden hier bspw. die Sediment-Einheitganglinie (*unit sediment graph*) (RENDON-HERRERO 1974, 1978) bzw. die Momentan-Sediment-Einheitganglinie (WILLIAMS 1978) oder auch Sedimentrouting (WILLIAMS 1975b).

Die (überwiegend) konzeptionelle mathematische Simulation der Prozesse der Bodenerosion durch MEYER & WISCHMEIER (1969) (vgl. Abbildung 2.9) bildet die Grundlage für viele spätere Entwicklungen, so MMF (Morgan-Morgan-Finney) (MORGAN et al. 1984, MORGAN 2001) und darauf aufbauend SEMMED (*Soil Erosion Model for MEDiterranean regions*) (DE JONG et al. 1999).

Hierzu können auch Frachtfunktionen (*watershed loading functions*) gezählt werden, die dafür SCS-CN, USLE und Anreicherungsverhältnisse nutzen (vgl. HAITH & TUBBS 1981).

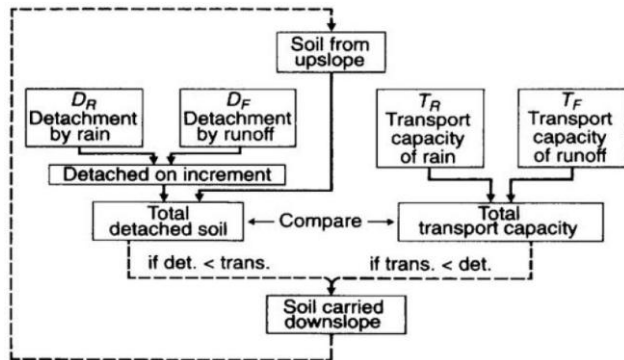


Abbildung 2.9: Modellierung der Bodenerosion durch Wasser (nach MEYER & WISCHMEIER 1969, S. 755)

Stochastische Ansätze zur Beschreibung der Prozesse der Bodenerosion verwenden bspw. BOGARDI et al. (1977), CARONI et al. (1984) und JULIEN & DAWOD (1987). Frühe physikalisch basierte Beschreibungen von Bodenerosion und Sedimenttransport beruhen auf partiellen Differenzialgleichungen für Massenerhaltung und Impuls, wie z. B. BENNETT (1974) detailliert darlegt.

Mit der kinematischen Welle für den Fließvorgang (vgl. LAGUNA & GIRÁLDEZ 1993, KOTHYARI et al. 1997) wird zwischen Partikelablösung durch Tropfenaufprall und Oberflächenabfluss unterschieden. Die Wirkung des Tropfenaufpralls berücksichtigt die kinetische Energie oder den Impuls. Die Ablösung kann empirisch als Potenzfunktion der Intensität oder deterministisch mit Bodenbedeckung und -erodierbarkeit bestimmt werden. Die Ablösung durch Oberflächenabfluss wird oft zur Schubspannung korreliert (FOSTER 1982). Zusätzliche Module für Nährstoffaustrag oder Pflanzenwachstum ermöglichen Rückkopplungen zwischen den Teilprozessen. Die Entwicklung der theoretisch ohne Kalibrierung auskommenden Modelle ist bisher nur für sehr kleine Räume gelungen (MOLINA & STÖDTER 1998). Durch die Komplexität und Variabilität der Prozesse benötigen sie eine sehr große Anzahl an Parametern.

ANSWERS (*Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response System*) (BEASLEY 1977, BEASLEY et al. 1980) als eines der ersten räumlich differenzierten Modelle dient der Ereignissimulation in kleinen landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten (< 100 km<sup>2</sup>). Die Hydrologie (Oberflächenabfluss, Infiltration, Tiefensickerung) wird eher konzeptionell modelliert, Bodenerosion und Sedimenttransport physikalisch basiert, aber mit empirischen Anteilen wie Anfangsverlust oder USLE K. ANSWERS-2000 (BOURAOUÏ & DILLAHA 1996, 2000) berücksichtigt für die kontinuierliche Simulation die Verdunstung und die Infiltration nach Green-Ampt.

CREAMS (*A field scale model for Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems*) (KNISEL 1980, KNISEL & DOUGLAS-MANKIN 2012) wurde für landwirtschaftliche Flächen (< 40 ha, bei einheitlichen Bedingungen < 400 ha) entwickelt. Es unterscheidet Flächen-, Rillen- und Grabenerosion und berechnet Abtrag und Deposition auf einzelnen Hängen. Zusätzlich

werden Nährstoffe und Pestizide berücksichtigt. SWRRB (*Simulator for Water Resources in Rural Basins*) (WILLIAMS et al. 1985) ist die Erweiterung für größere Einzugsgebiete ( $\leq 500 \text{ km}^2$ , mit MUSLE) und das erst als CREAMS2 angekündigte OPUS (SMITH 1992) ist als Forschungsmodell für kleine Gebiete konzipiert. GLEAMS (*Groundwater Loading Effects of Agricultural Management Systems*) (LEONARD et al. 1987) berücksichtigt hierbei auch die Wirkung von Pestiziden. GAREN et al. (1999) und LAFLEN & FLANAGAN (2013) geben einen ausführlichen Überblick zu den bekanntesten USDA-Modellen (USLE, RUSLE, CREAMS, EPIC, WEPP).

EPIC (*Erosion Productivity Impact Calculator bzw. Environmental Policy Integrated Climate*) (WILLIAMS et al. 1984, SHARPLEY & WILLIAMS 1990) ist als physikalisch basiertes Modell in der Feldskala mit leicht verfügbaren Eingangsdaten für die Identifizierung Erosion mindernder Managementstrategien und der Kosten erosionsbedingter Ernteverluste konzipiert. Das kontinuierlich arbeitende Modell verfügt noch über empirische Komponenten (SCS-CN, USLE), dient aber vielen späteren Entwicklungen als Vorlage. APEX (*Agricultural Policy/Environmental eXtender*) (WILLIAMS et al. 2008) verwendet bspw. verbesserte Module für den Kohlenstoffkreislauf und für Pestizide. Die Kopplung mit einem Routingmodell wie ROTO (ARNOLD et al. 1995) ermöglicht dann Aussagen für ganze Einzugsgebiete, so mit dem Modell SWAT (*Soil Water Assessment Tool*) (ARNOLD et al. 1993).

Das konzeptionelle Ereignismodell AGNPS (*Agricultural Non-Point Source Pollution*) (YOUNG et al. 1987, 1989) hat die Beurteilung der Beeinflussung der Wasserqualität durch Bodenerosion und Nährstoffeintrag in landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten ( $\leq 200 \text{ km}^2$ ) zum Ziel. Angestrebt ist hierbei ein Ausgleich zwischen Modellkomplexität und -parametrisierung. Die Haupttransportprozesse für flächenhafte Schadstoffquellen werden mit empirischen und physikalisch basierten Gleichungen beschrieben. AnnAGNPS (*Annualized AGNPS*) (THEURER et al. 2001) mit der RUSLE als Erosionskomponente und Beschreibung der Gerinneentwicklung simuliert hingegen kontinuierlich.

WEPP (*Water Erosion Prediction Project*) (LAFLEN et al. 1991, FLANAGAN et al. 2007, ASCOUGH et al. 1997) ist für die Vorhersage der räumlichen und zeitlichen Verteilung von Abtrag und Ablagerung einzelner Hänge, Felder und kleiner Einzugsgebiete in gemäßigttem Klima mit Bewertung der langfristigen Effekte von Bearbeitungs- und Schutzsystemen konzipiert. Die Modellstruktur ist ähnlich CREAMS, aber weniger detailliert. Dafür verzichtet WEPP auf ältere Technologien wie SCS-CN und USLE. WEPP und CREAMS können sowohl diskret als auch kontinuierlich arbeiten. Die Hangversion von WEPP ist ursprünglich als Ersatz für die USLE angedacht, konnte diese aber nicht verdrängen.



CASC2D (*CASCade of planes in 2-Dimensions*) (JULIEN & SAGHAFIAN 1991, JULIEN et al. 1995, DOWNER et al. 2002) ist für die detaillierte Analyse in semiariden und ariden Einzugsgebieten konzipiert. Horton'scher Oberflächenabfluss wird physikalisch basiert mit Green-Ampt-Infiltration und Diffusionswellenansatz modelliert, wodurch es anfällig für numerische Instabilitäten ist. Zusätzlich zum optimalen Zeitschritt muss die Rauigkeit der jeweiligen Zellengröße angepasst werden (MOLNAR & JULIEN 2000). Die Erosionskomponente ist noch nah an der USLE, Oberflächenerosion und Sedimentablagerung werden mit einer modifizierten Kilinc-Richardson-Gleichung (KILINC & RICHARDSON 1973, JOHNSON 1997) berechnet. Weiterentwicklungen des Modells sind CASC2D-SED (JOHNSON et al. 2000), GSSHA (*Gridded Surface Subsurface Hydrologic Analysis*) (DOWNER & OGDEN 2006) und TREX (*Two-dimensional Runoff, Erosion and Export*) (VELLEUX 2005, VELLEUX et al. 2008).

Tabelle 1: Überblick über die Eigenschaften ereignisbasierter Erosionsmodelle

<b>Modell</b>	<b>Hydrologie</b>	<b>Erosion</b>	<b>Transport</b>
ANSWERS	HUGGINS & MONKE (1968)	MEYER & WISCHMEIER (1969)	YALIN (1963)
CREAMS	2 Verfahren	FOSTER et al. (1977a)	YALIN (1963)
AGNPS	SMITH & WILLIAMS (1980)	WISCHMEIER & SMITH (1978)	BAGNOLD (1966)
KINEROS	SMITH & PARLANGE (1978)	MEYER & WISCHMEIER (1969)	6 Gleichungen
EUROSEM	SMITH & PARLANGE (1978)	MORGAN et al. (1998)	GOVERS (1990)
LISEM	3 Verfahren	DE ROO et al. (1996a, b)	GOVERS (1990)
EROSION 3D	GREEN & AMPT (1911)	SCHMIDT (1996)	SCHMIDT (1996)

Ereignisbezogene Modelle mit Beschreibung der wichtigsten Teilprozesse (vgl. Tabelle 1) auf höherem physikalischem Niveau sind KINEROS (*KINEmatic Runoff and EROsion*) (SMITH 1981, WOOLHISER et al. 1990) und EUROSEM (*EUROpean Soil Erosion Model*) (MORGAN et al. 1998) sowie LISEM (*Llmburg Soil Erosion Model*) (DE ROO et al. 1996a, b) und EROSION 3D (SCHMIDT 1996, VON WERNER 1995). KINEROS wurde für die Vorhersage von Oberflächenabfluss und Erosion in (semi-) ariden Einzugsgebieten ohne Grundwassereinfluss entwickelt. KINEROS2 hingegen simuliert kontinuierlich mit Modulen von OPUS für Landnutzung und Wasserqualität.

EUROSEM als ursprünglich europäisches Bodenerosionsmodell ist für die Vorhersage in kleinen landwirtschaftlichen Einzugsgebieten und den Entwurf von Bodenschutzmaßnahmen konzipiert (vgl. SCHMIDT 1998). Die Entwicklung konzentriert sich auf eine möglichst detaillierte Beschreibung der Erosionsprozesse. Komponenten für Hydrologie und Sedimenttransport sowie Hang- und Einzugsgebietsdarstellung werden fast vollständig von KINEROS übernommen.

Das rasterbasierte LISEM ist für Planung und Bodenschutz angedacht, wobei alle Eingangsdaten im Labor oder Feld messbar sein sollten. Die Modellstruktur basiert auf den Erfahrungen mit ANSWERS, die Erosionskomponente auf EUROSEM. Berücksichtigung finden Wege, Radspuren und Gerinne sowie Verkrustung. Obwohl als physikalisch basiert präsentiert, finden

empirische Gleichungen Verwendung (vgl. AKSOY & KAVVAS 2005). Je nach Datenlage wird die Infiltration nach Richards, Green-Ampt oder Holtan-Overton berechnet. Eine Modifikation des Bodenwassermodells SWATRE (BELMANS et al. 1983) beschreibt die vertikale Wasserbewegung, mögliche Fließpfade und Sättigungsflächen der topografische Index. Kinematische Welle und Manning-Gleichung finden Verwendung für Oberflächen- und Gerinneabfluss. Aufgrund der Komplexität ist LISEM ein Forschungsmodell geblieben. HÖLZEL (2009) koppelt das Modell mit WaSiM für die kontinuierliche Simulation von Abfluss und Bodenfeuchte.

EROSION 3D ist als anwenderfreundliches Instrument für die Identifikation erosionsgefährdeter Bereiche landwirtschaftlich genutzter Flächen und für Bewirtschaftungsszenarien konzipiert. Es soll die Lücke zwischen forschungsorientierten physikalisch basierten Erosionsmodellen und empirischen Gleichungen schließen (SCHMIDT 1998). EROSION 3D verzichtet dabei auf die Ansätze der Fließgewässerhydraulik (wie z. B. in CREAMS und WEPP) und berechnet die Loslösung der Partikel und ihren Transport mit dem Impulsstromansatz.

Die Probleme der physikalisch basierten Modelle führen zu Versuchen einer reduzierten Modellkomplexität durch Erfassung nur der dominanten Prozesse wie bei STREAM (*Sealing Transfer Runoff Erosion Agricultural Modification*) (CERDAN et al. 2001) oder PESERA (*Pan-European Soil Erosion Risk Assessment*) (KIRKBY et al. 2000, 2008). Die Beschreibung der Prozesse Abtrag, Transport und Ablagerung wird aufgrund gestiegener Anforderungen oft bei der Weiterentwicklung ursprünglich rein hydrologischer Modelle berücksichtigt. Während dies beim konzeptionellen HBV-SED (LIDÉN 1999) noch stark vereinfacht erfolgt, sind SHESED (*SHE Sediment component*) (WICKS & BATHURST 1996), SHETRAN (EWEN et al. 2000) und CATFLOW-SED (SCHERER 2008) deutlich komplexer. Hiervon findet bisher jedoch nur SHETRAN verbreitete Anwendung.

Allen Erosionsmodellen ist das Problem gemein, kleine Abträge zu überschätzen und große Abträge zu unterschätzen (NEARING 1998, 2006). Hinzu kommen die Bereitstellung flächenhafter Eingangsdaten und Validierung der Modellergebnisse, die meist nur mit Schwebstoffen am Auslasspegel geschieht. Für Blockmodelle ist dies noch angemessen, nicht aber für flächendetaillierte Erosions- und Sedimenteintragsmodelle. Hier bieten sich Radionuklidmessungen (z. B. HE & WALLING 2003, BACCHI et al. 2003) oder Schadenskartierungen an, was aber oft nur in der Plot- (NEARING 2000) und Feldskala (EVANS 1995, FAVIS-MORTLOCK et al. 1998) oder in kleinen Einzugsgebieten (JETTEN et al. 1999, 2003, HEBEL 2003) erfolgt. Zur Überprüfung sind hier Messdaten größerer Flächen nötig, da die von Kleinparzellen selten repräsentativ sind und Ablagerung dort vernachlässigbar ist. Die Abschätzung des Sedimenteintrags in unbeobachteten

Gebieten beruht somit allein auf den angewendeten Modellen, wie z. B. DE BOER et al. (2003) und HRISSANTHOU (2005) betonen. Fehlanwendungen und -konzeptionen von Erosionsmodellen diskutiert bspw. GOVERS (2011). Erfolgen Kalibrierung und Validierung im selben Einzugsgebiet, sind die Modellergebnisse oft gut. Dies ist aber bei Kalibrierung und Validierung in verschiedenen Gebieten nur selten der Fall, wie MORIASI et al. (2012) und DE VENDE et al. (2013) zeigen. Zusätzlich führen Eingangsdaten niedriger Qualität zu Fehlerfortpflanzung und somit geringerer Aussagekraft der Modelle.

### **2.3.3.1 ANSWERS**

ANSWERS ist trotz seines Alters in der Struktur modern und für die GIS-gestützte Modellierung geeignet (HAGEN & KLEEBERG 1993). Das Hydrologiemodell (HUGGINS & MONKE 1968) kann aber nicht mehr uneingeschränkt empfohlen werden. Die Abflussbildung nach Holtan-Overton oder Green-Ampt berücksichtigt Verkrustung; Sättigungsflächen, Verdunstung, Schneeschmelze und Makroporen bleiben aber unberücksichtigt (vgl. CONNOLLY et al. 1997). Explizit werden Effekte von Niederschlagsintensität und räumlicher Infiltrationskapazität betrachtet. Die Green-Ampt-Infiltration wird für ANSWERS-2000 verbessert und die Verdunstung nach RITCHIE (1972) ergänzt. Die Abflusstransformation für Oberflächen und Gerinne erfolgt vereinfacht mit der Manning-Gleichung und numerischer Lösung der Kontinuitätsgleichung. Während eines Niederschlags wird in 30-Sekunden-Schritten simuliert, zwischen den Ereignissen in Tagesschritten.

Die Bodenerosion wird getrennt für Rillen und Zwischenrillen mit expliziter Lösung der instationären Kontinuitätsgleichung (MEYER & WISCHMEIER 1969) berechnet. Die Simulation von Abtrag und Transport mit einer modifizierten Yalin-Gleichung (FOSTER & MEYER 1972, BEASLEY et al. 1980) erfolgt getrennt für max. zehn Partikelklassen. Gerinneerosion und Resuspension abgelagerter Partikel werden erst in ANSWERS-2000 erfasst. Sedimentgebundener Stickstoff und Phosphor finden Berücksichtigung, nicht aber Pestizide.

Das hohe räumliche Auflösungsvermögen erlaubt eine Identifikation belastungsrelevanter Flächen innerhalb des Einzugsgebiets und die Beurteilung der Wirkung linienhafter Elemente wie z. B. Wege und Felldraine (vgl. RODE 1995, LÖWA 1997). Es wird meist nur der Abfluss gut simuliert, nicht aber Erosion und Sediment (vgl. HE & WALLING 2003, SINGH et al. 2006).

### **2.3.3.2 CREAMS**

CREAMS nimmt ein Feld einheitlich in Boden, Landnutzung, Bearbeitung und Niederschlag an, Einzugsgebiete lassen sich durch repräsentative Teilgebiete erfassen (MURSCHEL-RAASCH 1991). Mit täglichen Niederschlagssummen werden das Abflussvolumen (modifiziertes SCS-CN) und

der Abflussscheitel (empirische Gleichung) bestimmt. Mit Niederschlagsintensitäten erfolgt die Berechnung der Abflussparameter nach Green-Ampt und kinematischer Welle mit Geschwindigkeitsformel. Es werden Verdunstung (RITCHIE 1972), Tiefensickerung, Bodenwasser, lateraler Zufluss und Schneespeicher berücksichtigt, aber keine Muldenspeicherung.

Das Erosionsmodul beschreibt mit stationärer Massenbilanz Ablösung, Transport und Ablagerung von Bodenpartikeln (FOSTER et al. 1981). Es werden Bereiche von Flächen- und Rinnenerosion entlang ihres Verlaufs in einzelne Segmente geteilt und für jedes Segment einzeln berechnet (MURSCHEL-RAASCH 1991). Flächenerosion wird mit einer USLE-Modifikation (FOSTER et al. 1977a) bestimmt. Ist die Sedimentfracht geringer als die Transportkapazität und übersteigt die Schubspannung die kritische Schubspannung der Gerinnesohle, tritt Rinnenerosion auf. Die Sedimentfracht wird durch die Transportkapazität oder die zur Verfügung stehende Abtragsmenge begrenzt. Die Sedimenttransportkapazität der oberflächenparallelen Strömung basiert auf Yalin (FOSTER & MEYER 1972) unter Berücksichtigung von Partikelverteilung und -dichte. Für jedes Hangsegment wird die potenzielle Sedimentfracht berechnet, die sich aus dem Eintrag durch das höher liegende Segment und lateralem Eintrag ergibt. Erodierter Boden liefert über ein Anreicherungsverhältnis den Stickstoff- und Phosphatverlust. Hinzu kommt ein Stickstoff- und Pestizidmodul.

Obwohl CREAMS stark an den Erosionsprozessen orientiert ist und diese umfangreich beschreibt, war dies nur unter teilweiser Verwendung bisher unbestätigter Annahmen möglich (LÖWA 1997). HENSEL (1991) bemängelt das relativ geringe Maß an Prozessorientiertheit und damit Übertragbarkeit, was insbes. USLE und Yalin-Gleichung betrifft. Positiv zu bewerten sind die zeitliche und örtliche Differenzierung der Erosion sowie die fraktionsabhängige Berücksichtigung der Deposition und des Austrags partikelgebundener Schadstoffe (SCHMIDT 1998).

### 2.3.3.3 EPIC

EPIC führt ähnlich CREAMS Berechnungen in Tagesschritten für räumlich homogene Felder (< 100 ha) aus. Sind keine Klimadaten als Tageswerte vorhanden, erzeugt der Wettergenerator WXGEN (WALLIS & GRIFFITHS 1995) sie aus Monatsstatistiken. Die Module für Pflanzenwachstum und Hydrologie verwenden hierbei die Evapotranspiration nach HARGREAVES & SAMANI (1985), PENMAN (1948), PRIESTLEY & TAYLOR (1972) oder MONTEITH (1965). Schneeschmelze wird für die Infiltration und den Oberflächenabfluss mit einem modifizierten SCS-CN-Verfahren berücksichtigt. Die (modifizierte) Verhältnismethode (*rational equation*) (MULVANY 1851, KUICHLING 1889, DOOGE 1957) liefert den Abflussscheitel. Die Bodenwasserbewegung wird vereinfacht mit

einem Speicherverfahren inkl. Makroporen und Perkolation modelliert (vgl. BORK 1988). Tritt Erosion auf, werden die Bodenoberfläche und das -profil (mit max. 10 Schichten) angepasst.

Die Bodenerosion durch Wasser wird mit Modifikationen der USLE unter Berücksichtigung von Niederschlagsaufprall, Oberflächenabfluss, Bewässerung und Schneeschmelze bestimmt. Hinzu kommt die Winderosion (COLE et al. 1983). Der Nährstoffaustrag durch Erosion bzw. Auswaschung wird wie die Zufuhr durch Düngung bilanziert sowie Kohlenstoff und Pestizide nach GLEAMS berücksichtigt. Die Nährstoffe sind neben Wasser und Klima wesentlich für die Modellierung von Pflanzenwachstum und Ernteertrag. Für die Bodenbearbeitung werden Schollenhöhe, Oberflächenrauigkeit und Ernterückstände simuliert. Eine Quantifizierung der Wirkung von Erosionsschutzmaßnahmen auf Abtrag und Betriebseinkommen ist möglich.

Die umfangreichen Eingangsdaten des Modells wurden für die USA erhoben und werden mitgeliefert, so dass nur betriebsspezifische Daten durch den Anwender ergänzt werden müssen (vgl. LÖWA 1997). Vorzüge bestehen in der Modellierung von erosionsbedingter Tieferlegung der Oberfläche, Winderosion und Pflanzenwachstum (BORK 1988). Gravierende Mängel sind die durch die geringe zeitliche Auflösung bedingte ungenaue Schätzung von Infiltration und Oberflächenabfluss sowie die USLE-Modifikationen. Die Annahme homogener Feldeigenschaften erlaubt keine Berücksichtigung der räumlichen Wechselbeziehungen innerhalb eines Feldes. Dies erschwert wie die hohe Anzahl der Ausgabevariablen die Validierung mit gebietsbezogenen Wasserqualitätsdaten. STOCKLE et al. (1992) erweitern EPIC um CO<sub>2</sub>-Konzentration und Dampfdruckdefizit zur Abschätzung des Einflusses des Klimawandels.

#### **2.3.3.4 AGNPS**

AGNPS simuliert Abfluss, Erosion und Sedimentation sowie Nährstoff- und Pestizideintrag in den Vorfluter abhängig von Niederschlag, Schneeschmelze und Bewässerung. Auf Ereignisbasis ist jede Rasterzelle eine separate hydrologische Einheit. Das Abflussvolumen (SCS-CN) wird mit der Fließrichtung von einer Zelle zur nächsten bis zum Auslass geroutet. Der Abflussscheitel ergibt sich nach CREAMS oder TR-55 (SCS 1986). Die Fließgeschwindigkeit im Gerinne basiert auf der Manning-Strickler-Gleichung. Punktuelle Einleitungen und kleine Speicher können berücksichtigt werden, letztere aber nur vereinfacht (vgl. HAGEN & KLEEGERG 1993).

Die ereignisbasierte USLE inkl. eines Hangformfaktors liefert den Bodenabtrag für jede Zelle. Ablagerung oder Sedimentaustag werden über die Sedimenttransportkapazität mit modifizierter Bagnold-Gleichung (BAGNOLD 1966, YOUNG et al. 1987) in Abhängigkeit von der Korn-

größenklasse bestimmt. Für diese wird die Gerinneerosion vom Anwender festgelegt. Die Berechnung des Nährstofftransports erfolgt gemäß CREAMS.

Trotz vieler empirischer Komponenten ist AGNPS in Grundzügen physikalisch basiert, kommt mit wenigen Eingangsdaten aus und ermöglicht bei ungenügender Datenlage die großräumige Simulation von Stoffflüssen (HAGEN & KLEEBERG 1993). In der Repräsentation von Erosion und Sedimenttransport ist es besser als ANSWERS (HE & WALLING 2003). Die modifizierte USLE ist der größte Schwachpunkt, gefolgt von der äußerst einfachen Modellierung der Nährstoffe. Kritisch ist die Wahl der Zellengröße (VIEUX & NEEDHAM 1993, KINNELL 2000) und trotz Rasterstruktur wird kein räumlich variabler Niederschlag erlaubt (CHAUBEY et al. 1999). Dies ermöglicht AGNPS<sub>m</sub> (RODE & FREDE 1997) als deutsche Anpassung mit dem Abfluss nach LUTZ (1984). Weitere Modifikationen betreffen den LS-Faktor (MOORE & BURCH 1986a, b) und die Verknüpfung der Gerinneerosion über die Partikelgröße zur Fließgeschwindigkeit. RODE & LINDENSCHMIDT (2001) koppeln AGNPS mit dem Abfluss von WaSiM. OLLESCH et al. (2005) erweitern dies zusätzlich um den Bodenfrost zur verbesserten Erosionsschätzung bei winterlichen Bedingungen.

### 2.3.3.5 WEPP

WEPP bildet die für die Erosion maßgeblichen Größen (Bedeckung, Erosionswiderstand, Bodenfeuchte) kontinuierlich in Tagesschritten ab, einschließlich der Abschnitte zwischen den Ereignissen (vgl. SCHMIDT 1998). Die Hangversion unterteilt einen Hang in homogene Rechtecke (*Overland Flow Elements, OFE*) mit repräsentativer Länge, Breite und Profil (vgl. Abbildung 2.10) für Unterschiede in Oberflächenrauigkeit, -bedeckung und -abfluss sowie im Boden.

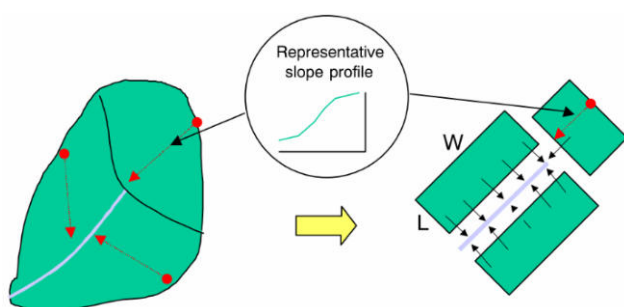


Abbildung 2.10: Einzugsgebietsdiskretisierung in WEPP  
(nach COCHRANE & FLANAGAN 2003, S. 1042)

Die Version für Einzugsgebiete (< 400 ha) erfordert die Erstellung einer baumartigen Struktur durch sukzessives Aneinanderhängen repräsentativer Gerinne- und Hangelemente (vgl. Abbildung 2.10). Abfluss und Sedimentaustrag für das Einzugsgebiet ergeben sich so aus der Integration der Beiträge aller Hangprofile (vgl. HEBEL 2003).

WEPP berücksichtigt Klima, Infiltration, Oberflächenabfluss, Rillenhydraulik, Muldenspeicher, Evaporation und Transpiration, Interzeption durch Pflanzen und -rückstände, Perkolation und Bodenentwässerung durch Dränagen, Bewässerung, Schneeakkumulation und -schmelze sowie Bodenfrost für Infiltration und Erodierbarkeit (vgl. HEBEL 2003). Fehlen Klimadaten in Tages-

schritten, liefert diese der Wettergenerator CLIGEN. Ähnlich EPIC erfolgt die Wasserbilanzierung mit einem aus max. acht Schichten bestehenden isotropen Bodenprofil. Die Infiltration wird als Matrixinfiltration mit dem Green-Ampt-Mein-Larson-Modell für instationäre Bedingungen (CHU 1978) berechnet. Für die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit werden Ernterückstände, Bodenverkrustung und Makroporen berücksichtigt. Abfluss wird durch Reduzierung des Infiltrationsüberschusses um den Muldenspeicher (ONSTAD 1984) im Zeitschritt für jedes Hangsegment gebildet und hangabwärts geroutet. Daher gibt es keine Reinfiltration im hangabwärts gelegenen Segment, falls die potenzielle Infiltration den Nettoniederschlag übersteigt. Modellüberarbeitungen beinhalten bspw. die Umsetzung des VSA-Ansatzes (BOLL et al. 2015). Oberflächenabfluss, aufgeteilt in Schichtabfluss mit geringer und Rillenabfluss mit hoher Fließtiefe, wird als (semi-) analytische Lösung der Diffusionswellen oder Näherungslösung beschrieben. Modifizierte Algorithmen von EPIC und CREAMS liefern den Abflussscheitel im Gerinne, inkl. Rückstau- und Überlaufeffekten mit Retentionselementen.

Berücksichtigung finden Erosion, Sedimenttransport und -ablagerung, Bodenverdichtung, Oberflächenverschlammung, -verkrustung und -rauhigkeit (vgl. HEBEL 2003). Das von CREAMS abgeleitete Erosionsmodul (NEARING et al. 1989) unterscheidet Rillen- und Schichterrosion mit Erodierbarkeitsfaktoren. Die Transportkapazität des Rillenabflusses basiert auf einer modifizierten Yalin-Gleichung (FINKNER et al. 1989) für jede Partikelklasse des erodierten Bodens. Nach selektiver Ablagerung wird die neue Zusammensetzung der Oberfläche im Ablagerungsgebiet zum Input für die Berechnung im nächsten Ereignis (SCHRÖDER 2000). Die Sedimentabgabe vom Hang ist proportional zum Produkt von Niederschlagsintensität und Abfluss mit der Erodierbarkeit als Proportionalitätskonstante. Der Transport des suspendierten Sediments im Gerinne als Summe von Hang- und Gerinneerosion erfolgt durch Lösung der Kontinuitätsbedingung (FOSTER & MEYER 1972, FOSTER et al. 1981). Die Gerinneerosion wird mit experimentellen und analytischen Gleichungen bestimmt, inkl. der Aktualisierung der Form kurzlebiger Gerinne nach der Ablagerung des transportierten Materials.

Die Modellierung des Pflanzenwachstums geschieht in Anlehnung an EPIC kontinuierlich als Funktion von Temperatur, Bodenwasser und Bewirtschaftung, jedoch ohne Rückkopplung zum Bodenverlust (WELTZ et al. 1998). Eine Komponente für Nährstoffe existiert nicht.

Die hohe Anzahl der Eingangsdaten ist durch Grenz- und Anfangsbedingungen für die Spezifizierung in der Managementdatei für die minimale Simulationsperiode von einem Jahr bedingt (vgl. SCHRÖDER 2000). Für Einzelereignisse nicht notwendige Eingangsdaten können nicht einfach weggelassen werden. Unterstützung bei der Parametrisierung gibt die GIS-Schnittstelle

GeoWEPP (RENSCHLER 2003). Durch die Konzeption als Anwendungsmodell sind zwar viele Routinen für fehlende Eingangsdaten vorhanden, jedoch nur an US-amerikanische Verhältnisse angepasst (RODE 1995). Die Forderung nach kurzen Rechenzeiten führte zum Verzicht auf numerische Lösungsverfahren. Komponenten höchster Detailliertheit beim Abtrag sind mit unnötigen Vereinfachungen beim Transport vermischt (HAGEN & KLEEBOG 1993). HEBEL (2003) bezeichnet WEPP daher als *Grey-Box-Modell*. Prinzipiell sind Aussagen über das lokale Abfluss- und Erosionsgeschehen an jeder Stelle der repräsentativen Elemente möglich, ein direkter Vergleich mit Kartierungen ist durch die lineare Eingabestruktur aber nicht möglich. Ergebnisse der als 3. Entwicklungsstufe geplanten Rasterversion wurden bisher noch nicht publiziert.

### 2.3.3.6 KINEROS

KINEROS versucht die Prozesse Abtrag, Transport und Ablagerung sowie deren Wechselwirkungen großräumig physikalisch basiert zu beschreiben. Die räumliche Diskretisierung basiert auf charakteristischen hydraulischen Elementen (Hänge, Gerinne, Speicher) (vgl. Abbildung 2.11), die sich beliebig kombinieren lassen (SCHRAMM 1994). Ein gegliederter Hang wird durch eine Kaskade linearer Elemente dargestellt, was eine variable räumliche Auflösung ermöglicht.

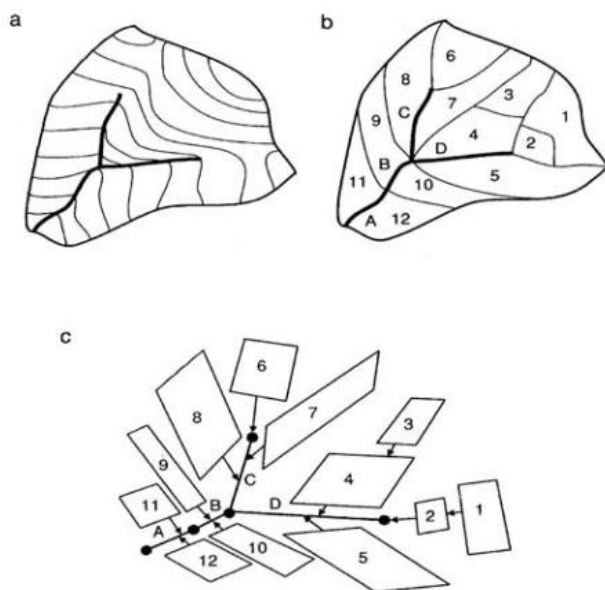


Abbildung 2.11: Einzugsgebietgliederung in KINEROS2  
(nach SMITH et al. 1999, S. 459)

Die Infiltration basiert auf der eindimensionalen Richards-Gleichung (SMITH & PARLANGE 1978, PARLANGE et al. 1982). Horton'scher Oberflächenabfluss wird nach Reduzierung um den Muldenspeicher durch implizite numerische Lösung der kinematischen Welle (WOOLHISER & LIGGET 1967, LI et al. 1975) modelliert. Die simultane Berechnung von Infiltration und Routing ermöglicht die Reinfiltration des erzeugten Abflusses. Gerinneabfluss kann hier ebenso wieder infiltrieren, was für die Anwendung in semiariden und ariden Gebieten sinnvoll ist.

Die Erosionskomponente basiert auf der numerischen Lösung der vollständigen Sedimentkontinuitätsgleichung. Die Prozesse in den Zwischenrillenbereichen werden stark vereinfacht in Abhängigkeit von Regenintensität und Abfluss sowie einem Reduktionsfaktor für die zunehmende Abflusstiefe dargestellt (MEYER & WISCHMEIER 1969). Der Abtrag ist abhängig von der



Sedimenttransportkapazität (wahlweise nach MEYER & WISCHMEIER 1969, YANG 1972, KILINC & RICHARDSON 1973, ACKERS & WHITE 1973, YALIN 1963 oder ENGELUND & HANSEN 1967). Bei der Ablagerung erfolgt keine Unterscheidung einzelner Fraktionen. Die Massenbilanzgleichung für den Gerinnetransport ist nahezu identisch zu dem in der Fläche. Hauptunterschiede sind die fehlende Aufprallerosion und die gestiegene Bedeutung des Sedimentzuflusses für die Erosion.

KINEROS ist weitgehend prozessorientiert und ermöglicht durch numerische Lösungsansätze eine beliebige räumliche und zeitliche Auflösung (SCHRAMM 1994). Es ist sehr rechenzeitaufwändig und numerische Lösungen mit finiten Differenzen verlangen bei abnehmender Zellengröße die Erniedrigung des Zeitintervalls (Courant-Bedingung). Abtrag und Korngrößen werden adäquat simuliert, die Deposition gehört jedoch vom Abtrag getrennt (HAGEN & KLEEBOERG 1993). Es werden weder Prozesse in den Rillen noch Anreicherung von Feinanteilen im Oberflächenabfluss betrachtet. In kleinen Einzugsgebieten ( $\leq 10 \text{ km}^2$ ) sind die damit erzielten Ergebnisse meist sehr gut, in größeren Einzugsgebieten ( $> 100 \text{ km}^2$ ) hingegen nicht.

#### 2.3.3.7 EUROSEM

Die Simulation des Abflussverhaltens erfolgt durch Kopplung an KINEROS. Es werden Algorithmen zur Beschreibung der Entstehung von Rillen sowie Abfluss und Transport von Partikeln ergänzt (vgl. GRUNWALD 1997). Eine angestrebte Anbindung an SHE (vgl. HAGEN & KLEEBOERG 1993) ist bisher noch nicht publiziert. Loslösung, Transport und Ablagerung gehen auf GOVERS & RAUWS (1986), RAUWS & GOVERS (1988) und GOVERS (1990) zurück. Die Beschreibung der Erozierbarkeit basiert auf der dynamischen Simulation der Bodenkohäsion mit der Vegetation und einem Ablösungsindex. Die Ablösung durch Niederschlag berücksichtigt sowohl direkten Aufprall (BRANDT 1989) als auch Blattabtropfen (BRANDT 1990). Es erfolgt die Multiplikation der addierten Energien mit Bodenerodierbarkeit und wassertiefenabhängigem Dämpfungsterm. Die Aufprallerosion wird mit der dynamischen Massenbilanzgleichung (POESEN 1985, EVERAERT 1991) vor der Abflussbildung berechnet. Übertrifft die maximale Fließtiefe die Rillentiefe, besteht die Feststofffracht aus dem gesamten durch die Tropfenablösung mobilisierten Material (vgl. SCHRAMM 1994). Findet nur Rillenabfluss statt, wird mit einem einfachen Ansatz der Transport dieser Partikel zu den Rillen simuliert. Erosion durch Oberflächenabfluss ist eine Funktion von Transportkapazität, Sinkgeschwindigkeit und Bodenerodierbarkeit. Die Transportkapazität basiert hier auf empirischen Beziehungen für Rillen- (YANG 1979, GOVERS 1990) und Schichtabfluss (BAGNOLD 1966, EVERAERT 1991) in Abhängigkeit von der Korngröße. Die numerische Lösung der Massenbilanzgleichung liefert den Bodenverlust als Sedimentabfluss.

EUROSEM ist auf europäische Böden abgestimmt und weitestgehend prozessorientiert (HAGEN & KLEEBERG 1993). Dies erfordert aber viele teils schwer bestimmbare Eingabedaten. Die numerische Lösung der kinematischen Wellengleichung erfolgt zwar getrennt auf Zwischenrillen- und Rillbereich mit integrierter Gesamtabflussganglinie, aber mit vereinfachter Darstellung des Hangprofils durch das mittlere Gefälle (GERLINGER 1997). Erosion und Deposition können nicht korngrößenabhängig quantifiziert werden. Im Gegensatz zu anderen Modellen wird die Ablagerung erodierten Materials auch bei nicht erreichter maximaler Transportkapazität simuliert (DEINLEIN & BÖHM 2000). Während WEPP nur den Gesamtaustrag zeigt, liefert EUROSEM auch Ganglinien von Abfluss und Sedimentkonzentration, aber keine räumliche Verteilung der Erosion. Abfluss wird oft besser simuliert als Abtrag und Sedimentkonzentration (z. B. FOLLY et al. 1999, CAI et al. 2005). Das Modell reagiert sehr sensibel auf Bodenparameter, nicht aber auf Oberflächenbedeckung und -bearbeitung (VEIHE & QUINTON 2000, VEIHE et al. 2000). SMETS et al. (2011) beschreiben die Anwendung der restrukturierten Version EUROSEM-2010.

#### **2.3.3.8 EROSION 3D**

EROSION 3D bilanziert ein Einzugsgebiet rasterbasiert durch Verknüpfen des Feststoffaustrags aller Hangsegmente. Die Ereignissimulation erlaubt Zeitschritte von 1 bis 15 min; ein Referenzjahr liefert den mittleren jährlichen Abtrag. Modelliert werden Infiltration (Green-Ampt) und Abflussbildung (Infiltrationsüberschuss, Muldenspeicherung) sowie Ablösung durch Regenaufprall und Scherkraft des Oberflächenabflusses. Es gehen die Modifizierung der Abflussrichtung durch Bearbeitung, Abflussretention durch kleine Staubecken und Fangdämme sowie langfristige Änderung des Oberflächenreliefs durch Abtrag ein. Die Infiltration kann bei äußeren Eingriffen (z. B. Verdichtung) durch den Korrekturfaktor angepasst werden. Es existieren Module für Wintererosion, Abflussverzögerung, Sedimentbecken und mehrschichtige Bodenprofile.

Teilmodell 1 vergleicht bei der Partikelablösung von der Bodenoberfläche die Impulsströme im aufprallenden Regen und Abfluss mit dem kritischen Impulsstrom, der durch die Erodierbarkeit charakterisiert ist. Ergebnis ist eine dimensionslose Erosionskennzahl, die über eine Labor-Gleichung den Feststoffaustrag liefert. Teilmodell 2 beschreibt den Partikeltransport mit oberflächennaher Strömung durch Ableitung der Transportkapazität aus dem Gleichgewicht zwischen vertikalem Impulsstrom des Abflusses und kritischem Impulsstrom der in Suspension gehaltenen Partikel. Es werden Partikelanreicherung entlang des Transportwegs und Sedimentrückhalt in Stauhaltungen berücksichtigt. Die Ergebnisse beider Teilmodelle werden der Korngröße nach zum Feststoffmassenstrom verknüpft. Dessen Änderungen ergeben mit der Kontinuitätsbedingung Erosion und Deposition für einzelne Hangabschnitte (vgl. HEBEL 2003).

Vereinfachte Prozessbeschreibungen, empirische Komponenten und begrenzte Gültigkeit individueller Parametersätze sind Nachteile des Modells. Die Niederschlagsintensität hat im Gegensatz zu WEPP und EUROSEM keinen Einfluss auf die Initiierung der Bewegung der Bodenpartikel; auch wird das Blattabtropfen vernachlässigt. Auf die Unterscheidung in Schicht- und Rillenerosion wird verzichtet, wodurch sich eine Unterschätzung des hohen Erosions- und Umlagerungspotenzials des konzentrierten Rillenabflusses bei langen Hängen ergibt (vgl. SCHRÖDER 2000). Der Scherwiderstand wird mit dem Parameter Erosionswiderstand summarisch erfasst, erfordert aber eigentlich Strömungsversuche zur Berechnung. Der potenzielle Feststoffmassenstrom entspricht in der Korngröße dem Ausgangsmaterial. WALDMANN (2010) koppelt das Modell mit der Hydrologie von PROMET (LUDWIG 2000) zur Anwendung in Bayern.

#### **2.3.4 Sedimenttransportmodelle**

Sedimenttransportmodelle unterschiedlicher Komplexität vergleichen bspw. MERRITT et al. (2003) oder AKSOY & KAVVAS (2005). Sie kombinieren verschiedene Modellansätze zur Beschreibung von Abtrag, Transport und Ablagerung. Die Abhängigkeit von hydraulischen und sedimentbezogenen Variablen verhinderte eine Gleichung mit expliziter Berücksichtigung aller Einflussgrößen (ALONSO et al. 1981). Entsprechend hängt die Form der existierenden Formeln von den Variablen ab, denen die Autoren Bedeutung zumessen. WILLIAMS (1975b, 1978) schlägt Funktionen für ein Routing des Sediments durch das Gewässernetz von Teileinzugsgebieten ( $< 65 \text{ km}^2$ ) zum Auslass eines großen Einzugsgebiets ( $< 2.590 \text{ km}^2$ ) vor. Dieser Ansatz wird für SWAT und SWIM (KRYSANOVA et al. 1998) berücksichtigt. Weniger vereinfachende Modellkonzepte verwenden die Sedimenttransportkapazität (HUANG et al. 1999, PROSSER & RUSTOMJI 2000, SANDER et al. 2007), womit Teilprozesse explizit berücksichtigt und frei parametrisiert werden können (vgl. SCHERER 2008). Der Schwebstofftransport wird mit der Advektions-Diffusions-Gleichung beschrieben, mit Erosion und Sedimentation als Quell- und Senkenterm. Die Berechnung der Sedimentkonzentration in Zeitschritten liefert die Sedimentfracht. Vereinfachungen der Sedimentkontinuitätsgleichung beinhalten bspw. die Vernachlässigung der Dispersion bei der Hangerosion oder des Speicherterms für die stationäre Form der Gleichung (vgl. BENNETT 1974). Änderungen in Abtrag und Ablagerung können so durch eine Sequenz stationärer Zustände beschrieben werden, wodurch in deterministischen Modellen auf die Lösung partieller Differenzialgleichungen in Abhängigkeit von Raum und Zeit verzichtet werden kann.

MEYER & WISCHMEIER (1969) betrachten die Wirkungsweisen von potenzieller Erosion und Sedimenttransportkapazität unabhängig voneinander (vgl. SCHERER 2008). Die Erosion wird hier bis zum Erreichen der Transportkapazität nur von den Bodeneigenschaften gesteuert und die

Sinkgeschwindigkeit der Partikel bei der Deposition nicht berücksichtigt. FOSTER & MEYER (1972, 1975) definieren die Beziehung zwischen Abtrag, Ablagerung und Transportkapazität des Oberflächenabflusses ( $T_c$ ) [Masse/(Breite·Zeit)] zu (vgl. Formel 4):

$$\frac{D_f}{D_c} + \frac{q_s}{T_c} = 1$$

Formel 4: Beziehung zwischen Abtrag, Ablagerung und Transportkapazität (FOSTER & MEYER 1972)

Hierbei sind  $D_c$  die Abtragskapazität des Abflusses ([Masse/(Fläche·Zeit)]) und  $q_s$  die Sedimentfracht. Aus den Beziehungen zur Schubspannung bzw. Scherkraft ergibt sich die Abtrags- oder Ablagerungsrate ( $D_f$ ) (vgl. FOSTER 1982) zu (vgl. Formel 5):

$$D_f = \alpha \cdot (T_c - q_s)$$

Formel 5: Abtrags- und Ablagerungsrate ( $D_f$ ) (FOSTER & MEYER 1972)

Solange der Sedimentgehalt kleiner ist als die Sedimenttransportkapazität, wirkt der Oberflächenabfluss erosiv. Auf Oberflächenabfluss auftreffender Niederschlag erhöht die Transportkapazität (vgl. NOVOTNY 1980), die Scherspannung hängt jedoch von der Turbulenz ab. Die Verminderung der Transportkapazität führt bei Sättigung folglich zur Ablagerung, ebenso bei Zufuhr zusätzlichen Sediments. Die Modellvorstellung zur Interaktion zwischen Feststofffracht, Erosion, Deposition und Transportkapazität ist in Abbildung 2.12 schematisch dargestellt.

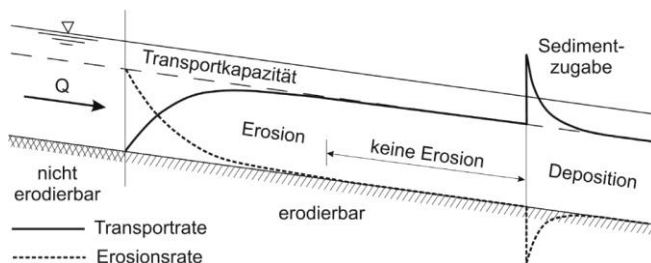


Abbildung 2.12: Modellvorstellung von FOSTER & MEYER (1972) zur Interaktion (nach SCHERER 2008, S. 17)

Trotz ihrer weiten Verbreitung ist die Gleichung in der Literatur nicht unumstritten. So wird der lineare Zusammenhang zwischen den bekannten Randwerten  $q_s = 0$  und  $q_s = T_c$  kontrovers diskutiert, da dieser nicht experimentell überprüft wurde (vgl. NEARING et al. 1990).

Beide Ansätze schließen gleichzeitige Erosion und Deposition aus. ROSE et al. (1983) betonen hingegen die Abhängigkeit dieser Prozesse von unterschiedlichen Faktoren, wodurch sie simultan auftreten können (vgl. SCHERER 2008). Diese nicht auf der Transportkapazität basierende Annahme ist die Grundlage für die Beschreibung durch HAIRSINE & ROSE (1992a, b). Die grundsätzlich verschieden konzipierten Gleichungen von FOSTER & MEYER (1972) und HAIRSINE & ROSE (1992a, b) haben für stationäre Bedingungen eine identische Struktur und unterscheiden sich nur in der Formulierung der Prozesse (vgl. YU 2003).

Einen der wichtigsten Beiträge für die Berechnung des Geschiebetransports leistet EINSTEIN (1950). Die Vorhersagegenauigkeit der Gleichungen für das Geschiebe ist oft nicht sehr gut, da sie meist auf Laborversuche zurückgehen. Die Yalin-Gleichung (YALIN 1963, 1972) wird mit der Du Boys-Gleichung (DU BOYS 1879) unter Flussbettbedingungen an kohäsionslosen Gleichkornsedimenten gewonnen. Sie benötigt mit dem hydraulischen Radius und der Neigung des Energiegefälles nur zwei hydraulische Parameter. Sie eignet sich nach FOSTER & MEYER (1972) für den Abtrag durch Oberflächenabfluss. Eine Modifikation der Yalin-Gleichung (FOSTER 1982) ermöglicht die Berücksichtigung von Gemischen aus Partikeln verschiedener Größe und Dichte. BAGNOLD (1956) drückt die Transportkapazität als Funktion der Einheitsströmungsleistung (*unit stream power*) aus. Später wird auch die Fließtiefe berücksichtigt (BAGNOLD 1977, 1980) und die Gleichung zur Bagnold-Kilinc-Gleichung (KILINC & RICHARDSON 1973) erweitert. Die Gleichungen von Bagnold und Yalin eignen sich für Transport bei flachem Oberflächenabfluss, typisch für Tropfenaufrall mit Transport durch Saltation und Rollen (vgl. ALONSO et al. 1981).

YANG (1972, 1973) analysiert einen großen Datensatz alluvialer Flüsse (mit Sandbett) und bestimmt die Strömungsleistung als Produkt von mittlerer Fließgeschwindigkeit mit dem Reibungsgefälle ( $P = V \cdot S$ ). Die mittlere Sedimentkonzentration ( $C$ ) ergibt sich (für trapezförmige Querschnitte) aus einer Beziehung mit kritischer Einheitsströmungsleistung ( $P_c$ ), Sinkgeschwindigkeit ( $W$ ) sowie den empirischen Konstanten  $k$  und  $a$  in Abhängigkeit von Partikelgröße, mittlerer Schergeschwindigkeit und kinematischer Viskosität (vgl. Formel 6):

$$C = k \cdot \left( \frac{P - P_c}{W} \right)^a$$

Formel 6: Berechnung der Sedimentkonzentration ( $C$ ) für trapezförmige Querschnitte (YANG 1972)

BAGNOLD (1956) bezieht die Strömungsleistung auf eine Einheitsfläche des Flussbetts, Yang hingegen auf ein Einheitsgewicht des Wassers. Die Gleichungen werden auch für die Gesamtfracht (YANG 1979) angepasst. MOORE & BURCH (1986a, b) demonstrieren die verlässliche Bestimmung der Sedimenttransportkapazität für Schicht- und Rillenfließen. Sie betonen die große Ähnlichkeit zwischen der Theorie der Einheitsströmungsleistung und der USLE und interpretieren dies als die physikalische Grundlage der empirischen USLE (Kap. 3.4.3). Die Arbeit von GOVERS (1990) basiert ebenfalls auf dieser Theorie.

Gleichungen für den Gesamttransport vermeiden die Unterscheidung in Geschiebe- und Suspensionsfracht (vgl. ALONSO et al. 1981). Die Gleichung von ENGELUND & HANSEN (1967) ist mit der Schubspannung gut für die Ablösung durch Oberflächenabfluss geeignet (JULIEN & SIMONS

1985). Weitere bekannte Gleichungen liefern LAURSEN (1958) für Schluff als Korngrößenspektrum und ACKERS & WHITE (1973) mit der Schubspannungsgeschwindigkeit (ohne Feinmaterial).

Viele der Fließgewässerformeln gehen von nicht-bindigem Material und hohen Fließtiefen aus. Der Oberboden besteht aber zumeist aus kohäsiven Korngrößengemischen und die Fließtiefen von Hangabflüssen sind gering, relative Rauheit und Gefälle hingegen hoch (vgl. SCHERER 2008). Schubspannung und (Einheits-) Strömungsleistung sind außerdem nicht direkt messbar und müssen aus anderen hydraulischen Parametern, wie breitenspezifischer Abfluss, Fließgeschwindigkeit und -tiefe bzw. hydraulischer Radius oder Hangneigung, abgeleitet werden. Daher werden oft einfache Regressionsbeziehungen zwischen den Parametern und gemessener Transportrate aufgestellt, mit oder ohne Korngröße. Gemäß PROSSER & RUSTOMJI (2000) wird, zumindest im transportlimitierten Zustand, der Sedimenttransport auf den Hängen durch die gleichen Prozesse wie im Fließgewässer gesteuert. Neben der problematischen Anwendung von Gleichungen des Geschiebetransports auf die Gesamt- und Suspensionsfracht wird von WAINWRIGHT et al. (2008a) der Transport in Zwischenrillen als Suspension angezweifelt. Hier soll der Transport durch Rollen und Rutschen sowie als Bettfracht vorherrschen. Zusätzlich sehen sie die Umsetzung der grundlegenden Arbeiten von BENNETT (1974) und FOSTER & MEYER (1972) in den sich darauf berufenden Modellen (WEPP, KINEROS, EUROSEM) als nicht adäquat an. Dies erfordert eine aufwändige Kalibrierung, um die Modellgüte empirischer Ansätze zu erreichen. WAINWRIGHT et al. (2008a, b, c) empfehlen als Alternative mit MAHLERAN (*Model for Assessing Hillslope-Landscape Erosion, Runoff and Nutrients*) einen konzeptionellen Transport-Distanz-Ansatz (PARSONS et al. 2004) zur (räumlichen) Skalierung der Bodenerosion. Ihre Einschätzungen werden in der Literatur kontrovers diskutiert (vgl. SMITH et al. 2010, WAINWRIGHT et al. 2010).

### 3 Abschätzung von Bodenerosion und Sedimentaustrag

In Europa erfolgt Erosion meist nur während zwei bis drei Starkniederschlägen innerhalb eines Jahres, die durch Ereignissimulation beschrieben werden (HAGEN & KLEEBERG 1993). Aufgrund ihrer theoretischen Überlegenheit wären physikalisch basierte Modelle hierfür die erste Wahl. Sie liefern aber nicht zwangsläufig bessere Ergebnisse als empirische Modelle, da insbes. Eingabefehler mit der Modellkomplexität zunehmen (vgl. JETTEN et al. 2003, GOVERS 2011). Ihre Eignung wurde bisher nur für die Hang- bzw. Kleinsteinzugsgebietskala bestätigt.

Angesichts der Vielzahl empirischer Komponenten und vereinfachender Annahmen (Kap. 2.3) ist die ihnen zugeschriebene Überlegenheit zu relativieren. Als Beispiel sei die oft mit der kinematischen Welle verwendete Manning-Strickler-Gleichung (Kap. 3.3) genannt. Deren Exponent  $2/3$  ist bspw. ein Kompromiss experimenteller Werte von 0,65 bis 0,84 (CHOW 1959). Obwohl die Gleichung für gleichförmige Strömung im Gerinne gilt, wird sie auch auf den Oberflächenabfluss angewendet. Der kinematische Wellenansatz nimmt den Abfluss als Wasserfilm an, der die gesamte betrachtete Fläche bedeckt. Da dies in realen Bedingungen selten zutrifft, zweifeln GRAYSON et al. (1992b) an der physikalischen Basis des Ansatzes. Die Richards-Gleichung ist in heterogenen Böden und auf der Feldskala diskussionswürdig (vgl. BEVEN & GERMANN 2013). Ihre aufwändig zu messenden Parameter werden über empirische Ansätze (z. B. BROOKS & COREY 1966, VAN GENUCHTEN 1980) angenähert. Hinzu kommt die oft fehlerhafte numerische Umsetzung der Beziehungen, insbes. bei konzeptionellen Modellen (KAVETSKI & CLARK 2010).

Räumlich und zeitlich hoch aufgelöste Daten sind für die Parametrisierung, Kalibrierung und Validierung notwendig. Während hydro-meteorologische Daten seit längerer Zeit in Mitteleuropa zeitlich hoch aufgelöst vorliegen, entspricht die räumliche Diskretisierung trotz Verbesserungen nicht den Anforderungen heutiger Modelle (vgl. LEMPERS 2000). Durch große Unsicherheit flächenhafter Bodengrößen im Einzugsgebietsmaßstab ist eine physikalisch exakte Beschreibung (z. B. Richards-Gleichung) nicht angemessen. Für die Parameter werden häufig Labormessungen oder kleinräumige Untersuchungen zugrunde gelegt und dann auf größere Räume angewendet. Hydraulische Kennwerte werden über Regressionsbeziehungen aus Substrateigenschaften (z. B. SAXTON et al. 1986, RAWLS et al. 1982) abgeleitet, die von der Güte der Ausgangsdaten abhängen. Bei der Modellanpassung kommt die Problematik effektiver Parameter hinzu, die aus Messwerten geschätzt werden müssen. Die Validierung flächendetaillierter Modelle sollte über modellinterne Zustandsgrößen erfolgen, so die Bodenfeuchte an verschiedenen Punkten oder Abflüsse an Pegeln oberhalb des Kontrollquerschnitts (vgl. LEMPERS 2000). Dies ist für großmaßstäbliche Anwendungen mit geringem Datenangebot nahezu unmöglich.

Bei der Kalibrierung eines flächendetaillierten Modells nur anhand der Zielgröße Abfluss oder Sedimentkonzentration kann mit einer Vielzahl unterschiedlicher Parametersätze ein gutes Ergebnis erzielt werden, was Äquifinalität (vgl. BRAZIER et al. 2000, BEVEN 2006, BEVEN & BRAZIER 2011) genannt wird. Parameter außerhalb plausibler Grenzen lassen sich durch Sachverstand vermeiden, die Variabilität innerhalb aber bleibt. Ohne Verifizierung interner Variablen kann die Qualität der detaillierten Ergebnisse nicht beurteilt werden. BEVEN & BINLEY (1992, 2013) empfehlen GLUE (*Generalized Likelihood Uncertainty Estimation*) als möglichen Bewertungsmaßstab. Weitere Anregungen geben MORIASI et al. (2007, 2012). Werden Kalibrierung und Validierung des Modells nicht in verschiedenen Einzugsgebieten vollzogen, ist eine direkte Übertragbarkeit nicht gegeben (Kap. 2.3.3), wodurch diese Modelle einen der ihnen zugeschriebenen Vorteile verlieren.

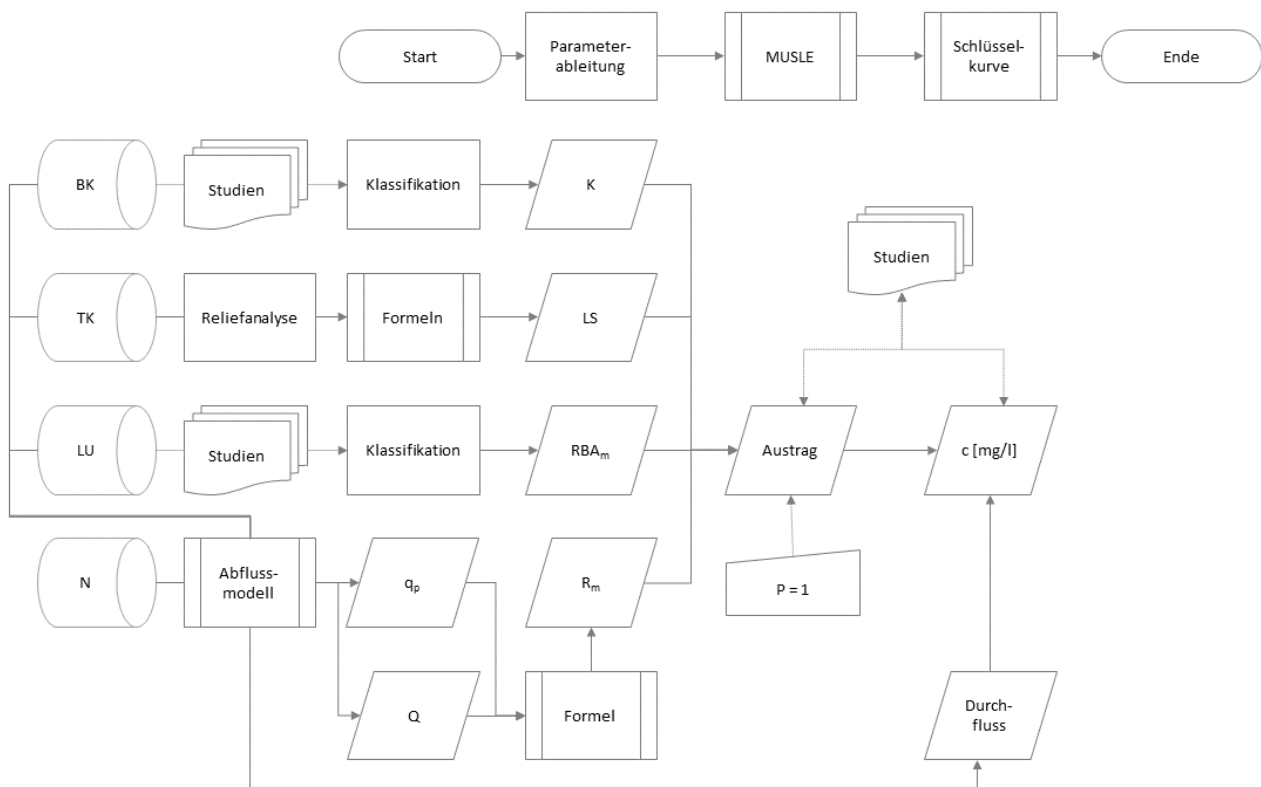


Abbildung 3.1: Ermittlung einer Sedimentkonzentrationsganglinie basierend auf der MUSLE

Entsprechend den obigen Ausführungen wird eine Abschätzung der Ereignisedimentfracht mit empirischen Beziehungen (vgl. Abbildung 3.1) vorgeschlagen, wie sie ähnlich auch in EPIC oder SWAT Berücksichtigung finden. Die Sedimentlieferung basiert auf der MUSLE (Kap. 3.5), deren Abflussparameter aus gemessenen und modellierten Werten bestimmt werden. Alternativ erfolgt die Anwendung der USLE bzw. ABAG und der Modifikation durch ONSTAD & FOSTER (1975) für den Bodenabtrag der Einzelereignisse. Der mit der ABAG berechnete mittlere jähr-



liche Bodenabtrag und Sedimentaustrag (mit einem Feststoffliefergrad) (Kap. 3.4) dient der Einordnung und Bewertung der Ereigniswerte. Abflussvolumen und -sicherheit entstammen der extremwertstatistischen Auswertung der gemessenen Abflusszeitreihen (Kap. 3.6.1) und SCS-CN-Modifikationen (Kap. 3.6.2). Die Annahme einer Abfluss-Schwebstoff-Beziehung erlaubt die Überführung des Ereigniseintrags mit der Abflussganglinie in eine Sedimentkonzentrationsganglinie (vgl. HAAN et al. 1994), was dem Ansatz der Konzeptmodelle entspricht.

### 3.1 Digitale Reliefanalyse

Digitale Reliefanalyse (*Digital Terrain Analysis, DTA*) umfasst die Berechnung primärer und sekundärer Reliefparameter sowie die Ableitung von Einzugsgebieten und Gewässernetz. Primäre Parameter (vgl. Tabelle 2) lassen sich direkt aus den Höhenwerten eines DGM ableiten und können in Bezug auf Reliefgeometrie und -topologie differenziert werden (vgl. GALLANT & WILSON 2000). Die Hangneigung ist der Winkel des stärksten Gefälles und die Exposition die Nordabweichung des Gefälles. Die Horizontalkrümmung (*plan curvature*) beschreibt die Krümmung in Hangstreichrichtung, die Vertikalkrümmung (*profile curvature*) in Richtung der Hangneigung. Das Einzugsgebietsrelief ist die Differenz zwischen dem höchsten und niedrigsten Punkt eines Einzugsgebiets, die Gebietslänge die maximale Entfernung zwischen diesen. Das mittlere Gebietsgefälle bildet in seiner einfachsten Variante das Verhältnis von Gebietsrelief zur -länge. Da dies die hohen Gefälle im Oberlauf zu stark betont, wird das Wasserlaufgefälle empfohlen, das aus der Höhendifferenz zwischen 10 % und 85 % der Entfernung entlang des Vorfluters vom Auslass zur Wasserscheide bestimmt wird (DYCK & PESCHKE 1995). Das Verhältnis von Vorfluterlänge und Wurzel des Gefälles wird als orohydrographischer Faktor bezeichnet.

Tabelle 2: Primäre Reliefparameter und ihre hydrologische Bedeutung (nach SPEIGHT 1974, 1980)

Reliefparameter	Definition	Hydrologische Bedeutung
Höhe ü. NN	geodätische Höhe	Klima, Vegetationstyp, potenzielle Energie
Exposition	Hangazimuth	Sonneneinstrahlung
Hangneigung	Hanggradient	Abflussgeschwindigkeit
Einzugsgebietsneigung	mittlere Einzugsgebietsneigung	Konzentrationszeit
Zuflussgebiet	Einzugsgebiet per Konturabschnitt	Abflussvolumen und -sicherheit
Einzugsgebietsfläche	zum Auslass entwässernde Fläche	Abflussvolumen
spezif. Einzugsgebiet	Zufluss per Einheitskonturlänge	Abflussvolumen und -sicherheit
Fließpfadlänge	max. Fließweg im Einzugsgebiet	Erosion/Sedimentation, Konzentrationszeit
Einzugsgebietslänge	Entfernung höchster Punkt-Auslass	Abschwächung des Oberflächenabflusses
Vertikalkrümmung	Wölbung in Hangneigungsrichtung	Abflussbeschleunig., Erosion/Sedimentation
Horizontalkrümmung	Wölbung in Hangstreichrichtung	Abflusskonvergenz/-divergenz, Feuchte

Das Zuflussgebiet einer Rasterzelle (*Upslope Contributing Area, UCA*) ist das Produkt aus Abflusskonzentration, Anzahl der hangaufwärts gelegenen Zellen und Zellengröße. Die Ableitung eines Einzugsgebiets umfasst das Auffüllen natürlicher oder künstlicher Senken sowie die Be-

rechnung von Abflussrichtung und -konzentration. Im Voraus ist bei vorhandenem Gewässernetz die Konditionierung des DGM durch Tieferlegung der Werte entlang der Abflusspfade (*stream burning*) möglich. Mit Abflussrichtung und -konzentration kann ein Fließnetz berechnet und nach HORTON (1945) bzw. STRAHLER (1964) oder SHREVE (1966) geordnet werden.

Eindimensionale Abflussmodelle (*Single Flow Direction, SFD*) sind z. B. der Algorithmus D8 (*Deterministic 8-node*) (O'CALLAGHAN & MARK 1984) oder dessen Erweiterung Rho8 (*Random 8-node*) (FAIRFIELD & LEYMARIE 1991). Bei D8 wird der Abfluss einer Rasterzelle an diejenige seiner acht Nachbarzellen geleitet, zu der das stärkste Gefälle besteht. Je rauher und steiler das Gelände, desto besser ist das Verfahren geeignet. Rho8 als stochastische Version wählt die Fließrichtung basierend auf einer zur Neigung proportionalen Wahrscheinlichkeit aus. Es wird zwar weiterhin nur eine der acht Raumrichtungen gewählt, jedoch entspricht die generelle Richtung aller Fließlinien der tatsächlichen Geländeausrichtung. Dies führt zu realistischeren Ergebnissen als D8, aber auf Kosten einer fehlenden Reproduzierbarkeit aufgrund des stetig wechselnden Zufallsanteils. Die Beschränkung auf nur eine Fließrichtung führt in Bereichen divergierenden Fließens zur Konstruktion zusätzlicher Wasserscheiden, bspw. an Kuppen.

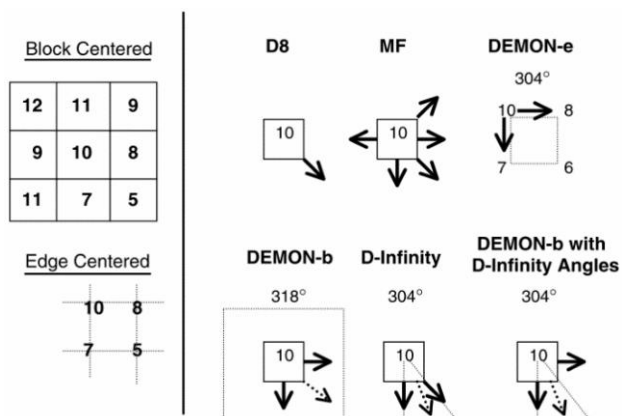


Abbildung 3.2: Bestimmung der Fließrichtung im Raster (nach ENDRENY & WOOD 2001, S. 2228)

Zweidimensionale Abflussmodelle (*Multiple Flow Direction, MFD*) verteilen den Abfluss einer Rasterzelle auf alle tiefer liegenden Nachbarzellen proportional zu deren Neigungswert (vgl. QUINN et al. 1991).  $D^\infty$  (*Deterministic infinity*) (TARBOTON 1997) ist eine Erweiterung von D8 für unendlich viele Abflussrichtungen. Abbildung 3.2 zeigt die Funktionsweisen der eindimensionalen (D8) und zweidimensionalen (MF,  $D^\infty$ , DEMON) Modelle.

DEMON (*Digital Elevation Model Network*) (COSTA-CABRAL & BURGESS 1994) konstruiert Strömungslinien durch die Rasterzellen hindurch und bildet Stromröhren, die ihre Breite je nach Geländeoberfläche ändern und so Divergenz und Konvergenz modellieren (vgl. SCHMIDT 2003). Damit wird die Bindung an die Zellengrenzen aufgehoben und eine realistischere Darstellung erreicht. Als rekursives Verfahren hat es jedoch einen sehr hohen Rechenaufwand. Zusätzlich ist es rein expositionsgesteuert, d. h. es erfolgt keine Überprüfung, ob die erhaltende Zelle auch tiefer liegt. Die Stärke multipler Fließalgorithmen (MFD) ist die Fähigkeit zur simultanen Analyse paralleler, konvergierender und divergierender Massenflüsse (SCHÄUBLE et al. 2008).

Es wird jedoch die Einzugsgebietsfläche mancher Punkte je nach Topografie oft über- oder unterschätzt, wodurch sie nur bedingt für hydrologische Fragen geeignet sind.

Sekundäre Reliefparameter gehen aus einer Kombination primärer und reliefunabhängiger Parameter hervor (vgl. WILSON & GALLANT 2000). Sie charakterisieren die räumliche Variabilität eines bestimmten Prozesses, so die Verteilung des Bodenwassergehalts oder die potenzielle Sonneneinstrahlung. Werden Einzugsgebietsrelief und -länge in Beziehung gesetzt, ergibt sich der Reliefindex (SCHUMM 1963). Der Verzweigungsgrad ist das Verhältnis der Stromanzahl einer gegebenen Ordnung zur Stromanzahl der nächstgrößeren Ordnung (STRAHLER 1964).

Die Unterscheidung der Reliefparameter wird nicht einheitlich gehandhabt. So klassifizieren bspw. SCHMIDT & DIKAU (1999) primäre Parameter als einfach (Hangneigung, -richtung), komplex (Fließ-, Hanglänge) und zusammengesetzt (z. B. topografischer Index). Der topografische Index (*Topographic Index*, TI) beschreibt als natürlicher Logarithmus des Verhältnisses von spezifischem Einzugsgebiet zum Tangens der Hangneigung den Einfluss der Topografie auf die Lage und Größe gesättigter Bereiche (BEVEN & KIRKBY 1979). Das spezifische Einzugsgebiet (*specific catchment area*,  $A_s$ ) ist das Zuflussgebiet eines Höhenlinienabschnitts (*upstream contributing area per unit contour length*). Die Abflussintensität (*Stream Power Index*, SPI) als natürlicher Logarithmus des Produkts von spezifischem Einzugsgebiet und Neigung (vgl. MOORE et al. 1991) ist wie die Sedimenttransportkapazität (*Sediment Transport Capacity*, STC) ein Maß für die Erosivität des (Oberflächen-) Abflusses (MOORE & BURCH 1986a, b). Die Berücksichtigung der Transmissivität  $T$  des Bodens führt zum Boden-Topografischen Index (*Soil Topographic Index*, STI) (BEVEN 1986). Die Transmissivität ist das Produkt von gesättigter hydraulischer Leitfähigkeit ( $k_f$ ,  $k_s$ ) und der Bodentiefe ( $D$ ,  $M$ ). LUDWIG (2000) und LUDWIG & MAUSER (2000) verwenden die Leitfähigkeit direkt und kombinieren diese mit einem monatlichen Verdunstungskoeffizienten ( $ET_{\text{coeff}}$ ) zum Evapotranspiration-Boden-Topografischen Index (ETI). Durch die Verdunstung soll der Einfluss der Landnutzung auf die Bodenfeuchte berücksichtigt werden. Dies versuchen TEMIMI et al. (2010) mit dem Blattflächenindex (Kap. 3.2). Gemein ist diesen Varianten die Annahme stationärer Bedingungen, die für den quasi-dynamischen Feuchteindex (*Quasi-Dynamic Wetness Index*, QDWI) (BARLING et al. 1994) nicht gilt.

$$f_H = \varphi[1,605 \cdot 10^{-3} \sin(\alpha - 90) - 2,5 \cdot 10^{-4}] + 1$$

Formel 7: Reliefparameter ( $f_H$ ) zur Beschreibung topografischer Effekte auf die Verdunstung (GOLF 1981)

GOLF (1981) erstellt einen auf der Hangneigung  $\phi$  [°] und -exposition  $\alpha$  [°] basierenden Reliefparameter  $f_H$  zur Beschreibung topografischer Effekte auf die Verdunstung (vgl. Formel 7).

### 3.2 Landbedeckungsparameter

Oberflächenabfluss wird neben der Neigung von der Rauigkeit der Oberfläche beeinflusst. Das Inverse des Rauheitsbeiwerts Manning's  $n$  (MANNING 1891) ist im deutschsprachigen Raum als Strickler-Beiwert  $k_{St}$  (GAUCKLER 1868) bekannt ( $n = 1 / k_{St}$ ). Der Beiwert ist direkt proportional zur Fließgeschwindigkeit und kann nur indirekt gemessen werden. Die Beiwerte für Oberflächen- und Gerinneströmung in der Literatur stammen aus Labor- und Naturuntersuchungen. ENGMAN (1986) gibt einen umfassenden Überblick zu Beiwerten für den Oberflächenabfluss.

Der fraktale Bedeckungsgrad FVC (*Fractional Vegetation Cover*, [0; 1]) ist das Verhältnis der von der von Vegetation bedeckten Fläche zur Bestandsgrundfläche. Der Blattflächenindex LAI (*Leaf Area Index*, [0; 16]) beschreibt das Verhältnis der gesamten Blatt- bzw. Nadeloberfläche zur Bestandsgrundfläche. Unbedeckter Boden hat einen LAI von 0; entspricht die Blattfläche der horizontalen Bodenfläche, nimmt der LAI den Wert 1 an. Ist die Blattfläche doppelt so groß wie die Bodenfläche, so ist der LAI gleich 2. Eine signifikante Beziehung zwischen FVC und LAI besteht jedoch nur selten, da selbst Bestände mit  $2 \leq LAI \leq 4$  noch Lücken aufweisen und der  $FVC < 1$  ist (vgl. CARLSON & RIPLEY 1997).

Biophysikalische Vegetationsparameter können mit Vegetationsindizes der zweiten Generation (vgl. BANNARI et al. 1995) wie NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) (ROUSE et al. 1974), SAVI (*Soil Adjusted Vegetation Index*) (HUETE 1988) oder TSAVI (*Transformed SAVI*) (BARET et al. 1989) und MSAVI (*Modified SAVI*) (QI et al. 1994) aus optischen Satellitendaten bestimmt werden. Diese erlauben eine Unterscheidung in lebende und abgestorbene Vegetation bzw. unbewachsene Oberflächen. Die Normierung bewirkt beim NDVI die Kompensation der Effekte wechselnder Beleuchtung, Betrachtungsgeometrien und starken Reliefs (WULDER 1998). Der NDVI korreliert oft positiv mit Größen wie LAI und FVC (vgl. WITTICH & HANSING 1995, GUTMAN & IGNATOV 1998). Er neigt aber zur Überschätzung des Anteils der Vegetationsdecke zu Beginn der Wachstumsperiode und zur Unterschätzung am Ende der Periode (BANNARI et al. 1995). Die Empfindlichkeit für die optischen Bodeneigenschaften führt zur Entwicklung von SAVI und TSAVI. Diese können sowohl Veränderungen der Vegetationsbedeckung als auch den Bodenhintergrund beschreiben und sind unabhängig vom Sensortyp. Außerdem mindern sie die Lichtstreuung durch die Atmosphäre (BARET & GUYOT 1991). PUREVDORJ et al. (1998) verwenden den TSAVI zur Ableitung des Bedeckungsgrads. Die Beziehungen zwischen Vegetationsparametern und -indizes sind gewöhnlich standort-, arten- und sensorspezifisch, was ihre Anwendbarkeit einschränkt. Der FVC lässt sich leichter aus Vegetationsindizes ableiten als der

LAI (vgl. CARLSON & RIPLEY 1997). Eine Schneekartierung erlaubt bspw. der NDSI (*Normalized Difference Snow Index*) (HALL et al. 1995).

Basierend auf der Landnutzung lassen sich mit Hilfe zusätzlicher Boden- und Klimaparameter Größen wie (effektive) Durchwurzelungstiefe  $W_e$  (z. B. DVWK 1996a, ATV-DVWK 2002) oder Bestands- bzw. Interzeptionsverdunstung (z. B. HOYNINGEN-HUENE 1983) bestimmen.

### 3.3 Hydrologische Parameter

Bei der Analyse gemessener Abflussganglinien ist die Anstiegszeit (*time to peak*,  $T_P$ ) die Zeit vom Beginn des Effektivniederschlags (*excess precipitation*) zum Ganglinienscheitel (vgl. DYCK & PESCHKE 1995). Die Abfall- bzw. Rückgangszeit (*recession time*,  $T_R$ ) hingegen ist die Zeit vom Ganglinienscheitel bis zum Ende des Direktabflusses. Die Basiszeit (*base time*,  $T_B$ ) ergibt sich dann als Hochwasserdauer aus der Summe von Anstiegs- und Abfallzeit (vgl. Abbildung 3.3).

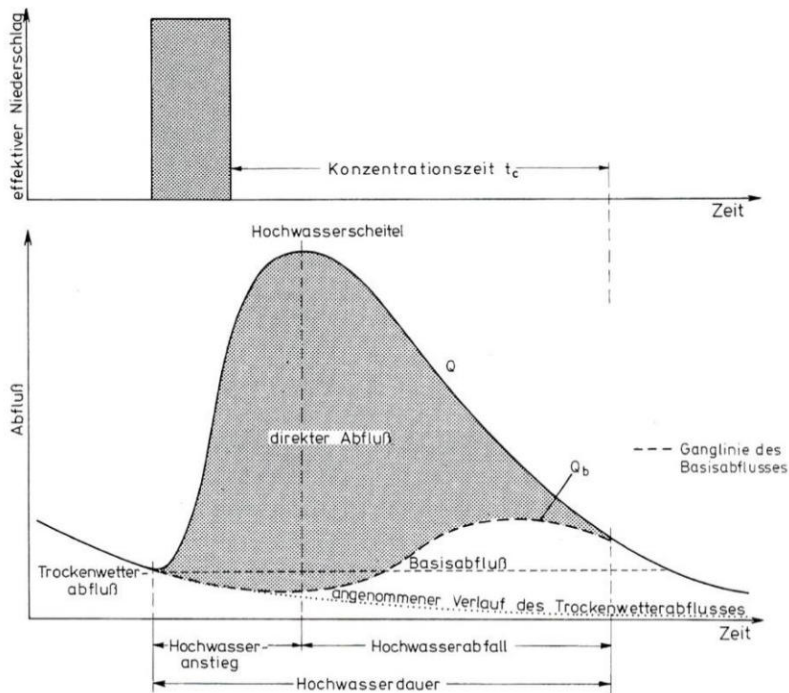


Abbildung 3.3: Abflussganglinie nach einem Niederschlag (nach BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996, S. 481)

Die Konzentrationszeit (*time of concentration*,  $T_C$ ) ist bei Ganglinien definiert als Zeit vom Ende des Effektivniederschlags bis zum Ende des Direktabflusses (vgl. Abbildung 3.3). Nach der Fließpfadanalyse entspricht sie bei einem gleichmäßig überregneten und vollständig an der Abflussbildung beteiligten Gebiet der Fließzeit, die ein Wasserteilchen benötigt, um vom hydraulisch am weitesten entfernten Punkt den Auslass des Einzugsgebiets zu erreichen.

Die Fließzeit im Vorfluter kann aus der Fließstrecke und -geschwindigkeit berechnet werden. Die Abschätzung der Fließgeschwindigkeit ( $v$  [m/s]) ermöglicht die durch ihre Einfachheit weit verbreitete Manning-Gleichung ( $v = (1/n) \cdot R_{hy}^{2/3} \cdot S^{1/2}$ ) (MANNING 1891). Manning's  $n$  ist der Rauigkeitsbeiwert,  $R_{hy}$  der hydraulische Radius ([m]) und  $S$  ([-]) die Gerinneneigung (CHOW 1959). Unter der Annahme, dass die Wasserspiegelhöhe gegenüber der -breite sehr klein ist, kann der hydraulische Radius vereinfacht mit der Wasserspiegelhöhe angesetzt werden. Wird

Manning's  $n$  durch den Strickler-Beiwert  $k_{St}$  ( $k_{St} = 1 / n$ ) ersetzt, spricht man von der Gauckler-Strickler-Formel (GAUCKLER 1868, STRICKLER 1923). Manning ist somit trotz der ihm zugeschriebenen Leistung nicht der erste, der diese Exponenten für  $R_{hy}$  und  $S$  empfahl (WILLIAMS 1970). Er betont jedoch zuerst die generelle Eignung für Rohrleitungen und offene Gerinne. Basierend auf der Manning-Gleichung erstellen bspw. MORGALI & LINSLEY (1965) oder KERBY (1959) und HATHAWAY (1945) eine Gleichung für die Konzentrationszeit des Oberflächenabflusses.

Die Kerby-Hathaway-Gleichung ( $T_c = 0,3115 \cdot (n \cdot L_F / I^{0,5})^{0,467}$ ) bestimmt  $T_c$  ([h]) mit Fließstrecke ( $L_F$  [km]) und Gefälle ( $I$  [-]). KIRPICH (1940) untersucht kleine ländliche Einzugsgebiete in den USA mit definierten Gerinnen. Abwandlungen dieser Gleichung sind weit verbreitet. So gibt HRISSANTHOU (1987) eine an süddeutsche Verhältnisse angepasste Variante für  $T_c$  ([h]) mit max. Fließlänge ( $L$  [km]) und Vorfluterneigung ( $I$  [-],  $I = H / L$ ) an ( $T_c = 0,06625 \cdot (L / I^{0,5})^{0,77}$ ).

Die Verzögerungs- oder Schwerpunktlaufzeit (*lag time*,  $T_L$ ) ist die Zeit vom Schwerpunkt des Effektivniederschlags zu dem des Abflusses (vgl. DYCK & PESCHKE 1995). Die Verzögerungsgleichung (*lag time equation*) (KENT 1973) wurde für kleine landwirtschaftliche Einzugsgebiete ( $A_E \leq 8 \text{ km}^2$ ) mit vorherrschendem Oberflächenabfluss entwickelt, d. h. ohne Ausbaumaßnahmen am Vorfluter. Sie berücksichtigt die maximale Fließstrecke ( $L$  [m]), Gebietsgefälle ( $I$  [%]) und Kurvennummer (CN) zur Berechnung der Schwerpunktlaufzeit ( $T_L$  [h]) (vgl. Formel 8):

$$T_L = L^{0,8} \cdot \left( \frac{1000}{CN} - 9 \right)^{0,7} / (734,8 \cdot \sqrt{I})$$

Formel 8: Berechnung der Verzögerungszeit ( $T_L$ ) mit der SCS-Verzögerungsgleichung (KENT 1973)

Basierend auf der Auswertung einer Vielzahl von Einzelereignissen mit großer Bandbreite an Gebietszuständen wird die Verzögerungszeit zu 60 % der Konzentrationszeit ( $T_L = 0,6 \cdot T_c$ ) bestimmt ( $T_c = 5/3 \cdot T_L$ ). Durch die Berücksichtigung des Parameters CN ( $50 \leq CN \leq 95$ ) ist die Gleichung für einen weiten Anwendungsbereich zulässig (MAUSER 1985) und dies für Gebietsgrößen von  $A_E \leq 18 \text{ km}^2$  (MCCUEN et al. 1984). Die Gleichung neigt jedoch zur Überschätzung in Gebieten mit undurchlässigen Flächen und Gerinneausbau, was Korrekturfaktoren erfordert.

Beziehungen mit Vorfluterlänge und -gefälle für die Schwerpunktlaufzeit von Oberflächenabfluss ( $T_L = 1,46 \cdot (L / I^{0,5})^{0,2175}$ ) und Zwischenabfluss natürlicher Gebiete gibt z. B. WACKERMANN (1981) an. Die Schwerpunktlaufzeit für das Doppelkaskadenmodell von WITTENBERG (1974) wird mit der Einzugsgebietsgröße ( $A_E$  [km<sup>2</sup>]) getrennt für versiegelte und unversiegelte Flächen ( $T_L = 2,0 + 0,42 \cdot A_E^{0,57}$ ) bestimmt (LUTZ 1984, S. 49). Die Ableitung aus nur einem Parameter schränkt jedoch als starke Vereinfachung den Anwendungsbereich ein.

### 3.4 Modellierung von mittlerem Bodenabtrag und Sedimentausttrag

Die Bestimmung des mittleren jährlichen Bodenabtrags und Sedimentaustrags mit der ABAG ist in Abbildung 3.4 dargestellt. Ausgehend vom Bodenabtrag wird über einen Feststoffliefergrad (SDR) der Sedimentausttrag ermittelt. Dies erlaubt die Abschätzung in (nahezu) unbeobachteten Gebieten. BUTZ (2005) oder FUCHS et al. (2010) gehen ähnlich zur Bilanzierung von partikelgebundenen Nährstoffen (z. B. Phosphor) und Schwermetallen (z. B. Cd, Pb, Zn) vor.

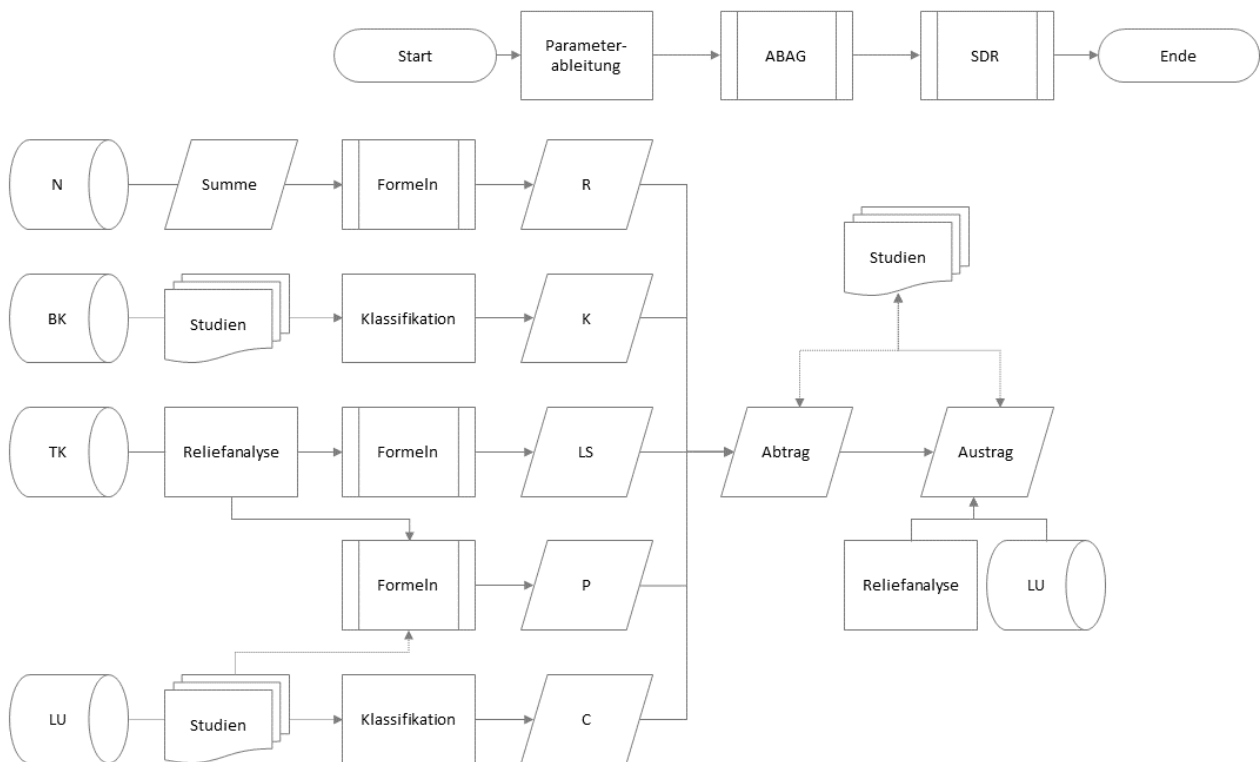


Abbildung 3.4: Ermittlung des mittleren jährlichen Sedimentaustrags basierend auf der ABAG

Die ABAG bestimmt den mittleren jährlichen Bodenabtrag ( $A$  [t/(ha·a)]) als Produkt der Faktoren ( $A = R \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P$ ) für die Erosivität von Regen und Oberflächenabfluss ( $R$  [N/h]), Bodenerodierbarkeit ( $K$  [(t·h)/(ha·N)]), Hanglänge ( $L$  [-]) und -neigung ( $S$  [-]), Bodenbedeckung und -bearbeitung ( $C$  [-]) sowie Erosionsschutz ( $P$  [-]). Der Abtrag eines bestimmten Schlags ergibt sich somit aus dem Abtrag des Standardhangs unter gebietspezifischem Niederschlag, korrigiert durch Faktoren zur Berücksichtigung der jeweiligen Standortbedingungen bezüglich des Bodens ( $K$ ), der Morphologie ( $L$ ,  $S$ ) und Nutzung ( $C$ ,  $P$ ) (SCHWERTMANN et al. 1987). Ablagerungsbereiche sollten hierbei ausgeschlossen werden, da angenommen wird, dass die Transportkapazität die Abtragskapazität übersteigt sowie dass Erosion und Sedimenttransport durch die Abtragskapazität begrenzt sind (vgl. MITASOVA et al. 1996, WILSON et al. 2000, WANG et al. 2001).

### 3.4.1 Regen- und Oberflächenabflussfaktor

Der R-Faktor als Maß für die Erosionskraft der Niederschläge ( $EI_{30}$ ) wird aus kinetischer Energie und Intensität aller erosiven Einzelregen ermittelt. Für die kinetische Energie wird zunächst der Regen in Abschnitte gleicher Intensität ( $I_i$ ) aufgeteilt und die Energie ( $E$  [kJ/m<sup>2</sup>]) für jeden Teilabschnitt berechnet, die dann als Produkt mit der Niederschlagsmenge ( $N_i$  [mm]) über das gesamte Ereignis summiert wird (SCHWERTMANN et al. 1987) (vgl. Formel 9):

$$EI_{30} = \sum_{i=1}^n (11,89 + 8,73 \cdot \log_{10} I_i) \cdot N_i \cdot 10^{-3}$$

Formel 9: Berechnung des R-Faktors ( $EI_{30}$ ) der ABAG (SCHWERTMANN et al. 1987)

Diese Gleichung ist gültig für  $0,05 < I_i \leq 76,2$  mm/h; bei  $I_i \leq 0,05$  mm/h wird  $E_i = 0$  gesetzt und für  $I_i > 76,2$  mm/h gilt  $E_i = 28,32 \cdot N_i$ . Die Formel basiert auf der Auswertung der Tropfengrößenverteilung von LAWS & PARSONS (1943) durch WISCHMEIER & SMITH (1958). Als erosive Niederschläge gelten in Deutschland nur Regen, die mindestens 10 mm oder eine maximale 30-minütige Intensität ( $I_{30}$ ) von 10 mm/h erbringen. Liegt zwischen zwei Niederschlägen weniger als 6 Stunden Unterbrechung, gelten sie als ein Ereignis. Das Produkt ( $EI_{30}$ ) stellt dann die Erosivität dar. Die Summe der Erosivitäten der Einzelereignisse eines Jahres als Jahreserosivität und deren anschließende Mittelung über einen längeren Zeitraum führt zum R-Faktor.

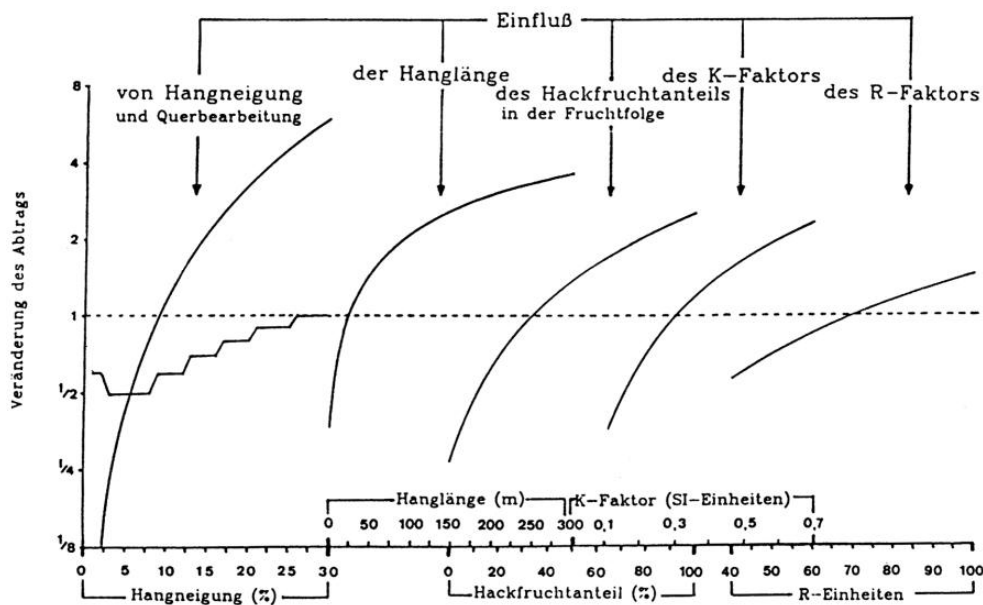


Abbildung 3.5: Sensitivität der einzelnen Faktoren der ABAG (nach AUERSWALD 1987, S. 35)

Der Schneeschmelzeinfluss kann nur durch einen Aufschlag zur Jahreserosivität berücksichtigt werden. Der R-Faktor hat den geringsten Einfluss auf die Abtragungsschätzung (vgl. Abbildung 3.5); in Bayern liegt er im Bereich von 40 bis 140 N/h. Da die zur Berechnung des mittleren



Jahreswerts benötigten mehr als 20 Stationsjahre der Intensität selten vorliegen, werden regionale Gleichungen auf Basis der mittleren Niederschlagsmenge entwickelt (SAUERBORN 1994).

### 3.4.2 Bodenerodibilitätsfaktor

Der K-Faktor ( $[0; 1]$ ) ist als Bodenerodibilität der mittlere jährliche Abtrag pro  $R$ -Einheit auf dem Standardhang (22,13 m Länge, 9 % Gefälle, Schwarzbrache). Er kann aus Daten der Reichsbodenschätzung mit Bodenart, Genese und Zustandstufe (AUERSWALD 1986) oder der Korngrößenverteilung mit Humusgehalt (OS [%]) sowie Aggregatklasse (A, 1–4) und Durchlässigkeitsklasse (D, 1–6) mit den prozentualen Gehalten an Ton (T), Schluff (U) und Feinstsand (ffs) (vgl. Abbildung 3.6) bestimmt werden (SCHWERTMANN et al. 1987) (vgl. Formel 10):

$$K = 2,77 \cdot 10^{-6} \cdot [(100 - T) \cdot (U + ffs)]^{1,14} \cdot (12 - OS) + 0,043 \cdot (A - 2) + 0,033 \cdot (4 - D)$$

Formel 10: Berechnung des K-Faktors der ABAG (SCHWERTMANN et al. 1987)

Bei Humusgehalten größer 4 % gilt  $OS = 4$  %. Die Gleichung ist gültig für Böden mit bis zu 70 % Schluff- und Feinstsandgehalt (0,002–0,1 mm), jedoch nicht für Böden mit  $K$ -Vorwerten kleiner als der Bereich 0,16–0,18. Für die erosionsgefährdeten Lößböden in Mitteleuropa mit Tongehalten von 10–25 % ist die ursprüngliche Form der USLE somit nicht anwendbar (AUERSWALD & ELHAUS 2013). Bei Anpassung des K-Faktors an örtliche Gegebenheiten muss theoretisch der relative Bodenabtrag (RBA) modifiziert werden (MARTIN 1988). Das K-Faktor-Nomogramm in Abbildung 3.6 beschreiben bspw. AUERSWALD et al. (2014) ausführlich.

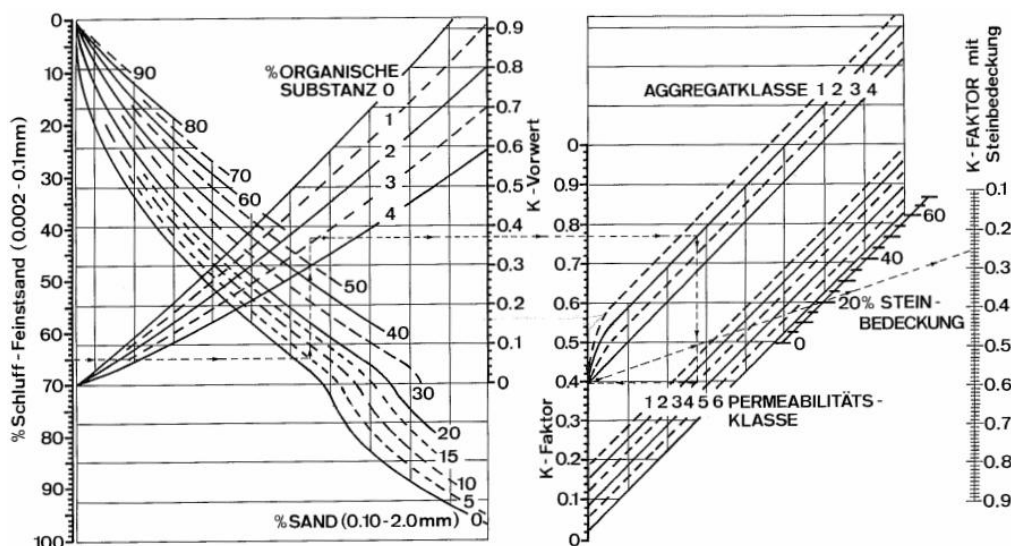


Abbildung 3.6: K-Faktor-Nomogramm (nach SCHWERTMANN et al. 1987, S. 23)

Der K-Faktor kann nach der Verknüpfungsregel 59 der Methodendokumentation Bodenkunde (HENNING 2000) aus den Faktoren für Bodenart ( $K_B$ ), Humus- ( $K_H$ ) und Skelettgehalt ( $K_S$ ), Aggregation ( $K_A$ ) und Wasserdurchlässigkeit ( $K_D$ ) bestimmt werden ( $K = (K_B \cdot K_H + K_A + K_D) \cdot K_S$ ).

Aufgrund des geringen Einflusses von Aggregation und Wasserdurchlässigkeit ist der K-Faktor auch ohne diese Teilfaktoren zu bestimmen. Konzipiert für Humusgehalte von ca. 2 %, wird das Produkt der Einzelfaktoren für Bodenart und Skelettgehalt als bodenspezifische Erosionsgefährdung bzw. Bodenerodierbarkeit ( $E_b$ ) bezeichnet. Die Bestimmung des K-Faktors der USLE vollziehen bspw. PANAGOS et al. (2014) im EU-Maßstab, basierend auf der Erhebung von LUCAS (*Land Use/Cover Area frame Survey*).

### 3.4.3 Hanglängen- und Hangneigungsfaktor

Der Faktor für die Morphologie beschreibt mit den Faktoren für Hanglänge ( $L$ ) und -neigung ( $S$ ) das topografische Erosionspotenzial. Der Hanglängenfaktor ( $L$ ) der USLE setzt die horizontal projizierte erosive Hanglänge ( $\lambda$  [m]) zur Referenzhanglänge in Beziehung, versehen mit dem Hanglängenexponenten  $m$  ( $L = (\lambda / 22,13)^m$ ). Die erosive Hanglänge ist als horizontale Distanz vom Ursprung des Oberflächenabflusses zu dem Punkt definiert, wo entweder die Neigung so weit abnimmt, dass Ablagerung stattfindet oder der Abfluss sich in einem Gerinne konzentriert (WISCHMEIER & SMITH 1978). Die Gleichung ist für Hanglängen von 10 bis 100 m gültig. Die Verwendung einer Standardhanglänge ist bei grobmaschigen DGM und Schwierigkeiten bei der Berücksichtigung weiterer Faktoren üblich (AUERSWALD & SCHMIDT 1986). Der Exponent ( $m$ ) wird in Abhängigkeit von der Hangneigung ( $\theta$  [°]) vorgegeben (USLE) oder als kontinuierliche Funktion (RUSLE) aus dieser berechnet ( $m = \beta / (1 + \beta)$ ). Hierbei ist  $\beta$  das Verhältnis von Rillen- zur Flächenerosion (MCCOOL et al. 1989) (vgl. Formel 11):

$$\beta = \frac{\sin \theta / 0,0896}{3 \cdot (\sin \theta)^{0,8} + 0,56}$$

Formel 11: Verhältnis ( $\beta$ ) von Rillen- zur Flächenerosion in der RUSLE (MCCOOL et al. 1989)

FOSTER & WISCHMEIER (1974) berücksichtigen mit ihrem  $L_i$ -Faktor durch die Segmentierung unregelmäßiger Hänge den Einfluss von Konvexität und Konkavität. Es wird nur noch die Entfernung von der Wasserscheide ( $\lambda_i$ ) benötigt und nicht mehr die Strecke zwischen Wasserscheide und Akkumulationsbereich. Der effektive  $L$ -Wert für das  $i$ -te Segment lautet (vgl. Formel 12):

$$L_i = \frac{\lambda_i^{m+1} - \lambda_{i-1}^{m+1}}{(\lambda_i - \lambda_{i-1}) \cdot (22,13)^m}$$

Formel 12: Berechnung des  $L_i$ -Faktors für den  $i$ -ten Hangabschnitt (FOSTER & WISCHMEIER 1974)

In gegliedertem Gelände hängen Oberflächenabfluss und Bodenabtrag nicht von der erosiven Hanglänge ab, sondern von der für eine Geländeeinheit abflusswirksamen Fläche (HEBEL 2003). DESMET & GOVERS (1996) ersetzen die erosive Hanglänge durch das spezifische Einzugsgebiet.

Dieser Hanglängenfaktor ( $L_{i,j}$ ) wird für eine Rasterzelle mit den Koordinaten  $(i, j)$  berechnet (vgl. Formel 13):

$$L_{i,j} = \frac{(A_{i,j} + D^2)^{m+1} - A_{i,j}^{m+1}}{D^{m+2} \cdot x_{i,j}^m \cdot (22,13)^m}$$

Formel 13: Berechnung des Hanglängenfaktors ( $L_{i,j}$ ) für eine Rasterzelle (DESMET & GOVERS 1996)

$A_{i,j}$  [ $\text{m}^2$ ] stellt die Oberliegerfläche und  $D$  [ $\text{m}$ ] die Seitenlänge der Zelle dar. Die Konturlänge ( $x_{i,j}$  [ $\text{m}$ ]) als Faktor für die Spanne der Abflussvariation wird aus der Exposition der Zelle ( $\alpha_{i,j}$ ) abgeleitet ( $x_{i,j} = (|\sin\alpha_{i,j}| + |\cos\alpha_{i,j}|)$ ). USLE2D (DESMET & GOVERS 2000) und WaTEM (*Water and Tillage Erosion Model*) (VAN OOST et al. 2000) setzen diesen Ansatz um.

Der Hangneigungsfaktor ( $S$  [-]) der USLE beschreibt das Verhältnis des Abtrags eines Hangs beliebiger Neigung ( $\theta$  [ $^\circ$ ]) zu dem des 9 % geneigten Standardhangs ( $S = 1$ ). Die Gleichung ist für Hänge mit Neigungen von 3–18 % validiert ( $S = 65,41 \cdot \sin^2\theta + 4,56 \cdot \sin\theta + 0,0654$ ). Der S-Faktor der RUSLE (McCOOL et al. 1987) ist für Hangneigungen bis 56 % geeignet. Es gelten Gleichungen für Hangneigungen kleiner 9,04 % ( $\tan\theta < 0,09$ ;  $S = 10,8 \cdot \sin\theta + 0,03$ ) und  $\geq 9,04$  % ( $S = 16,8 \cdot \sin\theta - 0,5$ ). Bei Hanglängen von  $\lambda \leq 4,6$  m überwiegt Erosion durch Tropfenaufprall, was mit einer Gleichung ( $S = 3 \cdot (\sin\theta)^{0,8} + 0,56$ ) für Hangneigungen von 0–30 % (FOSTER 1982) berücksichtigt wird. Die Modifikationen waren nötig, da bei der USLE eine große Überschätzung des Bodenverlustes bei flacheren Hängen auftritt. Bei Hangneigungen größer 9 % liegen die S-Faktorenwerte der RUSLE deutlich unter denen der USLE, bei  $\leq 9$  % darüber.

NEARING (1997) bietet für den S-Faktor ( $S = -1,5 + (17 / [1 + \exp(2,3 - 6,1 \cdot \sin\theta)])$ ) eine kontinuierliche Funktion an, die dem S-Faktor der RUSLE bis 22 % folgt und auch bei steileren Hängen den Messdaten gerecht wird. Die Datenbasis umfasst Hangneigungen bis ca.  $30^\circ$  ( $\sim 60$  %), wodurch die Gleichung auch für Weinbau geeignet ist (AUERSWALD & SCHWAB 1999). Zusätzlich ist die Kompatibilität zur ABAG getestet. Der S-Faktor hat im Gegensatz zum L-Faktor einen sehr starken Einfluss auf die Abtragschätzung (vgl. AUERSWALD 1987, vgl. Abbildung 3.5). In der USLE führt ein Fehler von 10 % in der Hangneigung zu einem Fehler von 20 % im Bodenabtrag (RENARD et al. 2011). Zusätzlich stellt der LS-Faktor bei der GIS-basierten Umsetzung das größte Problem dar (MOORE & WILSON 1992). Abbildung 3.7 vergleicht die nach diversen Autoren berechneten LS-Faktoren für eine erosive Hanglänge von  $\lambda = 100$  m. Diese stimmen bis zur Neigung von ca.  $10^\circ$  überein, bei großen Hangneigungen gibt es deutliche Unterschiede. Die Effekte gegliederter Hänge werden nach MOORE & BURCH (1986c) über das spezifische Zelleinzugsgebiet ( $A_s$  [ $\text{m}^2/\text{m}$ ]) in der Gleichung ( $LS = (A_s / 22,13)^m \cdot (\sin\theta / 0,0896)^n$ ) berücksichtigt.

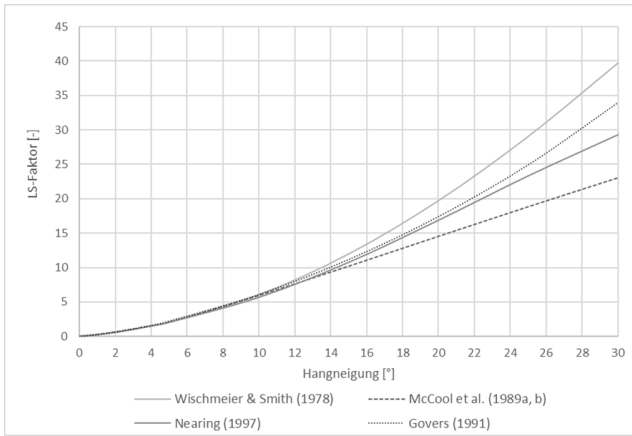


Abbildung 3.7: Vergleich der LS-Faktoren für eine erosive Hanglänge von  $\lambda = 100$  m

Mit den vom Fließtyp abhängigen Konstanten  $m = 0,6$  (Wertebereich  $0,4 \leq m \leq 0,6$ ) und  $n = 1,3$  ( $1,0 \leq n \leq 1,4$ ) werden für den LS-Faktor der RUSLE konsistente Werte für Hanglängen von  $\lambda < 100$  m und Hangneigungen von  $\theta < 14^\circ$  erzielt (vgl. MOORE & WILSON 1992). Hierbei wird angenommen, dass die Bodenerosion transportbegrenzt (*transport limited*) ist. Dies trifft ebenfalls auf den Ansatz von DESMET & GOVERS (1996) zu.

USLE und RUSLE hingegen sind abtragsbegrenzt (*detachment limited*). Die Erweiterung von MOORE & BURCH (1986c) für gegliederte Hänge ermöglicht die Anwendung der RUSLE in kleinen Einzugsgebieten (vgl. VAN ROMPAEY & GOVERS 2002).

### 3.4.4 Bodenbedeckungs- und Bodenbearbeitungsfaktor

Der C-Faktor ( $[0; 1]$ ) ist als komplexester Faktor das Verhältnis des Abtrags eines Hanges mit beliebiger Bewirtschaftung (Kulturpflanze, Bedeckungsgrad, Bearbeitung) zur Schwarzbrache ( $C = 1$ ). Dazu wird der relative Bodenabtrag (RBA) (*Soil Loss Ratio, SLR*) für jeden erosiven Regen mit dem R-Faktorenanteil gewichtet und zum Jahreswert summiert (vgl. Formel 14):

$$C = \frac{\sum_{i=1}^n (SLR)_i \cdot R_i}{\sum_{i=1}^n R_i}$$

Formel 14: Berechnung des C-Faktors der ABAG

Die Erosivität ( $R$ ) wird in die Berechnung einbezogen, da bspw. ein unbedeckter Boden (hoher RBA) kaum erosionsgefährdet ist, wenn zu dieser Zeit nur wenig erosive Niederschläge fallen. SCHWERTMANN et al. (1987) überprüfen die Werte der USLE in Bayern und erarbeiten eigene RBA-Werte für Getreide, Mais und Zuckerrüben. Hierfür werden die Kalenderdaten der einzelnen Kulturperioden (als langjährige Mittelwerte) angegeben.

Der C-Faktor der USLE für Ackerflächen wird für die RUSLE um Grünland und Wald erweitert. Der Einfluss der Bodennutzung und Bodenbearbeitung geht zeitlich aufgelöst in 15-Tages-Intervallen mit einem Subfaktorenansatz ( $SLR = PLU \cdot CC \cdot SC \cdot SR \cdot SM$ ) ein (RENARD et al. 1997). Damit wird die Abhängigkeit der USLE-Struktur von den spezifischen Landnutzungsdaten überwunden (vgl. RENARD et al. 2011). Der an das Modell EPIC angelehnte Ansatz berücksichtigt hierfür die aktuelle Landnutzung (*Prior Land Use, PLU*), Pflanzenbedeckung (*Canopy Cover, CC*),

Oberflächenrauigkeit (*Surface Roughness*, SR) und Oberflächenbedeckung (*Surface Cover*, SC) sowie den Bodenwassergehalt (*Soil Moisture*, SM).

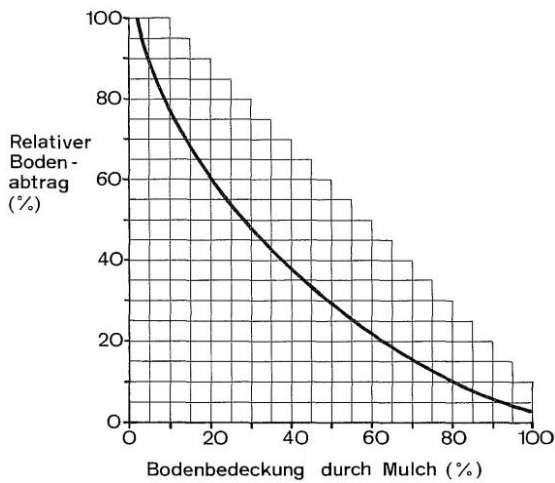


Abbildung 3.8: Relativer Bodenabtrag und Bodenbedeckung (nach SCHWERTMANN et al. 1987, S. 39)

Abbildung 3.8 stellt die Abhängigkeit des RBA von der Bodenbedeckung durch Mulch graphisch dar. In der Literatur werden für bestimmte Landnutzungs- und Bearbeitungsarten mittlere C-Faktoren angegeben (bspw. AUERSWALD & SCHMIDT 1986). Die direkte Ableitung des aktuellen C-Faktors mittels Fernerkundung kann über einzelne Spektralbänder (z. B. WANG et al. 2002) oder Indizes wie MSAVI (z. B. WARREN et al. 2005) und NDVI (DE JONG 1994) erfolgen.

HERRMANN (1995) verwendet Landsat-TM5-Aufnahmen zur Ableitung von Fruchtfolgen zur Parametrisierung von CREAMS (mit Modifikation für Stufenraine) für die Quantifizierung von Nährstoffverlagerungen in der Agrarlandschaft des Kraichgaus (Baden-Württemberg). SHI et al. (2004) und SCHMIDT et al. (2018) bestimmen den C-Faktor in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad, den z. B. TESFA et al. (2009) aus TM5-Aufnahmen berechnen. Die hierfür nötigen Auswertungen sind jedoch noch immer sehr aufwändig und durch die variierenden Bedingungen zum Aufnahmezeitpunkt und den jeweiligen Sensor, nicht ohne Weiteres automatisierbar (überwachte Klassifikation) und auf andere Gebiete übertragbar. Studien zur Ableitung des C-Faktors von Ackerfrüchten aus Radardaten zeigen BARGIEL et al. (2013) und BARGIEL (2017).

AUERSWALD (2002a) empfiehlt eine alternative Bestimmung von mittleren C-Faktoren in Prozent des Schwarzbracheabtrags ([% SBA]) mit pauschalen Angaben zur mittleren Fruchtartenverteilung in Prozent der Ackerfläche und Bodenbearbeitung (vgl. Formel 15):

$$C = [(83 - 1,58 \cdot (Md + Ms + AFu) + 0,0082 \cdot (Md + Ms + AFu)^2) \cdot (1 - 0,03 \cdot AFu) + 0,01 \cdot AFu - 0,05 \cdot Ms + 2,7]$$

Formel 15: Berechnung des C-Faktors in Prozent des Schwarzbracheabtrags nach AUERSWALD (2002a)

Berücksichtigung finden in dieser Gleichung die Anteile ([% AF]) feinkörniger Mähdruschfrüchte (Getreide und Raps, Md), mit Mulchsaat angebauter Hackfrüchte (Ms) und mehrjährigen Ackerfutters (Kunstwiese inkl. Rotations- und Buntbrache, AFu).

### 3.4.5 Erosionsschutzfaktor

Der Erosionsschutzfaktor ( $P$  [0,4; 1]) quantifiziert die Schutzwirkung von Terrassierung sowie Kontur- und Streifennutzung in Abhängigkeit von der Hangneigung und der Hanglänge.

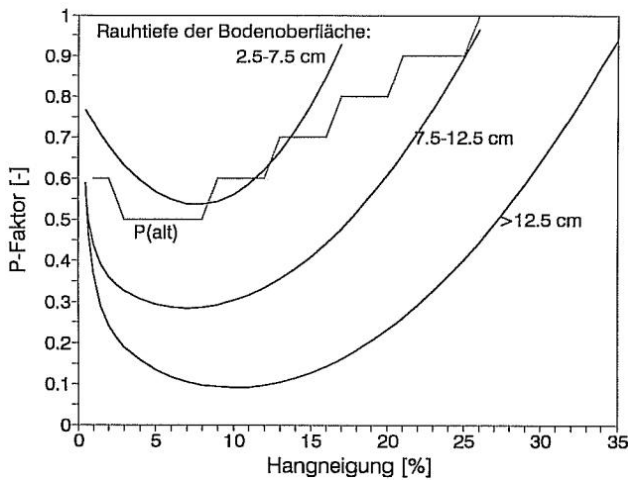


Abbildung 3.9: P-Faktor bei konturparalleler Bearbeitung (nach AUERSWALD 1992a, S. 139)

Die Werte sind für die USLE in Tabellenform zusammengefasst. Funktionen in Abhängigkeit von Furchenhöhe (mittlere Höhe der Bearbeitungskämme) und Hangneigung geben SCHWERTMANN et al. (1987) für die ABAG an (vgl. Abbildung 3.9). Zusätzlich ist hier der ursprüngliche, nicht nach der Oberflächenrauigkeit differenzierte P-Faktor („P(alt)“) angegeben. Dieser entspricht ungefähr dem P-Faktor bei einer mittleren Höhe der Bearbeitungskämme von 2,5 cm bis 7,5 cm.

Der P-Faktor der RUSLE wurde als Produkt von Subfaktoren mit deterministischen Ansätzen analog CREAMS überarbeitet (vgl. RENARD et al. 2011). Flächendeckende Angaben zu Schutzmaßnahmen sind selten vorhanden (dann  $P = 1$ ). KAGERER & AUERSWALD (1997) geben  $P = 0,85$  als Mittelwert für Bayern an, PANAGOS et al. (2015)  $P = 0,97$  als mittleren Wert für die EU.

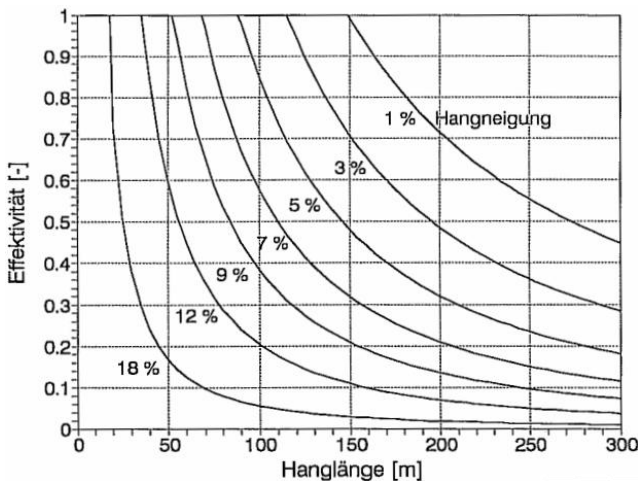


Abbildung 3.10: Effektivität der Querbearbeitung und Hanglänge (nach AUERSWALD 1992a, S. 141)

SCHWERTMANN et al. (1987) leiten den P-Faktor aus der Hangneigung (HN [%]) ab, wenn eine vom Gefälle abhängige kritische Hanglänge  $HL_k$  ( $HL_k = 170 \cdot \exp(-0,13 \cdot HN)$ ) nicht überschritten wird ( $P = 0,4 + 0,02 \cdot HN$ ).  $P = 1$  wird bei Überschreitung dieser angesetzt, da dann keine Erosion mindernde Wirkung mehr angenommen werden kann. Der Ansatz ( $r^2 = 0,96$ ) basiert auf einer relativ geringen Versuchsanzahl und besitzt somit ein hohes Fehlerpotenzial (HAIDER 1995).

Die Querbearbeitung schafft Rauheitselemente, die Oberflächenwasser speichern und Oberflächenabfluss bremsen (vgl. AUERSWALD 1992a). Die Effektivität sinkt mit steigendem Abfluss und beim Überschreiten der kritischen Hanglänge wird sie kleiner 1 (vgl. Abbildung 3.10).

### 3.4.6 Feststoffliefergrad

MANER (1958) gibt eine Gleichung ( $\log(SDR) = 2,962 + 0,869 \cdot \log(R) - 0,854 \cdot \log(L)$ ) für den Feststoffliefergrad (SDR [%]) in Kansas (USA) mit Einzugsgebietsrelief ( $R$  [ft]) und -länge ( $L$  [ft]) an ( $R = 0,979$ ). RENFRO (1975) stellt in 25 Einzugsgebieten (1–252 km<sup>2</sup>) in den Red Hills (Texas, Oklahoma) eine weitere Beziehung ( $\log(SDR) = 2,94259 + 0,8236369 \cdot \text{colog}(R / L)$ ) auf ( $R^2 = 0,987$ ). ROEHL (1962) berechnet den Feststoffliefergrad ([%]) mit Einzugsgebietsfläche ( $A_E$  [mi<sup>2</sup>], 2–432 km<sup>2</sup>) und -relief ( $R$  [ft]) sowie maximalem Fließpfad ( $L$  [ft]) und mittlerem Verzweigungsgrad ( $B_R$  [-]) (vgl. Formel 16):

$$\log SDR = 4,50047 - 0,230431 \cdot \log_{10} A_E - 0,510221 \cdot \text{co} \log R/L - 2,785941 \cdot \log B_R$$

Formel 16: Bestimmung des Feststoffliefergrades (SDR) nach ROEHL (1962)

WILLIAMS & BERNDT (1972) berücksichtigen nur die mittlere Neigung des Vorfluters (SLP [%];  $SDR = 0,627 \cdot SLP^{0,403}$ ). WILLIAMS (1977) korreliert für die Ermittlung eines SDR ([–]) im Little Elm Creek (Texas) die Gebietsfläche ( $A_E$  [km<sup>2</sup>]), Relief-Längen-Verhältnis ( $R / L$  [m/km]) und den langjährigen mittleren CN-Wert ( $SDR = 1,366 \cdot 10^{-11} \cdot A_E^{-0,0998} \cdot (R / L)^{0,3629} \cdot CN^{5,444}$ ). Die Kalibrierung der Gleichung lieferte hierbei  $R^2 = 0,90$  und die Validierung  $R^2 = 0,80$ .

AUERSWALD (1989) leitet aus Daten von WISCHMEIER (1975) den Feststoffliefergrad ([–]) nur mit der Gebietsfläche ( $A_E < 500$  km<sup>2</sup>) ab ( $SDR = -0,02 + 0,385 \cdot A_E^{-0,2}$ ). Diese Beziehung ( $n = 97$ ,  $R = 0,813$ ) wird von AUERSWALD (1992b) zur Bestimmung des Sedimenteintrags (SY [t/a]) in die Vorfluter von 22 Einzugsgebieten (7,7–1.587 km<sup>2</sup>) in Bayern genutzt. Aus den Einzugsgebieten wird mit dem mittleren jährlichen Bodenabtrag ( $A$  [t/(ha·a)]) und der Gebietsgröße ( $A_E$  [km<sup>2</sup>]) eine neue Regression ( $SY = 700 + 8,5 \cdot A_E \cdot A^{0,5}$ ) aufgestellt ( $n = 97$ ;  $R = 0,854$ ). Wie bei erstgenannter Gleichung nimmt auch hier der Sedimentverlust mit wachsender Einzugsgebietsgröße ab, allerdings mit stärkerem Skaleneinfluss (vgl. AUERSWALD 1993). Die Flächengröße ist hinreichend genau zur Beschreibung des mit wachsender Gebietsgröße abnehmenden Gefälles der Gewässersohle und damit abnehmender relativer Transportleistung des Gewässers.

BEHRENDT et al. (1999) konzipieren für Gebiete größer als 500 km<sup>2</sup> in MONERIS eine Beziehung basierend auf Hangneigung und Anteil der Ackerfläche. SDR verschiedener Autoren untersucht GERICKE (2013) in Bayern und Nordrhein-Westfalen. Zusätzlich wird eine eigene Gleichung aus Topografie, Gewässerdichte, Niederschlagssumme und Landnutzung ermittelt.

### 3.5 Modellierung von Ereignisbodenabtrag und -sedimentaustrag

Der Ereignisbodenabtrag ( $A_e$  [t/ha]) wird in AGNPS anhand der USLE mit den Ereignisgrößen Erosivität ( $EI_{30}$  [N/h]) und relativer Bodenabtrag (SLR [-]) sowie eines Hangformfaktors (*Slope Shape Factor*, SSF [-]) bestimmt ( $A_e = EI_{30} \cdot K \cdot LS \cdot SLR \cdot P \cdot SSF$ ). EPIC bietet die USLE und verschiedene ihrer Modifikationen an (vgl. NICKS 1998). Der Sedimentertrag (SY [t/ha]) wird als Produkt ( $SY = X_e \cdot K \cdot LS \cdot C_e \cdot P_e \cdot ROKF$ ) der Ereignisfaktoren für Erosivität ( $X_e$ ), Bodenbedeckung und -bearbeitung ( $C_e$ , SLR) und Erosionsschutz ( $P_e$ ) sowie einem Faktor für das Grobskelett (ROKF) bestimmt. Der Grobskelettfaktor ( $ROKF = \exp(-0,03 \cdot ROK)$ ) wird aus dem Grobskelettgehalt (ROK [%]) abgeleitet (SIMANTON et al. 1984). In EPIC wird der C-Faktor mit einer Beziehung zu einem minimalen C-Wert (USLE C) und der Bodenbedeckung berechnet.

EPIC hält die Energiekomponenten ( $X_e$ ) von USLE, AOF und MUSLE vor. Die ereignisbasierte USLE verwendet den  $EI_{30}$ -Index als Erosivität ( $X_e = R_e = EI_{30}$ ). Wegen der hohen Variabilität der Erosion wird die USLE für Einzelereignisse nicht empfohlen, da erst durch die zeitliche Aggregation der erosiven Ereignisse verlässliche Aussagen getroffen werden können. Es treten immer wieder Niederschläge auf, die nicht zu Abflüssen führen, obwohl sie die Bedingungen des R-Faktors erfüllen (AUERSWALD 1984). Zeitliche Änderungen der Bodeneigenschaften (Feuchte, Aggregatstabilität, Verschlammung) während eines Ereignisses oder im Jahresgang werden nicht berücksichtigt (vgl. HENSEL 1991). Theoretisch müsste auch der Abfluss eingehen (KINNELL 2005), so wie bei der USLE-M (KINNELL & RISSE 1998). Die Anwendung auf Ereignisse ist trotzdem weit verbreitet, bspw. ØVERLAND (1990), MISHRA et al. (2006) oder SINGH et al. (2008) in Verbindung mit SCS-CN für die Erzeugung von Sedimentganglinien.

Die modifizierte USLE nach ONSTAD & FOSTER (1975) für die Gesamterosion wird in EPIC mit einer falschen Formel ( $X_e = R_e = 0,646 \cdot EI_{30} + 0,45 \cdot (Q \cdot q_p)^{0,333}$ ) umgesetzt (KINNELL 2008). Es gehen Abflussvolumen ( $Q$  [mm]) und -scheitel ( $q_p$  [mm/h]) zusätzlich zur Erosivität ( $EI_{30}$ ) ein. Die in FOSTER (1982) angeführte Formel setzt den Aufteilungsfaktor zwischen Regen- und Abflusserosivität mit  $a = 0,5$  ( $X_e = W = 0,5 \cdot EI_{30} + 0,349 \cdot Q \cdot q_p^{0,333}$ ) an (FOSTER et al. 1977b). Der Koeffizient berücksichtigt, wie viel des abgelösten Materials auf die Wirkung der Regenenergie zurückgeführt wird (AUERSWALD 1984), womit der Abtrag verschiedenen Prozessen zugeordnet werden kann. Ohne Abfluss wird die Hälfte des Abtrags der USLE vorhergesagt.

Die MUSLE basiert auf der Analyse von 778 Ereignissen in 18 Einzugsgebieten (15–1.500 ha) in den USA (Nebraska, Texas). Der Regenfaktor der USLE wird durch den Abflussenergiefaktor ( $R_m$ ) ersetzt, der Abflussvolumen ( $Q$  [m<sup>3</sup>]) und Abflussscheitel ( $q_p$  [m<sup>3</sup>/s]) eines Ereignisses mit den Koeffizienten  $\alpha = 11,8$  und  $\beta = 0,56$  ( $R = 0,92$ ) berücksichtigt, die der Kalibrierung mit



Schwebstoffmessungen dienen ( $R_m = \alpha \cdot (Q \cdot q_p)^\beta$ ). Der Abflussfaktor bezeichnet Ablösungs- und Transportenergie. Bei auftretender Ablagerung ist der Sedimentertrag hoch korreliert mit den Abflusseigenschaften, da diese die Transportkapazität kontrollieren (FOSTER 1982). Die MUSLE ist somit nur gültig, wenn die Transportkapazität den Abtrag begrenzt. Die übrigen USLE-Faktoren gehen in das Blockmodell als mittlere Werte ein. WILLIAMS & BERNDT (1977) geben für 60 Einzugsgebiete (0,01–234 km<sup>2</sup>, Hangneigung 1–30 %) in den USA eine erklärte Varianz von 80 % an. Mit den Einheiten der Abflussparameter und der Gebietsfläche ( $A_E$  [ha]) ergibt sich die MUSLE-Energiekomponente in EPIC ( $X_e = 1,586 \cdot (Q \cdot q_p)^{0,56} \cdot A_E^{0,12}$ ).

Bei relativ hohem Abfluss im Vergleich zur Regenerosivität, wie bei hohen Anfangsfeuchten und/oder relativ undurchlässigen Böden, übertreffen die Vorhersagen der MUSLE die der OF-Modifikation (LAFLEN et al. 1985). Beide abflussbedingten Modelle liefern schlechte Ergebnisse, wenn hohe Bodenabträge mit geringen Oberflächenabflüssen einhergehen (AUERSWALD 1984). Der Einfluss des Oberflächenabflusses wird überbewertet, da er in den anderen Faktoren (außer  $R$ ) bereits enthalten ist. Diese müssten theoretisch angepasst werden.

Bei Verwendung von Abflussvolumen und -scheitel am Auslass ist ein Feststoffliefergrad zur Bestimmung des in den Vorfluter eingetragenen Sediments nicht mehr notwendig (WILLIAMS & BERNDT 1977). Die Anwendung der MUSLE auf große Gebiete setzt einheitlich verteilte Sedimentquellen und hydraulisch ähnliche Nebenflüsse voraus. Ist dies nicht der Fall, sollte ein Routing des für Teilgebiete berechneten Sediments zum Gebietsauslass erfolgen (WILLIAMS 1975b, 1978). Die exponentielle Abnahmefunktion berücksichtigt für den selektiven Transport die Fließzeit und den mittleren Partikeldurchmesser (FOSTER 1982). WILLIAMS & HANN (1978) geben für die Kombination von Abflussmodellierung und MUSLE eine maximale Gebietsfläche von 40 km<sup>2</sup> (bzw. 65 km<sup>2</sup>, WILLIAMS 1977) vor, für das Routing in großen ländlichen Einzugsgebieten 2.500 km<sup>2</sup>. Ein modifiziertes SCS-CN-Verfahren (WILLIAMS & LASEUR 1976) liefert hier das Abflussvolumen und HYMO (WILLIAMS & HANN 1972) mit SCS-TM (Kap. 3.6.2) und Momentaneinheitganglinie (IUH) den Abflussscheitel. Die Erweiterung des Modells für das Sedimentrouting um Komponenten für Nährstoffe wurde SPNM (*Sediment Phosphorous Nitrogen Model*) (WILLIAMS 1980) genannt. Die Weiterentwicklung der Ansätze führt u. a. zu SWAT mit dessen verschiedenen Versionen, bspw. GASSMAN et al. (2007), DOUGLAS-MANKIN et al. (2010), TUPPAD et al. (2011), BONUMÁ et al. (2012) oder KRYSANOVA & WHITE (2015). Die Umsetzung der MUSLE auf HRU-Basis ist hier jedoch als fehlerhaft anzusehen, da eine steigende HRU-Anzahl eine künstliche Abnahme der geschätzten Bodenerosion verursacht (vgl. CHEN & MACKAY 2004).

### 3.6 Modellierung der Abflussparameter

#### 3.6.1 Stochastische Ganglinienerzeugung

Die Ermittlung synthetischer saisonaler (Sommer, Winter, Jahr) Abflussganglinien basierend auf der extremwertstatistischen Auswertung von Abflusszeitreihen und Verwendung mathematischer Funktionen für die Ganglinienform ist in Abbildung 3.11 schematisch dargestellt.

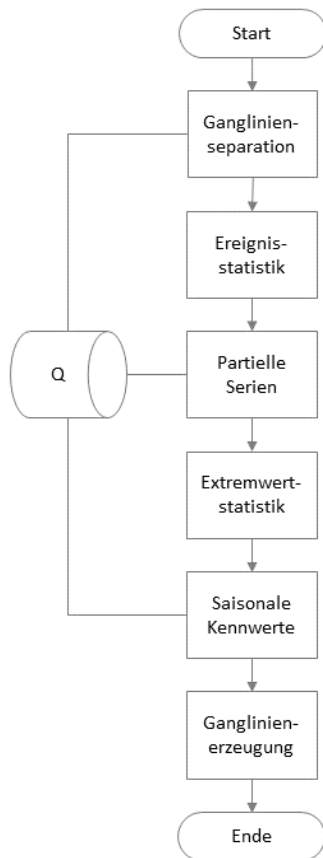


Abbildung 3.11: Ermittlung synthetischer Abflussganglinien

Hierbei werden anhand des Abflussscheitels zunächst die Jahres-, Sommer- und Wintermaxima für jedes einzelne (hydrologische) Jahr bestimmt und zusammen mit den zugehörigen Größen Abflussfülle, (Scheitel-) Anstiegszeit und Speicherkonstante ausgewertet (partielle Serien). Die Bestimmung der Abflussfüllen als Direktabflussvolumen (nicht nur für die Ereignisstatistik) erfolgt mit manueller oder automatischer Ganglinienseparation. Vor der Anpassung einer Modellfunktion an die empirischen Verteilungen erfolgen statistische Tests bspw. zur Ermittlung von Trends und Ausreißern. Die Anpassung der Extremwertverteilungen Gumbel- bzw. Extremalverteilung Typ I (E1) sowie Pearson-III- (P3) und Exponentialverteilung erfolgt mit der Momenten- (MM) und der *Maximum-Likelihood*-Methode (MLM). Hierbei muss beachtet werden, dass die so getroffenen Aussagen statistisch nur für das 2- bis 3fache der zugrunde liegenden Zeitreihenlänge als gesichert gelten.

Bei der stochastischen Gangliniensynthese wird der ansteigende Ast mit der Koženy-Funktion (KOŽENY 1929) anhand Anstiegszeit ( $t_A$  [h]) und Formfaktor ( $m$  [-]) beschrieben, der absteigende Ast durch die Rückgangskurve mit der Speicherkonstante ( $k$  [h]) (vgl. SACKL 1994, LOHR 2003). Durch Variation beider Äste kann eine der Jährlichkeit des Abflussscheitels ( $q_p$  [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]) entsprechende Fülle ( $[m^3]$ ) bestimmt werden. Der mittlere saisonale Abfluss (MQ [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]) geht hierbei als Basisabfluss ein. Die Koženy-Funktion entspricht in der Form der Gammaverteilung (KLEIN 2010). Durch eine Anpassung der Verteilung an gemessene Hochwasser unter Berücksichtigung der Genese kann ein regionaler Parameter bestimmt werden. Mit diesem Parameter (der bezogenen Ganglinien) können über die Scheitel aus der Extremwertstatistik und der Annahme der Anstiegszeit (Bemessungs-) Ganglinien bestimmter Jährlichkeit erzeugt werden.

### 3.6.2 SCS Curve Number-Verfahren und SCS-Dreiecksmethode

Die SCS-CN-Methode nimmt an, dass das Verhältnis zwischen abflusswirksamem Niederschlag (*storm runoff*,  $N_{eff}$  bzw.  $N_D$ ) und Niederschlag ( $N$ ), von dem die Anfangsverluste (*initial abstraction ratio*,  $I_a$ ) abgezogen sind, gleich dem Verhältnis zwischen aktueller Infiltration ( $F$ , ohne Anfangsverluste) und potenzieller Infiltration (*maximum potential soil retention*,  $S$ ) während eines unendlichen Niederschlagsereignisses ist ( $N_{eff} / (N - I_a) = F / S$ ) (KLEEBERG & ØVERLAND 1989). Aus  $F = N - I_a - N_{eff}$  erhält man für  $N > I_a$  den Effektivniederschlag ( $N_{eff} = (N - I_a)^2 / (N - I_a + S)$ ).

Die potenzielle Infiltration ist abhängig von Bodeneigenschaften (Klasse A, B, C, D), Nutzungsart und Bodenfeuchte (*Antecedent Moisture Condition*, AMC) zu Ereignisbeginn (Feuchtekategorie I, II, III). Die Bodenklasse (*Hydrological Soil Group*, HSG) A umfasst Böden mit großem Versickerungsvermögen, auch nach starker Vorbefeuchtung (z. B. tiefe Sand- und Kiesböden) (DVWK 1984a). Böden mit mittlerem Versickerungsvermögen, d. h. tiefe bis mäßig tiefe Böden (z. B. mitteltiefe Sandböden, Löß, schwach lehmiger Sand), gehören zur Bodenklasse B. Die Klasse C beinhaltet Böden mit geringem Versickerungsvermögen, mit feiner Textur oder Wasser stauender Schicht (z. B. flache Sandböden, sandiger Lehm). Böden mit sehr geringem Versickerungsvermögen finden sich in Bodenklasse D. Hierzu gehören Tonböden, sehr flache Böden über undurchlässigem Material oder Böden mit dauerhaft hohem Grundwasserspiegel. Die Einteilung der Feuchte ist abhängig von der Jahreszeit und der Regensumme der letzten fünf Tage vor dem Ereignis ( $P5$ ). Dies führt zu unnatürlichen Sprüngen beim Effektivniederschlag.

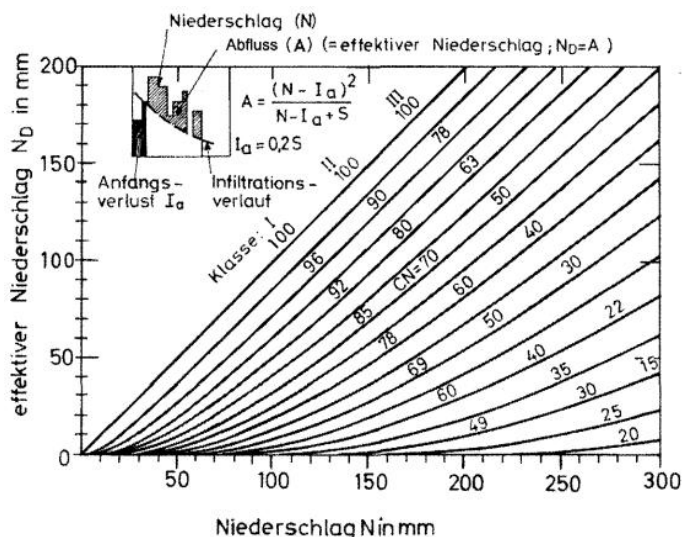


Abbildung 3.12: Effektivniederschlag als Funktion von  $N$  und  $CN$  für AMC II (nach DVWK 1984a, S. 8)

Der maximale Rückhalt wird mit der Abflusskurvennummer (*Curve Number*,  $CN$ ) berechnet. Diese ist ein Indikator der Niederschlagsverluste durch Infiltration und Oberflächenspeicherung (vgl. Abbildung 3.12). Streng genommen ist die empirische Gleichung ( $CN = 1.000 / (S + 10)$ ) nur gültig für  $I_a = 0,20 \cdot S$  mit  $S$  in Inch (vgl. ARON et al. 1977). Bei vorliegenden Niederschlags- und Abflussmessungen im Untersuchungsgebiet kann  $S$  somit direkt berechnet werden (HAWKINS 1973).

Die für mittlere Vorfeuchten (AMC II) vergebenen  $CN$ -Werte ( $CN_2$ ) können für trockene (AMC I,  $CN_1$ ) und feuchte (AMC III,  $CN_3$ ) Vorbedingungen angepasst werden (vgl. DVWK 1984a).

Die Einfachheit des Verfahrens und hohe Anforderungen physikalisch begründeter Modelle führen wie bei der USLE zu einer weiten Verbreitung und Erweiterung über die ursprüngliche Anwendung hinaus. Die Umsetzung erfolgt häufig flächendetailliert, obwohl urspr. als Blockmodell konzipiert. Der Anfangsverlust ( $I_a = 0,20 \cdot S$ ) hat sich insbes. in humiden Gebieten als zu hoch erwiesen. Entsprechend sind geringere Anfangsverluste weit verbreitet, bspw.  $I_a = 0,10 \cdot S$  (ARON et al. 1977, THÜRKOW 2002) oder  $I_a = 0,05 \cdot S$  (OTT 1997, KUNTNER 2002), was ohne entsprechende Anpassung der CN theoretisch nicht korrekt ist. Bei nicht-homogenen Nutzungs- und Bodenverhältnissen ist der CN-Wert für das Gesamtgebiet gemäß den Anteilen zu gewichten. Obwohl das Verfahren nur das Gesamtvolumen des abflusswirksamen Niederschlags eines Ereignisses liefert, wird es häufig unverändert benutzt, um in kleineren Zeitschritten eine Abflussganglinie zu berechnen (vgl. KLEEBERG & ØVERLAND 1989). Es basiert auf jährlichen Maximalereignissen ( $\leq 290$  mm) anhand von Tageswerten und ist für kleine Niederschlagsereignisse ( $< 50$  mm) nicht geeignet. Bei diesen ist die Vorfeuchte entscheidend, für die zur Vermeidung der Sprünge beim Effektivniederschlag kontinuierliche Funktionen entwickelt wurden.

Die SCS-Dreiecksmethode (*SCS Triangular hydrograph Method, SCS-TM*) (KENT 1973) ist eine Annäherung an die dimensionslose Einheitsganglinie des SCS bzw. NRCS (*SCS Dimensionless curvilinear Unit Hydrograph, SCS-DUH*) (SCS 1972) durch eine dreieckförmige Einheitsganglinie (*SCS Triangular Unit Hydrograph, SCS-TUH*), wie es in Abbildung 3.13 dargestellt ist.

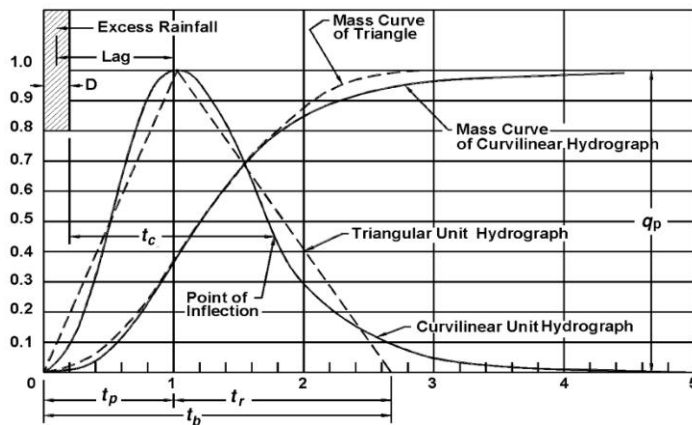


Abbildung 3.13: NRCS/SCS dimensionslose Einheitsganglinien (nach SEYBERT 2006, S. 231)

Die Dreiecksmethode berücksichtigt für den Abflussscheitel ( $q_p$  [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]) neben der Gebietsfläche ( $A_E$  [ $\text{km}^2$ ]) und dem Direktabfluss ( $Q$  [ $\text{mm}$ ]) die Anstiegszeit ( $T_P$  [ $\text{h}$ ]) ( $q_p = A_E \cdot Q / (3,6 \cdot T_P)$ ) (HUGGINS & BURNEY 1982). Der Niederschlag wird räumlich und zeitlich einheitlich verteilt angenommen. Die für  $T_L$  notwendige Fließlänge kann vereinfacht aus der Einzugsgebietsfläche geschätzt werden.

Die Einheitenkonstante (*peak rate factor*,  $1/3,6 = 0,278$ ) kann zur Modifikation der Ganglinienform und zur Anpassung an Messwerte genutzt werden. Das Abflussvolumen als Fläche unter der Ganglinie muss dabei gleich dem Niederschlagsüberschuss (*rainfall excess*) sein. Die Anstiegszeit ( $T_P$ ) kann über die Schwerpunktlaufzeit (*lag time*,  $T_L$  [ $\text{h}$ ]) aus Verzögerungsgleichung (Kap. 3.3) und Effektivniederschlagsdauer (*duration of excess rainfall*,  $\Delta D$  [ $\text{h}$ ]) bestimmt werden

( $T_P = T_L + \Delta D / 2$ ) (HOLTAN & OVERTON 1964). Die Anstiegszeit entspricht somit nicht der Konzentrationszeit wie bei der rationalen Methode (Kap. 3.6.2.2). Empirische Untersuchungen in den USA ergaben in Gebieten unterschiedlicher Größe und geografischer Lage Beziehungen für Basiszeit ( $T_B = 8/3 \cdot T_P$ ) und Verzögerungszeit ( $T_L = 0,6 \cdot T_C$ ) sowie Abstiegszeit ( $T_R = 5/3 \cdot T_P$ ) (HUGGINS & BURNEY 1982). Diese Zeiten repräsentieren ein durchschnittliches ländliches Einzugsgebiet. Die Basiszeit sollte in steileren Gebieten reduziert und in flachen erhöht werden. Für die Dauer ( $D$ ) werden  $D \approx 0,133 \cdot T_C$  und  $T_P = 2/3 \cdot T_C$  (für  $D < 1,7 \cdot T_C$ ) bzw.  $D \approx 0,2 \cdot T_P$  (für  $D < 0,25 \cdot T_P$ ) empfohlen. Die Dauer kann auch durch Multiplikation der Niederschlagsdauer mit dem Verhältnis von Effektiv- zu Gesamtniederschlag geschätzt werden (MILLS 1981). Eine alternative Bestimmung der Anstiegszeit anhand der Konzentrationszeit bietet GRAY (1973). Liegen Abflussaufzeichnungen vor, ist eine Anpassung für das betrachtete Gebiet möglich.

Das vom SCS 1964 entwickelte und später von KENT (1973) beschriebene Verfahren ist ursprünglich auf Gebiete kleiner 809 ha mit Neigungen kleiner 30 % beschränkt (vgl. MOSTAGHIMI & MITCHELL 1982). Die Dreiecksmethode wird häufig in Verbindung mit dem SCS-CN-Verfahren angewendet, z. B. SHARMA & SINGH (1992), MUZIK (1992a, b) und AYROS (2002), hat mit diesem aber nur den SCS als Ursprung gemein. Beide zusammen bilden häufig die Grundlage für die hydrologische Modellierung bei Anwendung der ereignisbasierten USLE-Modifikationen von WILLIAMS (1975a) und ONSTAD & FOSTER (1975), so z. B. bei SPNM (WILLIAMS 1980). Beispiele für Anwendungen in Mitteleuropa geben DUCKSTEIN et al. (1978), BOGARDI et al. (1985, 1986) oder HRISSANTHOU (1987, 2005).

### 3.6.2.1 Modifikation für CREAMS

Die wesentliche Verbesserung gegenüber dem originalen SCS-CN-Verfahren liegt in der kontinuierlichen Bodenfeuchte durch Berücksichtigung von Verdunstung und Perkolation (KNISEL 1980). Die Anpassung der CN2 an trockene Bedingungen (CN1) erfolgt mit einem Polynom dritter Ordnung. Die Kurvennummer variiert nichtlinear vom trockenen Zustand (1) beim Welkepunkt (WP) zum feuchten Zustand (3) bei Feldkapazität (FC) und erreicht 100 bei Sättigung (SMITH & WILLIAMS 1980). Der Retentionsparameter ( $S$  [mm]) wird zur aktuellen Bodenfeuchte (SM) und Obergrenze des Bodenwasserspeichers in der Wurzelzone (UL) in Beziehung gesetzt ( $S = S_{mx} \cdot (UL - SM) / UL$ ). Die maximale Retention ( $S_{mx} = 25,4 \cdot ([1000 / CN1] - 10)$ ) beruht auf trockenen Bedingungen (CN1). Ist die Bodenfeuchte gleichmäßig über das Bodenprofil verteilt, werden mit diesem Ansatz in der Regel gute Ergebnisse erzielt. Ist jedoch der Bodenwassergehalt nahe der Oberfläche höher, fallen die Abflussschätzungen oft zu gering aus. Umgekehrt wird der Abfluss bei höheren Bodenwassergehalten in der niederen Wurzelzone überschätzt.

Zur Berücksichtigung einer ungleichmäßigen Bodenwasserverteilung wird daher die Wurzelzone in sieben Bodenschichten unterteilt und mit Gewichtungsfaktoren versehen. Die Gewichtungsfaktoren nehmen mit wachsender Tiefe ab (Summe der Gewichte ist Eins).

Der empirische Ansatz für den Abflussscheitel ist ursprünglich ein Blockmodell und basiert auf 304 Ereignissen in 56 Einzugsgebieten (0,71–62,2 km<sup>2</sup>) in den USA (SMITH & WILLIAMS 1980). Der Abflussscheitel ( $q_p$  [m<sup>3</sup>/s]) wird mit Gebietsgröße ( $A_E$  [km<sup>2</sup>]), Vorflutergefälle ( $S$  [m/km]), Direktabfluss ( $Q$  [mm]) und Längen-Breiten-Verhältnis ( $LW$  [-]) bestimmt (vgl. Formel 17):

$$q_p = 3,79 \cdot A_E^{0,7} \cdot S^{0,16} \cdot \left(\frac{Q}{25,4}\right)^{0,903 \cdot A_E^{0,017}} \cdot LW^{-0,19}$$

Formel 17: Berechnung des Abflussscheitels ( $q_p$ ) nach AGNPS

Die Formel ist die Umsetzung für AGNPS (vgl. Formel 17), wo sie auf eine Rasterzelle angewendet wird. Modifiziert ist sie auch in WEPP implementiert. Zur Anpassung an den Feldmaßstab können die Exponenten von Einzugsgebietsfläche ( $A_E$ ) und Direktabfluss ( $Q$ ) als Variablen dienen (SMITH & WILLIAMS 1980), was unplausibel hohe Schätzungen für kleine Flächen vermeidet.

### 3.6.2.2 Modifikation für EPIC

Die Umsetzung von SCS-CN in EPIC (SHARPLEY & WILLIAMS 1990) basiert auf der Tageswertoption von CREAMS. CN bzw. Retentionsparameter werden zeitlich variabel anhand Hangneigung, Bodenwassergehalt und Bodenverteilung neu berechnet und für gefrorenen Boden modifiziert. Die Anpassung der CN2-Werte an die Hangneigung (CN2<sub>s</sub>) beruht auf der Annahme, dass die CN2-Werte im SCS-Handbuch (SCS 1972) für eine Hangneigung ( $S$  [m/m]) von 5 % (0,05 m/m) gültig sind (was vermutlich nicht verifiziert wurde) (vgl. Formel 18):

$$CN2_s = \frac{1}{3} \cdot (CN3 - CN2) \cdot [1 - 2 \cdot \exp(-13,86 \cdot S)] + CN2$$

Formel 18: Anpassung der CN2-Werte des SCS-Handbuchs an die Hangneigung (CN2<sub>s</sub>) für EPIC

Die Tabellenwerte des SCS-Handbuchs für CN1- und CN3-Werte behalten ihre Gültigkeit, obwohl neue Gleichungen zur Anpassung angegeben werden. Veränderungen im Bodenwassergehalt bedingen einen variierenden Retentionsparameter ( $S$ ) (vgl. Formel 19):

$$S = S_1 \cdot \left(1 - \frac{FFC}{FFC + \exp[w_1 + w_2 \cdot (FFC)]}\right)$$

Formel 19: Berechnung des variablen Retentionsparameters ( $S$ ) nach EPIC

Hier sind  $S_1$  der Retentionswert für CN1 sowie  $w_1$  und  $w_2$  Formparameter. FFC (*Fraction of Field Capacity*) berechnet sich als Anteil an der Feldkapazität ( $FFC = (SM - WP) / (FC - WP)$ ) aus dem

aktuellen Wassergehalt in der Wurzelzone (SM) sowie bei Welkepunkt (WP) und Feldkapazität. Bei ungleichmäßig verteiltem Bodenwasser in der obersten Bodenschicht (1 m) kann die Tiefenverteilung ähnlich wie bei CREAMS über eine Gewichtungsfunktion berücksichtigt werden. Die Werte für  $w_1$  und  $w_2$  ergeben sich durch die simultane Lösung der Retentionsgleichung, mit den Annahmen  $S = S_2$  bei  $FFC = 0,5$  und  $S = S_3$  bei  $FFC = 1,0$  (vgl. Formel 20):

$$w_1 = \ln\left(\frac{1,0}{1,0 - S_3/S_1} - 1,0\right) + w_2$$

Formel 20: Simultane Lösung der Retentionsgleichung nach EPIC (Formparameter  $w_1$  und  $w_2$ )

Hierbei stellt  $S_3$  den Retentionswert für CN3 dar und  $S_1$  korrespondiert mit dem Welkepunkt (vgl. Formel 20). Bei Temperaturen unter Null Grad Celsius in der zweiten Bodenschicht wird die Retention ( $S$ ) mit einer zusätzlichen Beziehung ( $S_f = S \cdot [1 - \exp(-0,00292 \cdot S)]$ ) reduziert.

Der Abflussscheitel wird mit der modifizierten rationalen Methode (SHARPLEY & WILLIAMS 1990) berechnet. Die originale Methode (LLOYD-DAVIS 1906) berücksichtigt Niederschlagsintensität, Abflusskoeffizient und Einzugsgebietsgröße. Der Abflussscheitel tritt dann auf, wenn alle Teile des Gebiets zum Abfluss beitragen ( $D = T_P = T_C$ ), wobei der Niederschlag räumlich und zeitlich homogen ist (CHOW et al. 1988). Das Verfahren ist ursprünglich nur für kleine ( $A_E < 2,6 \text{ km}^2$ ) urbane Gebiete geeignet. Für den Abflussscheitel ( $q_P [\text{m}^3/\text{s}]$ ) ersetzt die modifizierte Methode ( $q_P = (\alpha \cdot Q \cdot A_E) / (360 \cdot T_C)$ ) die Niederschlagsintensität durch das Niederschlagsvolumen bzw. den Abfluss ( $Q [\text{mm}]$ ). Hier gehen Gebietsfläche ( $A_E [\text{ha}]$ ) und Konzentrationszeit ( $T_C [\text{h}]$ ) sowie  $\alpha$  ([-]) als Anteil des während der Konzentrationszeit gefallenen Regens ein.

Die rationale Methode stellt einen Spezialfall ( $D \geq T_C$ ) des im deutschen Sprachraum bekannten Flutplanverfahrens (CARP 1952) dar, welches wiederum eine stark vereinfachte Form des Zeitflächendiagramms ist. Entspricht die Regendauer der längsten Fließzeit im Gebiet (Konzentrationszeit), ergibt sich ein gleichschenkliges Dreieck als Ganglinie.

Die Konzentrationszeit als Summe von Oberflächen- und Gerinneabfluss wird nach Manning-Strickler als Verhältnis von der Fließlänge zur Fließgeschwindigkeit bestimmt. Für die Konzentrationszeit des Vorfluterabflusses ( $T_{CC} [\text{h}]$ ) wird ein trapezförmiges Gerinne mit definierten Seiten- und Breitenverhältnissen angenommen ( $T_{CC} = (1,75 \cdot L_c \cdot n^{0,75}) / (q_o^{0,25} \cdot A_E^{0,125} \cdot S_c^{0,375})$ ). Berücksichtigung finden Vorfluterlänge ( $L_c [\text{km}]$ ), Manning's  $n$ , mittlerer Abfluss ( $q_o [\text{mm}/\text{h}]$ ) einer Fläche von 1 ha und Gerinneneigung ( $S_c [\text{m}/\text{m}]$ ). Der Einheitsflächenabfluss ( $q_o$ ) stellt das Verhältnis von Abflussvolumen zur Niederschlagsdauer dar. Für den Oberflächenabfluss wird angenommen, dass sich der Abfluss in einem kleinen trapezförmigen Gerinne konzentriert.

Die Niederschlagsintensität während der Konzentrationszeit wird für jedes Ereignis als Funktion des Gesamtniederschlags mit Hilfe einer stochastischen Methode bestimmt (vgl. WILLIAMS 1990). Die Variable  $\alpha$  [-] stellt das Verhältnis des maximalen Niederschlags während der Konzentrationszeit des Einzugsgebiets zum Ereignis- bzw. Tagesniederschlag dar. Sie nimmt Werte im Bereich von  $T_c / 24 \leq \alpha \leq 1,0$  an (Tagesschritte), wobei die obere Grenze bei Kurzzeitniederschlägen erreicht wird. Niederschläge mit gleichförmiger Intensität hingegen nähern sich der unteren Grenze. Stehen nur Niederschlagstageswerte und simulierte Abflüsse zur Verfügung, ist die Vergabe der Variable mit hoher Unsicherheit versehen. Es wird dann die Bestimmung anhand einer Dreiecksverteilung empfohlen. Im Zuge der Weiterentwicklung von EPIC zu SWAT wird eine Möglichkeit zur Bestimmung des Parameters ( $\alpha$  [-]) basierend auf  $T_c$  ([h]) und  $\alpha_{0,5}$  [-] als Anteil des Niederschlags während der 30 Minuten höchster Intensität ( $I_{30}$ ) eingeführt ( $\alpha = 1 - \exp(2 \cdot T_c \cdot \ln(1 - \alpha_{0,5}))$ ). Bei Verwendung dieses Ansatzes von SWAT relativiert sich der Einfluss der zu schätzenden Konzentrationszeit auf die Bestimmung des Scheitels.

### 3.6.2.3 Modifikation nach ZAISS (1989)

Die Erweiterungen des SCS-CN-Verfahrens durch ZAISS (1989) umfassen einen verbesserten Ansatz zur Berücksichtigung der Ereignisvorgeschichte, Änderung des Verlustverhältnisses und Verwendung eines pro Zeitintervall jeweils mit der akkumulierten Niederschlagsmenge ermittelten variablen Abflussbeiwerts. Dargestellt wird hier die Umsetzung in NAM-NKF (Niederschlag-Abfluss-Modell für Natürliche und Kanalisierte Flächen) (SARTOR 1997), einem Hochwassermodell mit Bodenregeneration während der Regenpause. Die Modifikation ist auch im Modul BlueM.Sim (BACH 2011) des Softwarepakets BlueM zur integrierten Flussgebietsbewirtschaftung mit Niederschlag-Abfluss-Modellierung und Talsperrensimulation implementiert.

Die Ereignisvorgeschichte wird mit dem Vorregenindex VN21 (BECKER 1964, KOEHLER 1971) mit der Niederschlagshöhe des  $i$ -ten Vortages ( $N(i)$  [mm],  $n = 21$ ) beschrieben (vgl. Formel 21):

$$VN21 = \sum_{i=1}^{21} c^i \cdot N(i)$$

Formel 21: Berechnung des Vorregenindex VN21

Mit dem Abminderungsfaktor ( $c$  [-]) wird der Einfluss der Jahreszeit mit der hydrologischen Wochenzahl (WZ [-]) wiedergegeben ( $c = 0,796 \cdot \exp(0,0047 \cdot WZ)$ ). Es besteht hierbei die Annahme, dass AMC I den Boden in völlig trockenem Zustand (mit  $VN21 = 0$  mm) beschreibt, mit CN1 und Anfangsverlust ( $AV_0$  [mm];  $AV_0 = ([1.270 / CN1] - 12,7)$ ). Der aktuelle Anfangsverlust



( $AV$  [mm]) ist mit  $AV_0$  als Nullpunkt eine Funktion von  $VN21$  ( $AV = AV_0 \cdot \exp(-VN21 / B1)$ ). Die Krümmung ( $B1$ ) der negativen e-Funktion ist i. d. R. durch Kalibrierung zu bestimmen.

Mit dem Ereignisniederschlag ( $N$  [mm]) und  $AV = 0,05 \cdot S$  wird der Gesamteffektivniederschlag ( $N_{eff}$  [mm]) berechnet (vgl. Formel 22):

$$N_{eff} = \frac{(N - AV)}{N + 19 \cdot AV}$$

Formel 22: Berechnung des Gesamteffektivniederschlags ( $N_{eff}$ )

Der zeitliche Verlauf des Effektivregens wird durch den ebenfalls variablen Abflussbeiwert ( $\psi_i$ ) in Abhängigkeit von der akkumulierten Niederschlagssumme ( $SN(i)$ ) bis zur Mitte des aktuellen Zeitintervalls ( $i$ ) bestimmt (vgl. KREITER 2007) (vgl. Formel 23):

$$\Psi_i = 1 - \left( \frac{AV}{0,05 \cdot SN(i) + 0,95 \cdot AV} \right)^2$$

Formel 23: Berechnung eines zeitlich variablen Abflussbeiwerts ( $\psi_i$ )

Mit dieser Beziehung wird die mit der fortschreitenden Wassersättigung des Bodens zunehmende Abflusshöhe in ihrem zeitlichen Verlauf wirklichkeitsnah wiedergegeben. Ein zusätzlicher Zwischenverlust soll die erhöhte Wasseraufnahmefähigkeit des Bodens bei erneut einsetzendem Niederschlag abbilden. Da diese Pausen innerhalb der Ereignisse relativ kurz sind, strebt vereinfachend die Höhe des Zwischenverlusts mit zunehmender Dauer der Regenpause asymptotisch den Wert des Anfangsverlusts an. Bei der Doppelspeicherkaskade für die Abflusskonzentration repräsentiert die erste Kaskade schnell reagierende Anteile (Oberflächenabfluss, gewässernah) und die zweite Kaskade langsamere (Zwischenabfluss, gewässerfern).

#### 3.6.2.4 Modifikation nach KLEEBERG & ØVERLAND (1989)

Die Modifikationen beinhalten die Berechnung des Abflusses für kurze Zeitintervalle und den Einfluss der Bodenfeuchte zu Ereignisbeginn auf den Verlauf der Infiltration und den Anfangsverlust. Für den zeitlichen Verlauf der Infiltration wird angenommen, dass der Anfangsverlust ( $I_a$ ) und die potenzielle Infiltration ( $S$ ) konstant sind (HAWKINS 1978). Je feuchter ein Boden gegenüber dem langjährigen Mittel ist, desto größer werden  $CN$  und abflusswirksamer Niederschlag. In Anlehnung an ARON et al. (1977) berücksichtigt der bodenfeuchteabhängige Anfangsverlust ( $I_{bf}$  [mm]) das Gebietsgefälle, wobei die potenzielle Infiltration durch die bodenfeuchteabhängige potenzielle Infiltration ( $S_{bf}$ ) ersetzt wird ( $I_{bf} = 0,1 \cdot S_{bf} \cdot MVN / VN_{akt}$ ). Die Gleichung gilt für Flächen mit überwiegend Laubwald, Acker oder Brache (sonst  $I_{bf} = 0,10 \cdot S_{bf}$ ). Für den Anfangsverlust ( $I_a$  [mm]) wird  $I_{bf}$  entsprechend dem mittleren Gebietsgefälle ( $G$  [-]) und Ab-

minderungsfaktor ( $K$ ) exponentiell reduziert ( $I_a = I_{bf} \cdot \exp(-G \cdot K)$ ). Der Abminderungsfaktor kann als freier Parameter ( $1 \leq K \leq 6$ ) zur Anpassung verwendet werden (vgl. HARMS 1986).

Die aktuelle Infiltration ( $F(t)$  [mm]) ist abhängig vom Niederschlag ( $N(t)$  [mm]) im aktuellen Intervall ( $t$ ) und der Summe ( $\sum N(t)$  [mm]) des bis zum Intervall gefallenen Niederschlags ( $N$ ) (vgl. Formel 24):

$$F(t) = \frac{S^2}{(\sum_t N(t) - I_a + S)^2} \cdot N(t)$$

Formel 24: Berechnung der aktuellen Infiltration ( $F(t)$ ) nach KLEEBERG & ØVERLAND (1989)

Die bodenfeuchteabhängige potenzielle Infiltration ( $S_{bf}$  [mm]) kann aus der mittleren potenziellen Infiltration ( $S_{II}$  [mm], AMC II) und dem Bodenfeuchteindex ( $A_{bf}$  [mm]) bestimmt werden ( $S_{bf} = S_{II} + A_{bf}$ ). Für den Bodenfeuchteindex wird vereinfachend angenommen, dass die Differenz zwischen mittlerer und aktueller Bodenfeuchte gleich der Differenz zwischen dem mittleren (MVN) und dem aktuellen Vorregenindex ( $VN_{akt}$ ) ist ( $A_{bf} = MVN - VN_{akt}$ ).

Beim Vorregenindex ( $VN(ta)$  [mm]) zum Zeitpunkt ( $ta$ ) variiert der Rückgangsfaktor ( $k = 0,95$ ,  $n = 30$ ) (vgl. KOEHLER 1971, WACKERMANN 1981) mit der Lufttemperatur (vgl. Formel 25):

$$VN(ta) = \sum_{i=1}^{30} N(i) \cdot (T_0/T(i) \cdot k)^i$$

Formel 25: Berechnung des Vorregenindex ( $VN(ta)$ ) nach KLEEBERG & ØVERLAND (1989)

$N(i)$  ([mm]) ist der Niederschlag am  $i$ -ten Tag vor dem Zeitpunkt ( $ta$ ),  $T_0$  ([K]) die Temperatur am Gefrierpunkt ( $T_0 = 273$  K) und  $T(i)$  ([K]) die mittlere Temperatur am  $i$ -ten Tag ( $T(i) > 2$  °C) vor dem Zeitpunkt. Der bodenfeuchteabhängige CN-Wert ( $CN_{bf}$ ) ergibt sich zu (vgl. Formel 26):

$$CN_{bf} = \frac{1.000}{\frac{1.000}{CN^2} + \frac{MVN - VN_{akt}}{25,4}}$$

Formel 26: Berechnung des bodenfeuchteabhängigen CN-Werts ( $CN_{bf}$ ) nach KLEEBERG & ØVERLAND (1989)

Anwendungen des Modellansatzes zeigen bspw. ØVERLAND (1990) und PUDENZ (1998).

### 3.6.2.5 Modifikation nach LUTZ (1984)

LUTZ (1984) erweitert den prozentual-kapazitiven Ansatz von ANDERL (1975) durch die Analyse der Abhängigkeit der Parameter von Ereignis- und Gebietsmerkmalen (vgl. HARMS 1986). Dazu werden 75 Einzugsgebiete (3–236 km<sup>2</sup>) im Westen Deutschlands mit 0–100 % Wald- und 0–85 % Bebauungsanteil sowie 0,5–111 ‰ gewogenem Gefälle des Vorfluters untersucht.

Die Berechnung des Gebietsrückhalts ( $R$  [mm]) als Differenz zwischen Niederschlag ( $N$  [mm]) und Effektivniederschlag ( $N_{eff}$  [mm]) erfolgt für unversiegelte und versiegelte Teilgebiete. Der Effektivniederschlag ergibt sich aus der flächengewichteten Summe der Anteile der Teilgebiete. Für unversiegelte Flächen wird in Anlehnung an SCS-CN anhand Landnutzung und Bodentyp ein gebietsspezifischer Endabflussbeiwert ( $c$  [-]) als maximaler Abflussbeiwert sehr großer Niederschläge (250 mm) bestimmt. Ereignisspezifische Größen, zusammengefasst im Ereignisfaktor ( $a$  [1/mm]), mindern anschließend diesen Endabflussbeiwert.

Der Effektivniederschlag unversiegelter Flächen ( $N_{eff}^u$  [mm]) ergibt sich mit Anfangsverlust ( $A_v^u$  [mm]), Gebietsfläche ( $A_E$  [km<sup>2</sup>]) und versiegelter Fläche ( $A_{E,s}$  [km<sup>2</sup>]) zu (vgl. Formel 27):

$$N_{eff}^u = \left[ (N - A_v^u) \cdot c + \frac{c}{a} \cdot (e^{-a \cdot (N - A_v^u)} - 1) \right] \cdot \frac{A_E - A_{E,s}}{A_E}$$

Formel 27: Berechnung des Effektivniederschlags unversiegelter Flächen ( $N_{eff}^u$ ) nach LUTZ (1984)

Für versiegelte Flächen wird  $N_{eff}^s$  [mm] mit Anfangsverlust ( $A_v^s$  [mm],  $A_v = 1$  mm) und Abflussbeiwert versiegelter Flächen ( $\psi_s$  [-],  $\psi_s = 1,0$ ) berechnet (vgl. Formel 28):

$$N_{eff}^s = (N - A_v^s) \cdot \psi_s \cdot \frac{A_{E,s}}{A_E}$$

Formel 28: Berechnung des Effektivniederschlags versiegelter Flächen ( $N_{eff}^s$ ) nach LUTZ (1984)

Anfangsverlust ( $A_v$ ) und Proportionalitätsfaktor ( $a$ ) werden anhand des Basisabflusses als Ersatzmaß für die Vorbodenfeuchte bestimmt, wodurch die Abhängigkeit des Effektivniederschlags von der Bodensättigung berücksichtigt wird. Die Anfangsverluste landwirtschaftlicher und bewaldeter Flächen wurden in Baden-Württemberg (Bodenklasse B, C) ermittelt. Für versiegelte Flächen gelten  $A_v = 1$  mm und  $\psi_s = 1,0$  (WITTENBERG 1974). Der Proportionalitätsfaktor wird, dem Koaxialdiagramm folgend ( $a = C1 \cdot \exp(-C2 / WZ) \cdot \exp(-C3 / q_B) \cdot \exp(-C4 \cdot T_D)$ ), mit Wochenzahl ( $WZ$  [-]), Basisabflussspende zu Ereignisbeginn ( $q_B$  [l/(s·km<sup>2</sup>)]) und Niederschlagsdauer ( $T_D$  [h]) bestimmt.  $C1$  beschreibt den Einfluss hydrologischer bzw. geologischer Eigenschaften des Gebiets,  $C2$  der Jahreszeit,  $C3$  der Vorbodenfeuchte und  $C4$  der Niederschlagsdauer. Die Parameter, vor allem  $C1$ , sollten an beobachtete Niederschlag-Abfluss-Ereignisse angepasst werden. Als erste Schätzung können  $C1 = 0,02$  sowie  $C3 = 2,0$  und  $C4 = 0$  gesetzt werden.  $C2$  sollte von 2,0 (Nadelwald, Wiesen) bis 4,62 (Landwirtschaft) variieren. In Mischgebieten kann das gewogene Mittel verwendet werden. Der Proportionalitätsfaktor ( $a$ ) wächst an, wenn die Wochenzahl ansteigt (im Winter), der Basisabfluss vor Ereignisbeginn zunimmt (hohe Vorbodenfeuchte) und die Niederschlagsdauer kurz ist (hohe Niederschlagsintensität).

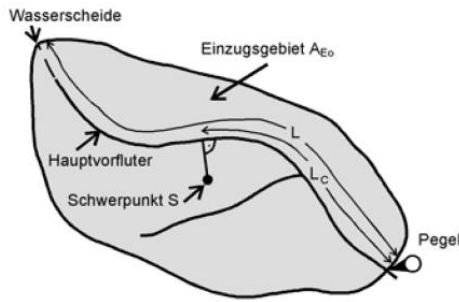


Abbildung 3.14: Definition der Fließlängen  $L$  und  $L_c$  (nach LUTZ 1984, S. 67)

Die Berechnung der resultierenden Abflussganglinie basiert auf der Einheitsganglinie, wozu der Niederschlag in stündlicher Auflösung vorliegen sollte. Das einfachere Regionalisierungsmodell erfasst mit einer einzigen Systemfunktion die Abflusskonzentration sowohl von versiegelten als auch von unversiegelten Flächen. Die Beschreibung der Einheitsganglinie erfolgt hier über die Kenngrößen Anstiegszeit ( $T_p$ ) und Scheitelwert ( $u_{max}$ ).

Die mittlere Anstiegszeit ( $T_p$  [h]) wird mit Gebietsfaktor ( $P1$  [-]), Hauptvorfluterlänge ( $L$  [km]), Länge bis zum Gebietsschwerpunkt ( $L_c$  [km]) (vgl. Abbildung 3.14), gewogenem Gefälle ( $I_G$  [-]) sowie dem Anteil von Bebauung ( $U$  [%]) und Wald ( $W$  [%]) mit einer empirischen Gleichung ( $T_p = P1 \cdot (L \cdot L_c / I_G^{1,5}) \cdot \exp(-0,016 \cdot U) \cdot \exp(0,004 \cdot W)$ ) berechnet ( $r = 0,965$ ). Ein Flächenausgleich entlang des Vorfluters liefert das gewogene Gefälle.  $P1$  ist anhand beobachteter Niederschlag-Abfluss-Ereignisse festzulegen. Die aus den Gebietsmerkmalen bestimmte Anstiegszeit wird ereignisspezifisch mit mittlerer Niederschlagsintensität, Jahreszeit und mittlerem Abflussbeiwert korrigiert (IHRINGER 1992). Die Scheitel der Einheitsganglinie ergeben sich in Abhängigkeit von Anstiegszeit und Zeitschritt. Die Form wird oft über die lineare Speicherkaskade bestimmt, deren Parameter sich direkt aus Anstiegszeit und Scheitelwert ableiten (vgl. CASPARY 1987). Das in Deutschland bewährte Verfahren kann auch für kleine Niederschlagsereignisse eingesetzt werden. Anwendungen zeigen bspw. HARMS (1986), HRISSANTHOU (1987), GÖPPERT (1995) und ASSMANN (1999). RODE & FREDE (1997) implementieren es in AGNPS (AGNPS<sub>m</sub>).

### 3.6.2.6 Modifikation für variable Sättigungsflächen

Die Ausbreitung variabler Sättigungsflächen kann mit einem Schwellenwert ( $\omega_{cr}$ ) für den topografischen Index ( $\lambda$ ) erfasst werden (vgl. O'LOUGHLIN 1981, 1986, SIVAPALAN et al. 1987). Das lokale Bodenfeuchtedefizit ( $S_i = S - m \cdot [\lambda - \ln(a / T_0 \cdot \tan\beta)]_i$ ) ist hier die Abweichung vom mittleren Defizit ( $S$ ) (QUINN & BEVEN 1993). Der Parameter ( $m$ ) kann aus Abfluss-Rückgangskurven (BEVEN 1982) und der Schwellenwert nach FAMIGLIETTI & WOOD (1991) bestimmt werden. Die Festlegung des Schwellenwerts ist auch in Abhängigkeit von der Feldkapazität möglich, wie bspw. FETT (1993) und GALLANT & WILSON (1996) zeigen.

NACHABE (2006) betrachtet die Äquivalenz der Ansätze von TOPMODEL und SCS-CN für die Bestimmung von variablen Sättigungsflächen. Diese ist die Grundlage des CN-VSA (STEENHUIS et al. 1995) genannten Modellkonzepts (vgl. LYON et al. 2004) (vgl. Abbildung 3.15). Die beitragende

Fläche ( $A_f$  [%]) ist hier das Verhältnis von Abfluss ( $\Delta Q$ ) und Effektivniederschlag ( $\Delta P_e$ ) gemäß SCS-CN (vgl. Formel 29):

$$A_f = \frac{\Delta Q}{\Delta P_e} = 1 - \frac{S^2}{(P_e + S)^2}$$

Formel 29: Berechnung des Anteils der zum Abfluss beitragenden Fläche ( $A_f$ ) gemäß CN-VSA

Die Größe  $S$  wird als mittlerer potenzieller Speicher betrachtet. Der Anfangsverlust ( $I_a$ ) ist die Wassermenge, die zur Sättigung des flachsten Bodens ( $d = 0,30$  m) benötigt wird. Sie wird aus der Wasserbilanz (THORNTHWAIT & MATHER 1955) bestimmt (STEENHUIS & VAN DER MOLEN 1986). Der Anfangsverlust ermöglicht die Bestimmung von Effektivniederschlag und beitragender Fläche (vgl. Abbildung 3.15). Mit diesem Wert wird aus den Summenfunktionen von  $A_f$  und TI ein Schwellenwert (hier  $\lambda$ ) für die Sättigungsflächen ermittelt. Der Oberflächenabfluss ergibt sich dann durch Summierung des Feuchteüberschusses der jeweiligen Sättigungsbereiche.

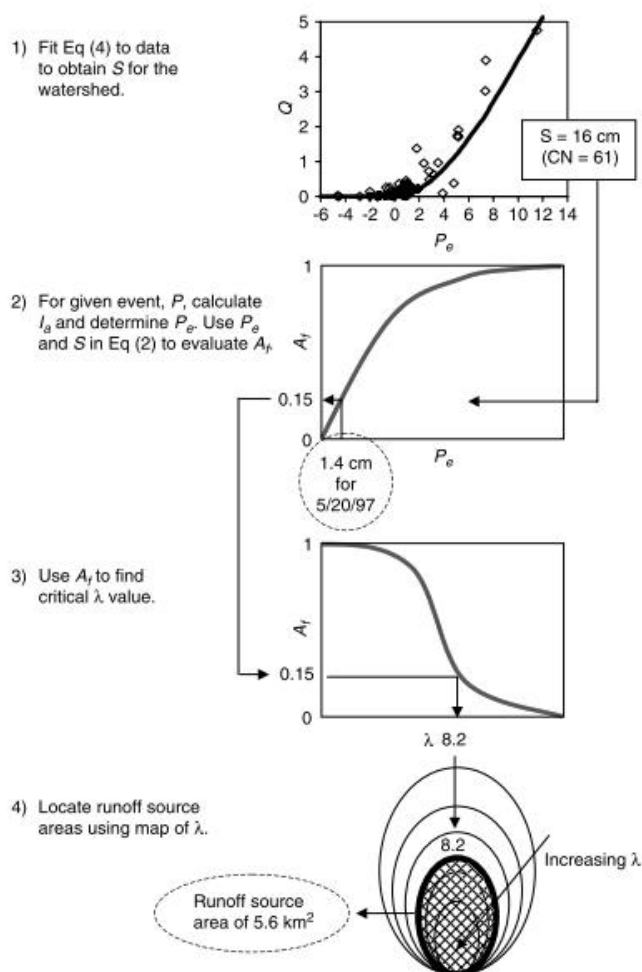


Abbildung 3.15: Vorgehen beim Modellkonzept CN-VSA (nach LYON et al. 2004, S. 2761)

Anwendungen des CN-VSA-Konzepts zeigen bspw. MEALS et al. (2008) und LIEBE et al. (2009). Die Modelle SMoRMod (ZOLLWEG et al. 1996) und SMR (*Soil Moisture Routing Model*) (FRANKENBERGER et al. 1999) kombinieren das Konzept mit dem Routing des Abflusses, angewendet bspw. von MEHTA et al. (2004), GÉRARD-MARCHANT et al. (2006) und BROOKS et al. (2007). Aufbauend auf CN-VSA erweitern SCHNEIDERMAN et al. (2007) das SCS-CN-Verfahren im Modell GWLF (HAITH & SHOEMAKER 1987) für variable Sättigungsflächen und nennen dieses VSLF (*Variable Source Loading Function*). Hierbei wird das räumlich invariante aktuelle Feuchtedefizit ( $S_e$ ) anhand der mit SPAW (SAXTON & WILLEY 2006) simulierten Bodenfeuchte variiert ( $I_a = 0,20 \cdot S_e$ ). Der geschätzte Oberflächenabfluss ist aber in den Sättigungsflächen räumlich variabel.

DAHLKE (2011), MARJERISON et al. (2011) und ZION et al. (2011) zeigen weitere Anwendungen. EASTON et al. (2008, 2011) integrieren das Modellkonzept in SWAT, wozu Anfangswassergehalt und CN angepasst werden. Die SWAT-VSA genannte Modifikation liefert im Vergleich zum Original eine bessere räumliche Verteilung von Phosphor und geringer Flurabstände. WHITE et al. (2011) koppeln SWAT mit einem Wasserbilanzmodell zu SWAT-WB (*SWAT-Water Balance*).

Modellkonzepte und -formulierungen für den Bodenwasserhaushalt sind vielzählig, weit verbreitet und unterschiedlich detailliert. Als theoretische Grundlage wird oft die TM-Methode (THORNTHWAITE & MATHER 1955) angesehen. Wesentliche Parameter für das pflanzenverfügbare Wasser (nFK) (vgl. Abbildung 3.16) sind hier Niederschlag, aktuelle Evapotranspiration, kapillarer Aufstieg und Versickerung, so wie es in Abbildung 3.17 als Vertikalprofil dargestellt ist.

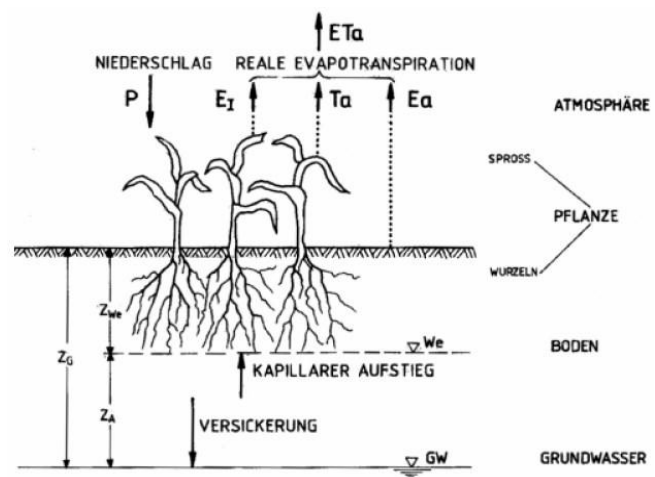
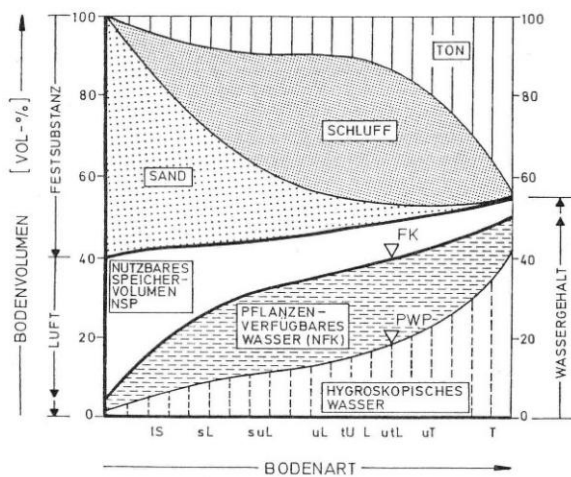


Abbildung 3.16: Zusammenhang Wasser-, Luft- und Bodenvolumen (nach ALBERT 1989, S. 42)

Abbildung 3.17: Vertikalprofil des Systems Boden-Pflanze-Atmosphäre (nach DVWK 1996a, S. 19)

Kann die Wasserbilanz nicht flächenhaft modelliert werden, bietet sich eine Regionalisierung bzw. Disaggregation punktuell ermittelter Werte an. Hierfür kann der oben beschriebene TOPMODEL-Ansatz mit dem mittleren Bodenfeuchtedefizit genutzt oder auch direkt auf die Bodenfeuchte (z. B. PELLENQ et al. 2003) angewendet werden.

## 4 Untersuchungsgebiet und Datengrundlage

### 4.1 Geografie und Geomorphologie

Die Rems gehört als Bestandteil des Flussgebiets des Neckars zum Stromgebiet des Rheins (vgl. Abbildung 4.1). Das Ost-West-orientierte Remstal verbindet die industriellen Standorte im Aalener Becken mit dem Ballungsraum Stuttgart im Neckarbecken. Das Einzugsgebiet der Rems liegt mit einer Fläche von 581 km<sup>2</sup> im süddeutschen Schichtstufenland an der südöstlichen Grenze des Neckarbeckens zum Schwäbisch-Fränkischen Wald (vgl. Abbildung 4.2).

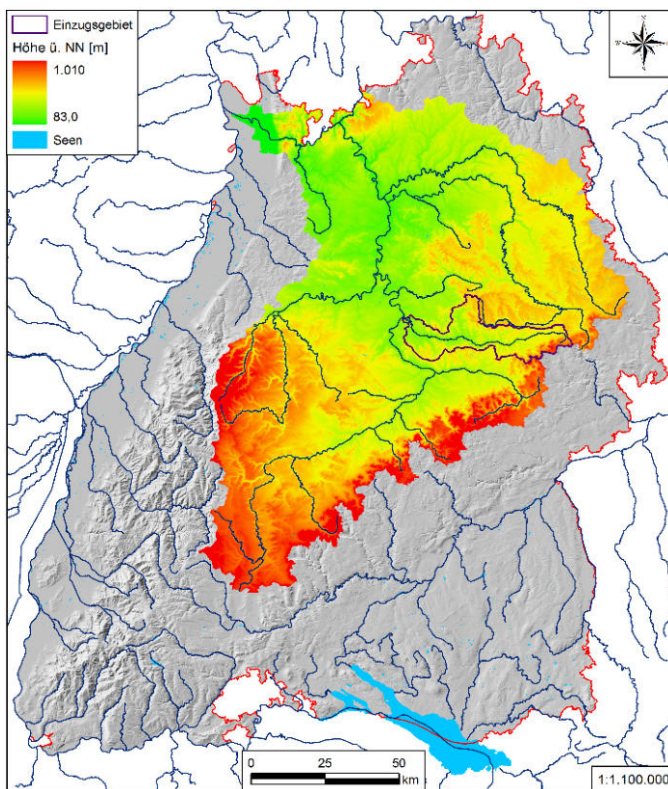


Abbildung 4.1: Geografische Lage des Rems-Einzugsgebiets

Die Rems entspringt unterhalb Lauterburg (551 m ü. NN) aus einer Karstquelle am Albuchstufenrand (LANG 1994). Das Muldental versteilt sich bei Unterböbingen zum Sohlental, dem Oberen Remstal (VOLZ 1969). Flussabwärts folgt in einer Talweitung Schwäbisch Gmünd als erster bedeutender Ort, von hier über Lorch bis nach Plüderhausen (260 m ü. NN) ist das Remstal tief in die Schichten von Lias und Keuper eingeschnitten. Bei Waldhausen weitet sich das Tal zum Schorndorfer Becken und es beginnt das Mittlere Remstal. Hierzu zählt auch das nördlich gelegene Wieslaufstal bis Rudersberg, die Grenze zwischen Welzheimer Wald und Berglen.

Die Wieslauf als einzig bedeutender Nebenfluss entspringt auf 520 m ü. NN westlich von Kaisersbach im Welzheimer Wald und wird nach kurzem Lauf im Ebnisee aufgestaut (vgl. BELLON 1992). Bis Rudersberg bleibt das Tal tief eingeschnitten. Nach dem Schorndorfer Becken verengt sich das Remstal wieder und die Rems verlässt bei Waiblingen (220 m ü. NN) eine zwischen Winterbach und Beinstein tektonisch vorgezeichnete Flussstrecke. Hier wurde die Rems 1824–1827 mit einem Kanaldurchstich begradigt und die nach Norden ausholende Remschlinge abgeschnitten. Mit dem Eintritt in die durch tektonische Zerrüttung (Remstalbruch) bedingte Waiblinger Bucht (vgl. Abbildung 4.2) beginnt das Untere Remstal. Die Rems biegt dann nach Nordwesten ab und windet sich stromabwärts von Neustadt in vier Mäanderbögen.



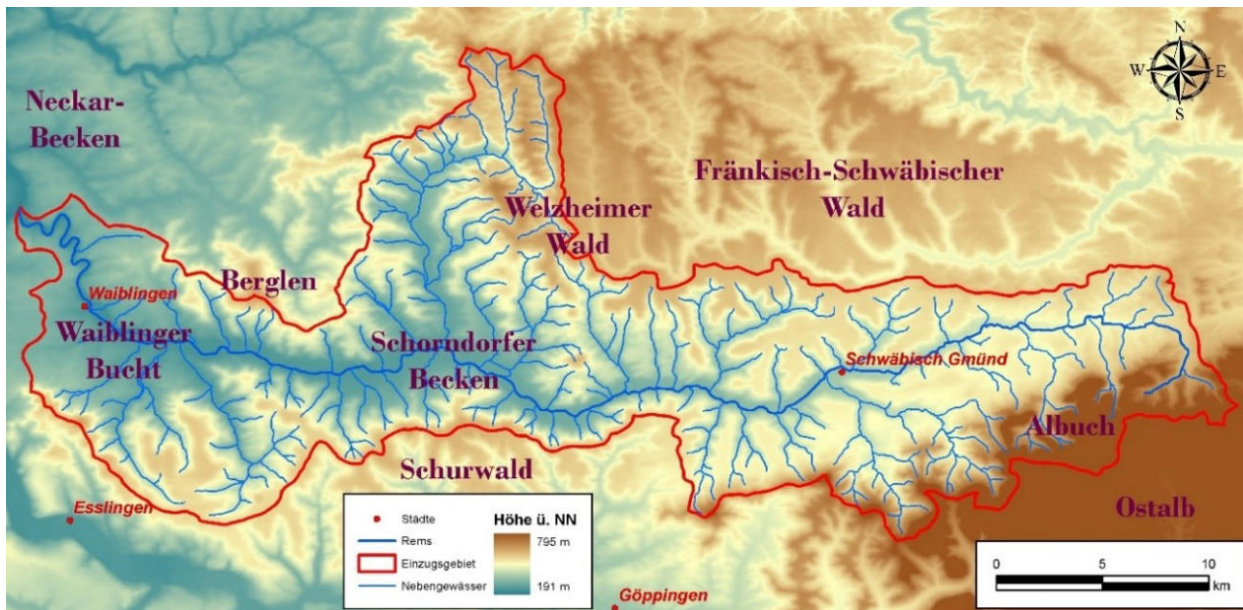


Abbildung 4.2: Naturräumliche Gliederung des Rems-Einzugsgebiets (Daten: BKG 2007)

Das Schmidener Feld ist die leicht wellige Muschelkalkhochfläche (270–280 m ü. NN) südlich zwischen Unterer Rems und Neckar. Nach ca. 80 km Fließstrecke mündet die Rems bei Neckarrems auf 203 m ü. NN als rechter Nebenfluss in den Neckar.

## 4.2 Geologie und Böden

Die weitflächig mit Löß und Lößlehm überdeckten Gäuebenen des Unteren Remstales sind aus Lettenkeuper (Unterer Keuper) aufgebaut (SCHEERER 1993). Lettenkeuper tritt bei Beinstein und in Waiblingen zu Tage, verkarsteter Oberer Muschelkalk mit Dolinen und Bachschwunden ab dem Endersbacher Beutelstein bis nach Neckarrems (BELLON 1992). Ausläufer degradiertes Schwarzerden des Schmidener Feldes reichen südlich bis nach Fellbach, nördlich bis Neustadt.

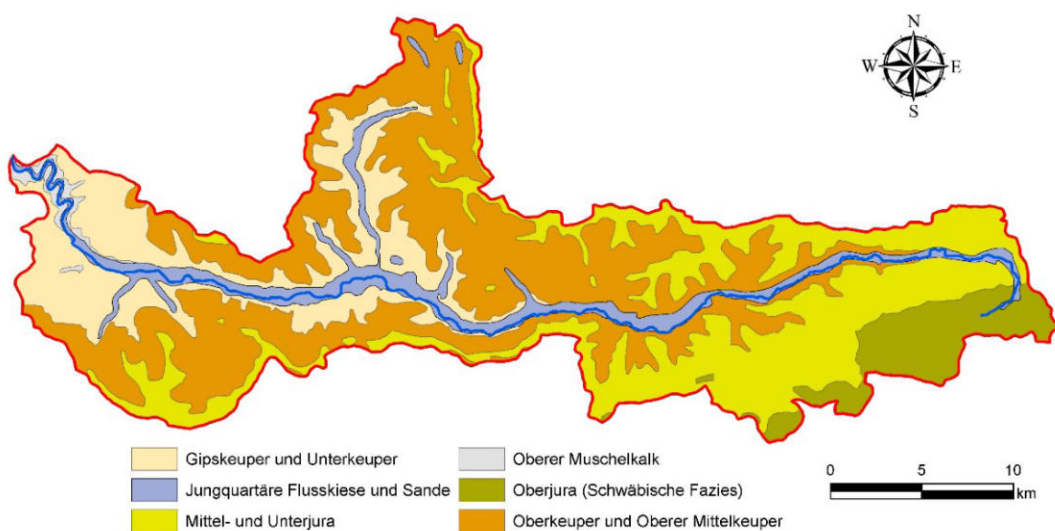


Abbildung 4.3: (Hydro-) Geologie im Rems-Einzugsgebiet (Daten: LFU 2004)



Das Keuperbergland nimmt mit Schurwald, Berglen und Welzheimer Wald den größten Teil des Unteren und das gesamte Mittlere Remstal ein (vgl. Abbildung 4.3). Über dem Lettenkeuper erhebt sich der bis zu 100 m mächtige Gipskeuper, der oft von Hangschutt, Löß und Auensedimenten überlagert ist (SCHEERER 1993). Auf den Gipskeuper folgt der bis 20 m mächtige Schilfsandstein als erster markanter Stufenbildner. Über diesem lagern die meist in Hanglage austretenden Bunten Mergel. Der Kieselsandstein trennt diese in Untere und Obere Bunte Mergel. Am Stufenrand im Raum Waiblingen ist er 8–10 m mächtig, um Schorndorf bis 20 m. Auf die Oberen Bunten Mergel folgt der 80–100 m mächtige Stubensandstein. Der Untere Stubensandstein enthält massiven Kalksandstein (Fleins), der als helle Felsen bspw. am Klingenkopf hervortritt (HOFMANN 1993). Fleins trägt bei ungestörter Entwicklung tiefgründige Parabraunerden, Stubensandstein (Berglen-Hochflächen) leichte podsolierte Sandböden (vgl. Abbildung 4.4).

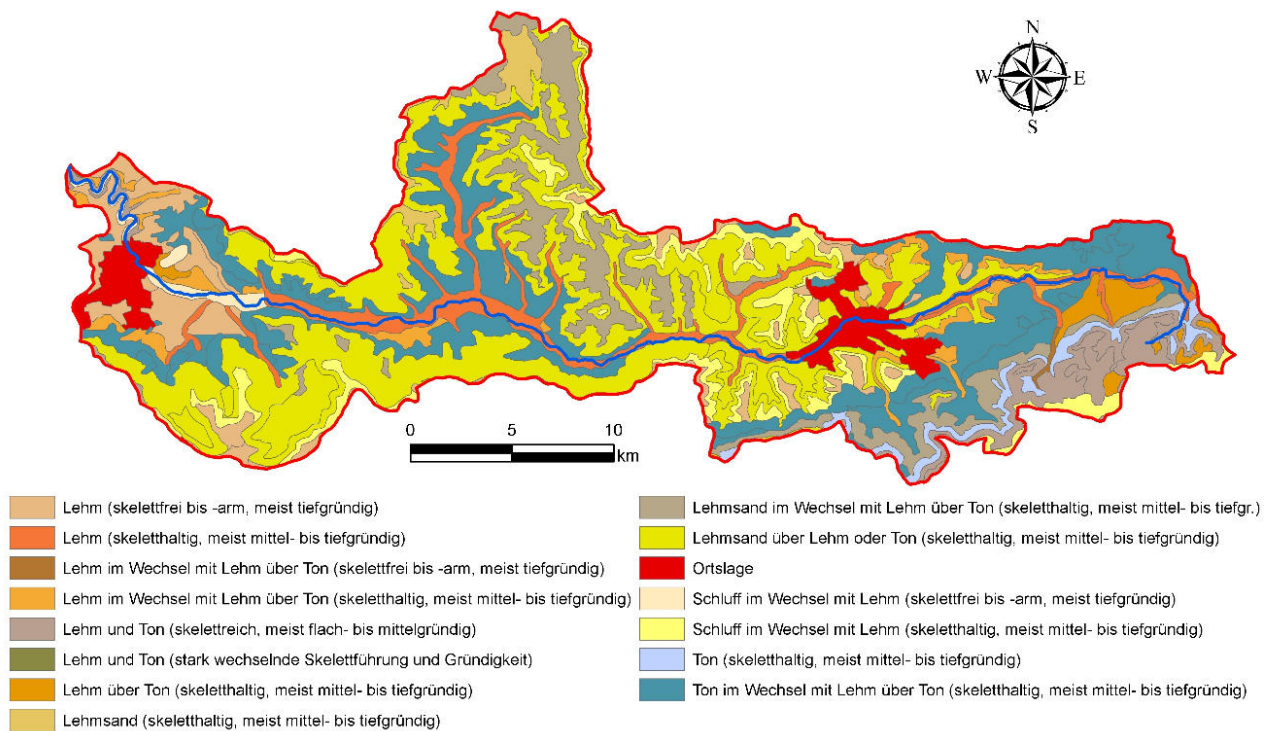


Abbildung 4.4: Verbreitung der Bodenarten im Rems-Einzugsgebiet (Daten: LGRB 2005a)

Der zu Rutschungen neigende Knollenmergel und der Rätsandstein des Oberen Keupers sind nur auf der Buocher Höhe und dem Schurwald (Kernen, 513 m ü. NN) erhalten. Die Schluchten im Keuperbergland (Klingen) haben ihren Ursprung oft an Schichtgrenzen mit Quellaustritten über dichten Mergeln (vgl. SCHEERER 1993). Durch rückschreitende Erosion haben sich Vorberge wie der Kappelberg (470 m ü. NN) und spornartige Köpfe (z. B. Korber Kopf, 456 m ü. NN) gebildet. Auf triassischen Rät folgt der Schwarze Jura, dessen Lias  $\alpha$  das Dach von Schurwald (Schlichten, 502 m ü. NN), Berglen (Buocher Höhe, 519 m ü. NN) und Welzheimer Wald (Hohberg, 498 m ü. NN) bildet. Die Liasriedel tragen lehmige Waldböden, bei anstehendem Angula-

tensandstein auch flachgründiger und schwach gebleicht. Vor dem Albtrauf sind in die hangbildenden Tonmergel neben diesem weitere Kalksandsteinserien des Braunjura  $\beta$  eingeschaltet, die als Deckplatten der Schichtstufen hervortreten (vgl. MÜLLER et al. 1967). Auf den Lias folgt der tonig-sandige Braune Jura (Dogger). Der Weiße Jura (Malm) aus dolomitisierten Kalksteinen bildet die markante Steilstufe des Albtraufs, wo der Karst der Schwäbischen Alb beginnt. Auf den Verwitterungslehmen des Schwarzen und Braunen Jura finden sich im Oberen Remstal Braunerden, auf Weißjura hingegen schwere Rendzinen, Terra fuscae und Braunerde-Pelosole.

### 4.3 Klima

Die Wärmebegünstigung des Neckarbeckens reicht bis Schwäbisch Gmünd (SCHEERER 1993). Die Jahresmitteltemperatur fällt von ca. 9–10 °C in der Gäulandschaft auf etwa 7–8 °C auf den Keuperhöhen (vgl. BELLON 1992). Der mittlere Jahresniederschlag beträgt 900 mm.

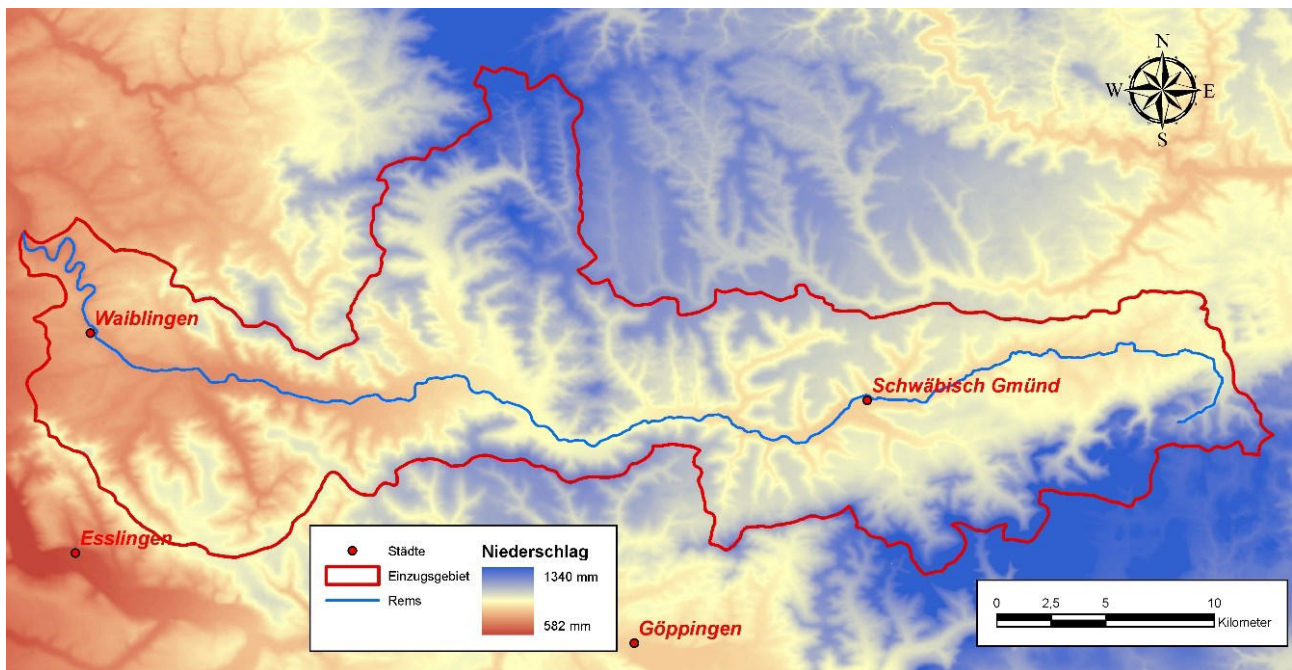


Abbildung 4.5: Mittlerer Jahresniederschlag (1961–1990) im Rems-Einzugsgebiet (Daten: DWD)

Während Schmidener Feld und Remstalbucht relativ trocken (650–700 mm) sind, nimmt der Niederschlag im Keuperbergland und Albvorland mit der Höhe zu (vgl. Abbildung 4.5). Verstärkt wird dies durch den Staueffekt der nach Westen geöffneten Remstalbucht und Steigungsregen am Stufenrand, im Welzheimer Wald werden somit bis zu 1.000 mm erreicht. In Waiblingen (220 m ü. NN) beträgt das Mittel 670 mm, in Schorndorf (254 m ü. NN) 800 mm und in Schwäbisch Gmünd 850 mm. Die Albmauer vermittelt dem Vorland trotz Leelage Niederschläge von 800–900 mm, in Traufnähe sogar mehr als 1.000 mm (vgl. VOLZ 1969).

#### 4.4 Landnutzung

Das Remstal wird außerhalb der Siedlungen (12,6 %) ackerbaulich (10,4 %) und als Grünland (25,7 %) genutzt (vgl. Abbildung 4.6). Waldflächen nehmen insgesamt 41,0 % ein, Nadelwald 9,9 % und Laubwald 11,4 %. Die waldfreien Talhänge werden oft zu Obst- (5,7 %) und Weinbau (3,0 %) genutzt. Intensiver Ackerbau findet sich auf lößbedeckten Gäuflächen und den bis in das Mittlere Remstal reichenden Lößlehmzungen (BELLON 1992). Bei Düngung sind die Verwitterungsböden des Gipskeupers ebenso geeignet (HOFMANN 1993). Die ursprünglich als Ackerland genutzten Liasriedel sind heute meist Dauergrünland, begünstigt durch ausgeweiteten Obstbau. In Talbereichen und Hängen ohne Löß findet sich Grünland oder Streuobst. Dies trifft insbes. auf das Obere Remstal zu, wo sich der Ackerbau auf durch Weißjuraschutt aufgelockerte Böden beschränkt. Im Jahr 2003 hatten Mais (18,5 %), Winterweizen (17,6 %) und Wintergerste (12,3 %) die größten Anteile an der Ackerfläche im Rems-Einzugsgebiet (STRICKER 2006).

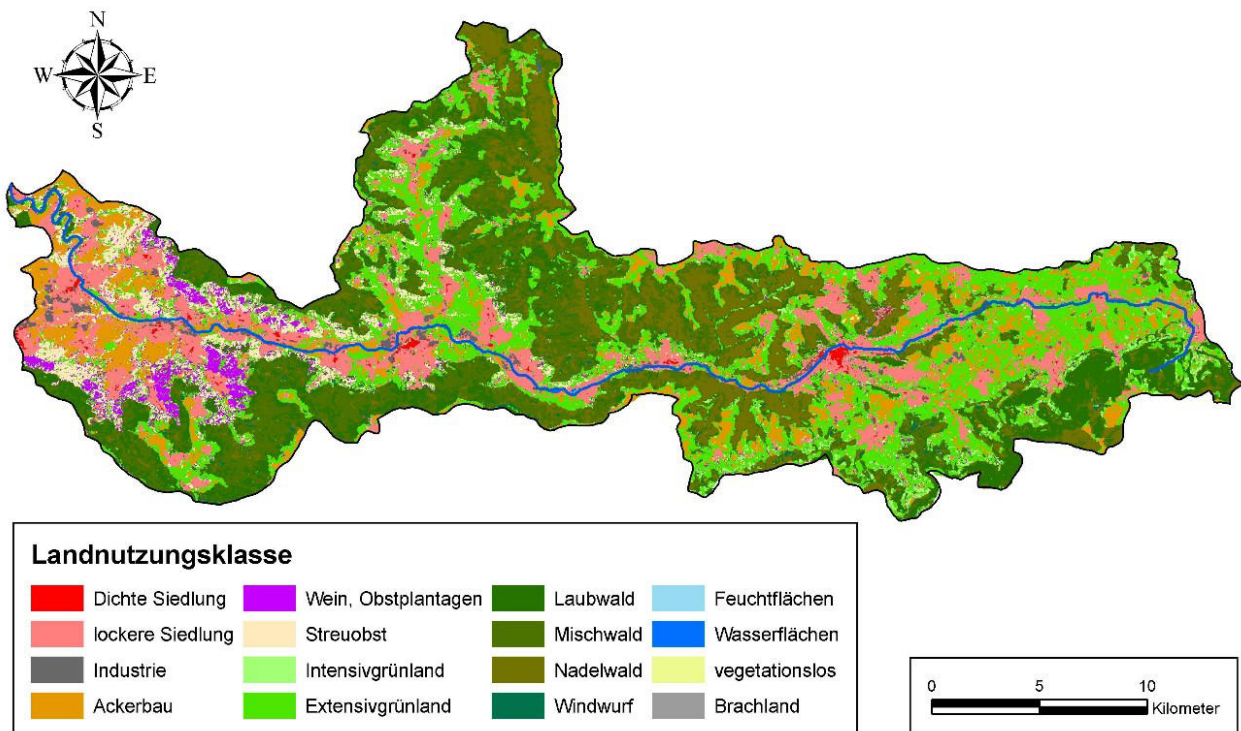


Abbildung 4.6: Landnutzung im Jahr 2000 im Rems-Einzugsgebiet (Daten: LFU 2002)

Die Keuperhänge des Mittleren und Unteren Remstals wurden lange als Rebland, später als Obstwiesen genutzt und sind heute meist überbaut. Die Streuobstwiesen genannten Hochstammanlagen bilden auch teils heute noch einen Gürtel um die Dörfer. Bekannte Weinlagen an den Südhängen (300–400 m ü. NN) sind Stetten, Beutelsbach, Strümpfelbach (vgl. Abbildung 4.7), Korb und Großheppach. Im Remstal wurden bis 1995 alle großen Reblagen flurbereinigt, mit Ausnahme kleinerer Lagen der Seitentäler und Randgebiete (vgl. GRUNICKE 1996).





Abbildung 4.7: Weinbau mit Wald und Streuobst bei Strümpfelbach (Foto: eigene Aufnahme 2007)

Waldlabkraut-Traubeneichen-Hainbuchenwald und Seggen-Buchenwald sind für die Mergelhänge des Keuperberglands die natürliche Waldgesellschaft sowie Hainsimsen-Buchenwald auf Sandstein (vgl. SCHEERER 1993). In den feuchteren Klingen sind Edellaubhölzer im Ahorn-Eschen-Schluchtwald vertreten. Die natürliche Verbreitung von Fichten und Tannen reicht vom Welzheimer Wald bis an die Wieslauf und den Hinteren Schurwald. Heute sind aber große Teile durch Aufforstungen der Forstwirtschaft mit Nadelwald und Mischwald bedeckt.

#### 4.5 Hydrologie

Die Rems ist durch Keupermergel und jurassische Kalke ein gut gepuffertes Fließgewässer mit konstanten pH-Werten knapp oberhalb des Neutralpunktes. Sie ist im Quellbereich noch gering (I-II) und ab Essingen mäßig (II) belastet (vgl. LFU 2005b). Im Abschnitt von Mögglingen bis Böbingen verringert sich die Belastung (I) wieder, um danach als kritisch (II-III) eingestuft zu werden. Von Schwäbisch Gmünd bis zur Mündung galt die Rems 2004 als mäßig (II) belastet. HOLZ (2004) sieht die Ursachen für die hohe Schwermetallbelastung (Blei 4,4 µg/l, Chrom 6,3 µg/l) in intensiver Landwirtschaft und atmosphärischen Immissionen des Ballungsraums Stuttgart. Im Januar 1990 wurde eine Sedimentbeprobung der Rems durchgeführt, zumeist im Rückstau von Wehren (MÜLLER et al. 1993). Erhöhte Konzentrationen an Blei und Cadmium wurden dabei stromabwärts von Schwäbisch Gmünd am Wehr Urbach gemessen.

Der stetige Siedlungsdruck des Ballungsraums Stuttgart auf das Remstal und die frühe Nutzung als Transportweg haben zu starken Eingriffen geführt (BÖSINGER 2006). Die Gewässerstruktur-  
güte ist daher bereits im Quellgebiet beeinträchtigt. Die Verkürzung der Rems um ca. 14 km  
(17,5 %) und Trockenlegung von Wiesen sowie Eindeichung und Stauwerke führten zu einer  
Verschärfung der Hochwasserabflüsse. Obwohl die Rems in ihrem Oberlauf in trockenen Zeiten  
durch Karst nur wenig Wasser führt, lassen stärkere Regengüsse den Fluss schnell anschwellen,  
da die Jura- und Keuperböden wenig Wasser aufnehmen. Schweizerbach und Haldenbach wur-  
den ebenso um- und ausgebaut (BELLON 1992) sowie im Welzheimer Wald Bäche zum Hoch-  
wasserschutz aufgestaut und im Schurwald Regenrückhaltebecken angelegt (LUBW 2008a).

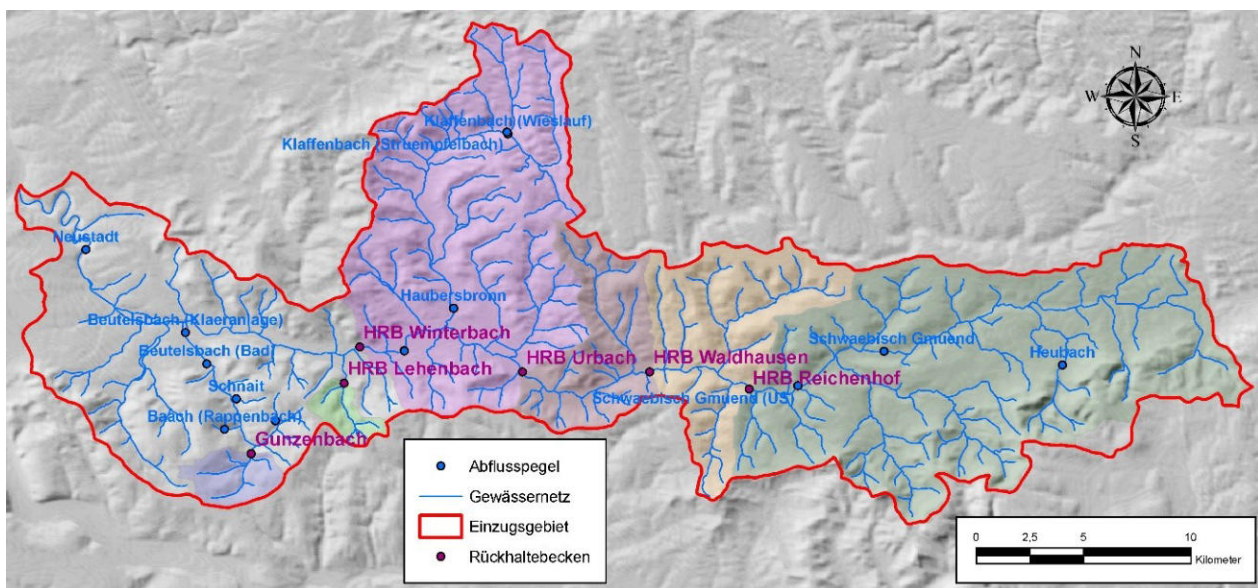


Abbildung 4.8: Hochwasserrückhaltebecken und Pegel im Rems-Einzugsgebiet (Daten: LUBW)

Das verheerende Hochwasser im Februar 1990 (ca. HQ50) mit einem versicherten Schaden von 10 Mio. Euro gab Anlass zur Gründung des Wasserverbands Rems Anfang 1998. Dieser koordiniert den Hochwasserschutz im Remstal. Ein Verbundsystem von urspr. neun HRB soll den Schutz vor Ereignissen mit einer Wiederkehrdauer von 100 Jahren gewährleisten. Mit der ersten Ausbaustufe, Schorndorf-Winterbach (10/2005), Schwäbisch Gmünd-Reichenhof (6/2006) und Lorch-Waldhausen (5/2008), wird der Schutz vor einem 75-jährlichen Ereignis angenommen. Während das HRB Plüderhausen-Urbach mittlerweile (seit Juli 2017) im Bau ist und das HRB Urbach-Schorndorf ( $1.000.000 \text{ m}^3$ ) sich im Genehmigungsverfahren befindet, werden die anderen Standorte (zunächst) nicht weiterverfolgt (WASSERVERBAND REMS 2008). Abbildung 4.8 zeigt die Standorte der Hochwasserrückhaltebecken sowie der LUBW-Abflusspegel. Die beiden älteren Stauanlagen Gunzenbach (mittleres Becken) und Lehenbach (großes Becken) gehören ebenso wie die kleinen HRB Kребenweg, Schornbach oder Schachen nicht zum Verbundsystem.

Tabelle 3 listet die Kennzahlen der umgesetzten HRB der ersten Ausbaustufe an der Rems auf. Alle Becken liegen im Hauptschluss und der Einstau erfolgt (plangemäß) ab einer statistischen Wiederkehrdauer von 20 Jahren mit der jeweiligen Regelabgabe (RQ). Das Becken Schorndorf-Winterbach umfasst als großes Becken (bzgl. Stauration) mit einem Einzugsgebiet von 428 km<sup>2</sup> knapp drei Viertel des Remsgebiets. Das mittlere Hochwasser (MHQ) beträgt hier 110 m<sup>3</sup>/s, für die höheren Wiederkehrdauern werden 200 m<sup>3</sup>/s (HQ20), 250 m<sup>3</sup>/s (HQ100) und 412 m<sup>3</sup>/s (HQ1.000) angegeben. Das Rückhaltebecken Waldhausen befindet sich oberhalb von Waldhausen auf der Gemarkung Lorch. Das Einzugsgebiet des Beckens umfasst ca. 43 % des Rems-Einzugsgebiets. Das Becken Schwäbisch Gmünd-Reichenhof liegt oberhalb des Weilers Reichenhof auf den Gemarkungen von Lorch und Schwäbisch Gmünd. Das Einzugsgebiet des Beckens umfasst mit 188 km<sup>2</sup> ca. 35 % des Einzugsgebiets der Rems. Während das mittlere Hochwasser (MHQ) hier 64,3 m<sup>3</sup>/s beträgt, werden für höhere Wiederkehrdauern 135 m<sup>3</sup>/s (HQ20) und 181 m<sup>3</sup>/s (HQ100) sowie 255 m<sup>3</sup>/s (HQ1.000) angegeben.

Tabelle 3: Kennzahlen der Hochwasserrückhaltebecken der ersten Ausbaustufe an der Rems

HRB	Fluss-km	A <sub>E</sub> [km <sup>2</sup> ]	Betriebln.	Stauration [m <sup>3</sup> ]	Staufläche [ha]	RQ [m <sup>3</sup> /s]
Reichenhof	49,5	188	2006	615.000	31,2	137
Waldhausen	43,7	243	2008	670.000	31,7	160
Winterbach	26,1	424	2005	1.170.000	62,0	196

Das verheerende Hochwasser im Januar 2011 (Kap. 5.4) führte zur Wiederaufnahme der Planung für das HRB Urbach-Schorndorf (s. o.). Während des Hochwassers bewährten sich die realisierten Anlagen (Winterbach, Waldhausen) des Verbundsystems der Rems. Für die Wieslauf war der Hochwasserschutz jedoch nicht ausreichend (inkl. Rems-Rückstau), was zu Bau (Glasofenbach, Mittelbach, Schlechtbach) und Planung (Miedelsbach) neuer HRB durch den 2005 gegründeten Wasserverband Wieslaufthal führte. Das HRB Oberndorf ist aktuell noch im Bau.

#### 4.6 Datengrundlage

Das Regierungspräsidium Stuttgart und das Institut für Bodenkunde und Standortslehre der Universität Hohenheim stellten Daten des Landes Baden-Württemberg (vgl. Tabelle 4) bereit.

Tabelle 4: Zur Verfügung stehende Datensätze des Landes Baden-Württemberg

Information	Datensatz	Referenz	Maßstab	Abkürzung	Abdeckung
Landnutzung	(digitale) Rasterkarte	LVA (2003)	1:10.000	RK10	Rems
Landnutzung	Digitales Orthophoto	LVA (2002)	1:10.000	DOP10	Rems
Boden	Bodenübersichtskarte	LGRB (2005a)	1:200.000	BÜK200	Rems
Boden	(digitale) Bodenkarte	LGRB (2005b)	1:25.000	BK25	Quelle, Mündung
Topografie	Laserscan-DGM	LVA (2007)	-	DOM	Rems

Landnutzungs-klassifikationen für die Jahre 1975 (LFU 1998), 1993 (LFU 1999), 2000 (LFU 2002) und 2010 (LUBW 2011) auf Grundlage von LANDSAT-Aufnahmen (1:100.000) sind frei



über die Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (LfU, LUBW) verfügbar, ebenso Biotop (1:10.000), Landschafts- und Naturschutzgebiete (1:25.000). Die CORINE Landnutzungs-klassifikation (CLC) lag für die Jahre 1990 (CLC1990), 2000 (CLC2000) und 2006 (CLC2006) vor. Der Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg (WaBoA) (LfU 2004) umfasst Karten im Maßstab von mind. 1:200.000; die auf der ABAG basierende Abschätzung der Erosionsgefährdung (GÜNDRA et al. 1995) liegt im Maßstab 1:100.000 vor. Der WaBoA wird durch die LUBW aktualisiert, was zuletzt 2012 erfolgte (vgl. LUBW 2012).

Tabelle 5: Abflusspegel der LUBW mit langjährigen Zeitreihen in stündlicher Auflösung

Pegel	Vorfluter	Fluss-km	A <sub>E</sub> [km <sup>2</sup> ]	Mq [l/(s km <sup>2</sup> )]	Start	Ende
Beutelsbach (Bad)	Schweizerbach	2,3	29,6	10,2	01.01.1990	31.10.2005
Haubersbronn	Wieslauf	1,2	76,6	12,4	01.01.1990	30.11.2004
Neustadt	Rems	9,0	569	12,6	01.01.1990	31.10.2005
Schorndorf	Rems	27,8	419	13,0	01.01.1965	31.10.2006
Schwäbisch Gmünd	Rems	56,0	95,9	16,0	01.11.1976	24.02.2205

Abfluss-, Gewässergüte- und Klimadaten wurden von der LUBW zur Verfügung gestellt. Tabelle 5 zeigt die Eigenschaften der Abflusspegel im Rems-Einzugsgebiet mit langjährigen Aufzeichnungen in stündlicher Auflösung. Die mittlere Abflusspende (Mq) verweist mit ihrem engen Wertebereich auf relativ einheitliche hydrologische Bedingungen im Einzugsgebiet. Die Kenngrößen der Rems am Pegel Schorndorf (1991–2005) stellt Abbildung 4.9 im Jahresgang dar.

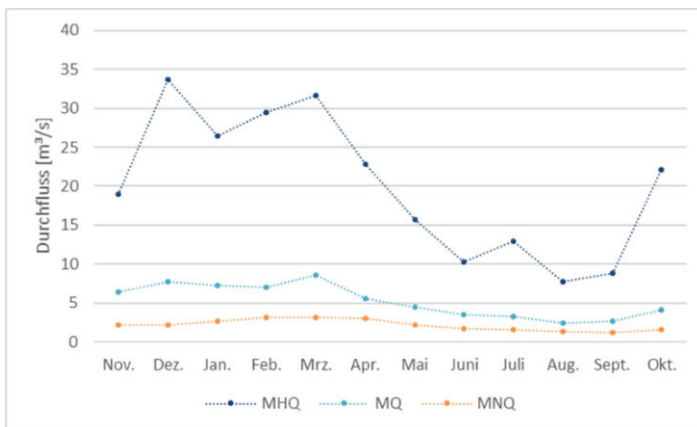


Abbildung 4.9: Mittlere Abflüsse (1991–2005) der Rems am Pegel Schorndorf (Daten: LUBW)

Das mittlere Hochwasser (MHQ) ist mit Warmlufteinbrüchen zu Weihnachten im Dezember am höchsten, gefolgt vom durch Schneeschmelze verursachten Nebenmaximum im Monat März. Der mittlere Abfluss (MQ) ist im März am höchsten, das mittlere Niedrigwasser (MNQ) im Februar und März. Es wurde eine erstaunliche Häufung von großen Ereignissen in der Periode festgestellt.

Als hydrologische Datensätze liegen Gewässernetze in den Maßstäben 1:10.000 (LfU 2000a, LUBW 2009), 1:50.000 (LfU 2005a) und 1:200.000 flächendeckend für Baden-Württemberg vor. Hinzu kommen Hochwasserabfluss-Wahrscheinlichkeiten (LfU 2001) und Abflusskennwerte (LfU 2005c) sowie Einzugsgebietsgrenzen in den Maßstäben 1:50.000 und 1:200.000. Diese werden ständig fortgeschrieben. Für den Pegel Schorndorf als Zulaufpegel des HRB Winterbach stehen Stundenwerte des Abflusses für den Zeitraum von 1966 bis 2006 zur Verfügung.

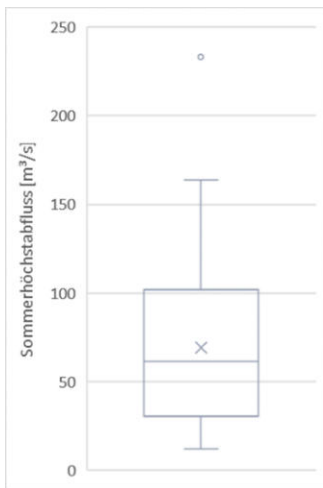


Abbildung 4.10: Boxplot Sommerhöchstabflüsse (1966–2006) am Pegel Schorndorf

Im Winterhalbjahr treten hier an diesem Rems-Pegel im Mittel 73,2 % der Jahresmaxima auf, im Sommer hingegen nur 26,8 %. Für die größten Hochwasserabflüsse im Winterhalbjahr wird im Gegensatz zu den Datenkollektiven Jahr und Sommer ein ansteigender Trend (mittels eines Student-t-Tests) festgestellt. Abbildung 4.10 zeigt die Spannweite der Sommerhöchstabflüsse der Rems am Pegel Schorndorf. Diese sind im untersuchten Zeitraum (1966–2006) gemäß einer Doppelsummenanalyse als homogen zu betrachten.

Der Jahresdatenkatalog Baden-Württemberg (1972–2005) (LUBW 2007) liefert für die Stationen Plüderhausen (1999–2004) und Remsmühle (1987–2004) monatliche Stichtagsmessungen der Gewässergüte der Rems. An der Station Poppenweiler (ab 1997) wird der Zipfelbach überwacht. Die Fortschreibung des Jahresdatenkatalogs erfolgt durch die LUBW. Zusätzlich liegen Schwebstoffmessungen für Ereignisse im Oktober/November 1998 (WESTRICH et al. 2000) und März 2006 (IWS, S. Wurms) vor. Die Überschwemmungsgebiete (MUKE 2012) decken nur Bereiche im Wieslaufstal ab. Hochwassergefahrenkarten (HWGK, HQ100) für Rems und Wieslauf sowie Nebengewässer haben zur Studie erst die Plausibilisierungsphase durchlaufen.

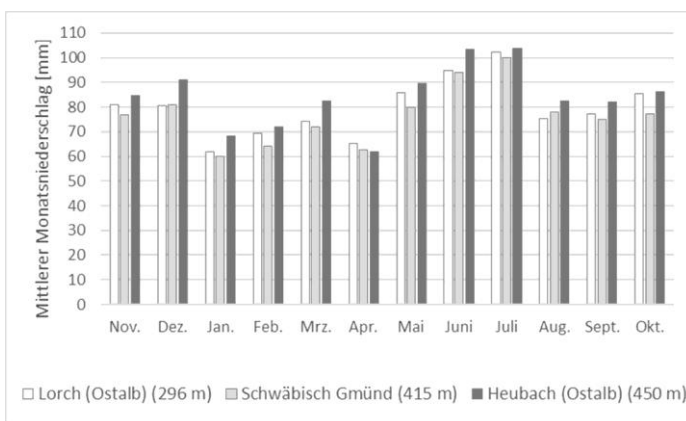


Abbildung 4.11: Mittlere Monatsniederschläge (1990–2005) im Rems-Einzugsgebiet (Daten: DWD)

In Abbildung 4.11 ist der mittlere Jahresgang des Niederschlags (1990–2005) für drei Stationen unterschiedlicher Höhenlage innerhalb des Rems-Einzugsgebiets dargestellt. An diesen fallen die größten Niederschlagsmengen im Sommer, insbes. im Juni und Juli. Deutlich ausgeprägt ist der Abfall der Menge von Juli auf August. Die geringsten Niederschläge werden im Januar und April gemessen.

Die Anzahl erosiver Ereignisse mit täglichen Niederschlagsmengen größer als 10 mm ist in Abbildung 4.12 für die genannten Stationen und den Zeitraum 1990–2005 dargestellt. An der Station Schwäbisch Gmünd beträgt der Schneeanteil in den Wintermonaten Dezember bis März 15–30 %, wodurch mit einer geringeren Anzahl an erosiven Ereignissen zu rechnen ist.



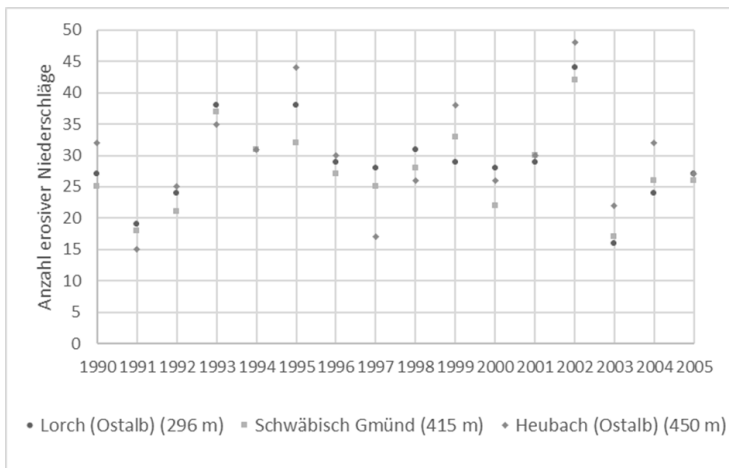


Abbildung 4.12: Anzahl erosiver Niederschläge (1990–2005) im Rems-Einzugsgebiet (Daten: DWD)

Auf Grundlage des langjährigen Mittels (1961–1990) des Jahresniederschlags wird mit der in Bayern von ROGLER & SCHWERTMANN (1981) entwickelten Beziehung ( $n = 17$ ;  $r^2 = 0,96$ ) die mittlere jährliche Anzahl erosiver Regen bestimmt. In Lorch ist im Mittel mit 20 erosiven Ereignissen zu rechnen, in Schwäbisch Gmünd und Heubach mit 19. Die Schätzungen für alle 47 Stationen reichen von 14 bis 24.

Digitale Topografische Karten (DTK) in verschiedenen Maßstäben und das Digitale Geländemodell Deutschland (DGM-D) (BKG 2007) im Maßstab 1:30.000 liegen vor. Hinzu kommt das DGM der *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) im Maßstab 1:100.000 als (lücken-) korrigierte Version (4.1) (JARVIS et al. 2008). Topografisch korrigierte LANDSAT-Szenen (Aufbereitung L1T) (TUCKER et al. 2004) entstammen dem USGS EROS Data Center und der GLCF (*Global Land Cover Facility*) sowie IMAGE2000 im Rahmen von CLC2000 (NUNES DE LIMA 2005). Diese sind auch die Grundlage für einen europaweiten Datensatz (vgl. STROBL et al. 2007, PEKKARINEN et al. 2009).



## 5 Simulation von Bodenerosion und Sedimentausttrag

### 5.1 Digitale Einzugsgebietsanalyse

Die digitale Reliefanalyse erfolgt mit der Software ArcGIS sowie den Arc Hydro Tools, TauDEM (TARBOTON 2004) und RUSLE Tools (VAN REMORTEL et al. 2004). Das DGM wird mit dem digitalen Fließgewässernetz (1:50.000) so konditioniert, dass berechnete und vorgegebene Fließpfade übereinstimmen. Anschließend folgt das Auffüllen von Hohlformen sowie die Ableitung von Abflussrichtung (D8,  $D_{\infty}$ ) und -konzentration. Im Bereich der Wieslauf-Mündung betrifft die Konditionierung auch die Altlache (vgl. Abbildung 5.1, rote Markierung), die hier entfernt wird. Abbildung 5.1 zeigt Abweichungen zwischen berechneter Abflusskonzentration des ursprünglichen (a) (205–796 m,  $\varnothing$  400 m), senkengefüllten (b) (210–796 m,  $\varnothing$  400 m) und konditionierten DGM mit gefüllten Senken (c) (210–796 m,  $\varnothing$  399 m) sowie dem Fließgewässernetz.

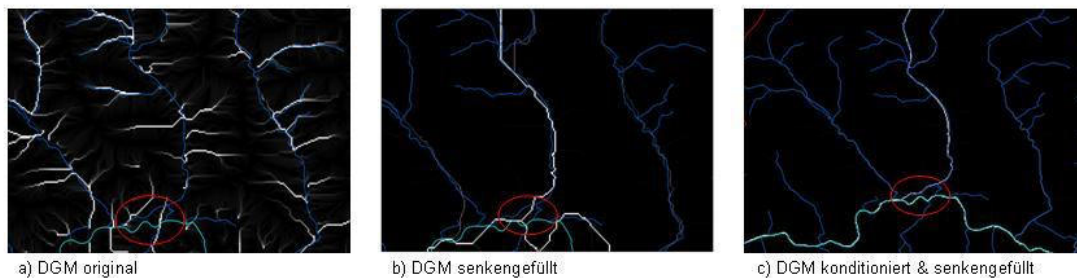


Abbildung 5.1: Einfluss der DGM-Aufbereitung auf die Abflusskonzentration im Rems-Einzugsgebiet

Die beste Übereinstimmung mit den Teilgebietsgrenzen (1:50.000) wird mit dem Schwellenwert 6.000 Zellen (für die berechnete Abflusskonzentration) erreicht. Bei 25 m Auflösung entspricht dies einer Fläche von  $3,75 \text{ km}^2$ . Der Vergleich der abgeleiteten Wasserscheide mit der Einzugsgebietsgrenze (1:50.000) zeigt größere Abweichungen nördlich und südwestlich von Waiblingen (geringe Reliefunterschiede) sowie am Altrauf im Südosten (vgl. Abbildung 5.2).

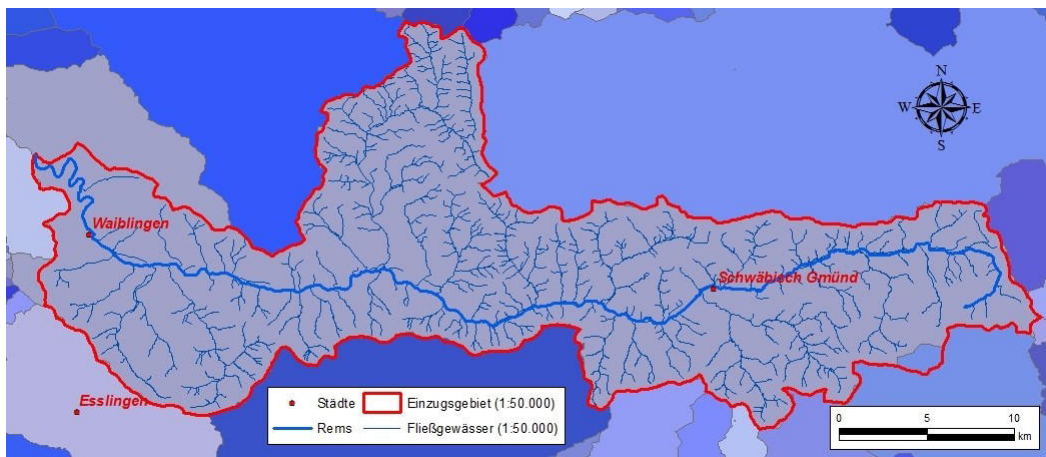


Abbildung 5.2: Vergleich der abgeleiteten mit der vorliegenden Einzugsgebietsgrenze der Rems

Die abgeleiteten Gewässernetze werden nach der Fließstrecke stromauf- und abwärts sowie den Flussordnungen von STRAHLER (1957) und SHREVE (1966) analysiert.

Tabelle 6: Morphometrische Eigenschaften der Pegel-Einzugsgebiete im Rems-Einzugsgebiet

Pegel	$A_E$ [km <sup>2</sup> ]	$R_E$ [m]	$S_E$ [%]	$I_E$ [m/m]	$I_w$ [m/m]	FL [km]	$FL_{max}$ [km]	LW [-]
Beutelsbach (Bad)	29,6	240	14,0	0,0242	0,0241	9,3	9,9	3,33
Haubersbronn	76,9	321	15,6	0,0137	0,0118	22,2	23,5	7,15
Neustadt	569	576	13,5	0,0080	0,0041	69,2	72,4	9,21
Schorndorf	416	550	14,0	0,0104	0,0055	50,4	53,0	6,74
Schwäbisch Gmünd	92,4	439	12,5	0,0181	0,0101	22,6	24,3	6,39

Reliefparameter wie Einzugsgebietsrelief ( $R_E$  [m]), maximale Fließlänge ( $FL_{max}$  [km]), mittleres Gebietsgefälle ( $S_E$  [%] bzw.  $I_E$  [m/m],  $I_E = R_E / FL_{max}$ ), Wasserlaufgefälle ( $I_w$  [m/m]) und Längen-Breiten-Verhältnis (LW [-]) dienen der Berechnung von Konzentrationszeit, Abflussscheitel, LS-Faktor und SDR. Die DGM-Konditionierung schlägt sich bei der Hangneigung durch erhöhte Werte im Gebietsmittel und entlang des Gewässernetzes nieder. Zusammen mit der Fließlänge (FL [km], 1:10.000) sind in Tabelle 6 morphometrische Eigenschaften der Einzugsgebiete ausgewählter Abflusspegel gelistet. Die sich im Einzugsgebiet des Pegels Schorndorf befindenden Einzugsgebiete der Pegel Schwäbisch Gmünd (Rems) und Haubersbronn (Wieslauf) haben mit  $LW = 6,39$  und  $LW = 7,15$  ähnliche Längen-Breiten-Verhältnisse. Die Gebietsneigung liegt gemäß  $S_E$  und  $I_E$  in der gleichen Größenordnung; Abweichungen vom Pegel Schorndorf gibt es nur bei  $I_w$ . Somit kann eine hydrologische Ähnlichkeit der Teilgebiete angenommen werden.

Tabelle 7: Mittlere L-, S- und LS-Faktoren verschiedener Ansätze im Rems-Einzugsgebiet

Formel	L [-]	S [-]	$LS_{min}$ [-]	$LS_{max}$ [-]	LS [-]
WISCHMEIER & SMITH (1978)	2,09	2,93	0,12	68,4	6,81
RUSLE	2,21	2,09	0,03	32,3	5,29
MOORE & BURCH (1986b)	1,31	2,12	0,00	24,8	2,86
MOORE & WILSON (1992)	1,70	2,12	0,00	53,7	5,96
VAN REMORTEL et al. (2004)	1,13	2,31	0,00	45,3	2,74

Bei der Berechnung des LS-Faktors verwenden die Ansätze von USLE (WISCHMEIER & SMITH 1978) und RUSLE (McCOOL et al. 1987, 1989) die erosive Hanglänge, die hier mit  $\lambda = 100$  m angesetzt wird. VAN REMORTEL et al. (2004) berechnen die Hanglänge für die RUSLE iterativ aus digitalen Reliefdaten, MOORE & BURCH (1986c) bzw. MOORE & WILSON (1992) hingegen verwenden das spezifische Zelleinzugsgebiet (mit D8). Die Ansätze von USLE und RUSLE liefern mit mittleren LS-Werten von 6,81 bzw. 5,29 deutlich höhere Faktoren als nach MOORE & BURCH (1986b) mit  $LS = 2,86$  (vgl. Tabelle 7). Ähnlich niedrige Werte erhält man mit  $LS = 2,74$  durch den Ansatz von VAN REMORTEL et al. (2004). Die räumliche Korrelation der S-Faktoren ist sehr hoch, die der L-Faktoren hingegen teils sehr niedrig. Die resultierenden LS-Faktoren zeigen einen meist engen räumlichen Zusammenhang.

Die Landnutzungsverteilung im Jahr 2000 im Einzugsgebiet der Rems und ausgewählter Abflusspegel ist in Tabelle 8 dargestellt. Grünland (Grünl.) umfasst hier Extensiv- und Intensivgrünland, Wald Laub-, Nadel- und Mischwald sowie Windwurf. Dichte und lockere Siedlung sowie Industrie werden zu Siedlung (Siedl.) zusammengefasst sowie Wein/Obst und Streuobst zu Obst. Für die Nutzungstypen werden mittlere Gebietswerte von Manning's  $n$  (Oberflächen-, Gerinneabfluss), CN2 und USLE  $C$  (ohne Erosionsschutz) bestimmt. Grundlage hierfür sind Literaturwerte für Manning's  $n$  (v. a. SCHRAMM 1994, GERLINGER 1997, MICHAEL 2000) und die Kurvennummer (CN) in Deutschland (v. a. DVWK 1984a, ØVERLAND 1990, VOGES 1999).

Tabelle 8: Landnutzungseigenschaften im Jahr 2000 im Rems-Einzugsgebiet (Daten: LFU 2002)

Pegel	Acker [%]	Grünl. [%]	Obst [%]	Wald [%]	Siedl. [%]	$n$ [-]	CN [-]	$C$ [-]
Rems	10,4	25,7	8,7	41,0	13,7	0,040	67,8	0,047
Beutelsbach	5,4	17,0	17,2	53,2	7,0	0,049	64,6	0,069
Haubersbronn	4,9	26,5	5,9	55,5	7,0	0,046	60,5	0,033
Neustadt	9,9	26,2	8,4	41,4	13,7	0,040	65,0	0,045
Schorndorf	9,1	30,8	3,7	44,5	11,5	0,041	64,4	0,038
Schw. Gmünd	14,4	42,0	1,9	30,1	11,1	0,036	70,5	0,039

Die berechneten Feststoffliefergrade weisen eine sehr große Streuung auf (vgl. Abbildung A.1). Die niedrigsten Werte liefert der Ansatz von WILLIAMS & BERNDT (1972) mit dem Wasserlaufgefälle. Ähnlich niedrig sind die Werte nach AUERSWALD (1989) mit der Gebietsfläche. Diese ist auch die maßgebliche Größe für VANONI (1975) und RENFRO (1975), hier aber mit höheren Werten. MANER (1958) berücksichtigt wie RAUSCH (1982) Relief und max. Fließweg, was zu mittleren SDR führt. RAUSCH (1982) nähert damit den Ansatz von ROEHL (1962) im südlich von Stuttgart gelegenen Aich-Einzugsgebiet (180 km<sup>2</sup>) an. Der Ansatz von WILLIAMS (1977) liefert, außer für den Pegel Schwäbisch Gmünd, mit Gebietsfläche, Relief, max. Fließweg und CN ähnliche Werte wie der von RAUSCH (1982). Mit Ausnahme von WILLIAMS (1977) nimmt bei allen Ansätzen der Feststoffliefergrad erwartungsgemäß mit wachsender Gebietsfläche ab. Der Ansatz von MANER (1958) führt in den drei kleinsten Einzugsgebieten ( $A_E \leq 1,3$  km<sup>2</sup>) zu SDR größer als 1.

Schätzwerte der Konzentrationszeit für Fließgerinne zeigt Tabelle 9, so nach KIRPICH (1940) und THÜRKOW (2002). Mit der Verzögerungsgleichung ( $T_C = 1,67 \cdot T_L$ ) (SCS 1972) ergeben sich für das Remsgebiet  $T_C = 76,8$  h und für den Pegel Schorndorf  $T_C = 46,8$  h. Der direkte Vergleich der Werte wird durch unterschiedliche Definitionen der Konzentrationszeit (DYCK & PESCHKE 1995) erschwert. Bei der Fließpfaddefinition ermöglicht die Annahme einer mittleren Fließgeschwindigkeit bei Hochwasser von 0,6–0,8 m/s die Bestimmung der Fließdauer. Diese beträgt für die Rems 28,3–37,7 h und den Pegel Schorndorf 18,4–24,5 h (Gerinne 53 km). Die Manning-Strickler-Gleichung liefert für die Rems eine mittlere Fließgeschwindigkeit von  $v = 1,03$  m/s, woraus sich als Fließzeit ein Wert von 14,3 h ergibt. Hierfür werden Beziehungen zwischen der

Gerinnebreite (geschätzt aus RK10) und dem hydraulischen Radius mit Abflusskonzentration, Fließlänge und mittlerem Abfluss (MQ [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]) aufgestellt. Basierend auf Literaturwerten wird für die Rasterweite von 25 m der Rauigkeitsbeiwert zu  $n = 0,05$  für die Gerinne bestimmt.

Tabelle 9: Schätzwerte der Konzentrationszeit für den Gerinneabfluss ([h]) im Rems-Einzugsgebiet

Formel	Rems	Beutelsbach	Haubersbronn	Neustadt	Schorndorf	Schw. Gmünd
KIRPICH (1940)	13,0	1,63	3,92	11,5	8,17	3,62
THÜRKOW (2002)	28,0	3,62	8,70	24,5	17,5	8,37
EPIC	10,7	1,22	3,15	9,26	6,39	2,87
SWAT	15,2	1,73	4,46	13,1	9,05	4,07
WEPP	13,3	2,29	5,02	11,5	8,13	4,15

Die nahezu identischen Ansätze von EPIC, SWAT und WEPP basieren auf der Manning-Strickler-Gleichung. Den Werten für WEPP liegt der MQ zugrunde. Bestimmt man nach EPIC die Modellgröße (DUR [h]) aus dem Parameter  $\alpha_{0,5}$  als Ereignismittel (Kap. 5.4.2, Kap. 5.5.2), ergeben sich Konzentrationszeiten von 19,3 h für das Remsgebiet sowie 10,9 h für Schorndorf, 4,8 h für Schwäbisch Gmünd und 5,9 h für Haubersbronn. Die Verwendung von MHQ anstelle MQ ergibt hier geringfügig kleinere Werte. Die Grundlagen von SWAT ermöglichen eine separate Bestimmung der Fließgeschwindigkeit nach Manning-Strickler. Diese beträgt für die Rems 1,05 m/s und für Schorndorf 1,15 m/s, was Konzentrationszeiten von 21,5 h bzw. 12,8 h bedingt.

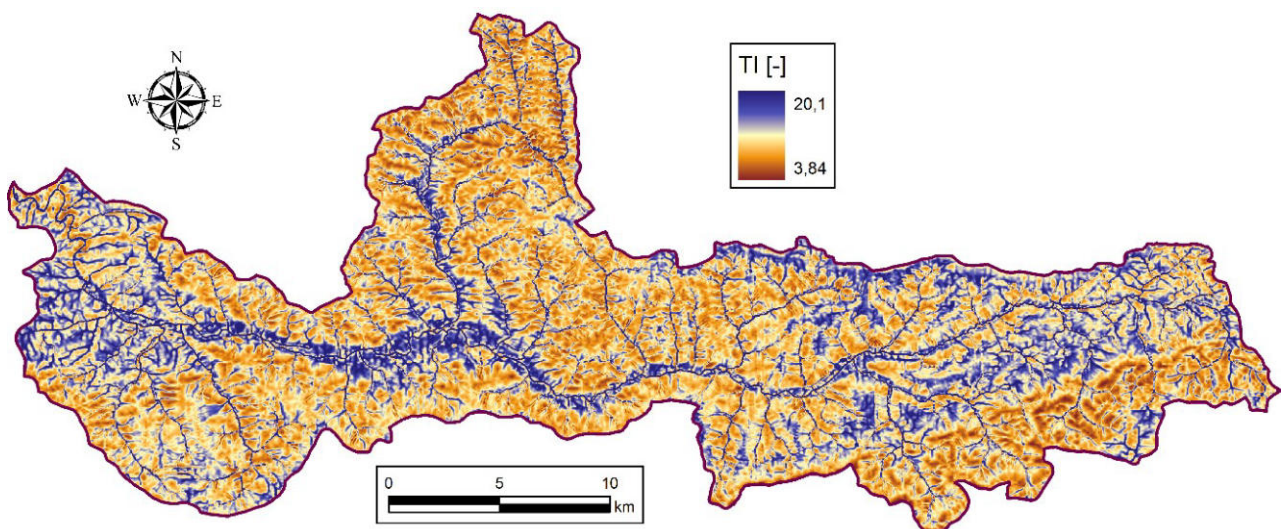


Abbildung 5.3: Topografischer Index (TI) im Rems-Einzugsgebiet (3 x 3-Filter) (Daten: BKG 2007)

Für die Rems wird mit  $D_{\infty}$  für die Abflussrichtung ein mittlerer TI von 7,47 berechnet, für die Pegel Schorndorf und Schwäbisch Gmünd 7,39 und 7,62. Glättet man sehr hohe und niedrige Werte (mögliche Lagefehler) mit einem 3 x 3-Filter (vgl. SCHMIDT 2003, TEMIMI et al. 2010), verringert sich bei gleichbleibendem Mittelwert und räumlichem Muster (vgl. Abbildung 5.3) die Spanne für die Rems auf 3,84–20,1. Deutlich zu erkennen sind die hohen Werte in Gebieten mit großer Abflussakkumulation und/oder geringer Hangneigung, die niedrigsten Werte in den



Quellgebieten. Dies zeigen die (rechtsschiefe) Häufigkeitsverteilung (vgl. Abbildung 5.4) und die Wahrscheinlichkeitsdichte (vgl. Abbildung 5.5) des TI im Einzugsgebiet der Rems.

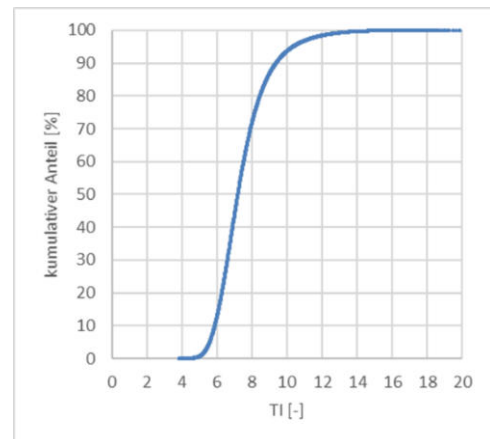
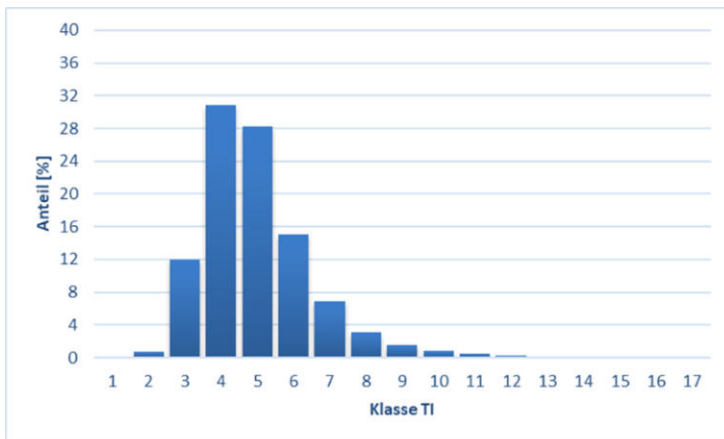


Abbildung 5.4: Häufigkeitsverteilung des TI (3 x 3-Filter) im Rems-Einzugsgebiet

Abbildung 5.5: Wahrscheinlichkeitsdichte des TI (3 x 3-Filter) im Remsgebiet

Für die Berechnung des STI wird die Transmissivität benötigt, die aus  $k_f$ - bzw.  $k_s$ -Wert und Bodentiefe bzw. Gründigkeit berechnet werden kann (Kap. 3.1). Hierfür werden aus den Klassengrenzen der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit die Mittelwerte gebildet. Die Klassenmittel streuen im Remsgebiet zwischen 0 und 400 cm/d um das Mittel 67,2 cm/d (vgl. Tabelle 10). Der Mittelwert für den Pegel Schorndorf beträgt 75,4 cm/d und für den Pegel Schwäbisch Gmünd 97,3 cm/d. Das Gebietsmittel für den Pegel Haubersbronn liegt mit 89,7 cm/d dazwischen. Die räumliche Verteilung der Leitfähigkeit (vgl. Abbildung 5.6) lässt mit Null-Werten die versiegelten Flächen der Siedlungsgebiete von Waiblingen und Fellbach sowie Schwäbisch Gmünd erkennen. Im Gegensatz dazu befinden sich hoch durchlässige Bereiche entlang der Flussläufe (Schotter und Sande) sowie im Welzheimer Wald und am Albtrauf (Karstgebiet).

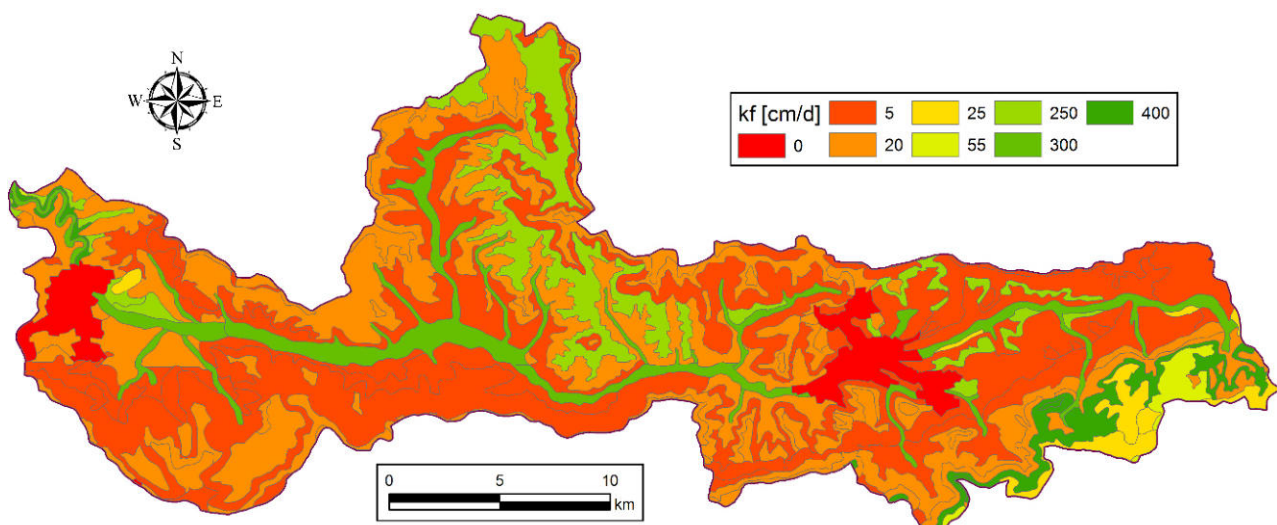


Abbildung 5.6: Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit im Rems-Einzugsgebiet (Daten: BÜK200)

Als Bodenmächtigkeit wird die mittlere Gründigkeit der BÜK200 herangezogen. Die Klassenmittel streuen zwischen 0 und 1,0 m um das Gebietsmittel 0,64 m (vgl. Tabelle 10). Die Bereiche mit sehr niedriger gesättigter hydraulischer Leitfähigkeit finden sich auch im Boden-Topografischen Index (STI, vgl. Abbildung 5.7). Dies zeigt sich insbes. im Welzheimer Wald und an der Ostalb, wo die hohen Leitfähigkeitswerte, der Berechnungsvorschrift folgend, in niedrigen STI-Werten resultieren. Der originale STI beträgt wie der gefilterte STI im Mittel 9,21 für das Remsgebiet; ihre Spannen unterscheiden sich wiederum mit 2,21 bis 21,6 bzw. 3,13 bis 16,8.

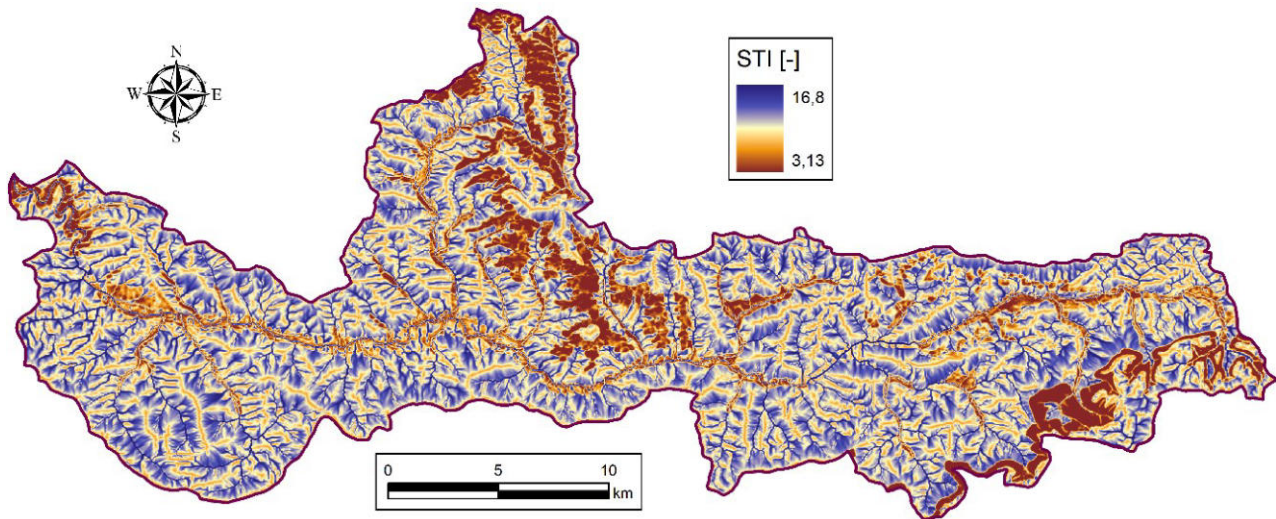


Abbildung 5.7: Boden-Topografischer Index (STI) im Rems-Einzugsgebiet (3 x 3-Filter)

Im Gegensatz zum TI ist die Häufigkeitsverteilung des STI nicht rechtsschief (vgl. Abbildung 5.8). Unterschiede zeigt auch die Wahrscheinlichkeitsdichte mit unruhigerem Verlauf im unteren Bereich. Die Glättung des STI (3 x 3-Filter) spiegelt sich in dieser (vgl. Abbildung 5.9).

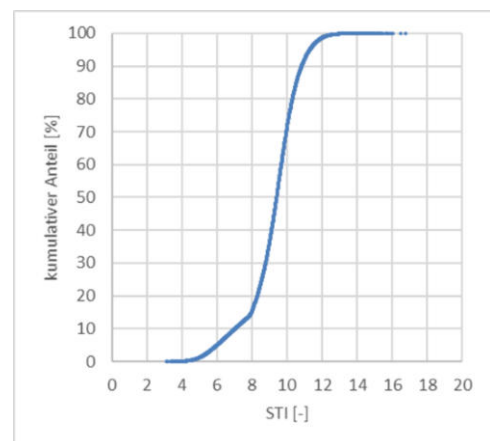
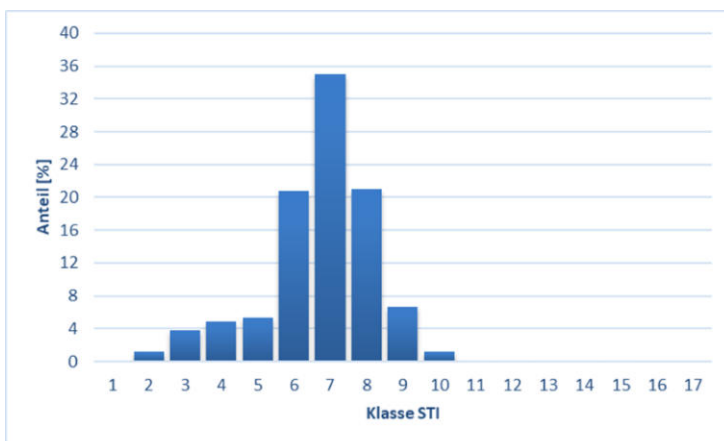


Abbildung 5.8: Häufigkeitsverteilung des STI (3 x 3-Filter) im Rems-Einzugsgebiet

Abbildung 5.9: Wahrscheinlichkeitsdichte des STI (3 x 3-Filter) im Remsgebiet

Der Evapotranspiration-Boden-Topografische Index (ETI) berücksichtigt neben der hydraulischen Leitfähigkeit den monatlich variierenden Verdunstungskoeffizienten (Kap. 3.1). Dieser



ist das Verhältnis des Tageswerts der aktuellen Verdunstung im Monats- zum Jahresmittel. LUDWIG (2000) berechnet ihn flächendetailliert mit PROMET (MAUSER & SCHÄDLICH 1988, MAUSER & BACH 2009) aus der aktuellen Verdunstung nach Penman-Monteith (PENMAN 1948, MONTEITH 1965). Im Gegensatz dazu wird hier zunächst auf Tagesbasis die potenzielle Evapotranspiration ( $ET_p$ ) nach BLANEY & CRIDDLE (1950) berechnet und mit Hilfe der Bodenfeuchte (DVWK 1984b) zur aktuellen Verdunstung nach RENGGER et al. (1974a, b) modifiziert. Anschließend erfolgt die Bildung eines Monatsmittels und die Disaggregation des Gebietsmittels mit einer topografiebedingten Funktion gemäß GOLF (1981). Das Ergebnis der Disaggregation für einen Verdunstungswert von 4 mm zeigt Abbildung 5.10. Die topografiebedingten Abweichungen vom vorgegebenen Mittelwert sind dabei mit ca. 5 % nur sehr gering.

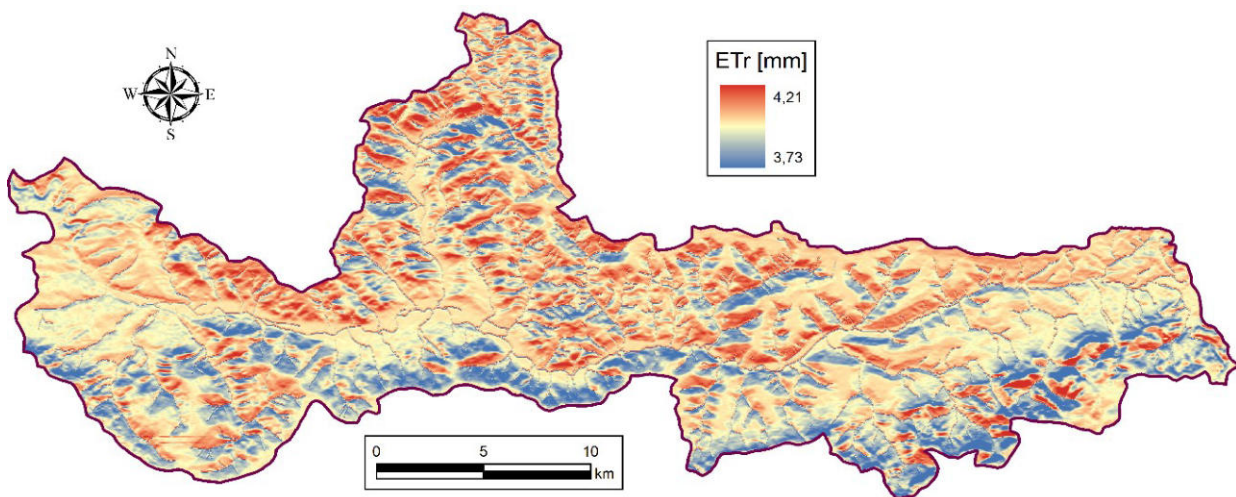


Abbildung 5.10: Verdunstung ( $\bar{ETr} = 4 \text{ mm}$ ) nach GOLF (1981) im Rems-Einzugsgebiet

Der Verdunstungskoeffizient ( $ET_{\text{coeff}} [-]$ ) schwankt im Jahresverlauf zwischen 0,09 und 2,08 um das Mittel 0,99. Die Verhältnissbildung relativiert dabei das gewählte Verfahren. Der Jahresgang des ETI (3 x 3-Filter) ist in Abbildung 5.11 als Gebiets- und Monatsmittel dargestellt.

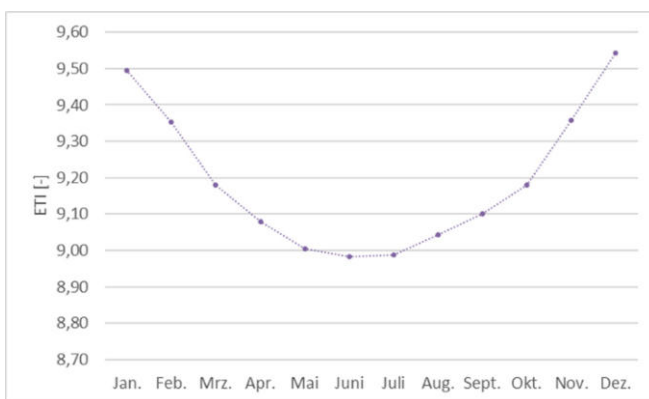


Abbildung 5.11: Jahresgang des ETI (3 x 3-Filter)

Die Verwendung von Pflanzenfaktoren, wie z. B. Haude's  $a$  (HAUDE 1958) oder  $k_c$  zur Umrechnung der potenziellen Verdunstung (vgl. MCMAHON et al. 2013, WENDLING 1995, ALLEN et al. 1998), würde eine bessere Berücksichtigung der Landnutzung ermöglichen. Dies erfordert aber detaillierte Informationen zu den räumlichen und zeitlichen Parametern der einzelnen Fruchtfolgen.

Alternativ wird die auf MINHAS et al. (1974) beruhende Reduktionsfunktion von DISSE (1995) getestet. Diese berücksichtigt neben der relativen Bodenfeuchte einen von der Landnutzung abhängigen Faktor ( $r$ ). Das Vorgehen liefert meist Reduktionsfaktoren von  $r = 1$ , da der Grenzwert für den Wassergehalt mit 60 % der nutzbaren Feldkapazität (nFK) angesetzt ist. RENGER et al. (1974a, b) gehen davon aus, dass bei Bodenfeuchten größer 70 % nFK die aktuelle Verdunstung der potenziellen Verdunstung entspricht. Für hiesige Klimaverhältnisse wird  $r = 5$  für ausreichend genau angesehen (vgl. ATV-DVWK 2002). Anhand der vorliegenden Landnutzung kann dies mit  $r = 4,73$  (1993),  $r = 4,59$  (2000) und  $r = 4,55$  (2010) nachvollzogen werden. Mit den zur Verfügung stehenden Zeitreihen (1990–2005) ergeben sich für die aktuelle Verdunstung im Mittel nur geringfügige Abweichungen zu RENGER et al. (1974a, b) (vgl. Abbildung 5.16). Dies gilt auch für die ebenso getesteten, in Deutschland weit verbreiteten Ansätze von PFAU (1966) und WENDLING et al. (1991).

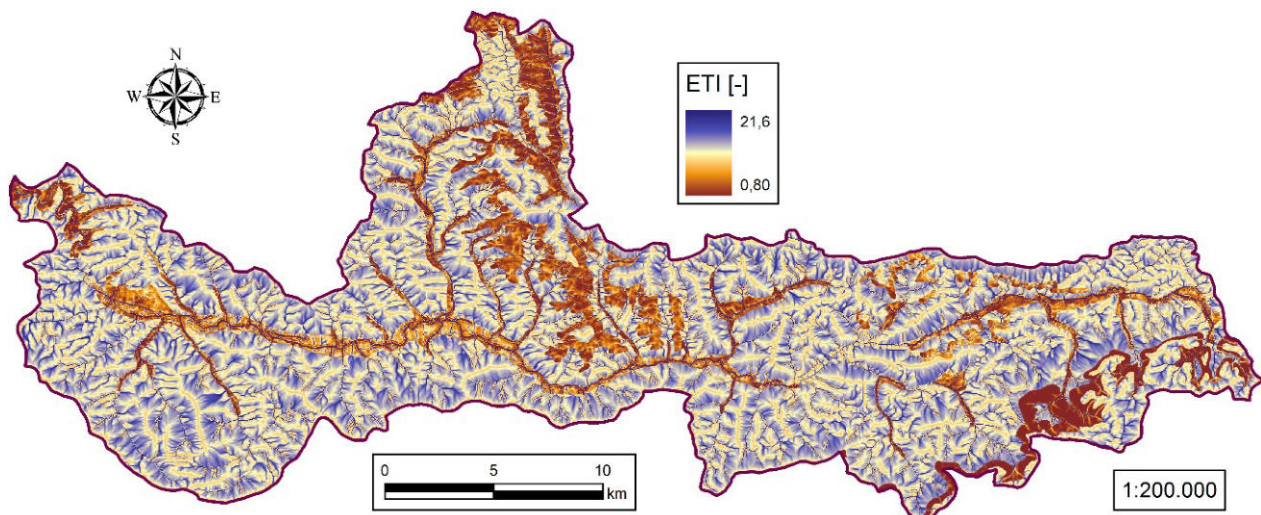


Abbildung 5.12: Evapotranspiration-Boden-Topografischer Index (ETI) im Remsgebiet (3 x 3-Filter, Juni)

Durch die geringe Varianz der aktuellen Verdunstung und die Verhältnisbildung beim Koeffizienten unterscheidet sich das räumliche Muster der resultierenden ETI nur unwesentlich vom STI (vgl. Abbildung 5.7). Der räumliche Zusammenhang beider Indizes ist entsprechend sehr eng ( $r > 0,90$ ), zwischen TI und STI bzw. ETI (inkl. Jahresgang) hingegen nur mäßig ( $r > 0,50$ ) bis deutlich ( $r < 0,70$ ). Abbildung 5.12 zeigt den ETI im Juni, dem Monat mit dem höchsten Verdunstungskoeffizienten und somit geringsten Gebietsmittel des ETI. Unterschiede zum STI zeigen sich, nicht nur im Juni, in der Häufigkeitsverteilung des ETI (vgl. Abbildung 5.13) und in der Wahrscheinlichkeitsdichte (vgl. Abbildung 5.14), die im unteren Bereich der Summenfunktion noch unruhiger ist. Die Mittelwerte der topografischen Indizes sind in Abbildung A.2 für die jeweiligen Teileinzugsgebiete der Abflusspegel zusammengefasst.

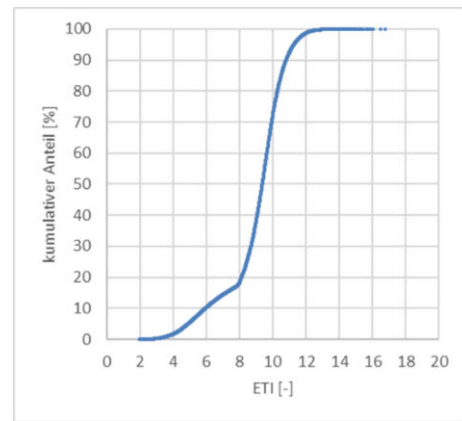
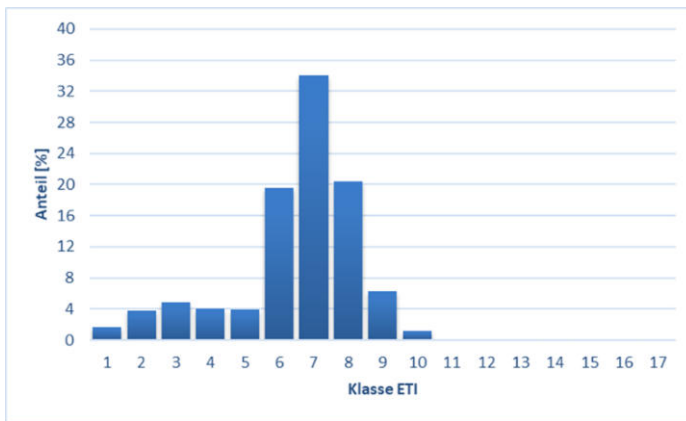


Abbildung 5.13: Häufigkeitsverteilung des ETI (3 x 3-Filter, Juni) im Rems-Einzugsgebiet

Abbildung 5.14: Wahrscheinlichkeitsdichte des ETI (3 x 3-Filter, Juni) im Remsgebiet

Die potenzielle Verdunstung ( $ET_p$ ) wird gemäß Blaney-Criddle (BC) berechnet (inkl. Korrektur nach SCHRÖDTER 1985), da hierfür nur Lufttemperatur und Sonnenscheindauer benötigt werden. Mit den Reduktionsfunktionen werden mittlere Jahressummen (1990–2005) der aktuellen Verdunstung ( $ET_a = 555,4\text{--}564,3\text{ mm}$ ) bestimmt, die dem von ARMBRUSTER (2002) angegebenen Mittelwert (1961–1990) von 555 mm für Baden-Württemberg entsprechen.

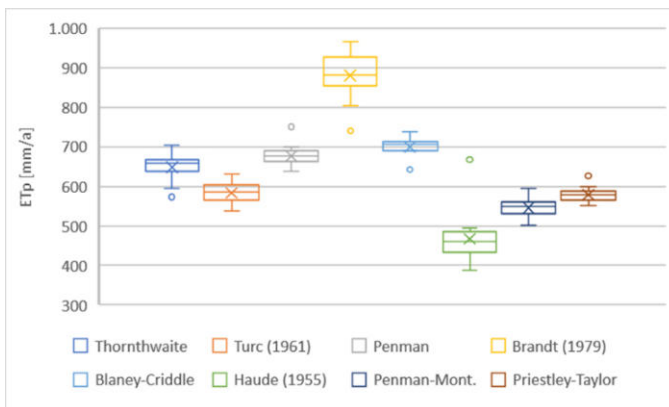


Abbildung 5.15: Boxplot mittlere Jahressumme (1990–2005) der potenziellen Verdunstung ( $ET_p$ )

An zehn Klimastationen werden die Ansätze von THORNTHWAITTE (1948), PENMAN (1948, 1956) und TURC (1954, 1961) (vgl. WENDLING 1991), BRANDT (1979), HAUDE (1955, 1958), Penman-Monteith und PRIESTLEY & TAYLOR (1972) getestet. Die Mittelwerte nach Blaney-Criddle und Penman (vgl. Abbildung 5.15) sind nahezu gleich. Penman-Monteith als physikalisch basierte Methode erweist sich als sensitiv.

Das stark vereinfachte Verfahren von BRANDT (1979) liefert mit 886,1 mm als höchster Wert eine fast doppelt so große mittlere Jahressumme als nach Haude (467,8 mm). Bei allen Verfahren werden berechnete negative Tageswerte auf Null und für Mitteleuropa unrealistisch hohe Werte von  $ET_p > 6,5\text{ mm}$  auf 6,5 mm (vgl. DVWK 1984b) gesetzt. Abbildung 5.16 zeigt den Jahresgang der potenziellen Verdunstung nach Blaney-Criddle und der aktuellen Verdunstung nach RENGER et al. (1974a, b) und DISSE (1995), jeweils als Monatsmittel des Tageswerts. Im Untersuchungszeitraum (1990–2005) entspricht die aktuelle Verdunstung im Jahresgang durch die ausreichende Bodenfeuchte bis in den Mai der potenziellen Verdunstung.

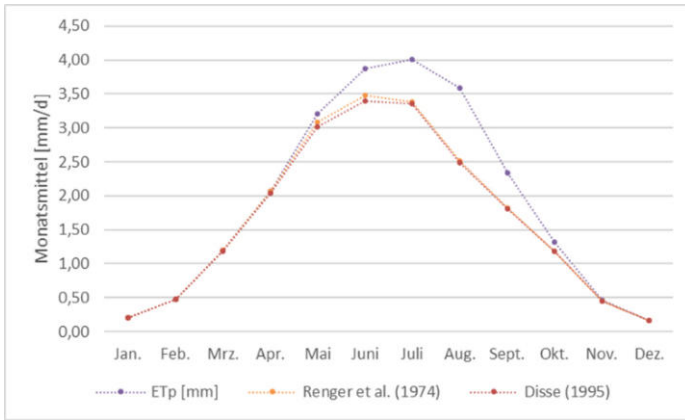


Abbildung 5.16: Mittlere Tageswerte der potenziellen (BC) und aktuellen Verdunstung im Remsgebiet

Tabelle 10 fasst die aus der BÜK200 abgeleiteten Gebietsmittel der bodenhydrologischen Parameter zusammen. Während bei der Feldkapazität diese nur gering variieren, sind bei der nutzbaren Feldkapazität die Abweichungen größer. Im Gegensatz dazu ist die mittlere Gründigkeit in allen Einzugsgebieten relativ einheitlich, was durch den eher groben Erfassungsmaßstab bedingt sein dürfte.

Größere Abweichungen ergeben sich beim  $k_f$ -Wert, insbes. im Einzugsgebiet des Pegels Beutelsbach. Die Durchwurzelungstiefe ( $w_e, z_{we}$ ) kann sowohl mit der Gründigkeit als auch in Abhängigkeit von der Landnutzung bestimmt werden (vgl. DISSE 1995, DVWK 1996a, ATV-DVWK 2002). Der Ansatz von ARMBRUSTER (2002) liefert mit Gebietsmitteln von 0,81 m (Landnutzung 1993), 0,88 m (2000) und 0,91 m (2010) Werte, die zwischen denen der Gründigkeit und der Annahme von EPIC (1 m) liegen. Diese EPIC-Annahme kann somit als Näherung für die untersuchten Pegel-Einzugsgebiete als hinreichend genau angesehen werden.

Tabelle 10: Gebietsmittel bodenhydrologischer Parameter im Rems-Einzugsgebiet (Daten: BÜK200)

Parameter	Rems	Beutelsbach	Haubersbronn	Neustadt	Schorndorf	Schw. Gmünd
Feldkapazität (FK [mm])	276,5	281,4	282,2	257,7	274,1	282,9
nutzbare FK (nFK [mm])	122,6	132,1	132,4	121,6	119,1	101,3
Gründigkeit ([m])	0,64	0,67	0,67	0,64	0,64	0,65
ges. hydraul. LF ( $k_f$ [cm/d])	67,2	19,7	89,7	66,3	75,4	97,3

Die beschriebene Bilanzierung des Bodenwasserhaushalts stellt als sog. Plattenmodell die Grundlage für die Anfangsbodenfeuchte im EPIC-Ansatz dar. Hier dient sie der Bestimmung des Anteils an der nutzbaren Feldkapazität (FFC [-]) (Kap. 5.5). Bei den SCS-CN-Modifikationen für variable Sättigungsflächen (CN-VSA, VSLF) werden daraus ebenso Speicherdefizit und Anfangsverlust abgeleitet, sowie zusätzlich der prozentuale Anteil der Sättigungsflächen an der Einzugsgebietsfläche.



## 5.2 Mittlerer jährlicher Bodenabtrag und Sedimentausttrag

Die ABAG-Faktoren werden mit der Rasterweite 25 m jeweils für die Gesamt- und die Ackerfläche bestimmt. Der R-Faktor basiert auf der von ROGLER & SCHWERTMANN (1981) erstellten Beziehung ( $R = 0,141 \cdot N_s - 1,48$ ;  $r = 0,961$ ) zur mittleren Regensumme im Sommer ( $N_s$  [mm]). Hierfür wird die mittlere Sommersumme (1961–1990) mit einer Kombination aus Regression mit der Stationshöhe ü. NN ( $r = 0,727$ ) und *Ordinary Kriging* (*spherical*,  $n = 15$ ) der Residuen auf die Einzugsgebietsfläche interpoliert ( $r = 0,982$ ;  $ME = 1,5$  mm;  $RMSE = 12,5$  mm). Die R-Faktorwerte liegen im Rems-Einzugsgebiet zwischen 59,7 N/h und 100,6 N/h ( $\bar{\sigma} 74,2$  N/h), was sehr gut mit den Angaben im WaBoA (60–100 N/h) übereinstimmt (vgl. Abbildung A.3).

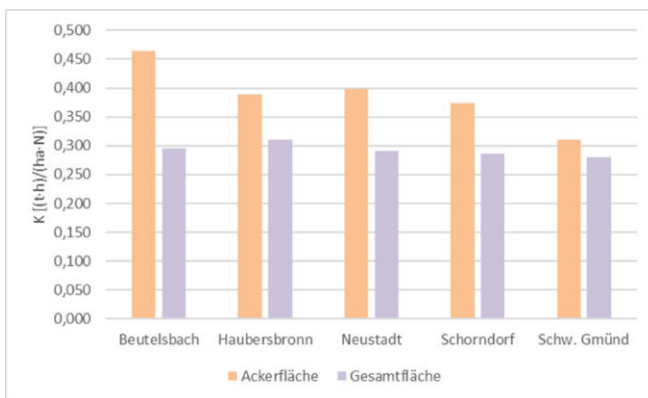


Abbildung 5.17: K-Faktor im Rems-Einzugsgebiet

Den Bodenleitformen in der BÜK200 werden Erodierbarkeitswerte aus der Literatur (AUERSWALD & WAGNER 1984) zugewiesen (vgl. Abbildung A.4). Die mittleren Werte für die Einzugsgebiete zeigt Abbildung 5.17. Der K-Faktor ist hier als sehr unsicher anzusehen, da die BÜK200 nicht für die regionale Betrachtung geeignet ist und (nicht nur hier) Angaben zur Korngröße fehlen.

Für den LS-Faktor wird der Ansatz von MOORE & BURCH (1986b) mit eindimensionaler Abflussrichtung (D8) verwendet. Die erosionswirksame Hanglänge wird mit  $\lambda = 100$  m angesetzt, da diese in Baden-Württemberg meist zwischen 50 m und 150 m variiert und in Ackergebieten Werte von 50 m bis 100 m dominieren (GÜNDRA et al. 1995). Die Beschränkung auf Ackerflächen äußert sich hier in deutlich niedrigeren LS-Werten (vgl. Abbildung 5.18).

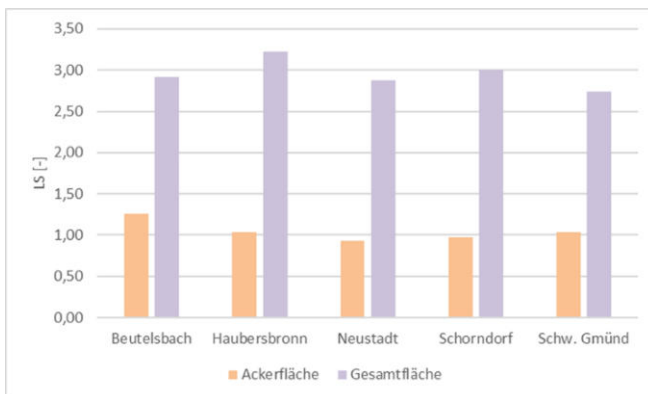
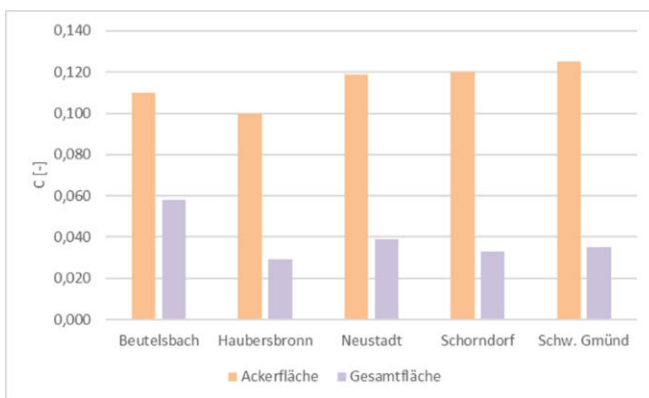


Abbildung 5.18: LS-Faktor im Rems-Einzugsgebiet

Den Landnutzungsklassen (LFU 2002) werden mittlere C-Faktoren zugewiesen, bspw. AUERSWALD & SCHMIDT (1986). Problematisch sind hier Erfassungsmaßstab und Zuweisungsgenauigkeit der Klassifikation sowie fehlende Verortung der Ackerflächen. Bei der Zuweisung werden konventionelle ( $C_{konv}$ ) (vgl. Abbildung 5.19) und konservierende Bearbeitung ( $C_{kons}$ ) berücksichtigt.

Zusätzlich werden flächengewichtet monatliche Bedeckungsgrade gemäß EROSION 3D-Parameterkatalog (MICHAEL 2000) bestimmt. Die resultierenden C-Faktoren sind nach ARNOLD et al. (1998) unrealistisch hoch, nach SHI et al. (2004) hingegen realistisch. Mit dem NDVI einer ETM+-Szene (IMAGE2000) werden sehr hohe mittlere Werte von  $C = 0,407$  (nach VAN DER KNIJFF et al. 1999) bzw.  $C = 0,533$  (nach DE JONG 1994) bestimmt. Aus den prozentualen Ackerfruchtanteilen an der Fläche der Rems-Gemeinden im Jahr 2003 ergibt sich  $C_{konv} = 0,144$ , was gut mit dem Mittelwert von  $C = 0,150$  für Ackerflächen (vgl. MOLINA 1995) übereinstimmt. Für konservierende Bodenbearbeitung wird  $C_{kons} = 0,029$  ermittelt. Mit der Fruchtartenstatistik führt die Beziehung von AUERSWALD (2002a) zum Wert  $C = 0,092$ , der etwas kleiner als  $C_{konv}$  ist.



Die Berechnung des P-Faktors ( $[0,4; 1,0]$ ) erfolgt als  $P_{hik}$  abhängig von der Hangneigung und einer von dieser gesteuerten kritischen Hanglänge ( $HL_k$ ) (SCHWERTMANN et al. 1987) mit einem vereinfachten Ansatz ohne die Furchenhöhe. Für das Rems-Einzugsgebiet (vgl. Abbildung A.7) werden als Mittelwerte  $P_{hik} = 0,89$  für die Gesamt- und für die Ackerfläche  $P_{hik} = 0,75$  bestimmt.

Abbildung 5.19: C-Faktor im Remsgebiet (konventionell)

Der mittlere jährliche Bodenabtrag der ABAG zeigt bei konventioneller Bearbeitung meist Abträge kleiner gleich  $10 \text{ t}/(\text{ha}\cdot\text{a})$  (vgl. Abbildung 5.20). Ausgenommen hiervon sind die an Steillagen gelegenen Weinbauflächen und als Brachflächen klassifizierte Gebiete. Die räumliche Korrelation des berechneten Abtrags mit den einzelnen Faktoren ist nur mäßig ausgeprägt.

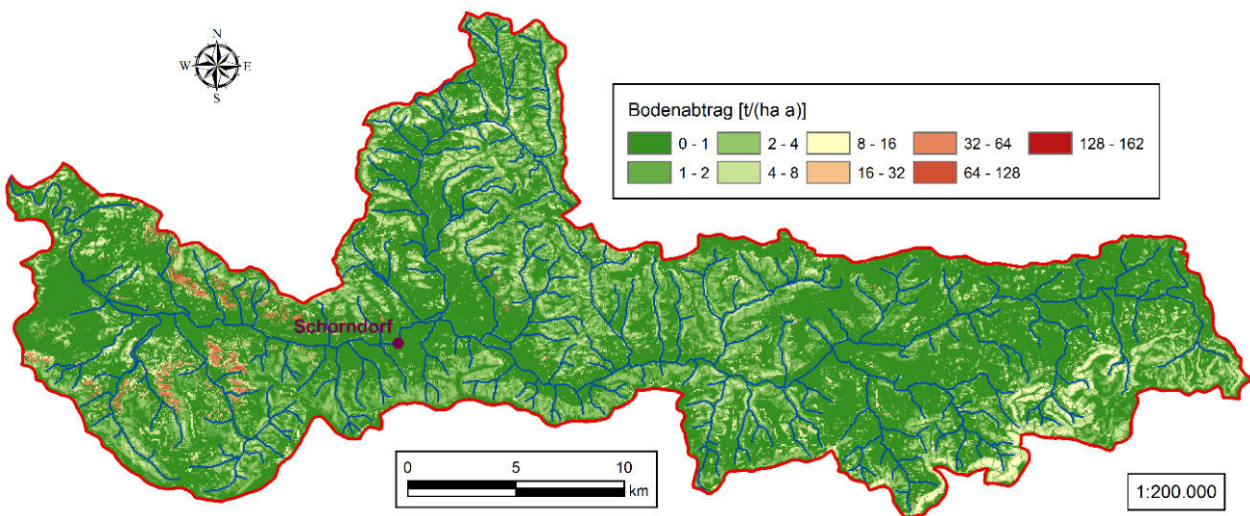


Abbildung 5.20: Mittlerer jährlicher Bodenabtrag im Rems-Einzugsgebiet (konventionelle Bearbeitung)

Der mittlere Bodenabtrag ( $A_{konv}$ ) beträgt im Remsgebiet 2,08 t/(ha·a) mit einer Spanne von 0 bis 162 t/(ha·a), auf Ackerland 2,47 t/(ha·a) im Bereich von 0 bis 138 t/(ha·a) (vgl. Abbildung 5.21). Der Bodenerosionsatlas Baden-Württemberg (GÜNDRA et al. 1995) gibt den mittleren Abtrag von Ackerflächen mit 5,5 t/(ha·a) an. Die erhöhten Abträge der Wein- und Brachflächen treten bei konservierender Bodenbearbeitung räumlich nicht mehr in Erscheinung. AUERSWALD (1992b) gibt für 22 bayerische Einzugsgebiete (7,7–1.587 km<sup>2</sup>) Mittelwerte von 3,0 t/(ha·a) bzw. 8,0 t/(ha·a) auf Ackerland an. Der Bodenerosionsatlas Bayern liefert als Mittelwert aller land- und forstwirtschaftlich genutzten Flächen 1,6 t/(ha·a), bei Ackernutzung den Median 2,4 t/(ha·a) (STUMPF & AUERSWALD 2006). Während Grünland Abträge kleiner als 1 t/(ha·a) zeigt, ist der Bodenabtrag unter Wald etwas höher, da sich dieser oft an steileren Lagen findet.

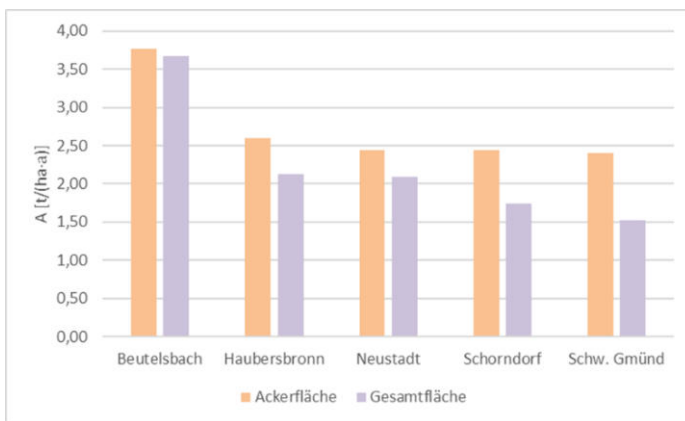


Abbildung 5.21: Mittlerer jährlicher Bodenabtrag der Pegel-Einzugsgebiete (konventionelle Bearbeitung)

Die Abträge unter Wein und Hopfen liegen oft über 10 t/(ha·a). Für Deutschland gibt AUERSWALD (2006) mittlere Abträge von 1–20 t/(ha·a) (Ackerland), < 1 t/(ha·a) (Weideland, Wald) und 60 t/(ha·a) (Hopfen) an. Bei konservierendem Anbau (inkl. Weinbau) reduziert sich der Bodenabtrag im Remsgebiet auf 1,21 bzw. 0,52 t/(ha·a) auf den Ackerflächen (vgl. Abbildung A.8).

Konservierende Bodenbearbeitung würde gemäß der ABAG zu einer Reduktion des Bodenabtrags um 41,7 % (Rems-Einzugsgebiet) bzw. 79,0 % (nur Ackerflächen) führen. Das Abtragsmuster wird auf den Ackerflächen (vgl. Abbildung A.11) stärker vom LS-Faktor beeinflusst als im Gesamtgebiet (vgl. Abbildung A.12), insbes. bei konservierender Bearbeitung. Die Faktoren R, LS und  $P_{hik}$  stehen im Gesamtgebiet in enger Beziehung, nicht aber auf den Ackerflächen.

Der Feststoffliefergrad von AUERSWALD (1992b) beträgt für das Remsgebiet 5,5 % (konventionell). Dies ergibt einen mittleren Austrag von 0,13 t/(ha·a) (konventionell) bzw. 0,11 t/(ha·a) (konservierend). Im Aich-Einzugsgebiet (180 km<sup>2</sup>) mit 50 % Wald, 10 % Siedlung und 40 % Landwirtschaft werden von RAUSCH (1982) Abträge von 0,20 bis 1,70 t/(ha·a) ermittelt. Die Austräge bewegen sich je nach Teilgebiet und Liefergrad zwischen 0,04 und 0,52 t/(ha·a). Im bewaldeten Goldersbach-Einzugsgebiet (75 km<sup>2</sup>) im Schönbuch wird für 1980 ein Austrag von 0,13 t/(ha·a) bestimmt (BEHRINGER 1981). ENGEL (1999) gibt für das Neckar-Einzugsgebiet (bis Pegel Rockenau) einen mittleren jährlichen Sedimentausttrag (1972–1993) von 0,325 t/ha an.

### 5.3 Extremwertstatistik und stochastische Ganglinienerzeugung

Anhand des Abflussscheitels werden mit Stundenwerten das Jahres-, Sommer- und Wintermaximum bestimmt und mit den zugehörigen Größen Abflussvolumen, Anstiegszeit und Speicherkonstante ausgewertet (vgl. Abbildung A.13). Homogenitätstest (Doppelsummenanalyse), Student-t-Test für den Regressionskoeffizienten und Test für „Ausreißer nach oben“ (vgl. DVWK 1999) beurteilen diese. Den empirischen Verteilungen werden die Extremwertverteilung Typ 1 (E1) bzw. Gumbel-Verteilung (GUMBEL 1941), Pearson-III-Verteilung (P3) und zweiparametrische Exponentialverteilung (EP2) mit der *Maximum-Likelihood-Methode* (MLM) und Momentenmethode (MM) angepasst. Für die Gumbel-Verteilung gibt es auch eine Variante mit reduzierter Anpassung (E1 red.). Die Überprüfung der Anpassungsgüte erfolgt hier mit dem Kolmogorov-Smirnoff-Test (KS-Test) (KOLMOGOROV 1933) mit der Signifikanz  $\alpha = 0,05$  (vgl. Abbildung A.14).

Die Homogenität kann auch durch den Wilcoxon-Mann-Whitney-Test (WILCOXON 1945, MANN & WHITNEY 1947) beurteilt werden. Für die Wintermaxima wird am Pegel Schorndorf ( $n = 41$ ) ein signifikanter Trend (Student-t-Test) festgestellt, in Haubersbronn ( $n = 24$ ) und Schwäbisch Gmünd ( $n = 28$ ) aber nicht (Kap. 4.6). Eine Alternative ist der Trendtest nach Mann-Kendall (MANN 1945, KENDALL 1955). Für die saisonalen Maxima können weder „Ausreißer nach oben“ (vgl. DVWK 1999) noch Ausreißer gemäß David-Hartley-Pearson-Test (DAVID et al. 1954) bestätigt werden. Dies trifft auch für Fülle, Anstiegszeit und Speicherkonstante zu. Eine Normalverteilung der Daten ist Voraussetzung für die Ausreißertests nach DAVID et al. (1954), DEAN & DIXON (1951) und GRUBBS (1950, 1969). Hierfür bieten sich Kolmogorov-Smirnoff-Test, Chi-Quadrat-Test (PEARSON 1922) und Shapiro-Wilk-Test (SHAPIRO & WILK 1965) an.

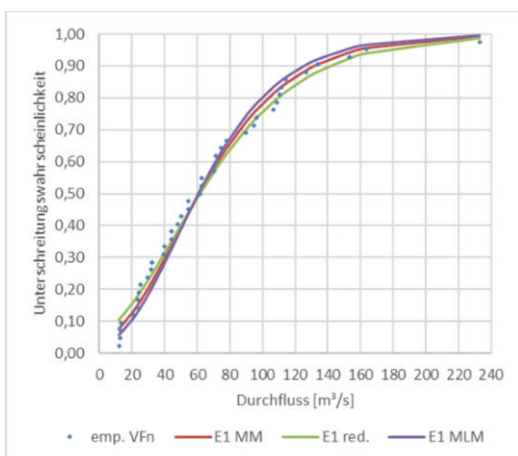


Abbildung 5.22: Verteilungen der Sommermaxima

Abbildung 5.22 zeigt die empirische Verteilungsfunktion (emp. VF) der sommerlichen Abflussscheitel am Pegel Schorndorf (als Stundenwerte) und die jeweils angepassten Gumbel-Verteilungen. Unterschiede ergeben sich hier nur bei sehr niedrigen und sehr hohen Werten. Die Gumbel-Verteilung (mit MM, red., MLM) ist ebenso wie die Pearson-III-Verteilung (mit MM) für die saisonalen Füllen geeignet. Dies gilt am Pegel auch für die Anstiegszeiten und Speicherkonstanten.

Die Hochwasserstatistik für den Pegel Schorndorf ermöglicht durch die zur Verfügung stehende Zeitreihe (1966–2006) verlässliche Aussagen bis zu einer Wiederkehrzeit von ca. 120 Jahren.



Für den Scheitel liefern E1 und P3 gemäß KS-Test stets gute Ergebnisse für Schorndorf, Haubersbronn und Schwäbisch Gmünd. Die Anpassungen der EP2 werden bei Schorndorf für alle saisonalen Maxima verworfen. Im Gegensatz dazu ist bei Haubersbronn die Anpassung der Sommermaxima erfolgreich, bei Schwäbisch Gmünd der Jahres- und Wintermaxima. Bei den Jahresmaxima wird durch E1 (MM) die größte Übereinstimmung zu den LUBW-Angaben (aus einer Regionalisierung) erreicht (vgl. Abbildung 5.23). Hierfür erfolgt gemäß den DVWK-Vorgaben eine Korrektur der Scheitelwerte für Wiederkehrdauern kleiner gleich 5 Jahre.

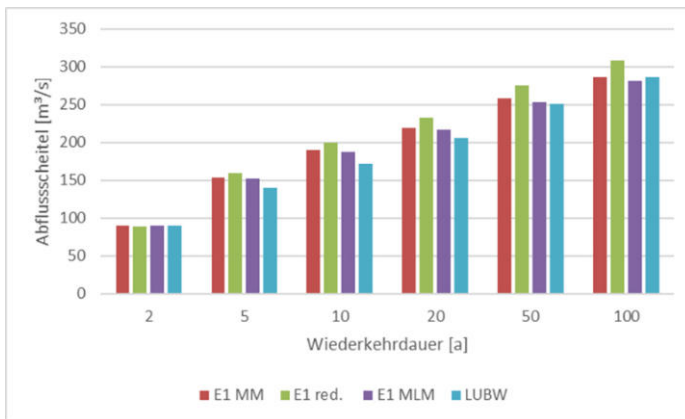


Abbildung 5.23: Statistische Jahresmaxima des Abflussscheitels der Rems am Pegel Schorndorf

Die Scheitelwerte der LUBW zeigen für Baach, Beutelsbach, Haubersbronn und Heubach sowie Neustadt, Schorndorf und Schwäbisch Gmünd eine funktionale Abhängigkeit von der Gebietsfläche. Es bestehen sehr enge Beziehungen zwischen Gebietsgröße und Fülle. Die Daten erlauben nur für Neustadt, Schorndorf, Schwäbisch Gmünd und Haubersbronn statistisch verlässliche Aussagen.

Bei den synthetischen Ganglinien werden der Formparameter ( $m$ ) für den ansteigenden Ast (Koženy-Funktion, vgl. Abbildung A.15) und die Speicherkonstante ( $k$ ) für den absteigenden Ast so gewählt, dass jeweils die Fülle der zu bestimmenden Wiederkehrdauer getroffen wird.

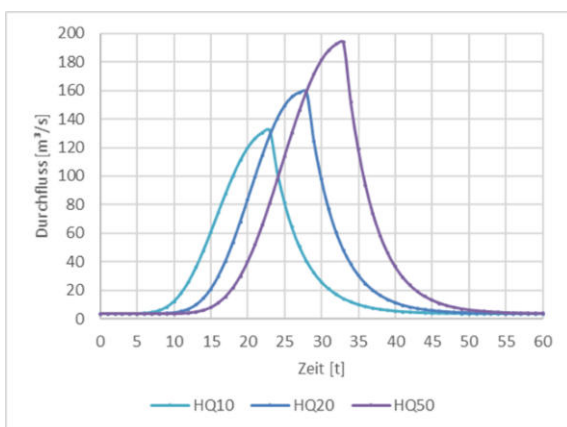


Abbildung 5.24: Synthetische sommerliche Hochwasserganglinien der Rems am Pegel Schorndorf

Hier wirken sich die Variationen der Speicherkonstante stärker auf die Abflussfüllen aus als die der Form. Hinzu kommt das langjährige Mittel des Abflusses im Sommer ( $MQ_s$ ) als Basisabfluss. Abbildung 5.24 zeigt die synthetischen Sommerereignisse für die Wiederkehrdauern 10, 20 und 50 Jahre für die Rems am Pegel Schorndorf. Alle Kenngrößen basieren hier auf der mit der Momentenmethode an die Messungen angepassten Gumbel-Verteilung.

Das Gleichsetzen der Eintrittswahrscheinlichkeiten von Abflussvolumen (Fülle) und -scheitel sowie Anstiegszeit und Speicherkonstante stellt hierbei eine starke Vereinfachung dar.

## 5.4 Ereigniskenngrößen

Die Auswahl der Ereignisse orientiert sich am Abflussscheitel mit einer statistischen Wiederkehrdauer größer gleich zwei Jahre (auf der Basis von Stundenwerten). Diese werden um nicht zu Hochwasser führende (konvektive) Starkniederschläge und langanhaltende (advektive) Niederschläge ergänzt. Es erfolgt anhand von Tageswerten der Lufttemperatur, Niederschlagsart und Schneedecke eine Begrenzung der Auswahl auf von der Schneeschmelze unbeeinflusste Ereignisse. Für die Tageswerte wird zunächst der Beginn als Zeitpunkt vor einem signifikanten Anstieg der Abflussganglinie über dem Basisabfluss als Reaktion auf ein Regenereignis bestimmt. Der vor diesem Zeitpunkt gefallene Niederschlag findet dann Berücksichtigung bei der Vorfeuchte ( $P5$ , VN21, VN30). Das Ende des Abflussereignisses ist der Wendepunkt des auslaufenden Astes der Ganglinie. Beginn und Ende des Direktabflusses werden zur Ermittlung des Direktabflussvolumens mit einer Geraden verbunden (manuelle Ganglinienanalyse). Der in diesem Zeitraum gefallene Niederschlag ist dann der betrachtete Ereignisniederschlag.

Für die automatische Ganglinienseparation bieten sich BFLOW (ARNOLD et al. 1995, ARNOLD & ALLEN 1999) und BFI (WAHL & WAHL 1995) sowie das web-basierte WHAT (LIM et al. 2005) an. BFLOW (*BaseFLOW*) ermöglicht die Anwendung von drei Filtern. BFI (*Base Flow Index*) liefert neben dem Index auch den Basisabfluss. WHAT (*Web based Hydrograph Analysis Tool*) beinhaltet HYSEP (SLOTO & CROUSE 1996), BFLOW und die Methode von ECKHARDT (2005). Bestimmtes Abflussvolumen und gemessener Abflussscheitel dienen der Evaluation der hydrologischen Modellansätze mit den Gütemaßen mittlerer Fehler (ME), RMSE (*Root Mean Square Error*), Korrelation ( $r$ ) und Nash-Sutcliffe-Effizienz (NS  $E_j$ ) (NASH & SUTCLIFFE 1970).

Ereignisniederschlag ( $N_e$  [mm]) und Vorfeuchteindikatoren ( $P5$ , VN21 und VN30 [mm]) an den Niederschlagsstationen werden mit dem IDW-Verfahren auf das erweiterte Einzugsgebiet interpoliert. Die Fehlermaße MRE (*Mean Relative Error*) und MARE (*Mean Absolut Relative Error*) erlauben eine Beurteilung der Interpolationsgüte. Mit  $P5$  wird in Abhängigkeit von der Jahreszeit nach DVWK (1984a) der aktuelle Bodenfeuchtezustand (AMC) und der CN-Wert für das SCS-CN-Verfahren ermittelt. Aus den Messwerten von  $N_e$  und  $Q_D$  können aktuelle CN-Werte ( $CN_e$ ) (vgl. HAWKINS 1973) (Kap. 3.6.2) bestimmt und zur Verifizierung eingesetzt werden.

Von 26 Ereignissen am Pegel Schorndorf werden 19 als von der Schneeschmelze unbeeinflusst eingestuft. Das Datum in Tabelle 19 (Anhang) bezieht sich dabei auf den Zeitpunkt der Abflussscheitel der Stundenwerte. Die weiteren Angaben basieren auf den Tageswerten von Niederschlag und Abfluss. So gibt GWL die Großwetterlage der DWD-Klassifikation (DITTMANN et al. 1995) am Tag mit der höchsten Niederschlagsmenge im Ereignis an. Hier überwiegen deutlich

westliche (NW, SW) Anströmrichtungen, die sich weiter in Zirkulationsform (zyklonal Z, anti-zyklonal A) in den Höhenbereichen von 950 hPa und 500 hPa sowie im Feuchtegehalt (feucht F, trocken T) unterscheiden. XX steht für nicht definiert, d. h. mit uneinheitlichen Anströmrichtungen. Nur am 04.06.1992 lag mit SOZZF eine südöstliche (SO) Anströmung vor. Die ergiebigen Niederschläge der Westlage zyklonal (Wz) (vgl. GERSTENGARBE et al. 1999) mit raschem Durchzug einzelner Tiefausläufer verursachten die Hochwasser im Rheingebiet im Februar 1990 (LFU 1991), Dezember 1993 (ENGEL 1994, LFU 1994), Januar 1995 (ENGEL 1995) und Februar 1997 (CASPARY 2001). Die durch vorherige Niederschläge und Schneeschmelze wassergesättigten Böden bedingten extrem hohe Abflussbeiwerte. Dies trifft ebenso auf das Hochwasser im Mai 1999 an Donau und Bodensee (vgl. FUCHS et al. 2000) zu. Hier beschränkte sich die Schneeschmelze auf alpine Höhenlagen. Somit werden die Hochwasser im Februar 1990 (> HQ20) und 1999 (HQ10), Dezember 2001 (HQ2–HQ5) sowie Januar 1995, Dezember 1999 und Januar 2000 (alle HQ2) von den weiteren Untersuchungen ausgeschlossen. Die im Winter vorherrschenden gesättigten Bodenverhältnisse führten auch im Februar 1997 (HQ2), März 2000 (HQ2–HQ5) und März 2001 (HQ2) zu Hochwasser. Im März 2002 verursachten langanhaltende Starkniederschläge auf bereits wassergesättigten Böden ein Extremereignis mit der statistischen Wiederkehrdauer von ca. 100 Jahren. Auffällig waren dabei die nur sehr geringen Niederschläge vor dem eigentlichen Ereignis (vgl. Abbildung 5.25).

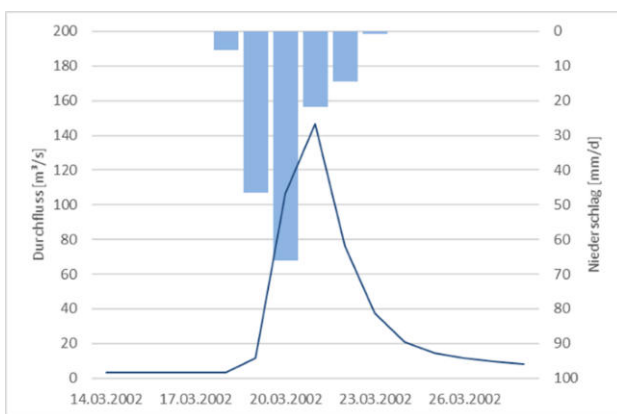


Abbildung 5.25: Das Märzhochwasser 2002 der Rems am Pegel Schorndorf (Tageswerte)

Der am Pegel Schorndorf gemessene Höchstwasserstand von 5,12 m wurde beim Hochwasser im Januar 2011 mit 5,23 m noch übertroffen (MUKE 2011). Da dieser jedoch durch den Rückstau des HRB Winterbach beeinflusst wurde, ist eine direkte Umrechnung in den Abfluss nicht möglich. Für den Pegel Schwäbisch Gmünd wurde ein HQ5 ermittelt, für die Wieslauf bei Haubersbronn größer HQ50 und für die Rems am Pegel Neustadt größer HQ10.

In Schwäbisch Gmünd gab es im Januar 2015 ein weiteres Schneeschmelzereignis (HQ50). Das Weihnachtshochwasser 1993 wurde durch eine langanhaltende Wz-Lage (08.–24.12.1993) verursacht (CASPARY & BÁRDOSSY 1995). Der Scheitel am 21.12.1993 war am Pegel Schorndorf ein HQ5 bis HQ10 (vgl. Abbildung 5.26). Anfang Dezember baute sich im Mittelgebirge eine Schneedecke auf, die durch einen Warmlufteinbruch mit Regen am 16. und 17.12.1993 schmolz.

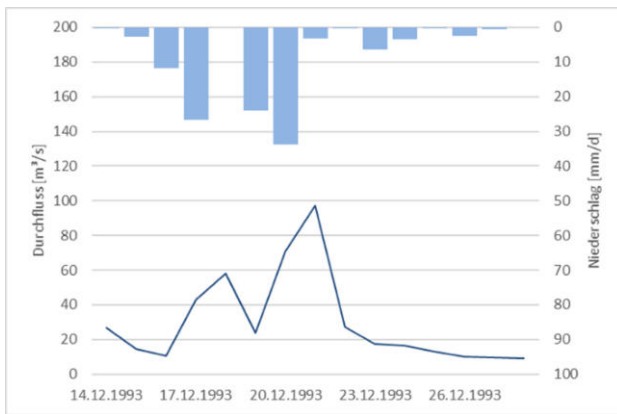


Abbildung 5.26: Das Weihnachtshochwasser 1993 der Rems am Pegel Schorndorf (Tageswerte)

Nach einer Regenpause fielen ab dem 19.12. weiter hohe Niederschläge auf bereits gesättigte Böden und verursachten den hohen Abflussscheitel. Die teils durch Schneeschmelze bedingte Sättigung war auch beim Hochwasser im Februar 2002 an der Rems von Bedeutung. Am Pegel Schorndorf wurde ein HQ2 erfasst. Im Januar 2004 führte die durch Schneeschmelze bedingte Sättigung mit den Sturmteiefs Gerda und Hanne zu einem HQ10.

Ein Mittelmeertief führte am 12. und 13. April 1994 feuchtwarme Luft nach Mitteleuropa, die ergiebigen Regen verursachte (LFU 1996). Das Hochwasser beschränkte sich auf die Gebiete von Neckar und Tauber. Der schnelle An- und Abstieg der Welle zeigt sich auch an der Rems in Schorndorf (HQ40) (vgl. Abbildung 5.27). Im Gegensatz zum Dezember 1993 war es durch Starkniederschläge kürzerer Dauer geprägt, die der Boden nicht mehr aufnehmen konnte.

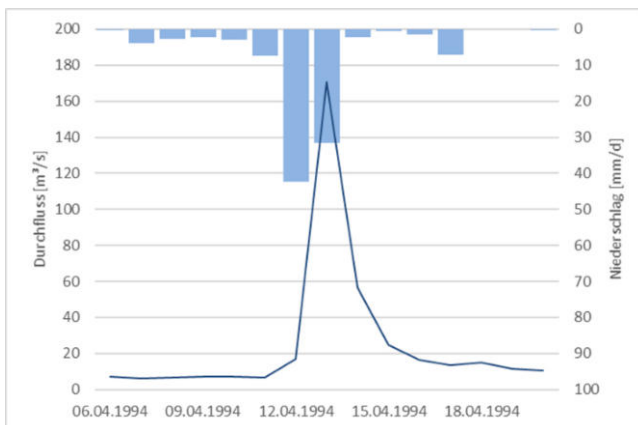


Abbildung 5.27: Das Aprilhochwasser 1994 der Rems am Pegel Schorndorf (Tageswerte)

Räumliche Begrenztheit, kurze Dauer und hohe Intensitäten sind ebenfalls typisch für sommerliche Starkniederschläge. Diese traten im Rems-Einzugsgebiet im Juni 1991, 1992 und 1997 oder Juli 1994 und 1996 (vgl. Tabelle 19, Anhang) auf, führten aber nicht zu nennenswerten Abflüssen. Im Juni 2013 (übergebietliches Hochwasser) und im Mai 2016 (Sturzflut Schwäbisch Gmünd) wurden größere Ereignisse beobachtet.

Langanhaltende, großräumige Niederschläge bei wassergesättigten Böden lösen oft im Herbst Hochwasser aus, so z. B. im Oktober 1998 und November 2002. Das Hochwasser im Oktober und November 1998 wurde durch teils extreme Niederschläge ausgelöst, die zumeist am 28. und 29.10.1998 fielen (vgl. Abbildung 5.28). Die vorherigen erhöhten Niederschläge im September und Oktober bedingten eine Sättigung des Bodens (LFU 2000b). Diese führte mit Starkniederschlag auch im Remsgebiet zu einem Hochwasser, so ein HQ40 am Pegel Schorndorf.

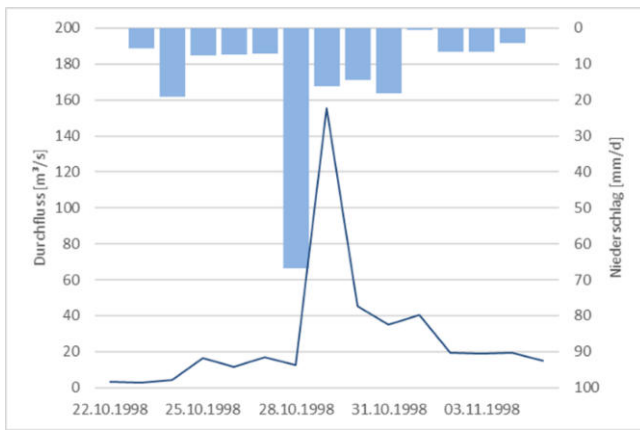


Abbildung 5.28: Das Herbsthochwasser 1998 der Rems am Pegel Schorndorf (Tageswerte)

Das Abflussvolumen umfasst Werte von 2,9 bis 68,8 mm ( $\varnothing$  21,7 mm). Die gemessenen Abflussscheitel betragen in stündlicher Auflösung 7,1 bis 268 m<sup>3</sup>/s, in täglicher Erfassung 6,2 bis 171 m<sup>3</sup>/s. Zwischen beiden Größen besteht ein sehr enger Zusammenhang ( $r = 0,955$ ). Abflussvolumen und -scheitel stehen sowohl als Stundenwerte ( $r = 0,968$ ) als auch Tageswerte ( $r = 0,942$ ) in sehr enger Beziehung.

Der Ereignisniederschlag steht auf Tageswertbasis (40,4–139 mm, Mittel 69,6 mm) in enger Beziehung zu Abflussvolumen ( $r = 0,828$ ) und -scheitel ( $r = 0,758$ ). Dies gilt mit  $r = 0,848$  ( $Q_D$ ) bzw.  $r = 0,823$  ( $q_p$ ) auch für den Abflussbeiwert ( $\psi$ ) (vgl. Tabelle 11), der im Bereich von 0,05 bis 0,50 um das Mittel 0,29 schwankt. Nimmt man eine exponentielle Zunahme mit dem Abflussbeiwert an, ergeben sich als Korrelation  $r = 0,953$  ( $Q_D$ ) bzw.  $r = 0,940$  ( $q_p$ ). Abbildung 5.29 zeigt den logarithmischen Zusammenhang ( $r^2 = 0,909$ ) zwischen Abflussvolumen und -beiwert.

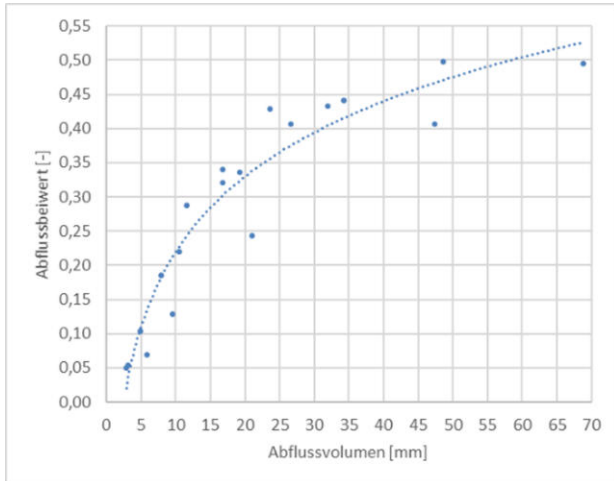


Abbildung 5.29: Beziehung zwischen Abflussvolumen und -beiwert am Pegel Schorndorf

Hierbei ergeben sich die höchsten Abflussbeiwerte bei Ereignissen im Winter, so z. B. im April 1994 ( $\psi = 0,50$ ), März 2002 ( $\psi = 0,49$ ) oder Januar 2004 ( $\psi = 0,44$ ) (vgl. Tabelle 19, Anhang). Die aufgrund des direkten Einflusses der Schneeschmelze ausgeschlossenen Hochwasser im Februar 1990 ( $\psi = 0,47$ ) und 1999 ( $\psi = 0,55$ ), Januar 1995 ( $\psi = 0,44$ ) und 2000 ( $\psi = 0,60$ ) sowie Dezember 2001 ( $\psi = 0,57$ ) weisen teils höhere Werte auf. Bei hohen Abflüssen sind die Abflussbeiwerte viel variabler.

SUI (1998) betrachtet Ereignisse ( $n = 25$ ) mit Abflussbeiwerten kleiner als 0,4 im Einzugsgebiet der nördlichen Donau (4 Pegel) in Bayern als unbeeinflusst von der Schneeschmelze. Ereignisse im Sommerhalbjahr weisen die geringsten Werte auf, so im Juni 1991 ( $\psi = 0,05$ ) und 1997 ( $\psi = 0,07$ ) sowie Oktober 2003 ( $\psi = 0,05$ ). Einen Ausreißer stellt das Ereignis im Juli 1996 ( $\psi = 0,24$ ) dar, verursacht durch hohe Niederschläge zuvor. Ähnliche Werte wurden im Sommer sonst nur für den Mai mit  $\psi = 0,19$  (2004),  $\psi = 0,22$  (1999) und  $\psi = 0,29$  (2002) ermittelt.

Tabelle 11: Beziehungen zwischen den Ereigniskenngrößen der Rems für den Pegel Schorndorf

Korrelation r	$N_e$ [mm]	P5 [mm]	VN21 [mm]	VN30 [mm]	$\Psi$ [-]	$CN_e$ [-]	FFC [-]
$q_p$ [m <sup>3</sup> /s] ([h])	0,752	0,183	0,226	0,359	0,873	0,432	0,689
$q_p$ [m <sup>3</sup> /s] ([d])	0,758	0,230	0,251	0,368	0,823	0,365	0,588
$Q_D$ [mm]	0,828	0,117	0,167	0,300	0,848	0,347	0,549

Der Zusammenhang von Abflussvolumen und -scheitel zu den Vorfeuchteindikatoren (VN21, VN30, P5) ist gering ausgeprägt, zu  $CN_e$  mäßig (vgl. Tabelle 11). Es bestehen ein enger Zusammenhang mit dem Niederschlag ( $N_e$ ) und ein schwacher zur Anfangsbodenfeuchte. Die Anfangsbodenfeuchte als Anteil an der Feldkapazität (FFC) wird kontinuierlich (1990–2005) als Gebietsmittel berechnet (vgl. DVWK 1984b) (Kap. 5.1). Eine Beeinflussung von Abflussbeiwert und Kurvennummer durch P5 wird nicht beobachtet. Die Größen stehen in enger Beziehung ( $r = 0,753$ ). Schwächer ausgeprägt ist die Beziehung vom Abflussbeiwert zu VN21 ( $r = 0,391$ ) und VN30 ( $r = 0,521$ ). Die Beziehung der Bodenfeuchte zu den Abflussparametern ist deutlich stärker als bei den Indikatoren für die Vorfeuchte und die berechneten  $CN_e$ -Werte.

P5 umfasst Werte von 0 bis 46,6 mm ( $\emptyset$  18,1 mm); in der Vegetationsperiode wird somit nie AMC III erreicht, in der übrigen Zeit nur im Dezember 1993 und November 2002 (vgl. Tabelle 19, Anhang). Kein oder zu vernachlässigender Niederschlag in den fünf Tagen vor Ereignisbeginn wird im Februar 1997 und März 2002 beobachtet. Die Vorfeuchten der Stationen ( $n = 49$ ) zeigen eine Höhenabhängigkeit von  $-0,38$  bis  $0,62$ . Betrachtet man nur die Westlagen, so erhöht sich der Mittelwert von  $0,14$  auf  $0,23$ . VN21 streut im Bereich von  $2,6$  bis  $52,3$  mm ( $\emptyset$  20,4 mm), VN30 von  $10,0$  bis  $74,3$  mm ( $\emptyset$  33,3 mm). FFC als Ergebnis von Bodenfeuchtebilanzierung und -disaggregation schwankt für den Pegel Schorndorf zwischen  $0,40$  und  $1,00$  um das Mittel  $0,83$  (Median  $0,95$ ). Vier der Ereignisse, vornehmlich im Sommer, weisen gemäß FFC sehr geringe Bodenfeuchten zu Beginn auf: Juni 1991 ( $0,41$ ), Juli 1994 ( $0,42$ ), Juni 1997 ( $0,47$ ) und Oktober 2003 ( $0,40$ ). Alle anderen Ereignisse zeigen zu Beginn FFC-Werte von mindestens  $0,70$ .

Als Höchstwerte wurden am 28.10.1998 und 20.03.2002 Tageswerte des Niederschlags von  $66,9$  mm bzw.  $66,1$  mm erfasst, die Starkniederschläge nach WUSSOW (1922) sind. Die Regionalisierung der KOSTRA-Angaben für einen 24-Stunden-Niederschlag mit der NiedSim-Methodik (vgl. BÁRDOSSY 1998, BÁRDOSSY et al. 2000, BROMMUNDT 2008, LUBW 2008b) in Form von *External Drift Kriging* (vgl. AHMED & DE MARSILY 1987) ergibt für das Einzugsgebiet des Pegels Schorndorf die Schwellenwerte  $60,7$  mm ( $T_a = 5$  a) bzw.  $67,8$  mm ( $T_a = 10$  a). Die Gesamtsumme ( $N_e$ ) für fünf der Ereignisse ( $\emptyset$  69,6 mm) ist geringer als  $50$  mm (vgl. Tabelle 19, Anhang), was als Mindestmenge für eine sinnvolle Anwendung des SCS-CN-Verfahrens in humiden Einzugsgebieten in Mitteleuropa angesehen wird.



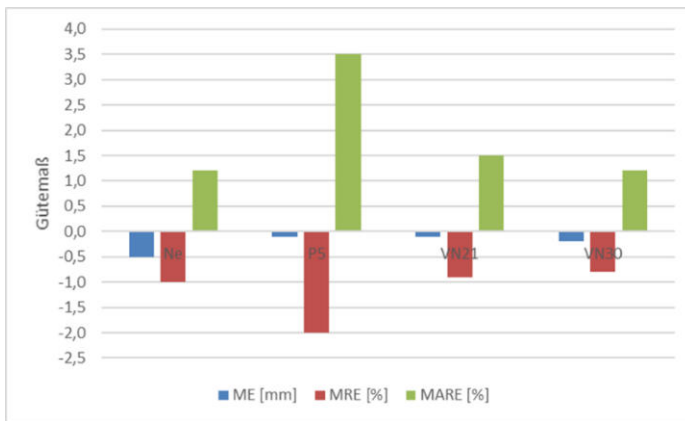


Abbildung 5.30: Gütemaße der IDW-Interpolation für die Ereignisgrößen auf Basis der Kreuzvalidierung

Die Güte der IDW-Interpolation für die Ereignissummen und -vorfeuchten (mit Kreuzvalidierung) zeigt Abbildung 5.30. Die Gütemaße für Ereignissumme und VN21 sind hier ähnlich, für P5 durch geringere Werte mit größeren prozentualen Abweichungen. Die Größenordnung der Messwerte wirkt sich mit 13,9 mm ( $N_e$ ), 5,4 mm (P5), 3,9 mm (VN21) und 5,3 mm (VN30) auch auf den RMSE aus.

Der Ereignisniederschlag besitzt an den betrachteten Niederschlagsstationen ( $n = 49$ ) eine Höhenabhängigkeit im Bereich von  $-0,08$  bis  $0,78$ . Betrachtet man nur die bereits betonten Westlagen, so erhöht sich die mittlere Höhenabhängigkeit geringfügig von  $r = 0,43$  auf  $r = 0,47$ .

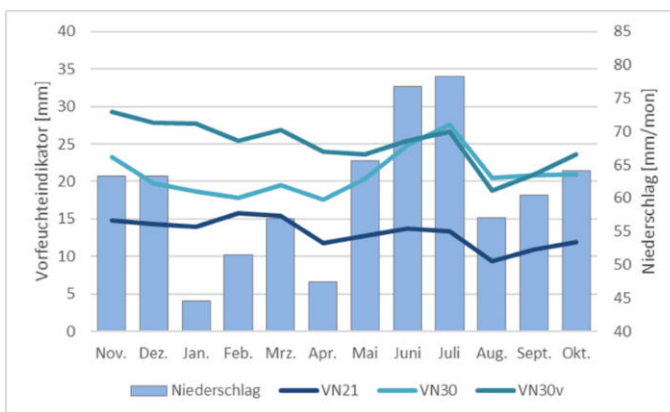


Abbildung 5.31: Monatsmittel (1990–2005) der Indikatoren für die Vorfeuchte im Rems-Einzugsgebiet

Die mittlere Vorfeuchte VN30 zeigt im hydrologischen Jahr eine ausgeprägte Abhängigkeit vom mittleren Monatsniederschlag (vgl. Abbildung 5.31). Die Korrektur mit der täglichen Lufttemperatur resultiert im Indikator VN30v (Kap. 3.6.2.4), der dies nicht zeigt. Das gilt ebenso für das langjährige Monatsmittel (1990–2005) der Vorfeuchte VN21 (ohne vereinfachte Berücksichtigung der Verdunstung).

Auf Stundenwertbasis fallen die Ereignisniederschläge für den Pegel Schorndorf mit 7,7 mm bis 59,9 mm ( $\bar{\sigma} 32,7$  mm) deutlich geringer als bei den Tageswerten aus. Die maximale 30-minütige Intensität ( $I_{30}$ ) im Bereich von 1,03 mm/h bis 12,3 mm/h besitzt einen mittleren Wert von 4,31 mm/h. Das Verhältnis beider Größen ( $r = 0,639$ ) ergibt den im Mittel 0,072 betragenden Parameter ( $\alpha_{0,5}$ ) für EPIC. Die untersuchten Niederschlagsereignisse dauern im Einzugsgebiet mit 11,0 h bis 55,0 h durchschnittlich 24,0 h. Tabelle 20 im Anhang listet diese Größen auf.

Die Ganglinienanalyse am Pegel Schorndorf liefert für die Kenngrößen Mittelwerte von 14,0 h (Anstiegszeit) und 21,0 h (Scheitelbildungszeit) sowie 8,9 h (Konzentrationszeit). Verwendet man die Messwerte von Abflussscheitel und -volumen sowie die Konzentrationszeit für den

Parameter  $\alpha$ , ergibt sich 0,857 als Mittelwert. Die genannten Größen weisen keinen signifikanten Zusammenhang zum Abflussscheitel auf. Die Abflussdauer steht aber in enger Beziehung zu Anstiegszeit ( $r = 0,866$ ) und Niederschlagsdauer ( $r = 0,738$ ). Die Einzelwerte für die Ereignisse sind ebenfalls im Anhang (vgl. Tabelle 20) aufgeführt. Problematisch ist hier die geringe Anzahl an Niederschlagsstationen mit stündlicher Auflösung im Rems-Einzugsgebiet und so auch für den Pegel Schorndorf. Für die abgeleiteten Niederschlagsparameter können daher oft nur wenige Stationen im Einzugsgebiet berücksichtigt werden oder es muss ein Mittelwert über alle Stationen (Stationsmittel) gebildet werden. Entsprechend sind die Parameter mit großen Unsicherheiten behaftet und es sind Abweichungen in den angegebenen Parameterwerten möglich.

## 5.5 Abflussmodellierung

### 5.5.1 Abflussvolumen

Die Vergabe der CN2-Werte für die SCS-CN-Varianten erfolgt für die Landnutzung der Jahre 1993 und 2000 sowie die Bodenart der BÜK200. Die CN2-Werte werden entsprechend der Ereignisvorfeuchte (hier:  $P5$ ) und der gewählten Variante modifiziert. Bei den US-amerikanischen SCS-CN-Varianten als Blockmodell sind die Unterschiede der Verlustverhältnisse ( $\lambda$ ) in Bezug auf  $NS E_j$  und  $ME$  deutlich zu erkennen (vgl. Tabelle 21, Anhang). SCS-CN erreicht bereits mit  $\lambda = 0,05$  zufrieden stellende Ergebnisse ( $NS E_j > 0,50$ ) (vgl. MORIASI et al. 2007), CREAMS erst mit  $\lambda = 0,03$  und EPIC gar nicht. Die Schätzung erfolgt für SCS-CN flächengewichtet und somit theoretisch exakt, bei CREAMS und EPIC hingegen nur mit dem CN-Gebietsmittel. Das urspr. Verfahren schneidet aber auch ohne Flächengewichtung besser ab. Mit abnehmendem Verlustverhältnis werden die MRE deutlich geringer. Hohe MRE resultieren meist aus der starken Überschätzung von Ereignissen, die trotz großer Niederschlagsmengen nur geringe Abflüsse ( $Q_D < 10$  mm) erzeugen. Die CN-Anpassung für das Verlustverhältnis  $\lambda = 0,05$  gemäß den Empfehlungen von HAWKINS et al. (2002) ergibt hier keine Verbesserung.

Da  $P5$  als Vorfeuchteindikator für eine verlässliche Abflussschätzung nicht ausreichend ist, wird die Anfangsbodenfeuchte durch Bilanzierung des Wasserhaushalts (Kap. 5.1) bestimmt. Der Anteil an der Feldkapazität (FFC) stellt die Grundlage für die aktuelle Retention ( $S$ ) dar (Kap. 3.6.2.2). Mit dem urspr. Verlustverhältnis von  $\lambda = 0,20$  haben die EPIC-Schätzungen am Pegel Schorndorf mit  $r = 0,969$  und  $NS E_j = 0,845$  eine deutlich höhere Güte, was durch die Fehlermaße  $ME = -2,8$  mm,  $MRE = -7,5$  % und  $RMSE = 6,9$  mm bestätigt wird. Die leichte Überschätzung illustriert Abbildung 5.33; die Schätzungen nach SCS-CN mit  $P5$  zeigt Abbildung 5.32.



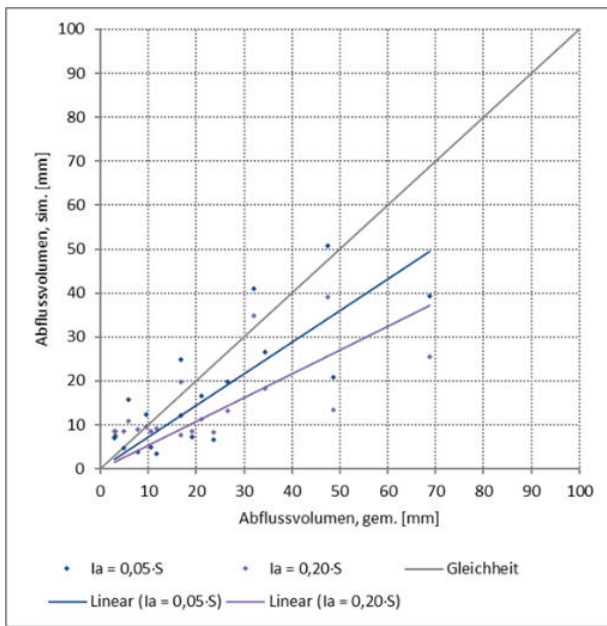


Abbildung 5.32: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – SCS-CN (ohne Bodenfeuchte)

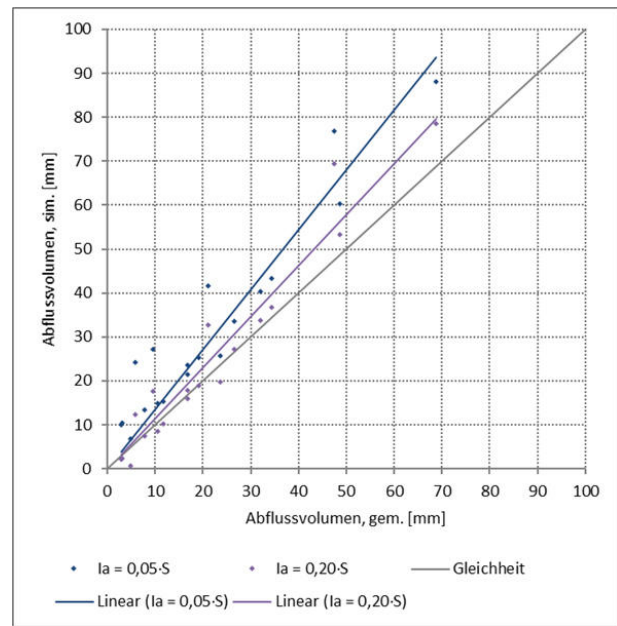


Abbildung 5.33: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – EPIC (mit Bodenfeuchte)

Die Anfangsbodenfeuchte stellt auch die Grundlage für den Ansatz der variablen Sättigungsflächen (Kap. 3.6.2.6) dar. Für das CN-VSA genannte Modellkonzept (STEENHUIS et al. 1995) wird zunächst die Beziehung zwischen Effektivniederschlag ( $P_e$ ) und Abflussvolumen ( $Q_D$ ) betrachtet ( $R^2 = 0,999$ ; vgl. Abbildung 5.34), um daraus den mittleren Speicher ( $S$ ) im Einzugsgebiet zu bestimmen. Aus den Messwerten ergibt sich  $S = 79,5$  mm. Mit dem anhand der Bodenfeuchte bestimmten Anfangsverlust ( $I_a$ ) kann für die Ereignisse der Effektivniederschlag und die beiträgende Fläche ( $A_f$ ) (vgl. Abbildung 5.35) berechnet werden.

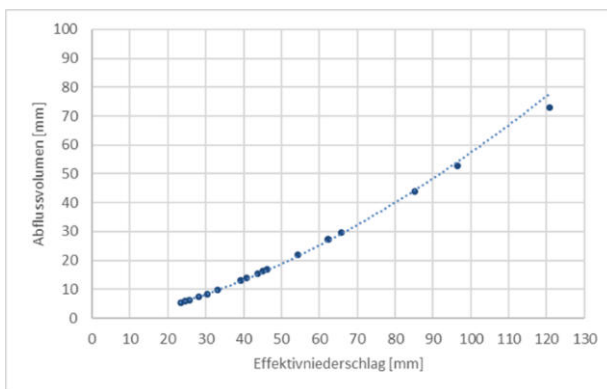


Abbildung 5.34: Effektivniederschlag und Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf

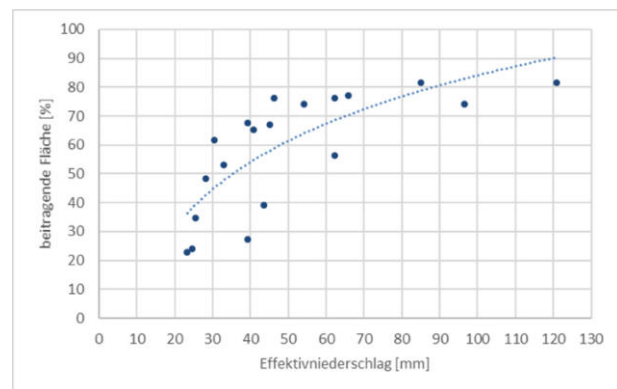


Abbildung 5.35: Effektivniederschlag und beiträgende Fläche für den Pegel Schorndorf

Die Eignung des ursprünglichen SCS-CN-Ansatzes (RALLISON 1980) wird für die Messwerte mit den Gütemaßen  $r = 0,969$  und  $NS E_j = 0,937$  bestätigt. Mit dem optimierten Speicher ergeben sich für CN-VSA nur  $r = 0,864$  und  $NS E_j = 0,453$ , mit dem mittleren Modellwert ( $S = 88,4$  mm) jedoch bessere Ergebnisse (vgl. Tabelle 12). Die in VSLF umgesetzte Modifikation ( $I_a = 0,20 \cdot S$ )

ergibt eine noch höhere Schätzgüte. Der prozentuale Anteil der Sättigungsflächen ( $A_f$ ) ist dabei in den Pegel-Einzugsgebieten nach VSLF generell deutlich kleiner als nach CN-VSA.

Aus den verknüpften Summenfunktionen von  $A_f$  und den topografischen Indizes (TI, STI, ETI) kann der Schwellenwert für die Sättigungsflächen eines Ereignisses ermittelt werden. Dieser ist die Grundlage für den zu berücksichtigenden Niederschlag. Die Abflussschätzungen besitzen eine teils höhere Güte (vgl. Tabelle 22, Anhang) als diejenigen ohne Einbeziehung eines topografischen Index (vgl. Tabelle 12). Mit TI (vgl. Abbildung A.16) und STI als topografischen Index werden nahezu identische Gütemaße wie ohne Berücksichtigung des topografischen Index erreicht. Deutlich besser schneidet hier die Verwendung des ETI (vgl. Abbildung A.17) ab, bestätigt durch die Gütemaße  $NS E_j = 0,636$  (CN-VSA) bzw.  $NS E_j = 0,906$  (VSLF). Mit CN-VSA wird die mittlere prozentuale Abweichung auf  $-65,6\%$  reduziert, bei VSLF hingegen auf  $21,8\%$  erhöht. Beide Varianten verringern mit dem ETI als topografischen Index den RMSE ( $RMSE = 10,5$  bzw.  $RMSE = 5,3$  mm).

Tabelle 12: Gütemaße der Blockmodelle für variable Sättigungsflächen für den Pegel Schorndorf (a)

Verfahren	$\varnothing S$ [mm]	$\varnothing A_f$ [%]	ME [mm]	MRE [%]	RMSE [mm]	r [-]	NS $E_j$ [-]
CN-VSA	88,4	63,1	-6,8	-88,7	11,6	0,865	0,556
VSLF	94,4	56,6	-1,3	5,8	5,9	0,971	0,884

Tabelle 13 zeigt die Anpassungen von SCS-CN an deutsche Verhältnisse durch KLEEBERG & ØVERLAND (1989), ZAISS (1989) und LUTZ (1984). Nach KLEEBERG & ØVERLAND (1989) wird mit den von der aktuellen Vorfeuchte (VN30) abhängigen  $CN_{bf}$  bereits unkalibriert eine gute Schätzung erreicht. Diese erfolgt jedoch nicht erwartungstreu (vgl. Abbildung A.18), sondern mit mäßiger Überschätzung. Gemäß dem MRE wird nach ZAISS (1989) eine unverzerrte Schätzung erhalten (vgl. Abbildung A.19), die aber nur eine zufrieden stellende Effizienz aufweist. Mit dem Vorfeuchteindikator VN21 wird hier der Anfangsverlust angepasst.

Tabelle 13: Gütemaße der Blockmodelle für das Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf ( $n = 19$ ) (a)

Verfahren	$\lambda$ [-]	ME [mm]	MRE [%]	RMSE [mm]	r [-]	NS $E_j$ [-]
KLEEBERG & ØVERLAND (1989)	0,10	1,50	-27,8	9,00	0,862	0,735
ZAISS (1989)	0,05	4,90	1,30	12,1	0,771	0,516
LUTZ (1984)		0,60	-49,5	7,80	0,912	0,801

Mit dem Lutz-Verfahren werden bereits unkalibriert sehr gute Ergebnisse (vgl. Abbildung 5.36) erzielt, wenngleich mit starker Überschätzung. Ohne die drei größten Überschätzungen ergäbe sich ein MRE von  $1,8\%$ . Die Ereignisvorfeuchte wird hier durch die Basisabflussspende des Pegel-Einzugsgebiets beschrieben, berechnet aus dem (gemessenen) Abfluss zu Ereignisbeginn.

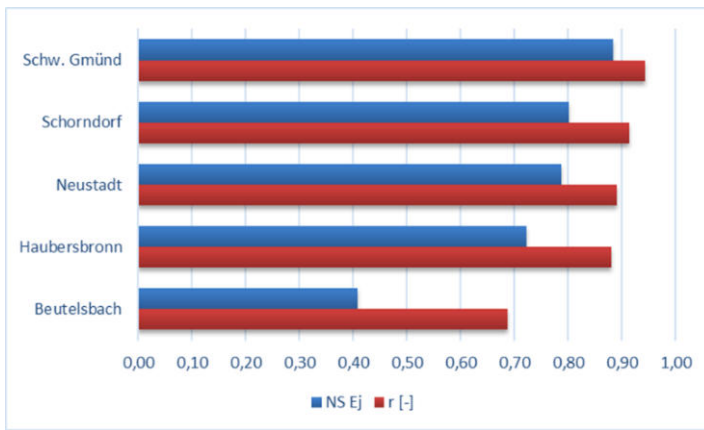


Abbildung 5.36: Gütemaße für das Abflussvolumen im Rems-Einzugsgebiet – Lutz-Verfahren

Dieser stimmt im Ereignismittel gut mit dem mittleren Abfluss (MQ) an den betrachteten Pegeln überein. Verglichen mit den anderen deutschen SCS-CN-Varianten sind die Schätzergebnisse für die Pegel-Einzugsgebiete von ähnlicher Güte (vgl. Abbildung 5.36). Ausgenommen hiervon ist das vergleichsweise kleine Einzugsgebiet ( $A_E = 29,6 \text{ km}^2$ ) des Pegels Beutelsbach (Bad).

Die Kalibrierung der US-amerikanischen SCS-CN-Blockmodelle erfolgt durch Optimierung der urspr. CN-Werte ( $40 \leq CN \leq 100$ ;  $\lambda = 0,20$ ) mit der Nash-Sutcliffe-Effizienz als Zielgröße. Erwartungsgemäß werden nahezu identische Ergebnisse erzielt (vgl. Tabelle 23, Anhang), die nicht das Optimum erreichen. Die CN-Optimierung trifft mit  $\bar{\varnothing} 59,7$  (SCS-CN) nicht die aus Niederschlag und Abfluss bestimmten  $CN_e$ -Werte ( $\bar{\varnothing} 74,3$ ). Die aus der Vorfeuchte ( $P5$ ) geschätzten CN als Startwerte der Optimierung betragen im Mittel 51,5. Hervorzuheben ist die Bedeutung der Startwerte, da bei iterativem Vorgehen (variable Startwerte) noch bessere Schätzungen erzielt werden können. Dies wird aber nicht weiterverfolgt, da nur die generelle Eignung gezeigt werden soll. Mit der Anfangsbodenfeuchte (EPIC, VSA) ergeben sich bereits sehr gute Schätzungen (CN  $\bar{\varnothing} 74,3$ ), so dass eine Kalibrierung nicht erforderlich ist. Um die Bodenfeuchte und somit den Gebietspeicher zu beeinflussen, könnte bspw. die Durchwurzelungstiefe variiert werden.

Tabelle 14: Gütemaße der kalibrierten Blockmodelle für das Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf (a)

Verfahren	ME [mm]	MRE [%]	RMSE [mm]	r [-]	NS E <sub>j</sub> [-]
KLEEBERG & ØVERLAND (1989)	0,00	0,00	0,00	1,00	1,00
ZAISS (1989)	-0,60	-14,7	1,70	0,996	0,990
LUTZ (1984)	-1,00	-61,5	7,50	0,912	0,814

Die CN-Kalibrierung führt nach KLEEBERG & ØVERLAND (1989) zu vollkommener Übereinstimmung (vgl. Tabelle 14). Mit dem Mittel 67,8 sind die aus der Vorfeuchte bestimmten  $CN_{bf}$  nahezu gleich den kalibrierten CN ( $\bar{\varnothing} 68,8$ ). Der Parameter ( $K$ ) für den Anfangsverlust erweist sich im vorgegebenen Wertebereich ( $1 \leq K \leq 6$ ) als nicht sensitiv. Eine vollkommene Übereinstimmung wird nach ZAISS (1989) nicht erreicht und der MRE zeigt eine leichte Überschätzung. Zusätzlich zu den CN wird auch der Parameter ( $B1$ ) für den Anfangsverlust (ZAISS 1989) optimiert. Im Bereich von  $0 < B1 \leq 100$  erweist sich dieser als nur wenig sensitiv für die Schätzung.

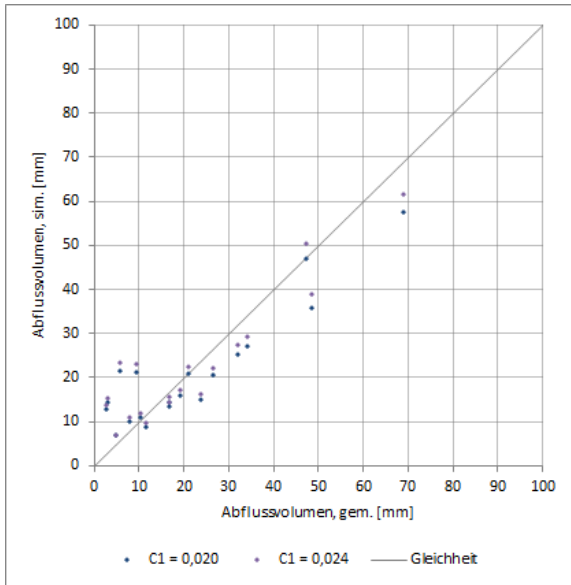


Abbildung 5.37: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – Lutz-Verfahren

Abbildung 5.37 vergleicht das Abflussvolumen nach LUTZ (1984) ohne ( $C1 = 0,020$ ) und mit Kalibrierung ( $C1 = 0,024$ ). Die Kalibrierung von  $C1$  über alle Ereignisse mit  $C1 = 0,020$  als Startwert (Kap. 3.6.2.5), d. h. nicht für jedes Ereignis einzeln, ergibt die Maße  $r = 0,912$  und  $NS E_j = 0,814$  (vgl. Tabelle 14). Der Überschätzung zeigende MRE (-61,5 %) verringert sich ohne die drei größten Abweichungen auf 6,0 %. Diese erwartungstreue Schätzung wird durch  $ME = -1,1$  mm bestätigt. Die Schätzungen sind bereits ohne Optimierung von  $C1$  sehr gut, wodurch auf eine Anpassung des Anfangsverlusts verzichtet wird.

Flächendetailliert liefern die US-amerikanischen Varianten generell bessere Ergebnisse als das Blockmodell. Der Einfluss des Verlustverhältnisses ist im Gegensatz zum Blockmodell zu vernachlässigen (vgl. Tabelle 24, Anhang). Gemäß der Umsetzung unterscheiden sich die Ergebnisse der Varianten nur gering. Alle zeigen ein stark von der Landnutzung abhängiges Abflussmuster, bedingt durch die räumlich nur grob aufgelöste Bodenkarte (BÜK200). Abbildung 5.38 zeigt die räumliche Verteilung für das Ereignis mit dem Abflussscheitel am 29.10.1998, berechnet hier nach EPIC mit  $\lambda = 0,20$  und von  $P5$  abhängigen CN. Der Einfluss des Niederschlags ( $N_e = 116,5$  mm) ist bei dieser Ereignisgröße ( $Q_D = 47,4$  mm) gut zu erkennen, so die erhöhten Abflusswerte im Welzheimer und Fränkisch-Schwäbischen Wald sowie am Albuch.

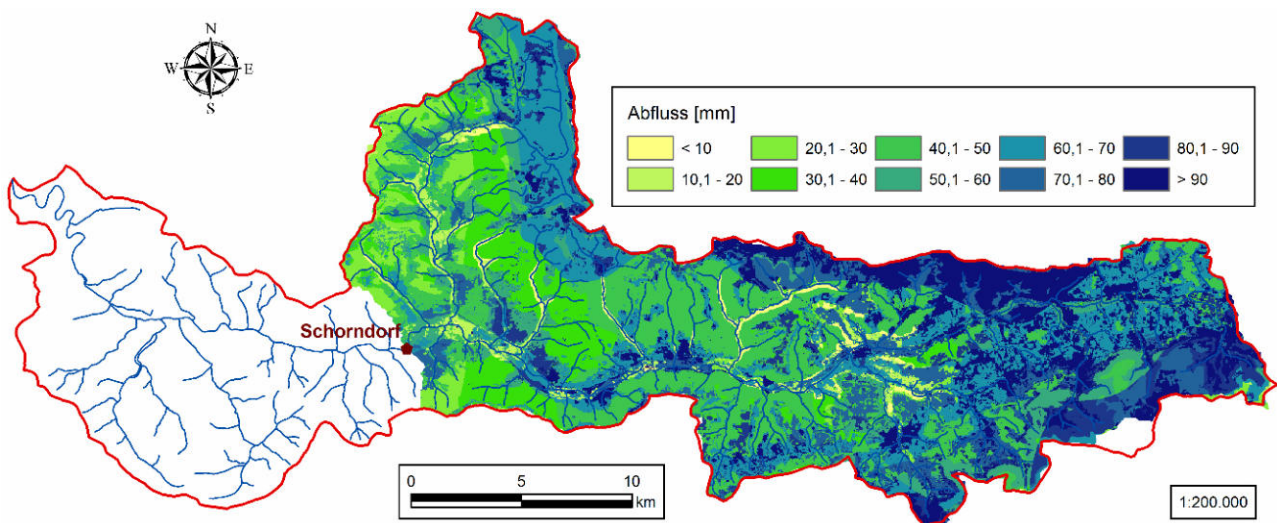


Abbildung 5.38: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf (29.10.1998) – EPIC ( $\lambda = 0,20$ )

Bei kleineren Ereignissen ist der Einfluss der Niederschlagsverteilung auf das Abflussmuster geringer. Abgemindert zeigt sich dies auch bei der aktuellen Retention ( $S$ ). Die semi-distributive Umsetzung hat gemäß  $r = 0,918$  und  $NS E_j = 0,591$  eine ähnliche Güte wie das Detailmodell mit der Retention nach  $P5$ , jedoch verbunden mit stärkerer Überschätzung ( $MRE = -110,3 \%$ ;  $ME = -8,4 \text{ mm}$ ). Beide Umsetzungen schneiden somit deutlich schlechter ab als das entsprechende Blockmodell.

Für das von der aktuellen Bodenfeuchte abhängige Detailmodell (Kap. 3.6.2.2) muss der im Gebietsmittel berechnete Parameter  $FFC$  disaggregiert werden. Dies geschieht nach  $GOLF$  (1981) (Kap. 3.1) und  $PELLENQ$  et al. (2003) bzw.  $TOPMODEL$  (Kap. 3.6.2.6) ohne und mit Schwellenwert nach  $FAMIGLIETTI$  &  $WOOD$  (1991). Die Topografiefunktion ( $GOLF$  1981) bewirkt nur eine geringe Variation der Bodenfeuchte (Kap. 5.1). Die Varianten mit den topografischen Indizes ( $TI$ ,  $STI$ ,  $ETI$ ) hingegen führen zur Wiedergabe ihres eigenen räumlichen Musters, verbunden mit hoher Variabilität. Abbildung 5.39 zeigt dies nach  $TOPMODEL$  (mit  $STI$  als topografischen Index) für den Ereignisbeginn am 28.10.1998. Da  $PELLENQ$  et al. (2003) den  $TOPMODEL$ -Ansatz direkt auf die Bodenfeuchte übertragen, sind die Ergebnisse auch nahezu identisch.

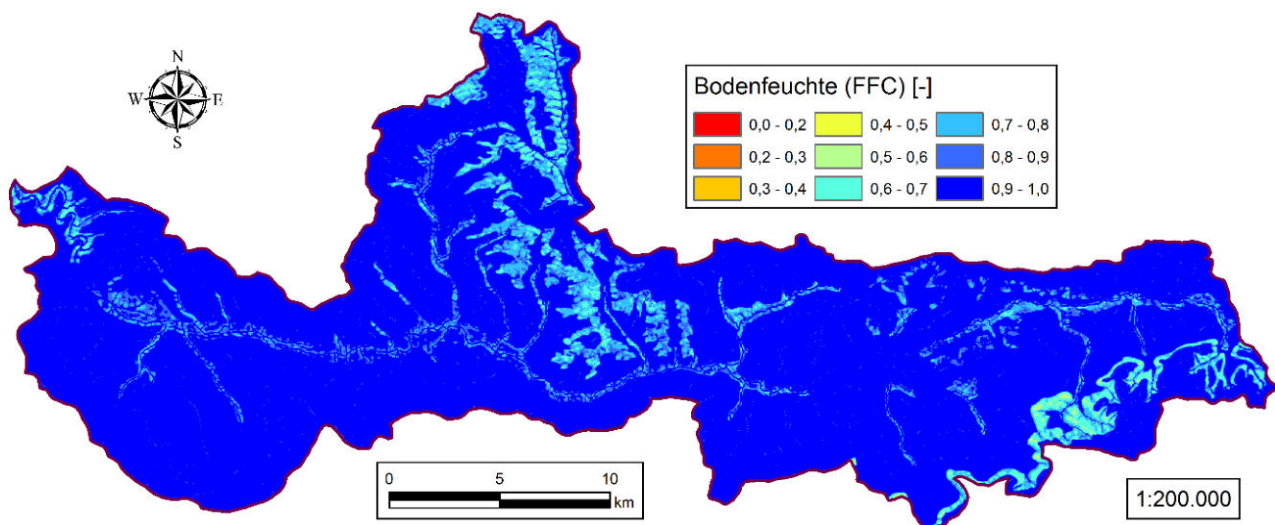


Abbildung 5.39: Bodenfeuchte (FFC) im Rems-Einzugsgebiet (28.10.1998) –  $TOPMODEL$  ( $STI$ )

Mit der Topografiefunktion ( $GOLF$  1981) ergeben sich ähnliche Gütemaße wie bei der semi-distributiven Umsetzung. Die zufrieden stellenden Ergebnisse der Disaggregation mit dem Feuchtedefizit aus dem topografischen Index sind nur wenig variabel. Ein kritischer Schwellenwert ( $\omega_{cr}$ ) für den topografischen Index ( $FAMIGLIETTI$  &  $WOOD$  1991) liefert eine ähnliche Güte (vgl. Tabelle 25, Anhang). Sowohl für  $TOPMODEL$  als auch nach  $FAMIGLIETTI$  &  $WOOD$  (1991) wird der Gebietspeicher aus der aktuellen Bodenfeuchte mit  $m = 0,01$  bestimmt. Dies entspricht der Empfehlung für  $TOPMODEL$  ( $0,005 \leq m \leq 0,10$ ) und liefert die besten Ergebnisse.



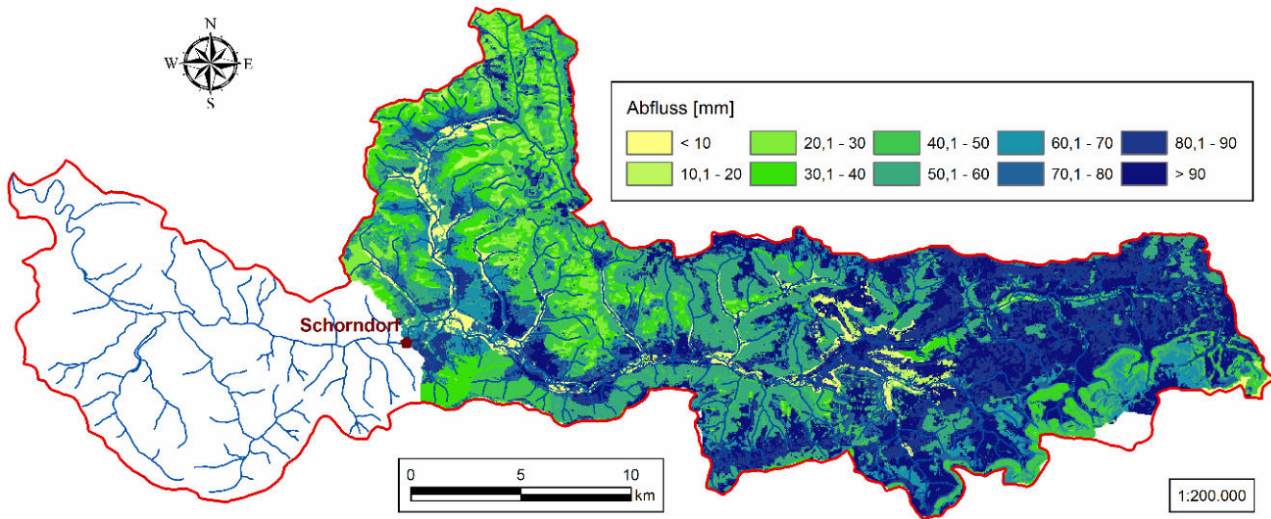


Abbildung 5.40: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf (29.10.1998) – EPIC (SMD, STI)

Das räumliche Abflussmuster nach dem EPIC-Ansatz mit der Bodenfeuchte nach TOPMODEL (vgl. Abbildung 5.40) unterscheidet sich nur geringfügig von dem nach FAMIGLIETTI & WOOD (1991). Dominierend ist wiederum die Landnutzung, mit Modifikation durch den topografischen Index (hier: STI). Die Niederschlagsverteilung hat für das Beispiel trotz des großen Ereignisses keinen offensichtlichen Einfluss auf das resultierende Abflussmuster.

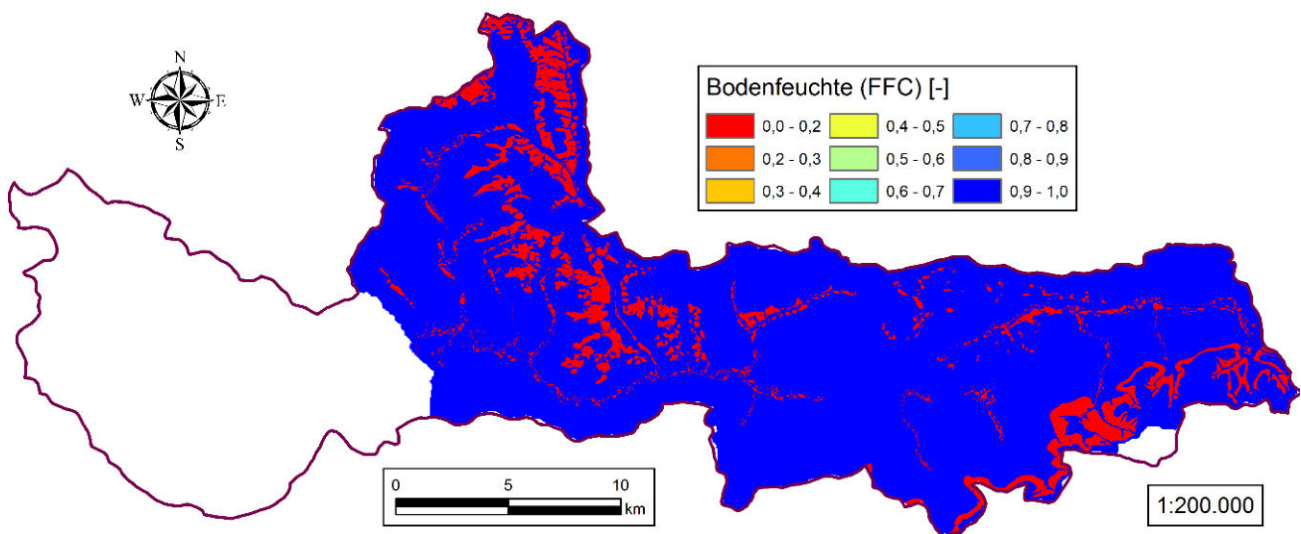


Abbildung 5.41: Bodenfeuchte (FFC) für den Pegel Schorndorf (28.10.1998) – VSLF (STI)

Mit einem Schwellenwert für den topografischen Index werden die Sättigungsflächen im Einzugsgebiet auf Ereignisbasis festgelegt. Abbildung 5.41 zeigt diese (blau eingefärbt) nach VSLF zum Beginn am 28.10.1998, an dem 88,3 % der Fläche zum Oberflächenabfluss beitragen. Ungesättigte Flächen (rot) entsprechen hier Bereichen mit hoher hydraulischer Leitfähigkeit. Im Anhang finden sich in Abbildung A.20 (EPIC) und Abbildung A.21 (VSLF) die Gegenüberstellungen der Schätzungen mit den topografischen Indizes und der analysierten Messwerte.

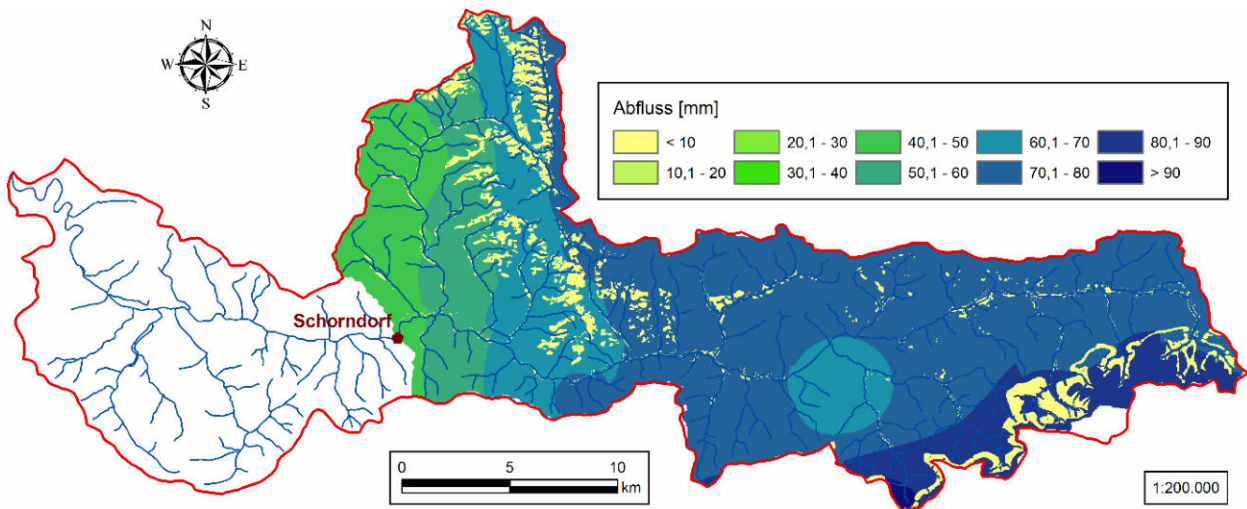


Abbildung 5.42: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf (29.10.1998) – VSLF (STI)

Die ungesättigten Bereiche tragen im VSA-Konzept nicht zum Oberflächenabfluss bei, wie in Abbildung 5.42 ersichtlich ist. Auf den Sättigungsflächen entspricht das räumliche Abfluss- dem Niederschlagsmuster, gut zu erkennen durch Interpolationsartefakte. Die Landnutzung spielt hier keine Rolle, was bei sehr großen Ereignissen zutreffend ist. Die Gütemaße für die topografischen Indizes unterscheiden sich nur geringfügig (vgl. Tabelle 26, Anhang). Die Ergebnisse sind sehr gut ( $NS E_j > 0,80$ ), aber mit systematischer Unterschätzung. Dies wird in Abbildung 5.44 durch die Gegenüberstellung der Mess- und Modellwerte bestätigt. Abbildung 5.43 verdeutlicht die Überschätzung ( $MRE = -71,9 \%$ ) nach EPIC ( $\lambda = 0,20$ ), mit flächendetaillierter Bodenfeuchte in Abhängigkeit des topografischen Index (TI) und des kritischen Schwellenwerts ( $\omega_{cr}$ ) nach FAMIGLIETTI & WOOD (1991). Die Nash-Sutcliffe-Effizienz beträgt hier  $NS E_j = 0,761$ .

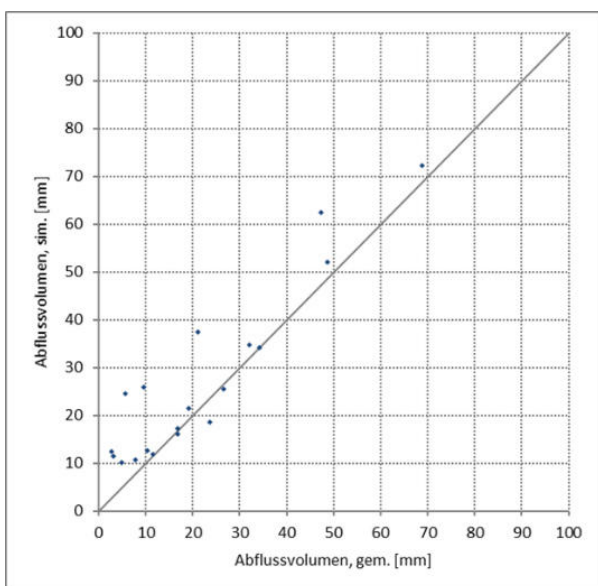


Abbildung 5.43: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – EPIC (SMD, TI,  $\omega_{cr}$ )

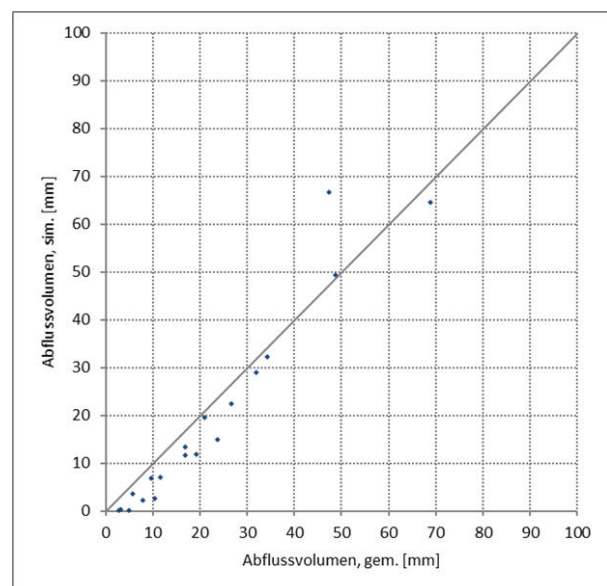


Abbildung 5.44: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – VSLF (TI)

Das Detailmodell nach KLEEBERG & ØVERLAND (1989) liefert hier viel schlechtere Ergebnisse (vgl. Tabelle 15) als das Blockmodell, zusätzlich mit hoher systematischer Überschätzung (vgl. Abbildung 5.46). Die Anpassung nach ZAISS (1989) erzielt eine ähnliche Schätzgüte, aber mit erheblich geringerer Überschätzung (vgl. Abbildung 5.45). Der MRE verringert sich bei Ausschluss der drei größten Überschätzungen bei beiden deutschen SCS-CN-Varianten.

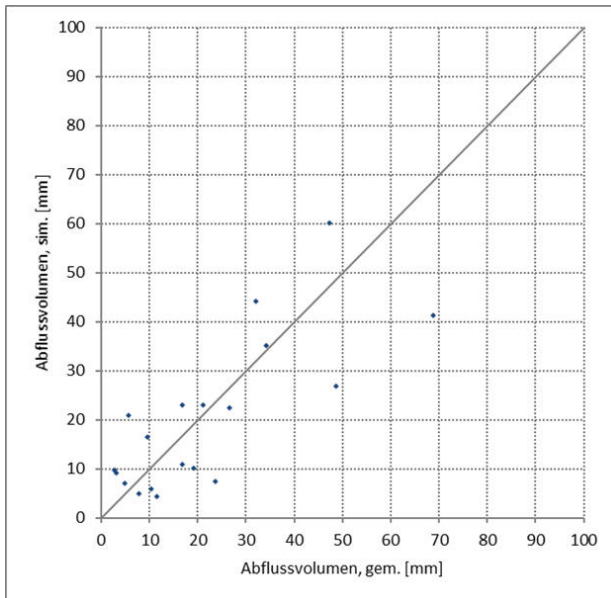


Abbildung 5.45: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – ZAISS (1989)

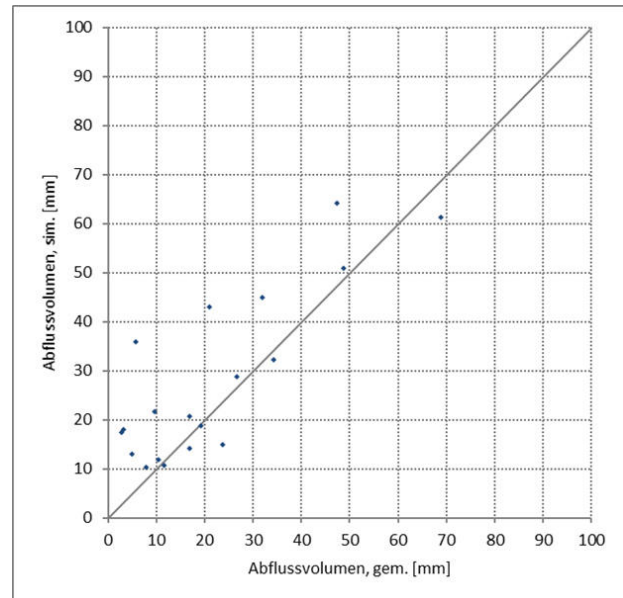


Abbildung 5.46: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – KLEEBERG & ØVERLAND (1989)

Nach ZAISS (1989) werden in beiden räumlichen Diskretisierungen ähnliche Gütemaße erreicht. Während die Steigerung vom Block- zum Detailmodell nur gering ist, fällt diese bei den US-amerikanischen Varianten deutlicher aus. Durch die verbesserte Darstellung der Ereignisgeschichte könnte man nach ZAISS (1989) eine höhere Effizienz erwarten. Mit KLEEBERG & ØVERLAND (1989) wird dies zumindest als Blockmodell erreicht.

Tabelle 15: Gütemaße der Detailmodelle für das Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf ( $n = 19$ ) (a)

Verfahren	$\lambda$ [-]	ME [mm]	MRE [%]	RMSE [mm]	$r$ [-]	NS E <sub>j</sub> [-]
KLEEBERG & ØVERLAND (1989)	0,10	-6,4	-103,7	11,8	0,831	0,538
ZAISS (1989)	0,05	1,5	-27,4	11,3	0,772	0,578

Wie alle flächendetaillierten SCS-CN-Varianten ohne aktuelle Bodenfeuchte zeigen auch die nach ZAISS (1989) und KLEEBERG & ØVERLAND (1989) ein stark von der Landnutzung abhängiges Abflussmuster, das teils durch die Niederschlagsverteilung überprägt wird.



### 5.5.2 Abflussscheitel

Für die Schätzgüte der Blockmodelle werden die gemessenen Abflussvolumina berücksichtigt; die in Tabelle 16 gelisteten Gütemaße stellen das erreichbare Optimum dar. Die lineare Speicherkaskade mit der Einheitsganglinie für das Lutz-Verfahren (Kap. 3.6.2.5) wird hier nicht betrachtet, da diese den Niederschlagsverlauf benötigt. Erste Annahmen zu Dauer und zeitlicher Verteilung führen aber bereits zu guten Ergebnissen. Mit Stundenwerten ergeben sich für SCS-TM mit Anstiegszeiten von  $5,0 \leq T_P [\text{h}] \leq 30$  ( $\varnothing$  12,9 h) für den Pegel Schorndorf  $r = 0,912$  und  $NS E_j = 0,787$  (vgl. Abbildung A.22), mit Tageswerten für  $24,0 \leq T_P [\text{h}] \leq 72,0$  nur  $r = 0,808$  und  $NS E_j = 0,562$  ( $\varnothing T_P = 48,2$  h) (vgl. Abbildung A.23). Auf Stundenwertbasis bewirkt der gebiets-spezifische Korrekturfaktor ( $K = 1,094$ ) mit  $NS E_j = 0,808$  keine signifikante Verbesserung. Bei den Tageswerten fällt die Korrektur mit  $K = 0,869$  deutlich stärker aus ( $NS E_j = 0,609$ ).

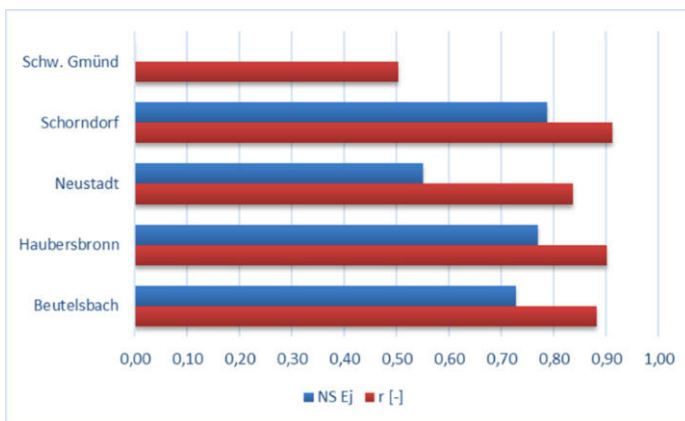


Abbildung 5.47: Gütemaße für den Abflussscheitel – SCS-TM (Messwerte als Stundenwerte)

Mit den gemessenen Abflusswerten in stündlicher Auflösung ergeben sich für die Pegel-Einzugsgebiete gute bis sehr gute Schätzergebnisse (vgl. Abbildung 5.47). Diese können durch den Korrekturfaktor nur noch geringfügig verbessert werden. Für den Pegel Neustadt sind die Ergebnisse aber nur zufrieden stellend, für den Pegel Schwäbisch Gmünd (Rems) gar unbrauchbar ( $NS E_j = 0,111$ ).

Für die Anstiegszeit werden die Gleichungen von GRAY (1973) und SCS (1972) genutzt (Kap. 3.6.2). Die ereignisunabhängige Berechnung (GRAY 1973) ergibt mit der modellierten Konzentrationszeit die mittleren Anstiegszeiten 8,10 h (SWAT), 7,52 h (KIRPICH 1940) und 14,1 h (THÜRKOW 2002), mit der Verzögerungsgleichung  $T_P = 33,7$  h. Nur mit letzterer werden gute Schätzungen ( $r = 0,942$ ;  $NS E_j = 0,710$ ) erzielt. Das ursprüngliche Vorgehen (SCS 1972) berücksichtigt die Dauer des Effektivniederschlags, die maßgeblich die Anstiegszeit bestimmt. Am Pegel Schorndorf liefern die mittlere Dauer ( $D = 112,4$  h) und  $T_C = 7,86$  h (KIRPICH 1940) die Anstiegszeit  $T_P = 60,9$  h, die zu  $r = 0,942$  und  $NS E_j = 0,683$  führt. Die Verzögerungsgleichung ergibt höhere Anstiegszeiten, wobei die Annahme  $D = 24$  h ( $T_P = 39,0$  h) mit  $NS E_j = 0,863$  am besten abschneidet. Dies wird mit den optimierten  $T_P = 42,9$  h mit  $NS E_j = 0,887$  bestätigt. Die Empfehlung  $D \sim 0,133 \cdot T_C$  bedingt  $T_P = 2/3 \cdot T_C$  ( $T_P = 30,0$  h) und ergibt  $NS E_j = 0,448$ .

Die ereignisspezifische Bestimmung mit der Verzögerungsgleichung ergibt den Mittelwert von  $T_c = 38,5$  h. Der Ansatz von GRAY (1973) führt mit  $T_P = 46,5$  h im Ereignismittel zu  $r = 0,851$  und  $NS E_j = 0,657$ . Mit gemessener Effektivniederschlagsdauer und berechneter Konzentrationszeit werden nach SCS (1972)  $NS E_j = 0,516$  (SWAT) bzw.  $NS E_j = 0,189$  (Verzögerungszeit) erreicht. Die Annahme von  $D = 24$  h führt nur bei letztgenannter Variante zu einer guten Schätzung ( $NS E_j = 0,792$ ;  $r = 0,894$ ). Mit der Empfehlung  $T_P = 2/3 \cdot T_c$  kann dies nicht erreicht werden, wie in Tabelle 16 und Abbildung A.26 ersichtlich ist. Die mit  $K = 0,762$  deutliche Korrektur verbessert die Schätzung erheblich ( $NS E_j = 0,654$ ) (vgl. Tabelle 17). Die Effektivniederschlagsdauer kann aus dem Verhältnis von Effektiv- und Ereignisniederschlag, multipliziert mit der Niederschlagsdauer, abgeleitet werden. Alternativ bieten sich die Modellgröße DUR von EPIC bzw. SWAT und die jeweiligen Konzentrationszeiten für die Anstiegszeit nach SCS (1972) an. Aus  $\alpha_{0,5} = 0,0208$  ergibt sich  $DUR = 109,5$  h, was nach EPIC am Pegel Schorndorf bereits zu  $NS E_j = 0,612$  führt. Mit der ereignisspezifischen Betrachtung nach SWAT wird  $NS E_j = 0,824$  erreicht (vgl. Abbildung A.26). Die hohe Schätzgüte kann für das kleine Einzugsgebiet des Pegels Beutelsbach bestätigt werden. Dennoch liefern die großen Pegelgebiete die besten Ergebnisse.

Tabelle 16: Gütemaße der Blockmodelle für den Abflussscheitel am Pegel Schorndorf ( $n = 19$ )

Verfahren	ME [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]	MRE [%]	RMSE [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]	r [-]	NS $E_j$ [-]
SCS-TM	-11,3	-15,6	36,3	0,826	0,449
CREAMS	7,40	7,80	18,7	0,943	0,854
AGNPS <sub>m</sub>	-8,10	-18,4	19,9	0,942	0,835
EPIC	-13,0	-20,1	24,9	0,950	0,740

Die originale CREAMS-Formel (SMITH & WILLIAMS 1980) liefert mit gemessenem Abflussvolumen für Schorndorf und Neustadt ebenso sehr gute Ergebnisse (vgl. Tabelle 16 und Abbildung A.27) wie die Modifikation für AGNPS<sub>m</sub> (RODE 1995). Dies ist so nicht unbedingt zu erwarten, da die Gleichung für Einzugsgebiete kleiner als  $62 \text{ km}^2$  abgeleitet wurde. Dem steht hier die ungenügende Schätzgüte in kleineren Gebieten ( $A_E < 100 \text{ km}^2$ ) gegenüber. Eine Übersicht der Gütemaße für die Pegel-Einzugsgebiete geben Abbildung A.28 (CREAMS) und Abbildung A.29 (AGNPS). Die Optimierung des Einheitenfaktors von AGNPS<sub>m</sub> ergibt für den Pegel Schorndorf nur geringfügig bessere Ergebnisse (vgl. Tabelle 17, Abbildung A.30). In kleineren Einzugsgebieten werden hier Faktoren kleiner 2,0 optimiert, mit ansteigenden Werten bei zunehmender Einzugsgebietsfläche (der jeweiligen Pegel-Einzugsgebiete).

Tabelle 17: Gütemaße der kalibrierten Blockmodelle für den Abflussscheitel am Pegel Schorndorf

Verfahren	ME [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]	MRE [%]	RMSE [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]	r [-]	NS $E_j$ [-]
SCS-TM	5,39	11,9	28,7	0,826	0,654
AGNPS <sub>m</sub>	0,64	-2,97	16,4	0,942	0,887
EPIC	0,54	10,1	15,9	0,959	0,894

Für die EPIC-Formel als Blockmodell wird  $\alpha$  [-] nach SWAT (Kap. 3.6.2.2) abgeleitet. Die Niederschlagsvariablen werden auf Stundenbasis als Ereignis- und räumliche Mittel bestimmt. Die ereignisbasierte Konzentrationszeit und  $\alpha_{0,5} = 0,0208$  für DUR [-] führen zu den in Tabelle 16 und Abbildung 5.48 dargestellten Schätzergebnissen.  $MRE = -21,0\%$  zeigt eine mäßige Überschätzung an. Mit der Konzentrationszeit aus der mittleren Fließgeschwindigkeit ergeben sich mit  $\alpha_{0,5} = 0,0208$  nach SWAT noch bessere Ergebnisse ( $NS E_j = 0,877$ ) (vgl. Abbildung 5.49). Im Anhang finden sich in Abbildung A.25 die Gütemaße für die einzelnen Pegel-Einzugsgebiete.

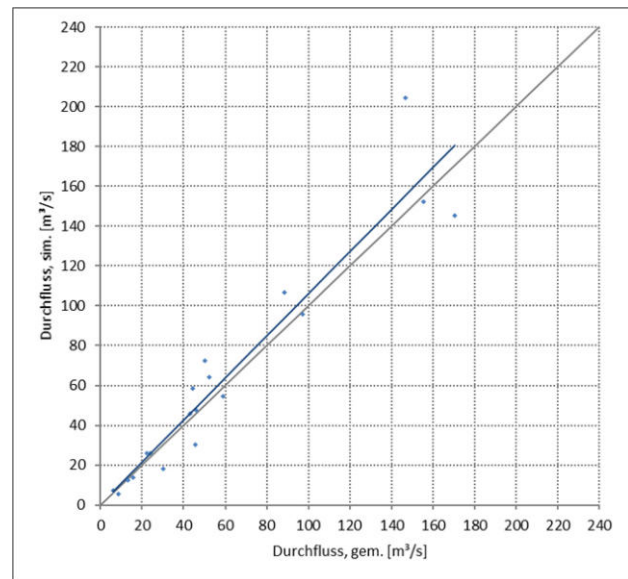
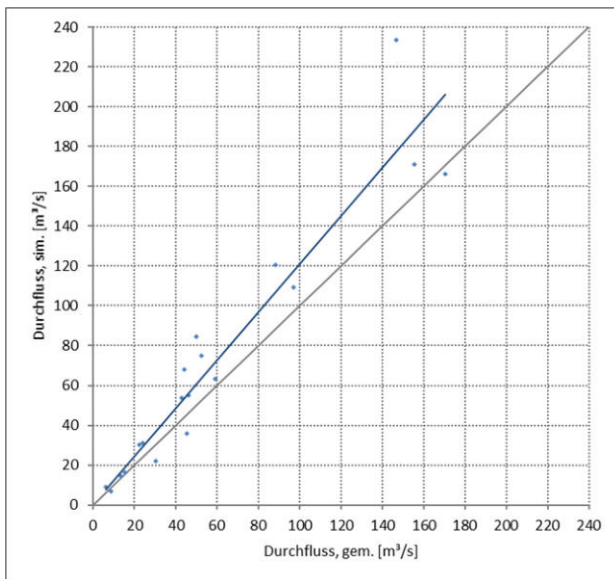


Abbildung 5.48: Abflussscheitel am Pegel Schorndorf  
– EPIC (Tageswerte, DUR,  $T_c$  EPIC)

Abbildung 5.49: Abflussscheitel am Pegel Schorndorf  
– EPIC (Tageswerte, DUR,  $T_c$  SWAT)

Mit der ereignisunabhängigen Konzentrationszeit  $T_c = 21,8$  h als Funktion von  $\alpha_{0,5} = 0,05$  (Ereignismittel) und MQ (vgl. Tabelle 9) wird nur eine ungenügende Schätzgüte ( $NS E_j = -0,463$ ) erreicht. Dies gilt auch für die Konzentrationszeit auf Basis des MHQ ( $T_c = 10,2$  h). Mit der SWAT-Empfehlung ( $\alpha_{0,5} = 0,0208$ ) ergeben sich für die Konzentrationszeit in Abhängigkeit von MQ sehr gute Resultate ( $NS E_j = 0,810$ ), mit dem MHQ hingegen nicht ( $NS E_j = 0,373$ ). Die potenziell fehlerträchtige Ableitung von  $\alpha$  aus  $T_c$  und  $\alpha_{0,5}$  kann durch einen mittleren Ereigniswert vermieden werden. Dieser schwankt mit der Konzentrationszeit basierend auf dem MQ zwischen 0,355 und 0,739 ( $\emptyset$  0,516). Mit der auf dem MHQ beruhenden Konzentrationszeit ergibt sich als Mittelwert  $\alpha = 0,240$  (Wertebereich 0,165–0,344). Die Schätzungen sind sehr gut ( $NS E_j = 0,887$ ), noch bessere Ergebnisse ermöglicht  $\alpha$  als Kalibriergröße (vgl. Tabelle 17). Im Anhang finden sich in Abbildung A.31 die Gütemaße für die einzelnen Pegel-Einzugsgebiete.

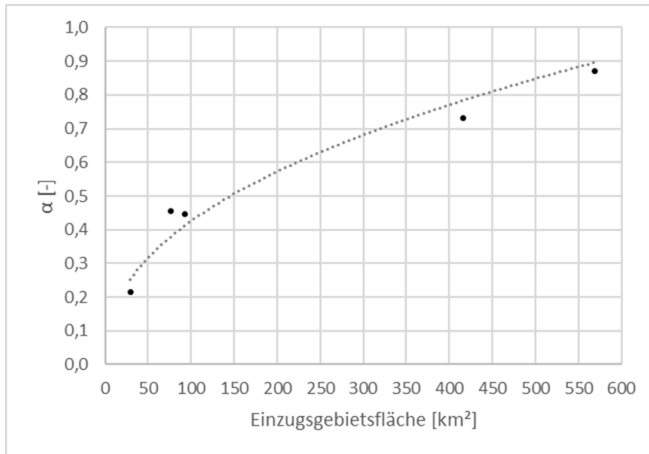


Abbildung 5.50: Parameter  $\alpha$  nach SWAT (DUR,  $\alpha_{0,5}$ ,  $T_{C, dyn.}$ ) im Rems-Einzugsgebiet ( $R^2 = 0,985$ )

Unabhängig von der Konzentrationszeit besteht zwischen dem optimierten Parameter  $\alpha_{opt}$  und der Gebietsgröße ein funktionaler Zusammenhang. Mit der (invarianten) Konzentrationszeit gemäß SWAT-Ansatz ist dieser linear am deutlichsten ( $R^2 = 0,972$ ) ausgeprägt. Die Verwendung der dynamischen Konzentrationszeit nach SWAT mit  $\alpha_{0,5} = 0,0208$  und DUR zur Bestimmung des Parameters  $\alpha$  führt ebenso zu einer funktionalen Beziehung (vgl. Abbildung 5.50).

Diese funktionalen Beziehungen ermöglichen wie bei CREAMS eine Regionalisierung der Modellparameter und somit die Anwendung auf unbeobachtete (Teil-) Einzugsgebiete.

## 5.6 Ereignisbodenabtrag und -sedimentaustrag

Der Bodenabtrag eines Ereignisses wird mit der USLE und deren Modifikation durch ONSTAD & FOSTER (1975) bestimmt (Kap. 3.5), der Sedimentaustrag mit der MUSLE. Die Ermittlung der Erosivitäten ( $R_e$  bzw.  $X_e$ ) (Kap. 3.4.1, Kap. 3.5) basiert auf Niederschlagswerten in halbstündlicher bis täglicher Auflösung. Die Parameter werden als Stationswerte bestimmt und bei ausreichender Datenlage auf das Einzugsgebiet interpoliert. Es erfolgt eine Untersuchung jahreszeitenabhängiger Beziehungen zwischen Erosivität und Niederschlagsmenge bzw. -dauer sowie Abflussparametern. Die Faktoren für Bodenerodibilität (Kap. 3.4.2), Hanglänge und Hangneigung (Kap. 3.4.3) sowie Erosionsschutz ( $P = 1$ ) sind zeitlich konstant (Kap. 5.2.2).

Das Monatsmittel des relativen Bodenabtrags ergibt den Faktor für Bodenbedeckung und Bodenbearbeitung ( $C_e$ ), basierend auf Ackerfruchtverteilung (2003), Kulturperioden und R-Faktorenanteil ( $R_i$ ). Dies erlaubt eine Unterscheidung zwischen konventioneller und konservierender Bearbeitung; nicht ackerbaulich genutzte Flächen der Landnutzung (2000) erhalten einen zeitlich invarianten C-Faktor. Der C-Faktor für Ackerflächen kann auch aus der Fruchtartenstatistik abgeleitet werden (Kap. 3.4.4). Mittlere Monatswerte der Pflanzenbedeckung ([%]) liefert der EROSION 3D-Parameterkatalog, zeitlich höher aufgelöst Landsat-Szenen (NDVI). Abbildung 5.51 zeigt den Jahresgang des RBA für das Einzugsgebiet des Pegels Schorndorf. Dieser ist bei konventioneller Bearbeitung deutlicher ausgeprägt als bei konservierendem Anbau. Die aus beiden Größen abgeleitete Reduktion zeigt ebenfalls diesen Jahresgang.

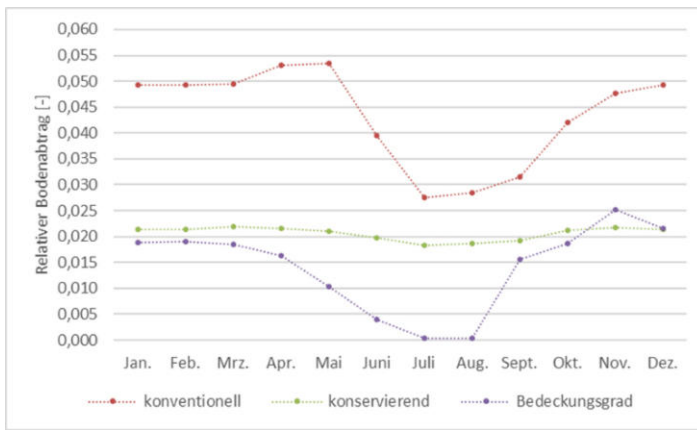


Abbildung 5.51: Monatsmittel des relativen Bodenabtrags für den Pegel Schorndorf

Bei konventioneller Bearbeitung wird der höchste Wert (0,0535) im Mai erreicht, der niedrigste (0,0276) im Juli. Dies zeigt auch der konservierende Anbau, aber mit viel geringerer Amplitude (0,0183–0,0219). Dessen Mittelwert (0,021) liegt deutlich unter dem des konventionellen Anbaus (0,043). Trotz des mit 8,9 % geringen Ackeranteils bestimmen die Ackerfrüchte den RBA.

Der Bedeckungsgrad liefert im Monatsmittel für das Rems-Einzugsgebiet (mit einer Ackerfläche von 10,4 %) nach SHI et al. (2004) den Wertebereich 0,0004–0,0252 ( $\varnothing$  0,014). Abbildung 5.51 zeigt den resultierenden RBA mit der Bezeichnung Bedeckungsgrad (Kap. 5.2.2). Die räumliche Korrelation der mittleren RBA für konventionelle und konservierende Bodenbearbeitung zeigt einen an den konventionellen RBA angelehnten Jahresgang.

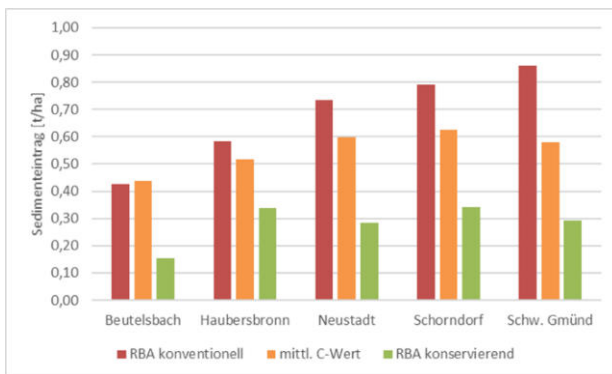


Abbildung 5.52: Sedimenteintrag im Rems-Einzugsgebiet – MUSLE (Blockmodell, Stundenwerte)

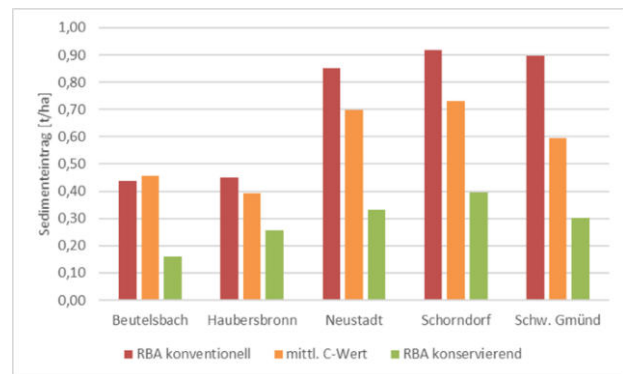


Abbildung 5.53: Sedimenteintrag im Rems-Einzugsgebiet – MUSLE (Blockmodell, Tageswerte)

Die Bestimmung des Sedimenteintrags erfolgt zunächst mit der MUSLE als Blockmodell unter der Annahme einheitlich verteilter Sedimentquellen mit konstantem C-Faktor ( $C_m$ ) und  $P = 1$ . Mit Abfluss-Tageswerten ergeben sich für den Pegel Schorndorf Werte zwischen 0,07 t/ha und 2,25 t/ha ( $\varnothing$  0,73 t/ha), mit Stundenwerten ähnliche Werte (0,07–2,08 t/ha,  $\varnothing$  0,63 t/ha). Betrachtet man den Eintrag für Ereignisse kleiner Jährlichkeit, zeigt sich eine hohe Variabilität, bedingt durch die variablen Füllen für einen Scheitelwert bestimmter Wiederkehrdauer. Mit den RBA-Monatsmitteln für konventionelle und konservierende Bearbeitung spielt die zeitliche Auflösung des Abflusses nur eine geringe Rolle, wie die Ergebnisse für Stunden- (vgl. Abbildung 5.52) und Tageswerte (vgl. Abbildung 5.53) zeigen. Während die Abflussscheitel in stündlicher

Auflösung größer als in täglicher sind, führt die genauere Ganglinienanalyse auf Stundenbasis zu kleineren Abflussvolumina. Damit ist das Produkt dieser ähnlich groß. Die relative Reduktion bei konservierender Bearbeitung entspricht derjenigen der RBA-Monatsmittel.

Für das Weihnachtshochwasser 1993 im Neckargebiet bis Rockenau ermittelt ENGEL (1999) einen Austrag von 0,28 t/ha, für das Januar-Hochwasser 1995 von 0,11 t/ha. Im Einzugsgebiet der Aich ergeben sich im hydrologischen Jahr 1980 als Austräge 0,22–0,25 t/ha, davon 0,14–0,17 im Winter- und 0,08–0,09 t/ha im Sommerhalbjahr (RAUSCH 1982). Für das Mai-Hochwasser 1978 (HQ100) wird ein Wert von mind. 0,90 t/ha geschätzt. Das gleiche Ereignis führt im Einzugsgebiet des Goldersbach im Schönbuch zu einem Eintrag von 1,40 t/ha (SCHMIDT-WITTE & EINSELE 1986). Für das Kalenderjahr 1980 wird dort ein Austrag von 0,13 t/(ha·a) ermittelt (BEHRINGER 1981). Der Vergleich lässt, trotz teils hoher Werte, auf Plausibilität schließen.

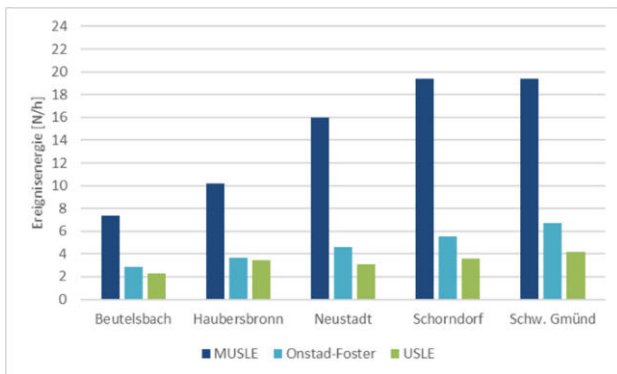


Abbildung 5.54: Ereignisenergie im Rems-Einzugsgebiet (Blockmodell, Stundenwerte)

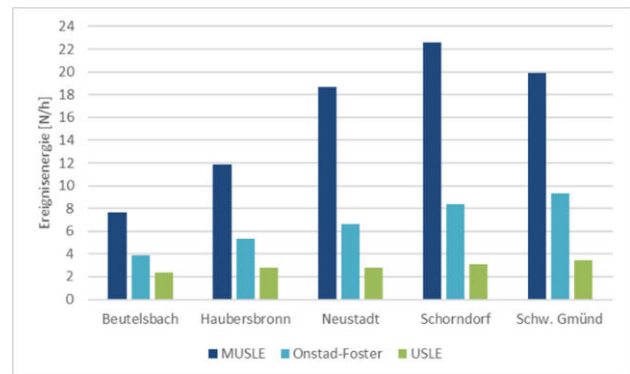


Abbildung 5.55: Ereignisenergie im Rems-Einzugsgebiet (Blockmodell, Tageswerte)

Mit dem Abflussvolumen ( $Q_G$ ) ergibt sich in stündlicher Auflösung (mit kleinem Abflussvolumen) eine etwa doppelt so hohe mittlere Sedimentkonzentration (vgl. Abbildung A.32) als auf Tageswertbasis (vgl. Abbildung A.33). WESTRICH et al. (2000) geben für das Herbsthochwasser 1998 an der Rems ( $T_a = 15\text{--}20$ , Pegel Neustadt), basierend auf Trübungsmessungen und einer Beprobung in Remseck, einen Austrag von 0,41 t/ha (24.000 t) an. Dabei wird eine max. Sedimentkonzentration von 1.680 mg/l bestimmt. Mit Tageswerten liefert die MUSLE für dieses Ereignis am Pegel Neustadt (Rems) Einträge von 91.992 t ( $C_m$ ), 100.333 t ( $RBA_{konv}$ ) und 43.706 t ( $RBA_{kons}$ ), was 1,62 t/ha, 1,76 t/ha und 0,77 t/ha entspricht. In stündlicher Auflösung sind der absolute und flächenbezogene Eintrag etwas geringer. In allen Varianten ist die mittlere Konzentration mit über 1.500 mg/l sehr hoch. Bei vorliegenden Schwebstoffmessungen in mind. täglicher Auflösung sollte die Energiekomponente anhand ihrer Koeffizienten kalibriert werden. Mit den Standardkoeffizienten werden als Blockmodell in stündlicher (vgl. Abbildung 5.54) und täglicher (vgl. Abbildung 5.55) Auflösung hier ähnliche Erosivitäten bestimmt.



Die Niederschlagserosivität der USLE (SCHWERTMANN et al. 1987) beträgt für den Pegel Schorndorf im Mittel 2,89 N/h (0,16–12,9 N/h). Nach BRANDT (1989) werden ca. 25 % kleinere Werte bestimmt. Aus dem Ereignisniederschlag ergibt sich auf Stundenwertbasis nach RICHARDSON et al. (1983) ein potenzieller Bereich von 0,002 bis 20,7 N/h. Die OF-Erosivität liegt mit 0,76–17,0 N/h ( $\bar{\sigma}$  5,19 N/h) zwischen der von USLE und MUSLE. Diese zeigen in stündlicher Auflösung (vgl. Abbildung A.34) eine höhere Variabilität als in täglicher Auflösung (vgl. Abbildung A.35). Auf Stundenbasis liefert der EPIC-Ansatz ( $NS E_j = 0,907$ ) die beste Schätzung der Niederschlagserosivität (vgl. Tabelle 27, Anhang). Hierfür werden wie bei CREAMS Werte für  $N_e$  und  $I_{30}$  benötigt. Die ungenügenden Schätzungen nach CREAMS können optimiert ( $r^2 = 0,924$ ;  $NS E_j = 0,923$ ) werden. Ohne Kalibrierung sind beide Verfahren für Tageswerte so nicht geeignet. Der vereinfachte CREAMS-Ansatz (vgl. FOSTER 1982) versieht den Niederschlag ( $N_e$ ) mit einem Exponenten. Die Optimierung des Exponenten ( $R_e = N_e^b$ ) ist hier nicht ausreichend und somit ein zusätzlicher Faktor nötig ( $r^2 = 0,689$ ;  $NS E_j = 0,657$ ). Die Tageswerte erfordern zusätzlich eine saisonale Optimierung für eine ausreichende Schätzungsgüte.

Mit den logarithmischen Beziehungen von HECK (1982) für Sommer ( $n = 121$ ;  $r = 0,49$ ) und Winter ( $n = 98$ ;  $r = 0,73$ ) werden auf Stundenwertbasis  $r^2 = 0,55$  und  $NS E_j = 0,542$  ( $n = 10$ ) bzw.  $r^2 = 0,75$  und  $NS E_j = 0,983$  ( $n = 9$ ) erreicht. Die Kalibrierung der Sommerwerte verbessert die Schätzung. Bei den Tageswerten wird nur durch Kalibrierung mit  $NS E_j = 0,545$  (Sommer) und  $NS E_j = 0,978$  (Winter) eine ausreichende Güte erreicht. Die saisonale Optimierung bedingt die in Abbildung A.35 dargestellten  $R_e$ -Werte (USLE bzw. ABAG). Mit den Tageswerten werden in allen Varianten höhere  $X_e$ -Werte berechnet als mit Stundenwerten. Hier zeigt sich eine von USLE ( $r = 0,721$ ) über OF ( $r = 0,599$ ) zur MUSLE ( $r = 0,414$ ) abnehmende Stärke des Zusammenhangs zwischen  $X_e$  und  $N_e$ . Auf Tageswertbasis ist dies jedoch nicht der Fall, hier ist die Beziehung für OF ( $r = 0,899$ ) und MUSLE ( $r = 0,816$ ) enger als für die USLE ( $r = 0,657$ ).

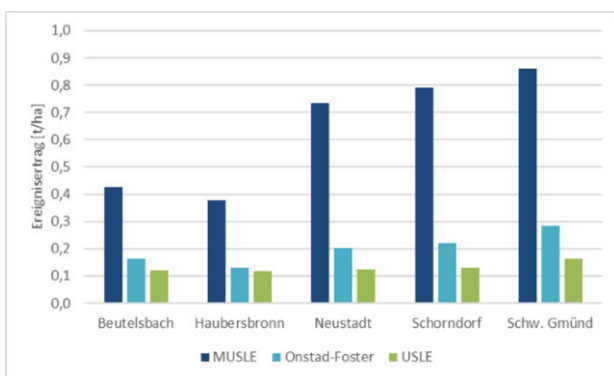


Abbildung 5.56: Ereignisertrag im Rems-Einzugsgebiet (konventionell, Stundenwerte)

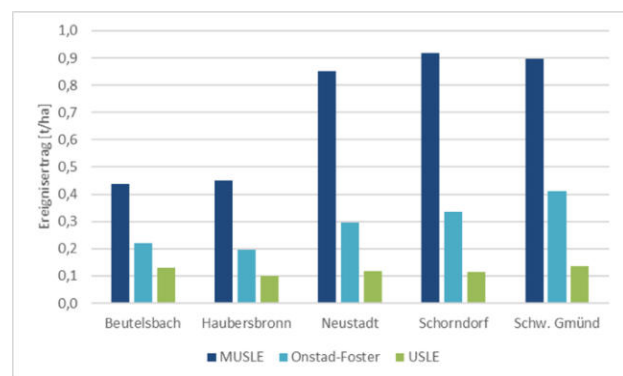


Abbildung 5.57: Ereignisertrag im Rems-Einzugsgebiet (konventionell, Tageswerte)

Abbildung 5.56 (Stundenwerte) und Abbildung 5.57 (Tageswerte) zeigen den Ertrag als Blockmodell mit konventioneller Bearbeitung. Die relative Reduktion wird beim Blockmodell durch die des RBA vorgegeben. Bei konservierender Bearbeitung betragen mit Stundenwerten die geschätzten Sedimenterträge max. 50 % derjenigen bei konventioneller Bearbeitung. Hieraus ergeben sich (außer mit der MUSLE) realistische Sedimentkonzentrationen (vgl. Abbildung A.36 und vgl. Abbildung A.37). Für die Tageswerte zeigen dies Abbildung A.40 und Abbildung A.41.

Während der USLE-Bodenabtrag für den Pegel Schorndorf mit  $\varnothing$  0,13 t/ha (Stundenwerte) bzw. 0,11 t/ha (Tageswerte) unabhängig von der zeitlichen Auflösung scheint, ist der OF-Austrag auf Tagesbasis ( $\varnothing$  0,34 t/ha) deutlich höher als in stündlicher Auflösung ( $\varnothing$  0,22 t/ha). Dies trifft mit  $\varnothing$  0,92 t/ha (Tageswerte) und  $\varnothing$  0,79 t/ha (Stundenwerte) auch für die MUSLE zu. Der im Vergleich zum Mittel kleinere Median des Eintrags bzw. Austrags verdeutlicht bei allen Varianten den erheblichen Einfluss der großen Ereignisse. Für die USLE ergibt sich im Gegensatz zu ihren Modifikationen keine signifikante Beziehung zu Abflussvolumen und -scheitel, wie Abbildung A.38 (Stundenwerte) und Abbildung A.39 (Tageswerte) zeigen.

Tabelle 18 zeigt ausgewählte Ereignisse für den Pegel Schorndorf auf Tagesbasis (mit  $RBA_{konv}$ ). Gehen hohe Niederschläge mit nur geringen Abflüssen einher, können die USLE-Schätzungen die der Modifikationen übertreffen (z. B. Nr. 8). Bedingen die hohen Niederschläge auch hohe Abflüsse (z. B. Nr. 4 oder 14), liefert die MUSLE einen vielfach höheren Austrag, gefolgt von dem der OF-Modifikation. Das am Gebietsauslass (mit  $\varnothing$  0,41 t/ha) beprobte Ereignis (WESTRICH et al. 2000) im Herbst 1998 (Ereignis Nr. 9) wird für den Pegel Neustadt mit  $RBA_{konv}$  zu 0,34 t/ha (USLE) bzw. 0,68 t/ha (OF) geschätzt, mit  $RBA_{kons}$  zu 0,15 t/ha bzw. 0,30 t/ha.

Tabelle 18: Bodenabtrag und Sedimenteintrag ([t/ha]) ausgewählter Ereignisse für den Pegel Schorndorf

Nr.	Datum	$N_e$ [mm]	$Q_D$ [mm]	$q_p$ [m <sup>3</sup> /s]	RBA [-]	USLE	OF	MUSLE
4	13.04.1994	97,8	48,7	170,6	0,053	0,12	0,94	2,81
8	22.06.1997	84,2	5,8	15,6	0,040	0,20	0,13	0,17
9	29.10.1998	116,5	47,4	155,6	0,043	0,36	0,85	2,13
14	21.03.2002	139,2	68,8	146,6	0,049	0,17	1,18	2,91

Die flächendetaillierte USLE ergibt (konventionell) mit 0,03–0,25 t/ha ( $\varnothing$  0,09 t/ha) ähnliche Werte wie das Blockmodell. Abbildung 5.58 zeigt den Abtrag für den 29.10.1998 ( $\varnothing$  0,25 t/ha). Besonders hohe Werte finden sich topografiebedingt an Ostalb und Welzheimer Wald sowie in Weinbergen und Einzelflächen. Bei konservierender Bodenbearbeitung ( $\varnothing$  0,17 t/ha) treten landnutzungsbedingt keine Flächen hervor. Der räumliche Zusammenhang ist für die Bewirtschaftungsarten sehr eng, so für den 22.06.1997 und 29.10.1998. Bei beiden Ereignissen ist der Abtrag mäßig mit dem RBA (konventionell) bzw. dem LS-Faktor (konservierend) korreliert.



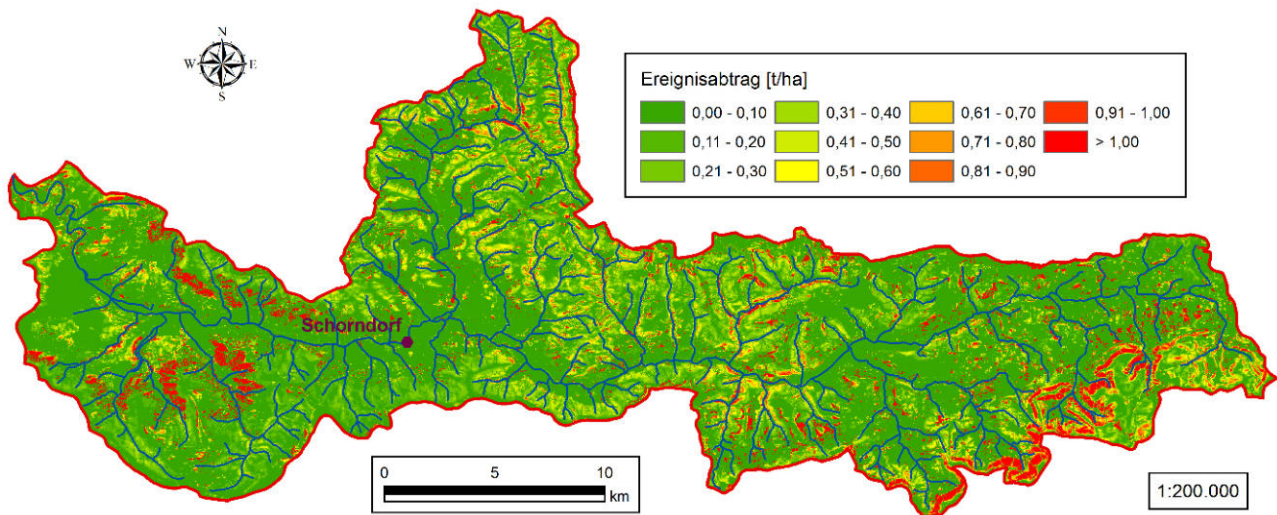


Abbildung 5.58: Ereignisabtrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – USLE (konventionell)

Für MUSLE und OF ist im Gegensatz zur USLE der Abflussscheitel von entscheidender Bedeutung. Dieser ist flächendetailliert jedoch mit einer hohen Unsicherheit verbunden, da er nicht verifiziert werden kann und je nach Ansatz ein breites Wertespektrum für eine Einheitsfläche existiert. Der Abflussscheitel könnte auch als größtes Abflussvolumen innerhalb des Ereignisses pro 24 Stunden bestimmt werden (vgl. SCHÖNAU et al. 2008). Die Modifikation für EPIC wird für den Abflussscheitel genutzt, da sie im Feld- und nicht im Einzugsgebietsmaßstab entwickelt wurde. Die Bestimmung von  $\alpha$  mit einem mittleren  $P_{0,5}$  oder  $\alpha_{0,5} = 0,0208$  liefert auf Zellenbasis nur geringe Unterschiede. Das Abflussvolumen wird zunächst mit  $P5$  und  $\lambda = 0,03$  bestimmt. Das Ereignis vom 29.10.1998 zeigt mit OF einen höheren Austrag ( $\bar{\alpha} 0,85$  t/ha) und zusätzlich ein anderes räumliches Muster (vgl. Abbildung 5.59). Besonders hohe Abtragswerte finden sich topografiebedingt im Welzheimer Wald und an der Ostalb sowie bei Weinbau.

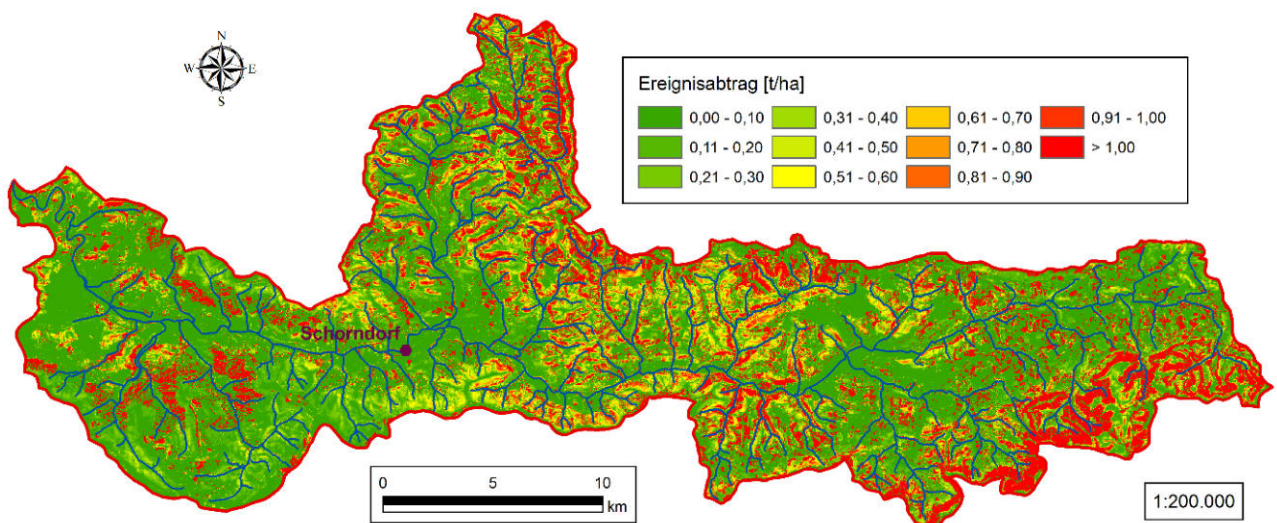


Abbildung 5.59: Ereignisabtrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – OF (konventionell, EPIC)

Der mittlere Sedimenteintrag der MUSLE für das Herbstereignis 1998 (vgl. Abbildung 5.60) liegt im Gebiet des Pegels Schorndorf mit  $\varnothing$  0,44 t/ha zwischen den oben genannten Werten.

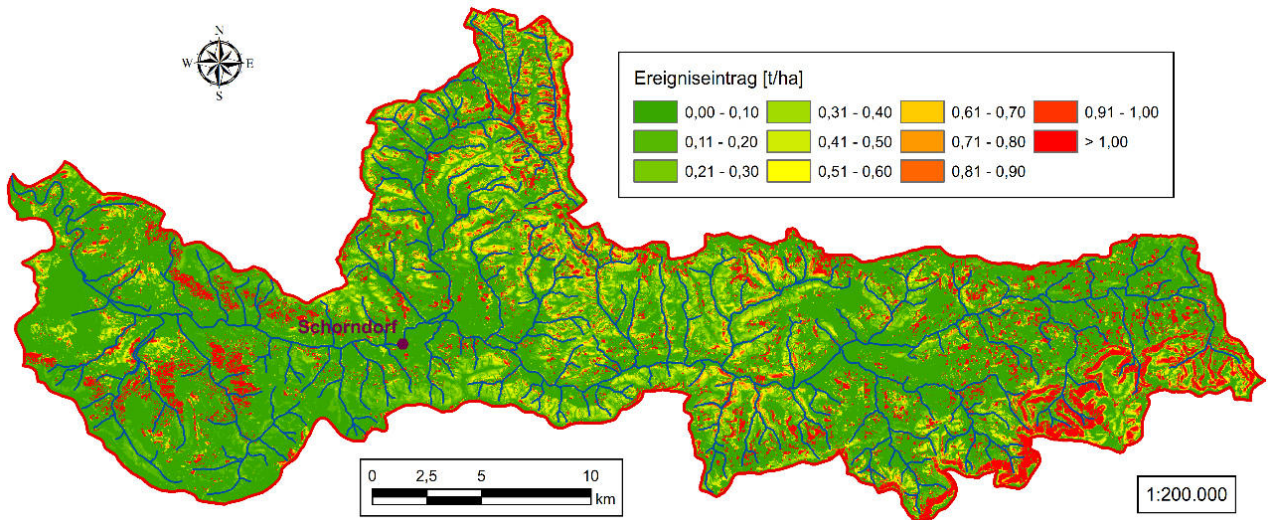


Abbildung 5.60: Ereigniseintrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – MUSLE (konventionell, EPIC)

Die Auswertung aller Ereignisse für die einzelnen Pegel fassen Abbildung 5.61 (konventionell) und Abbildung 5.62 (konservierend) zusammen. Bei allen Varianten ist die relative Reduktion für das Einzugsgebiet des Pegels Beutelsbach am größten (vgl. Abbildung A.79), bedingt durch den großen Einfluss der konservierenden Bodenbearbeitung beim Weinbau.

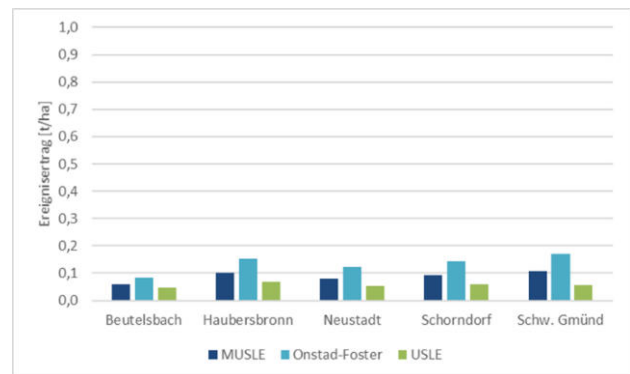
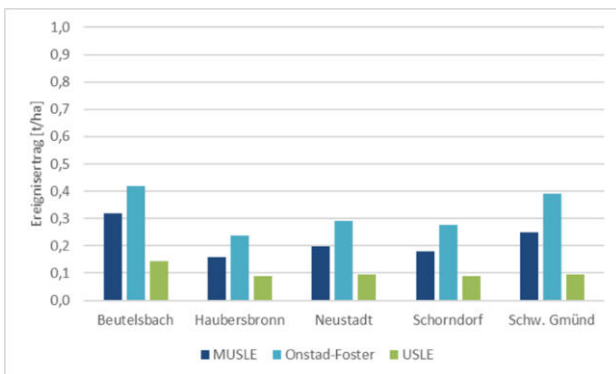


Abbildung 5.61: Ereignisertrag im Rems-Einzugsgebiet – EPIC (konventionell, Tageswerte)

Abbildung 5.62: Ereignisertrag im Rems-Einzugsgebiet – EPIC (konservierend, Tageswerte)

Bedingt durch die berechneten hohen Erosionswerte ist die Sedimentkonzentration für das Einzugsgebiet des Pegels Beutelsbach deutlich höher als für die anderen Pegel-Einzugsgebiete, wie es in Abbildung A.45 und Abbildung A.46 dargestellt ist.

Die folgenden Schätzungen beruhen auf dem Abflussvolumen nach EPIC mit der disaggregierten Bodenfeuchte (EPIC-SM). Für Abbildung 5.63 (Onstad-Foster) und Abbildung 5.64 (MUSLE) gehen hier der STI als topografischer Index und  $\alpha_{0,5} = 0,0208$  für die Konzentrationszeit ein.



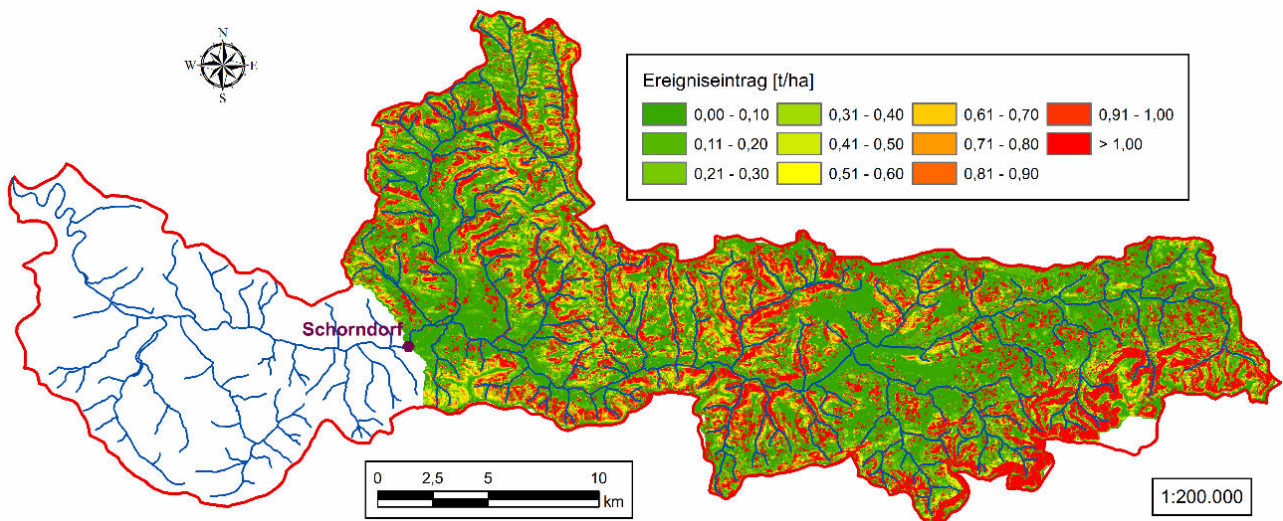


Abbildung 5.63: Ereigniseintrag für den Pegel Schorndorf (29.10.1998) – OF (konventionell, EPIC-SM)  
Die Ergebnisse für OF und MUSLE unterscheiden sich wiederum deutlich im Mittel (0,96 t/ha vs. 0,53 t/ha) und der räumlichen Verteilung der prognostizierten Sedimenteinträge.

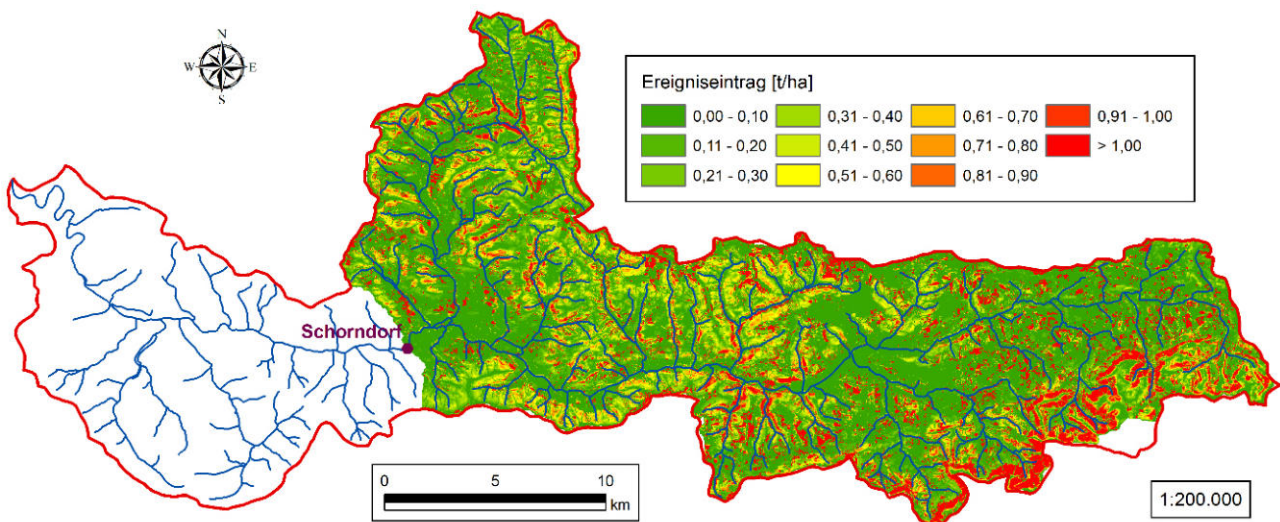


Abbildung 5.64: Ereigniseintrag für den Pegel Schorndorf (29.10.1998) – MUSLE (konventionell, EPIC-SM)  
Über alle Ereignisse ergeben sich die in Abbildung 5.65 (konventionell) und Abbildung 5.66 (konservierend) dargestellten Mittelwerte. Die Abträge bzw. Einträge sind höher als mit EPIC (Abflussvolumen) und für Beutelsbach (konventionell) besonders hoch, was sich auch in der Sedimentkonzentration zeigt. Diese ist in Abhängigkeit von konventioneller (vgl. Abbildung A.49) und konservierender Bearbeitung (vgl. Abbildung A.50) für die einzelnen Pegel-Einzugsgebiete dargestellt. Betrachtet man die relative Reduktion, so ergeben sich mit der MUSLE und nach Onstad-Foster nur geringe Unterschiede. Es sticht über alle Ereignisse wieder der Pegel Beutelsbach hervor. Abbildung A.80 vergleicht die relativen Reduktionen nach Onstad-Foster auf Basis verschiedener Abflussschätzungen mit denen des RBA für den Pegel Schorndorf.

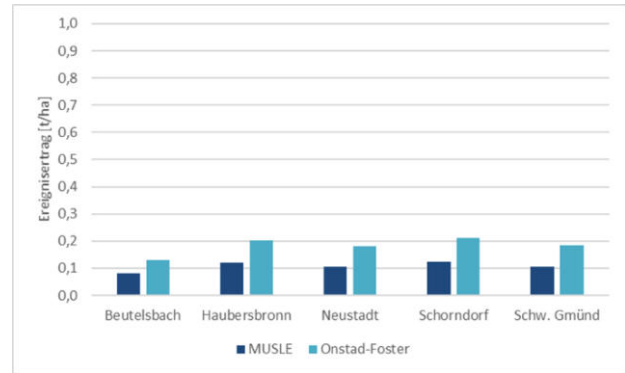
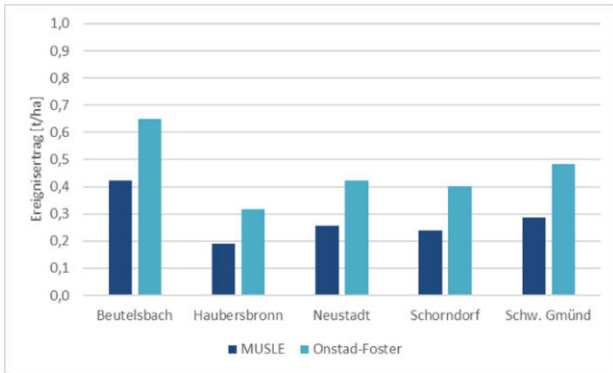


Abbildung 5.65: Ereignisertrag im Rems-Einzugsgebiet – EPIC-SM (konventionell, Tageswerte)

Abbildung 5.66: Ereignisertrag im Rems-Einzugsgebiet – EPIC-SM (konservierend, Tageswerte)

Für das Abflussvolumen nach VSLF wird die aktuelle Bodenfeuchte mit dem topografischen Index disaggregiert. Die Ergebnisse mit OF (vgl. Abbildung 5.67) und MUSLE (vgl. Abbildung A.51) für das Ereignis vom 29.10.1998 unterscheiden sich in Mittel (0,88 t/ha vs. 0,48 t/ha) und räumlicher Verteilung nur gering von EPIC-SM. Auch hier paust sich der topografische Index über die disaggregierte Bodenfeuchte und den Abfluss zum Sedimenteintrag durch.

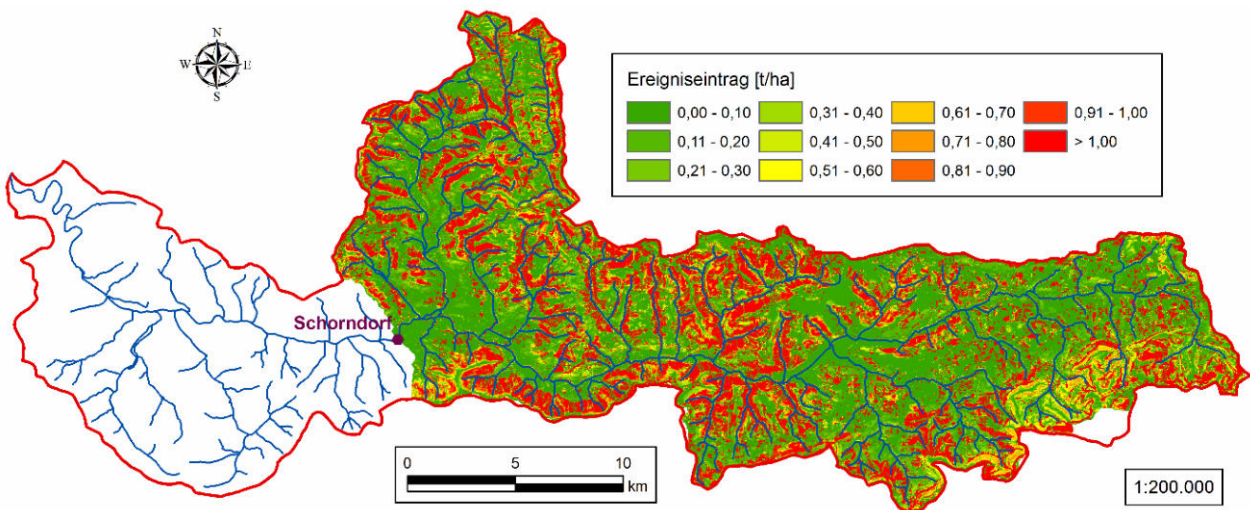


Abbildung 5.67: Ereigniseintrag für den Pegel Schorndorf (29.10.1998) – OF (konventionell, VSLF)

Über alle Ereignisse ist der geschätzte Sedimenteintrag der Einzugsgebiete aber niedriger als mit EPIC-SM, wie in Abbildung 5.68 (konventionell) und Abbildung 5.69 (konservierend) ersichtlich ist. Wieder ist der Sedimentertrag nach OF größer als mit der MUSLE. Die Schätzwerte für beide Bearbeitungsvarianten sind für den Pegel Beutelsbach geringer als für die Pegel Schorndorf und Schwäbisch Gmünd. Die mittlere Sedimentkonzentration ist bei konventioneller Bearbeitung für Beutelsbach wieder deutlich höher als für die anderen Pegelgebiete. Im Falle konservierender Bodenbearbeitung sind die Unterschiede für die Ergebnisse der MUSLE zu vernachlässigen. Mit OF fällt nur die Sedimentkonzentration für den Pegel Neustadt etwas geringer aus, wie Abbildung A.54 (konventionell) und Abbildung A.55 (konservierend) zeigen.

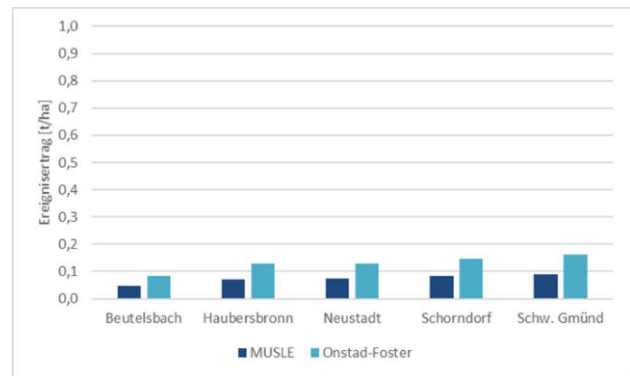
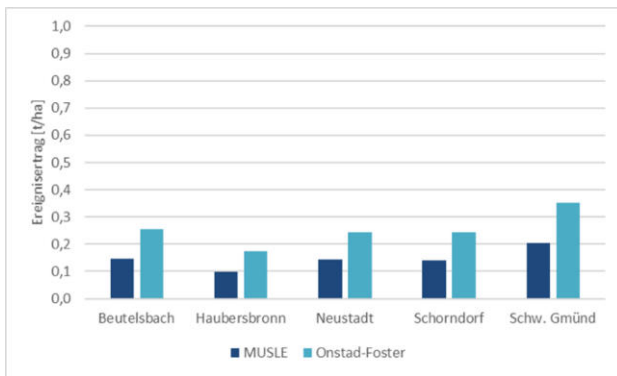


Abbildung 5.68: Ereignisertrag im Rems-Einzugsgebiet – VSLF (konventionell, Tageswerte)

Abbildung 5.69: Ereignisertrag im Rems-Einzugsgebiet – VSLF (konservierend, Tageswerte)

Die Teileinzugsgebiete ( $n = 51$ ) im Maßstab 1:50.000 ( $0,4 \leq A_E \text{ [km}^2\text{]} \leq 41,1$ ;  $\varnothing 11,4 \text{ km}^2$ ) unterscheiden sich nur wenig von denen der Einzugsgebietsableitung. Für die Untersuchung der Skalenabhängigkeit der MUSLE werden die Teileinzugsgebiete der einzelnen Pegel-Standorte so angepasst, dass diese zusammen mit den anderen TEZG50 das jeweilige Pegel-Einzugsgebiet ergeben. Für die geometrischen Einheiten werden Relief-, Boden-, Landnutzungs- und Klimaparameter bestimmt sowie aus diesen Parametern dann Abflussvolumen und -sicherheit geschätzt.

Das Abflussvolumen wird nach LUTZ (1984) sowie nach EPIC und VSLF mit aktueller Bodenfeuchte berechnet. Für die Basisabflussspende zu Ereignisbeginn für das Lutz-Verfahren stehen Abflussmessungen und Saisonmittelwerte zur Verfügung. Eine Beziehung zu VN21 ( $R^2 = 0,814$ ;  $NS E_j = 0,825$ ) liefert den Basisabfluss für den Pegel Schorndorf. Die räumliche Verteilung der Bodenfeuchte (FFC bzw.  $S$ ) wird durch Disaggregation mit dem STI erhalten. Die beitragende Fläche für VSLF ergibt sich dann aus der Beziehung zu Effektivniederschlag und Speichergröße.

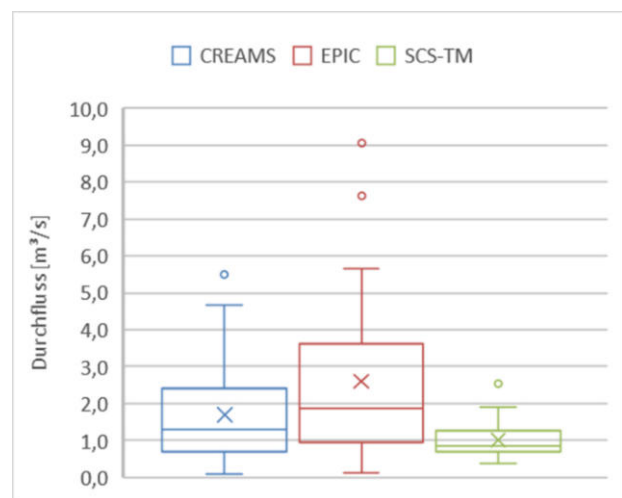
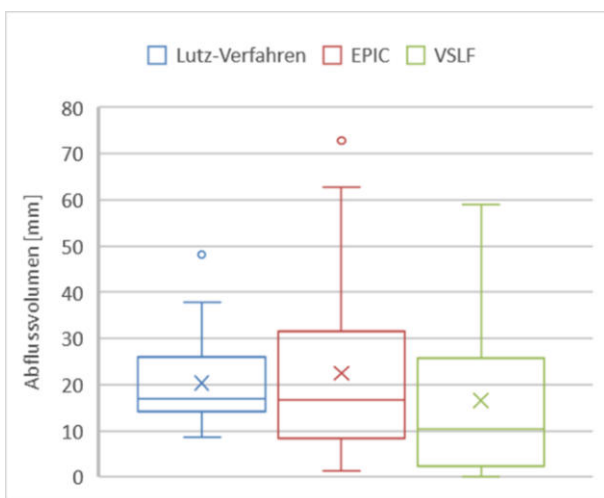


Abbildung 5.70: Boxplot Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf (TEZG50) ( $n = 19$ )

Abbildung 5.71: Boxplot Abflusssicherheit für den Pegel Schorndorf (TEZG50) ( $n = 19$ )

Der Box-Plot-Vergleich (vgl. Abbildung 5.70) zeigt ähnlich große Mediane mit LUTZ (1984) und EPIC (mit höherer Streuung) sowie den deutlich niedrigeren nach VSLF. Für den Abflussscheitel finden die Ansätze von CREAMS, EPIC und SCS-TM Anwendung. Die Konzentrationszeit nach EPIC basiert auf dem MQ in Abhängigkeit von der Gebietsgröße ( $R^2 = 0,997$ ). Die Auswertung zusätzlicher Ereignisse für die Pegel Baach (Rappenbach,  $A_E = 0,43 \text{ km}^2$ ) und Heubach (Klotzbach,  $A_E = 10,0 \text{ km}^2$ ) ermöglicht die Bestimmung von Optimierungsfaktoren für CREAMS ( $R^2 = 0,98$ ) und EPIC ( $R^2 = 0,965$ ) für die kleineren Einzugsgebiete. Die einzelnen Ansätze werden mit verschiedenen Abflussvolumina getestet. Abbildung 5.71 vergleicht die Ansätze von CREAMS und EPIC (Abflussvolumen nach EPIC-SM) sowie SCS-TM (mit Lutz-Verfahren).

Die Energiekomponente der MUSLE wird in ihren Kenngrößen (vgl. Abbildung 5.72) ebenso wie der Sedimenteintrag (vgl. Abbildung 5.73) stark vom Abflussscheitel geprägt. Die semi-distributive Umsetzung der MUSLE auf Teilgebietsbasis liefert konventionell mittlere Sedimenteinträge von 0,65 t/ha (CREAMS), 0,81 t/ha (EPIC-SM) und 0,39 t/ha (SCS-TM), die zwischen denen des Blockmodells (0,92 t/ha) und der Detailmodelle liegen, so 0,24 t/ha mit EPIC-SM.

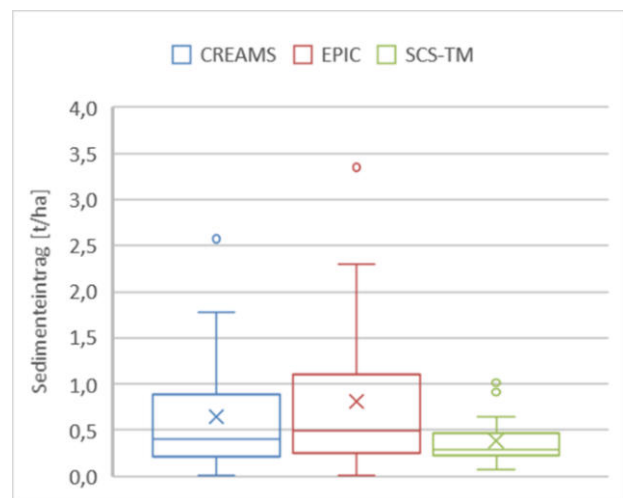
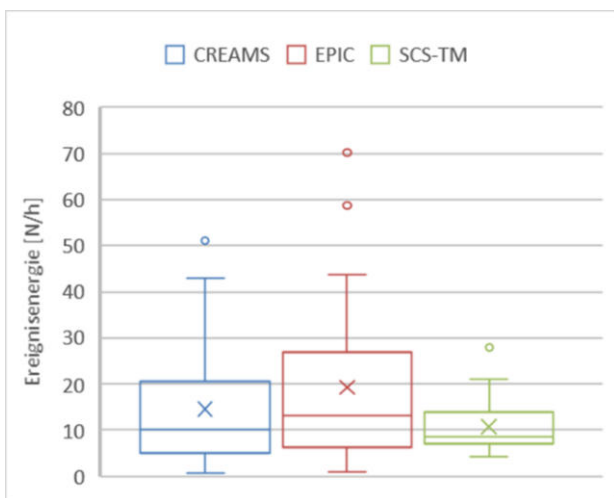


Abbildung 5.72: Boxplot Ereignisenergie der MUSLE am Pegel Schorndorf (TEZG50, Tagesw.)

Abbildung 5.73: Boxplot Sedimenteintrag der MUSLE am Pegel Schorndorf (TEZG50, Tagesw., konv.)

Abbildung 5.74 zeigt den mittleren Sedimenteintrag der Teileinzugsgebiete ( $\bar{\rho}$  0,22 t/ha) mit den Abflussparametern nach CREAMS für das Ereignis im Juni 1997. Der Mittelwert ist mit EPIC ähnlich (0,26 t/ha) (vgl. Abbildung A.56), mit SCS-TM jedoch erheblich größer (0,43 t/ha).



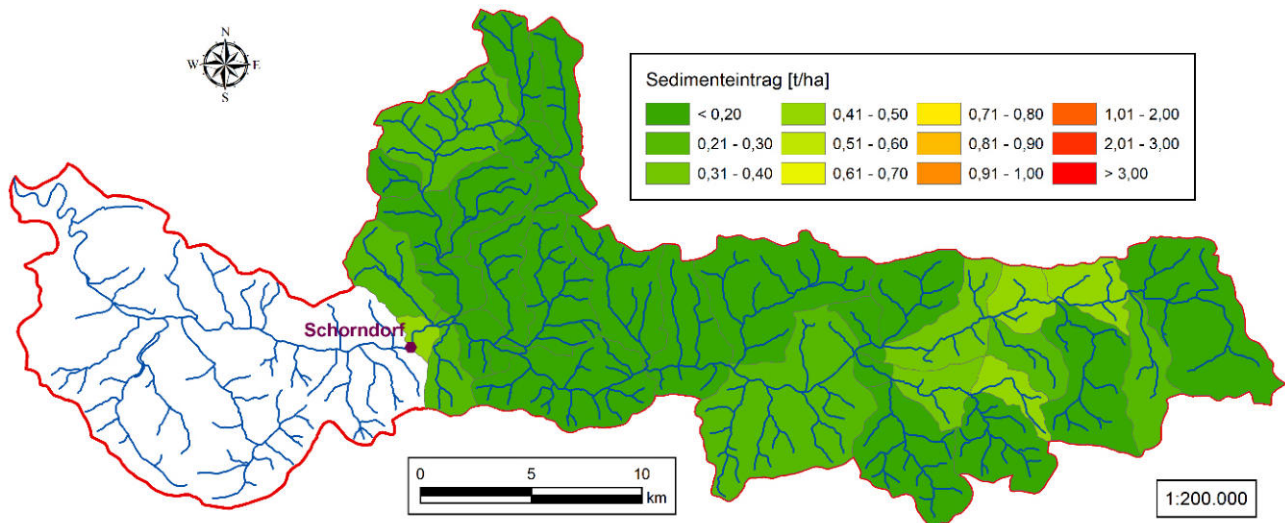


Abbildung 5.74: Sedimenteintrag für den Pegel Schorndorf (22.06.1997) – MUSLE (konv., CREAMS)

Für das Herbstereignis 1998 beträgt der mittlere Eintrag mit CREAMS (vgl. Abbildung 5.75) 1,78 t/ha und mit EPIC gar 2,30 t/ha (vgl. Abbildung A.57), mit SCS-TM hingegen nur 1,01 t/ha (vgl. Abbildung A.59). Dies verdeutlicht die hohe Variabilität der Schätzungen der jeweiligen Ansätze, was durch Unsicherheiten in den Parametern verstärkt wird. Hinzu kommt der Einfluss der Ereignisgröße auf Umfang und räumliche Verteilung des Sedimenteintrags. Die dargestellten Werte für das Einzugsgebiet des Pegels Schorndorf beinhalten kein Sedimentrouting.

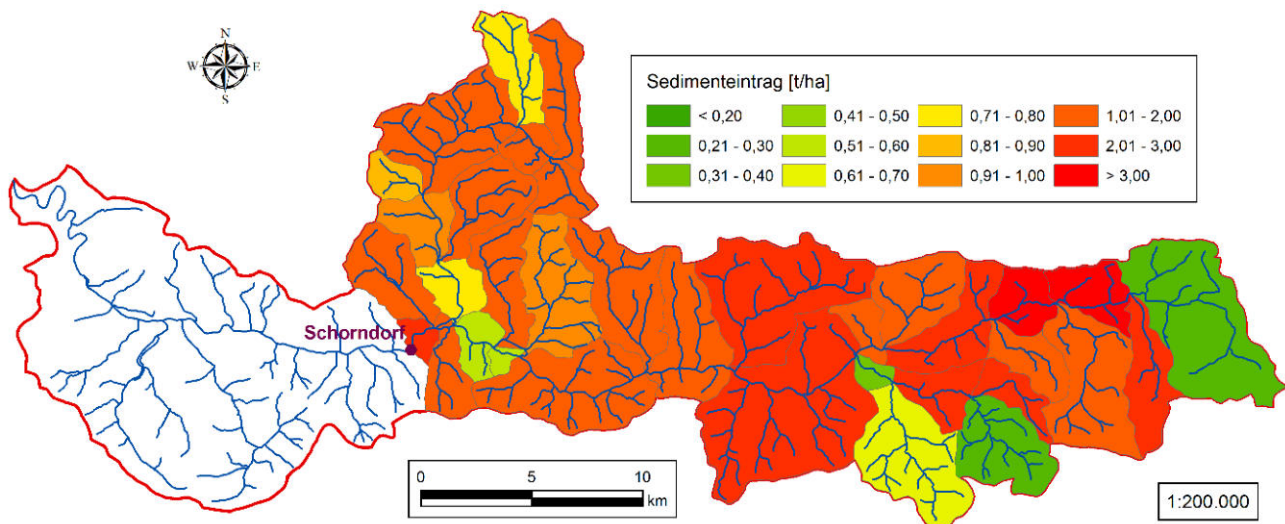


Abbildung 5.75: Sedimenteintrag für den Pegel Schorndorf (29.10.1998) – MUSLE (konv., CREAMS)

Es können stark beitragende Teileinzugsgebiete für die Maßnahmenplanung identifiziert werden, was jedoch mit flächendetaillierter Abschätzung und Kartierung verifiziert werden sollte.





## 6 Synthese

### 6.1 Erweiterte Datenbasis

Die erweiterte Datenbasis beinhaltet Niederschlagswerte von NiedSim und RIMAX in stündlicher und täglicher Auflösung (1931–2013). Die Sommermaxima (Mai–August) der Tageswerte (52–83 a) und des Gebietsmittels (vgl. DWA 2012a) werden für die Dauerstufen 24, 48 und 72 h extremwertstatistisch ausgewertet (Kap. 5.3) und mit KOSTRA verglichen. Trotz ähnlicher Mittelwerte (vgl. Abbildung 6.1) unterscheiden sich die Wertebereiche insbes. bei D48 und D72 deutlich, so Baltmannsweiler-Hohengehren (457 m ü. NN) und Lorch (Ostalb) (296 m ü. NN).

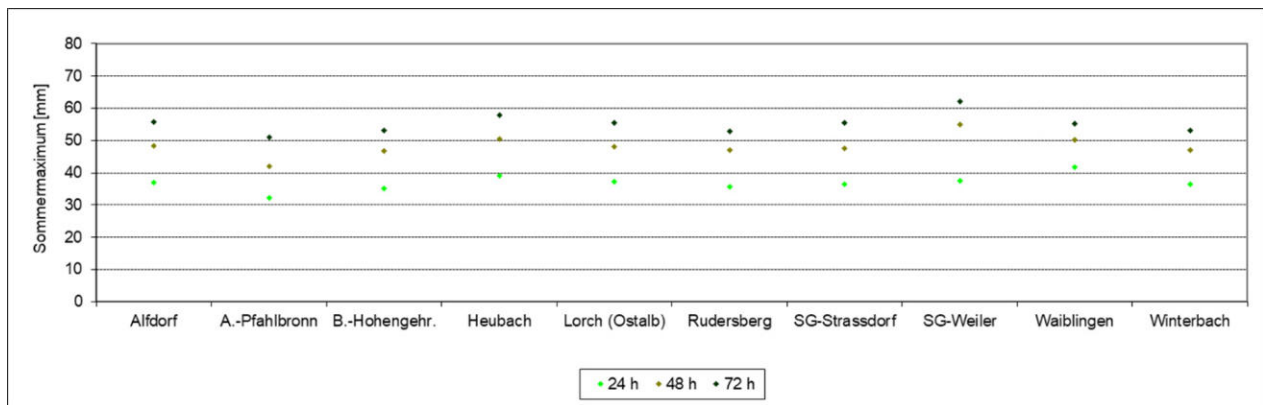


Abbildung 6.1: Sommermaxima des Niederschlags im Rems-Einzugsgebiet (Daten: NiedSim)

Die Extremwertstatistik für das Gebietsmittel wird mit variierender Stationsanzahl in Abhängigkeit von der Zeitreihenlänge durchgeführt. Die für jährliche Serien empfohlene Gumbelverteilung (E1, mit MM) liefert für die Zeiträume 1941–2013 ( $n = 3$ ), 1951–2013 ( $n = 4$ ) und 1951–2002 ( $n = 6$ ) ähnliche Ergebnisse. Abbildung 6.3 zeigt die statistischen Werte der Dauerstufen für den Zeitraum 1951–2013 mit einem Gebietsmittel aus vier Stationen (vgl. Abbildung 6.2).

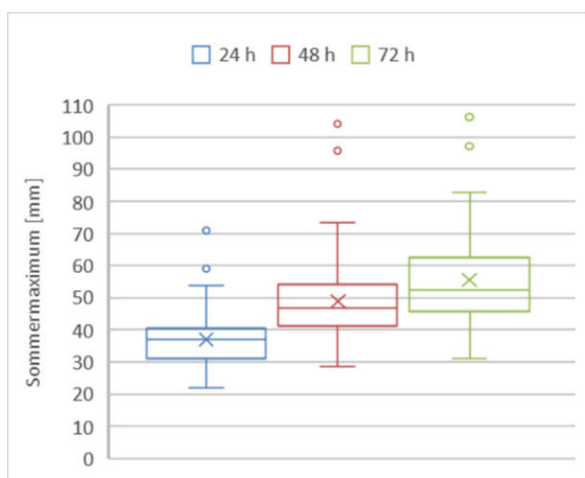


Abbildung 6.2: Boxplot Gebietsmittel der Sommermaxima im Remsgebiet (1951–2013)

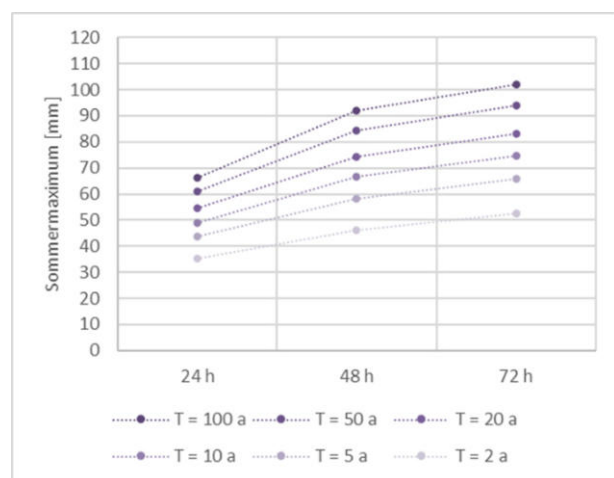


Abbildung 6.3: Statistische Gebietsmittel der Sommermaxima im Rems-Einzugsgebiet ( $n = 4$ )

Die Abhängigkeit von der Wetterlage in Form objektiver (Deutschland, ab Juli 1979) und subjektiver Wetterlagenklassifikationen (Mitteleuropa, 1881–1998) (vgl. HESS & BREZOWSKY 1969, GERSTENGARBE et al. 1999) des DWD (Kap. 5.4) wird ebenfalls überprüft.

## 6.2 Validierung der Modellansätze

Zur Validierung der (Block-) Modellansätze für Abflussscheitel und Abflussvolumen werden im Zeitraum von 1980 bis 1989 zunächst 20 erosive konvektive (Sommer-) Niederschlagsereignisse (vgl. Abbildung 6.21, Abbildung 6.22, Abbildung 6.23; „Valid.“) ausgewählt. Von diesen 20 Ereignissen (vgl. Tabelle 28, Anhang) werden aufgrund fehlender Stationswerte vier ausgeschlossen. Somit stehen 16 Ereignisse ( $D_N \leq 26$  h, vgl. Tabelle 29, Anhang) für die Beurteilung der Ergebnisse anhand der RIMAX-Daten (1990–2005) zur Verfügung. Die resultierenden variablen Abflussereignisse besitzen eine Jährlichkeit von  $T_a \leq 5$  a.

Für die Modellierung der aktuellen Bodenfeuchte nach DVWK (1984b) (Kap. 5.1) wird die potenzielle Verdunstung aufgrund fehlender Klimadaten durch eine trigonometrische Funktion (vgl. ZAISS 1989) beschrieben. Die aktuelle Verdunstung ist wiederum eine Funktion der Bodenfeuchte (nach RENGER et al. 1974a, b). Die Bodenfeuchte dient zur Bestimmung des Anfangsverlustes für EPIC sowie VSLF und CN-VSA. Mit EPIC wird hier nur eine ungenügende Schätzung erreicht, wie dies der Pegel Schorndorf ( $NS E_j = 0,120$ ;  $r = 0,927$ ) zeigt.

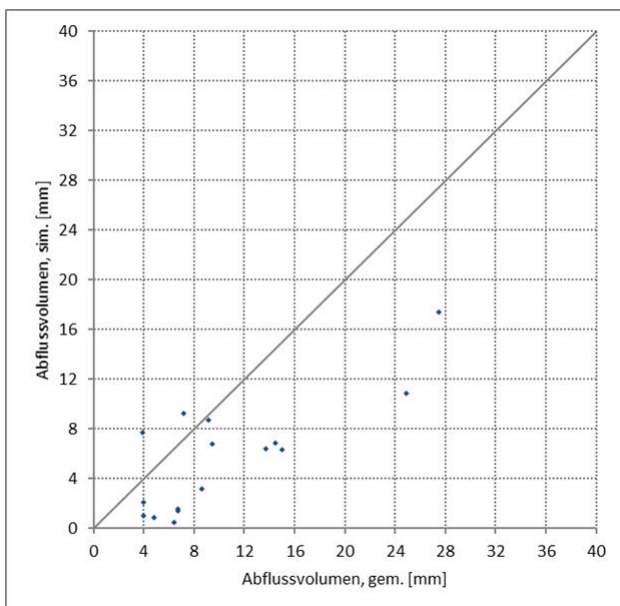


Abbildung 6.4: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – ZAISS (1989) (Valid., Blockmodell)

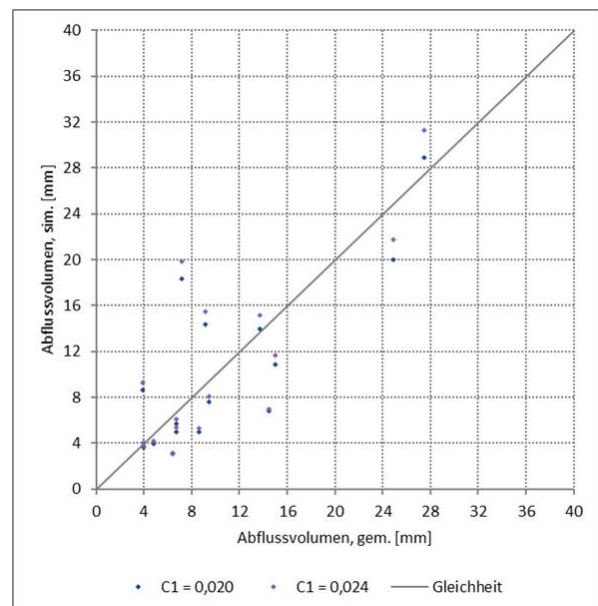


Abbildung 6.5: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – LUTZ (1984) (Valid., Blockmodell)

Niederschlagstageswerte sind auch die Grundlage für die Vorregenindizes  $P5$  und  $VN21$  (ZAISS 1989) sowie für die Abschätzung des Basisabflusses (LUTZ 1984) mit den Beziehungen aus den

RIMAX-Daten ( $R^2 = 0,81$ ;  $NS E_j = 0,825$ ). Das an deutsche Bedingungen angepasste SCS-CN-Verfahren nach ZAISS (1989) liefert nur unbefriedigende Ergebnisse (vgl. Abbildung 6.4, Abbildung 6.6), dasjenige nach LUTZ (1984) schneidet mit den optimierten  $C1$ -Faktoren der RIMAX-Daten (vgl. Abbildung 6.5, Abbildung 6.7) hingegen deutlich besser ab. Ausgenommen hiervon ist wiederum der Pegel Schwäbisch Gmünd, dessen Einzugsgebiet eine höhere mittlere Abfluss-spende aufweist. Die Optimierung des  $C1$ -Faktors mit den Validierungsdaten führt erwartungsgemäß zu einer höheren Schätzgüte, so auch am Pegel Schorndorf ( $NS E_j = 0,613$ ;  $r = 0,809$ ).

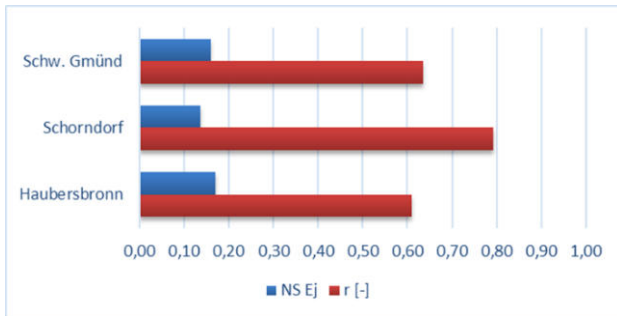


Abbildung 6.6: Gütemaße für das Abflussvolumen im Remsgebiet – ZAISS (1989) (Validierung)

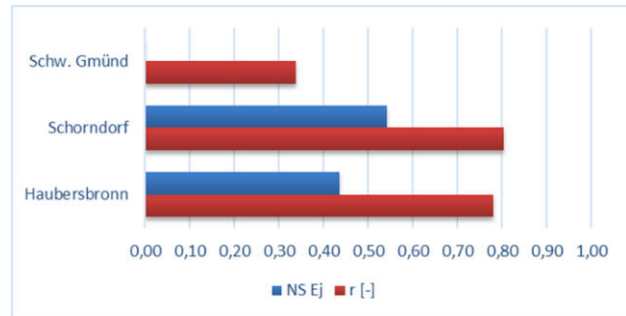


Abbildung 6.7: Gütemaße für das Abflussvolumen im Remsgebiet – LUTZ (1984) (Validierung)

Als Modifikationen für variable Sättigungsflächen (Kap. 3.6.2.6) werden die Ansätze von CN-VSA (vgl. Abbildung 6.8, Abbildung 6.10) und VSLF (vgl. Abbildung 6.9, Abbildung 6.11) mit dem anhand der RIMAX-Daten optimierten Speicherparameter ( $S$ ) umgesetzt.

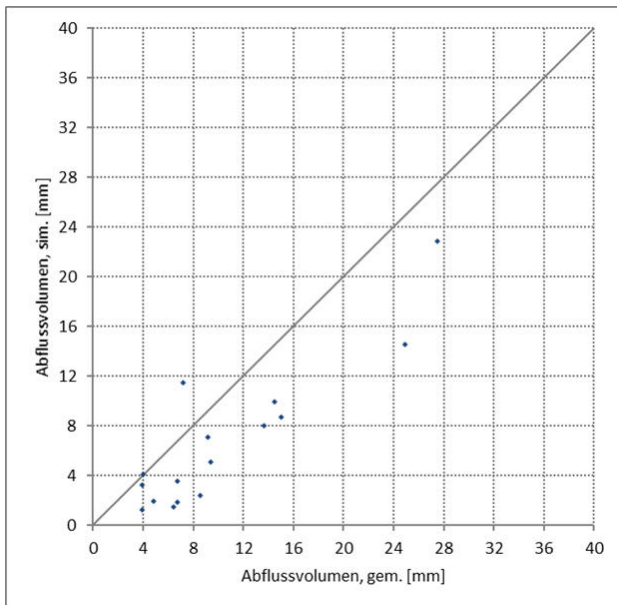


Abbildung 6.8: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – CN-VSA (Validierung, Blockmodell)

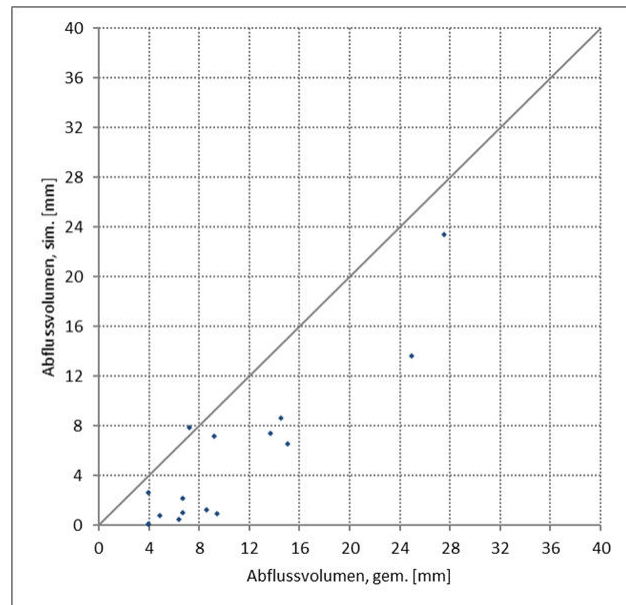


Abbildung 6.9: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – VSLF (Validierung, Blockmodell)

Die Optimierung des Speicherparameters ( $S$ ) mit den Validierungsdaten führt für den Pegel Schorndorf mit  $NS E_j = 0,730$  (CN-VSA) bzw.  $NS E_j = 0,566$  (VSLF) zu einer höheren Schätzgüte.

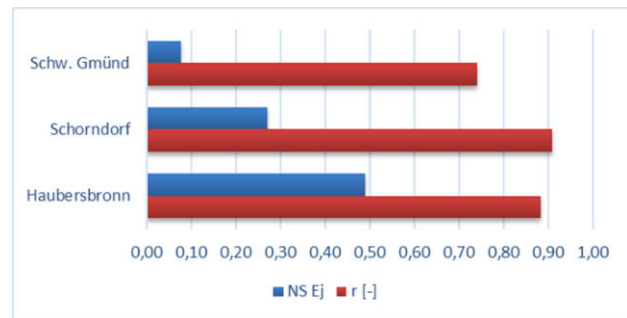
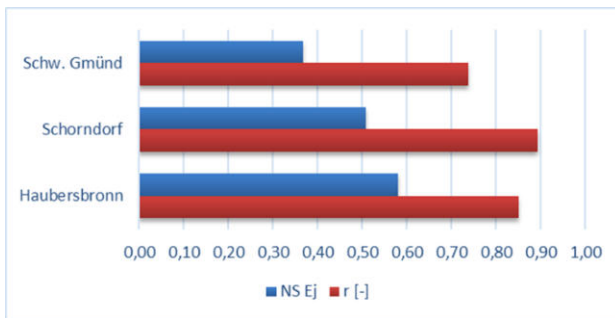


Abbildung 6.10: Gütemaße für das Abflussvolumen im Rems-Einzugsgebiet – CN-VSA (Validierung)

Abbildung 6.11: Gütemaße für das Abflussvolumen im Rems-Einzugsgebiet – VSLF (Validierung)

Bei der SCS-Dreiecksmethode wird die Konzentrationszeit bzw. Schwerpunktlaufzeit konstant und ereignisbasiert betrachtet sowie daraus die Anstiegszeit nach GRAY (1973) und SCS (1972) berechnet. Die hier dargestellten Modellergebnisse (vgl. Abbildung 6.12, Abbildung 6.14) basieren auf den SWAT-Parametern Konzentrationszeit und Effektivniederschlagsdauer (DUR) für die ereignisbasierte Anstiegszeit der Verzögerungszeitgleichung (SCS 1972).

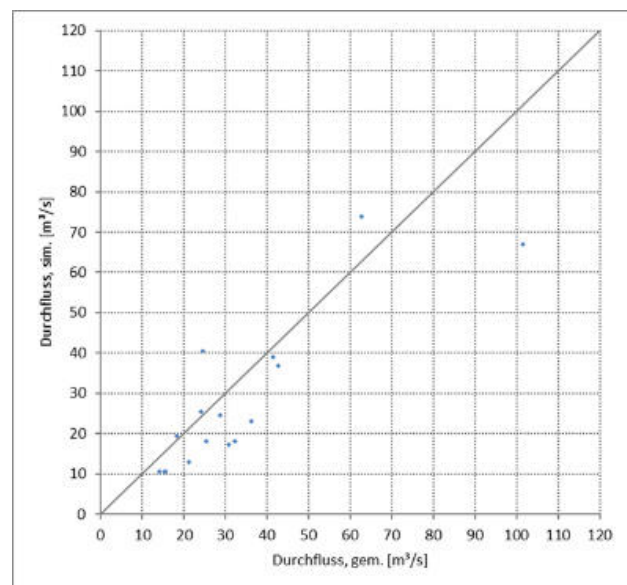
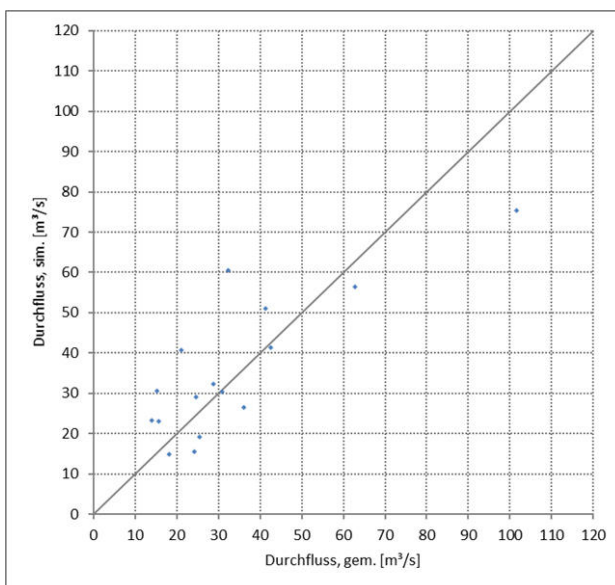


Abbildung 6.12: Abflussscheitel am Pegel Schorndorf – SCS-TM (Validierung, Blockmodell)

Abbildung 6.13: Abflussscheitel am Pegel Schorndorf – AGNPS<sub>m</sub> (Validierung, Blockmodell)

Die Schätzung des Abflussscheitels mit dem originalen CREAMS-Ansatz liefert nur für das Einzugsgebiet des Pegels Schorndorf zufrieden stellende Ergebnisse ( $NS E_j = 0,580$ ;  $r = 0,861$ ). Mit dem optimierten Faktor aus den RIMAX-Daten ergeben sich für AGNPS<sub>m</sub> deutlich bessere Gütemaße (vgl. Abbildung 6.13, Abbildung 6.15). Bei einer zusätzlichen Optimierung der Validierungsdaten kann mit  $NS E_j = 0,719$  und  $r = 0,861$  (im Einzugsgebiet des Pegels Schorndorf) eine noch höhere Schätzgüte erzielt werden.

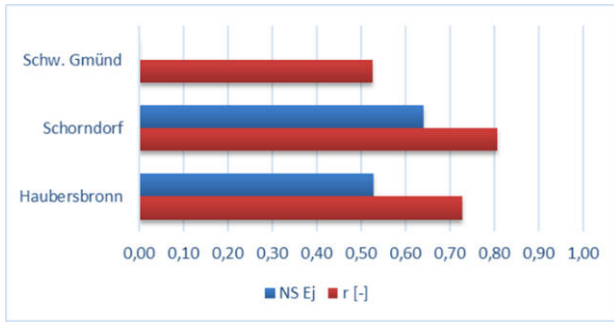


Abbildung 6.14: Gütemaße für den Abflussscheitel im Remsgebiet – SCS-TM (Valid., Blockmodell)

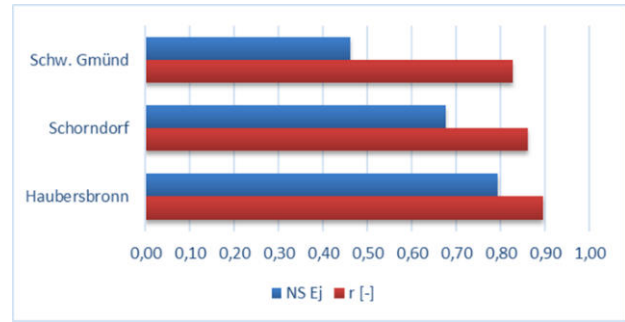


Abbildung 6.15: Gütemaße für den Abflussscheitel im Remsgebiet – AGNPS<sub>m</sub> (Valid., Blockmodell)

Für EPIC wird die Konzentrationszeit sowohl konstant (via MQ) als auch ereignisbasiert (via DUR) betrachtet. Mit konstanter Konzentrationszeit und optimiertem Parameter  $\alpha$  der RIMAX-Daten werden gute Ergebnisse erzielt, wie Abbildung 6.16 und Abbildung 6.18 verdeutlichen. Neue Optimierungsläufe mit den Validierungsdaten ergeben keine Verbesserung der Güte.

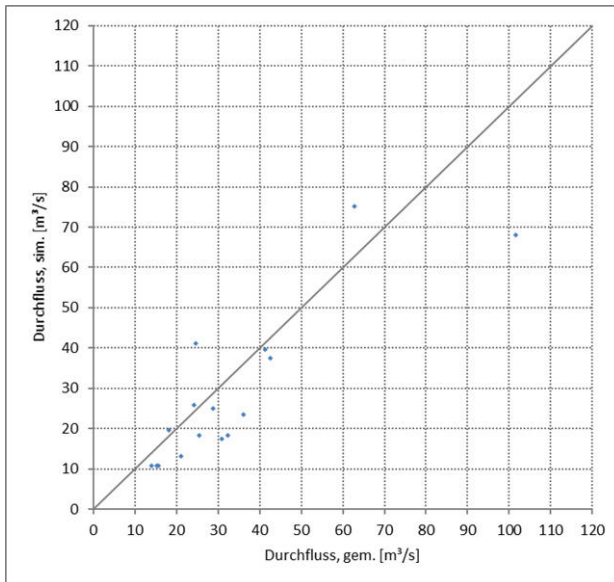


Abbildung 6.16: Abflussscheitel am Pegel Schorndorf – EPIC (statisch, Validierung, Blockmodell)

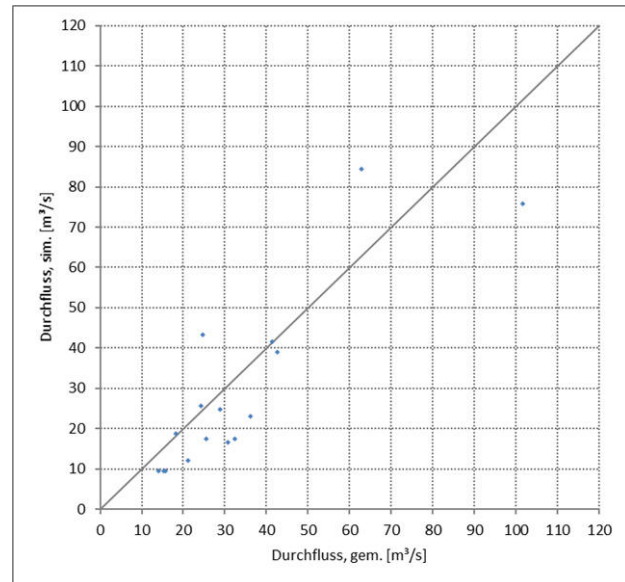


Abbildung 6.17: Abflussscheitel am Pegel Schorndorf – EPIC (dynam., Validierung, Blockmodell)

Die ereignisbasierte Berechnung der Konzentrationszeit mit dem Parameter DUR und daraus des Parameters  $\alpha$  mit  $\alpha_{0,5} = 0,0208$  ergibt mit Ausnahme des Pegels Schwäbisch Gmünd ebenfalls eine hohe Schätzgüte (vgl. Abbildung 6.17, Abbildung 6.19). Die lineare Speicherkaskade als Ganglinienfunktion (Kap. 3.6.2.5) in Verbindung mit einer mittenbetonten Niederschlagsverteilung nach DVWK (1984a) liefert hier keine ausreichende Schätzgüte für die Abflussscheitel, weder in täglicher noch in stündlicher Auflösung der Mess- und Modelldaten.



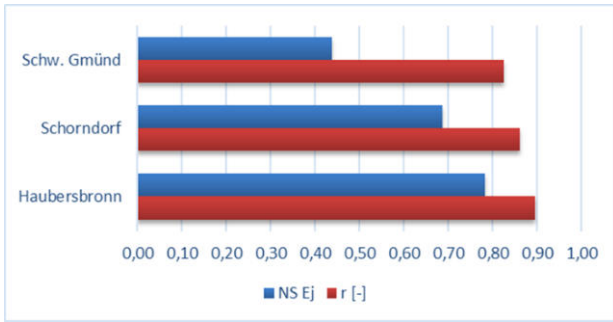


Abbildung 6.18: Gütemaße für den Abflussscheitel im Remsgebiet – EPIC (statisch, Validierung)

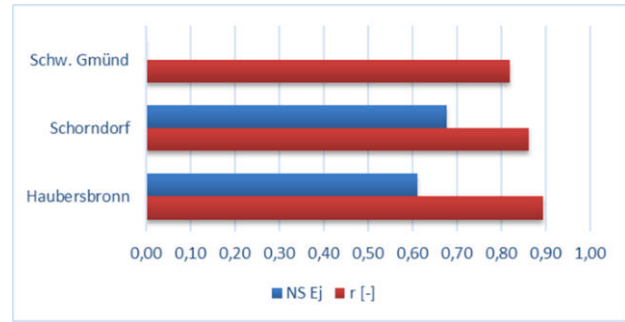


Abbildung 6.19: Gütemaße für den Abflussscheitel im Remsgebiet – EPIC (dynam., Validierung)

Die Überprüfung der aus den RIMAX-Daten (1990–2005) abgeleiteten Beziehungen für die Regenerosivität (Kap. 5.6) erfolgt für die beschriebenen Auswahldatensätze der Dauerstufen D24 und D48 sowie der Validierung (1980–1989). Hinzu kommt eine weitere Auswahl von 15 charakteristischen (konvektiven) Sommerereignissen (Kap. 6.3) aus diesen (Ereignisse). Tabelle 30 im Anhang listet die Kennwerte von 13 der Niederschlagsereignisse. Die Beziehungen erweisen sich für keinen der Datensätze als brauchbar (vgl. Abbildung 6.20). Das ist nicht überraschend, da der RIMAX-Datensatz einen hohen Anteil an langanhaltenden (advektiven) Winterereignissen beinhaltet, die nicht zu den konvektiven (Sommer-) Ereignissen passen.

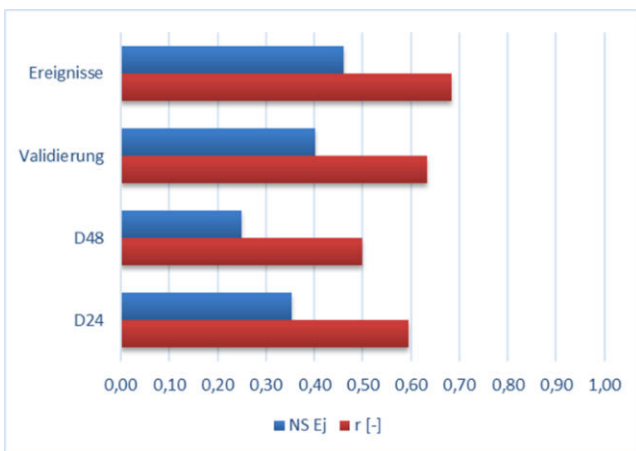


Abbildung 6.20: Gütemaße der Optimierung ( $EI = a \cdot N^b$ )

Die Ansätze von CREAMS und EPIC können in ihrer Eignung bestätigt werden, jedoch werden hierfür Angaben zur maximalen Niederschlagsintensität ( $I_{30}$  [mm/h]) benötigt. Die Güte der neuen Optimierung (vgl. Abbildung 6.20) ist ähnlich ungenügend wie diejenige der ursprünglichen RIMAX-Daten. Die Gruppierung durch eine Vorauswahl der Ereignisse bringt hier ebenfalls keine Verbesserung in der resultierenden Schätzgüte.

Die Berechnung aus den Messdaten als Produkt von Niederschlagsmenge und Niederschlagsintensität ermöglicht identische Werte der Ereigniserosivität durch verschiedene Kombinationen der Niederschlagsparameter. Die Annäherung mit einer Funktion in alleiniger Abhängigkeit von der Niederschlagsmenge kann somit theoretisch nur schwer erfolgreich sein.

### 6.3 Simulation charakteristischer Sommerereignisse

Die erweiterte Datenbasis liefert für den Zeitraum 1979–2013 konvektive Sommerereignisse (Mai–August) in den Dauerstufen 24, 48 und 72 h. Die Darstellung in stündlicher Auflösung (mind. drei Stationen) zeigt, dass die größeren Dauerstufen oft aus mehreren kleineren Niederschlagsereignissen (mit Regenspauzen größer als sechs Stunden) zusammengesetzt sind. Diese dauern selten länger als 24 h, womit sich das Auswahlkriterium für die Dauer ( $D \leq 24$  h) ergibt, was auch dem Fokus auf konvektive Starkniederschlagsereignisse gerecht wird.

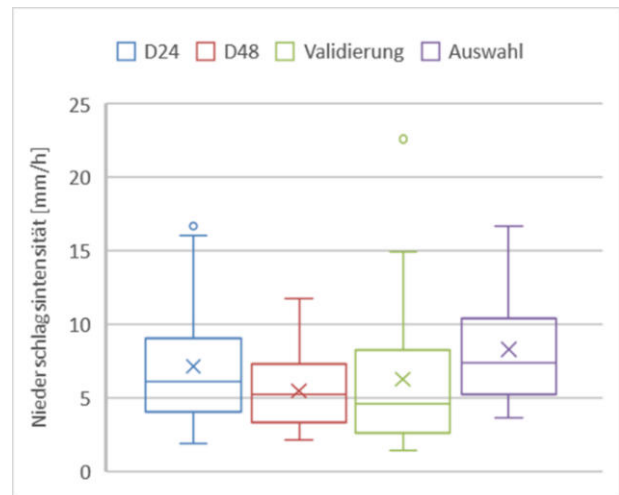
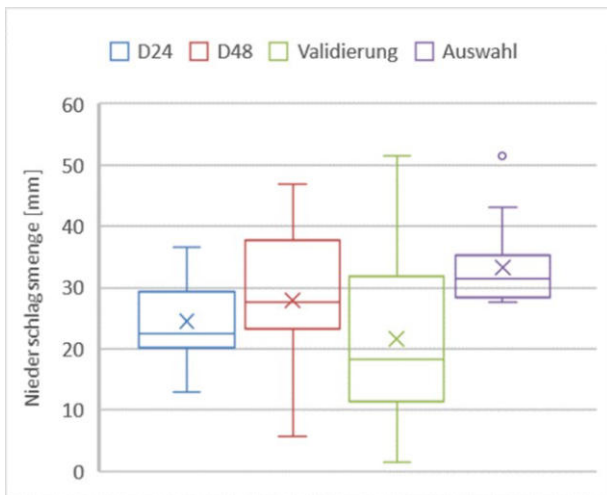


Abbildung 6.21: Boxplot Ereignisniederschlag

Abbildung 6.22: Boxplot maximale Ereignisintensität

Verglichen mit den anderen Ereignisgruppen D24 ( $n = 24$ ), D48 ( $n = 20$ ) und Validierung („Valid.“,  $n = 20$ ) sind hier die Niederschlagssumme (vgl. Abbildung 6.21;  $\bar{x}$  33,3 mm) und die maximale Intensität (vgl. Abbildung 6.22;  $\bar{x}$  8,29 mm/h) der charakteristischen Sommerereignisse („Ausw.“,  $n = 15$ ) als Stundenwerte im Mittel am höchsten. Dies trifft nicht auf die Ereignisdauer zu, wie in Abbildung 6.23 anhand der Mediane und Spannweiten nachvollzogen werden kann.

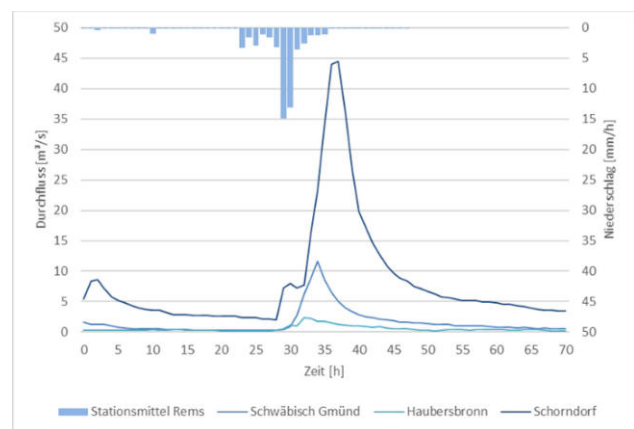
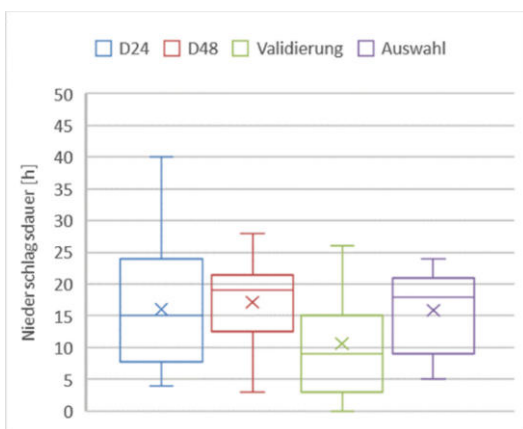


Abbildung 6.23: Boxplot Ereignis-Niederschlagsdauer

Abbildung 6.24: Ereignis Nr. 15 der Auswahl

Nach der Ereignisauswahl und -einordnung (z. B. Großwetterlage, Korrelation, Abflussscheitel und -muster) erfolgt die Interpolation der Tageswerte (inkl. VN21) mittels IDW (vgl. Abbildung 6.25, Ereignis Nr. 15) und die Beurteilung der Schätzgüte durch Kreuzvalidierung. Die räumliche Darstellung weiterer (interpolierter) Niederschlagsereignisse findet sich im Anhang.

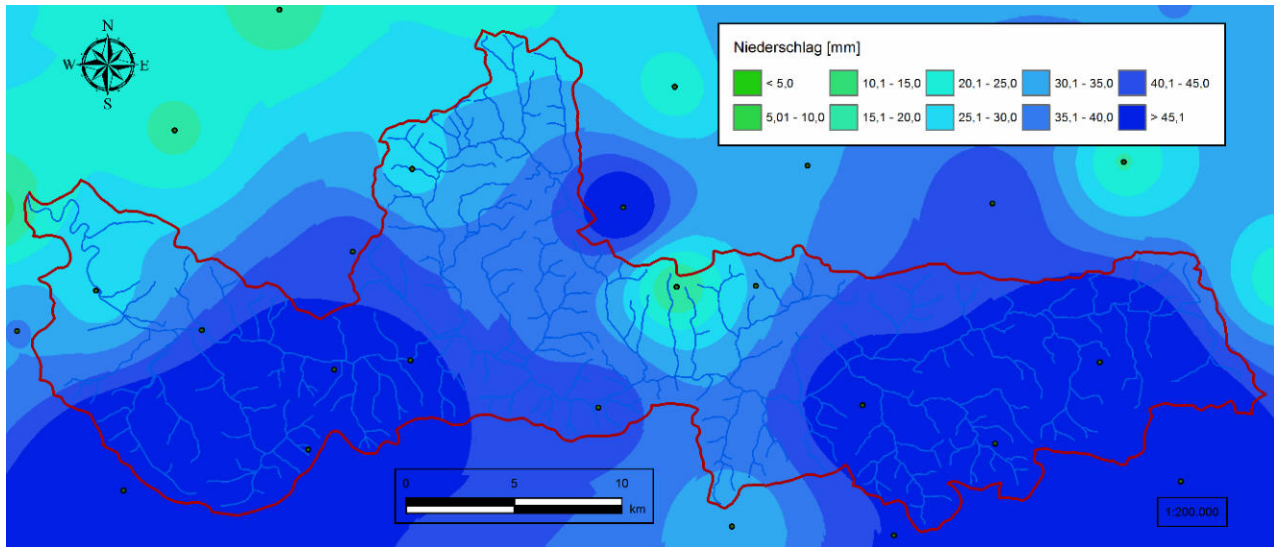


Abbildung 6.25: Räumliches Niederschlagsmuster für das Ereignis Nr. 15 (Tageswerte, Daten: DWD)

Die Normierung der Ereignisse mit dem Gebietsmittel ermöglicht die Skalierung mit den Stundenwerten. Eine Interpolation der Stundensummen ist durch die geringe Stationsdichte nicht sinnvoll. Für einzelne Ereignisse ergeben sich größere Abweichungen in der Ereignisdauer in Abhängigkeit vom Stationsumfang (gesamt vs. im Einzugsgebiet). Die Stundenwerte zeigen hier oft einen anfangs- oder mittenbetonten (vgl. Abbildung 6.24, Ereignis Nr. 15) Niederschlagsverlauf. Die Scheitelwerte der Abflussereignisse ( $n = 15$ ) liefern statistische Wiederkehrdauern kleiner zwei Jahre. Für die Ereignisse nach 2006 liegen keine Abflussdaten vor.

Von dieser Auswahl werden für die weiteren Untersuchungen 13 Ereignisse (vgl. Tabelle 30, Anhang) übernommen. Der Ereignisniederschlag ergibt sich hierbei durch Skalierung des Niederschlagsmusters der Tageswerte mit der Niederschlagssumme der Stundenwerte.

Langjährige Zeitreihen (1980–1989 vs. 1990–2005) der Tageswerte sind die Grundlage für die mittleren Vorfeuchteindikatoren  $VN21_m$  (IDW-Interpolation, vgl. Abbildung 6.26) und  $FFC_m$  (STI-Disaggregation) eines Sommermonats (Mai–August). Für die Anfangsbodenfeuchte wird die mittlere Verdunstung (BLANEY & CRIDDLE 1950) ermittelt. Aus diesen Größen erfolgt die Modellierung von Abflussvolumen und -scheitel sowie Ereigniserosität als Detail- und Blockmodell. Der Parameter CN beinhaltet beim Abflussvolumen auch Erosionsschutzmaßnahmen. Die relative Reduktion der RBA (und CN) gibt beim Blockmodell die der Sedimenterträge vor.



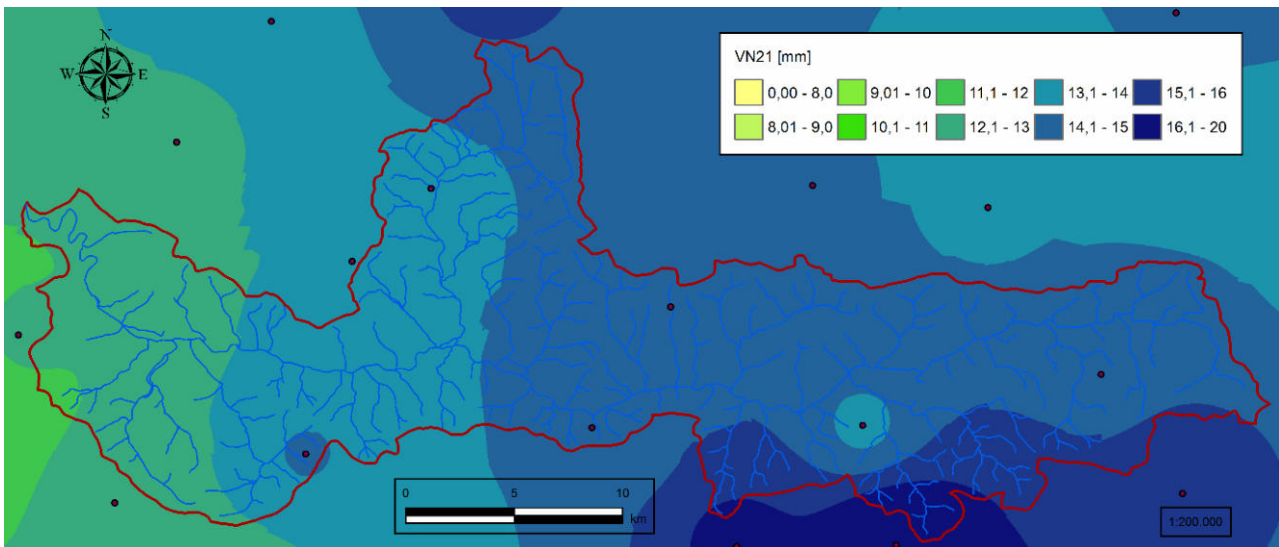


Abbildung 6.26: Räumliches Muster der mittleren Vorfeuchte  $VN21_m$  für den Monat Juli (Daten: DWD)

Bei der flächendetaillierten Bestimmung des Abflussvolumens (ZAISS 1989) ist das Muster stark von der Verteilung der Niederschlagsstationen beeinflusst (vgl. Abbildung 6.27,  $VN21_m$  Juli). Eine höhere Stationsdichte ist Bedingung für eine detaillierte Wiedergabe der Vorfeuchte, die hier nur den Anfangsverlust beeinflusst. Die weiteren  $VN21$ -Muster für die Sommermonate zeigen Abbildung A.68 (Mai), Abbildung A.69 (Juni) und Abbildung A.70 (August).

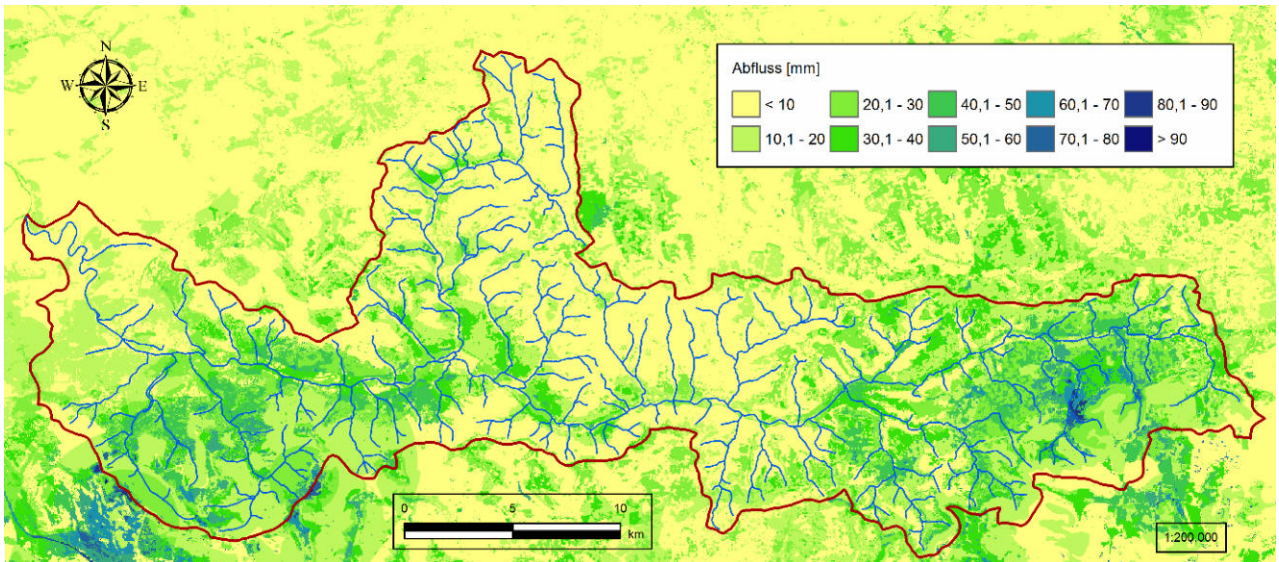


Abbildung 6.27: Räumliches Abflussmuster (ZAISS 1989) für das Ereignis Nr. 15 (mit  $VN21_m$  Juli)

Die Landnutzung hat wie bei EPIC (mit Disaggregation) weiter einen Einfluss auf das Abflussmuster. Hier dominiert jedoch der STI (vgl. Abbildung 6.28). Die mittlere Bodenfeuchte nimmt über den Sommer stark von Mai bis August ab, was sich aber nicht linear auf die Abflussschätzung auswirkt. Werte für die Teilgebiete finden sich im Anhang. Die räumliche Korrelation zwischen Vorfeuchte und Abflussvolumen nimmt mit steigendem Abfluss zu (vgl. Abbildung A.72).

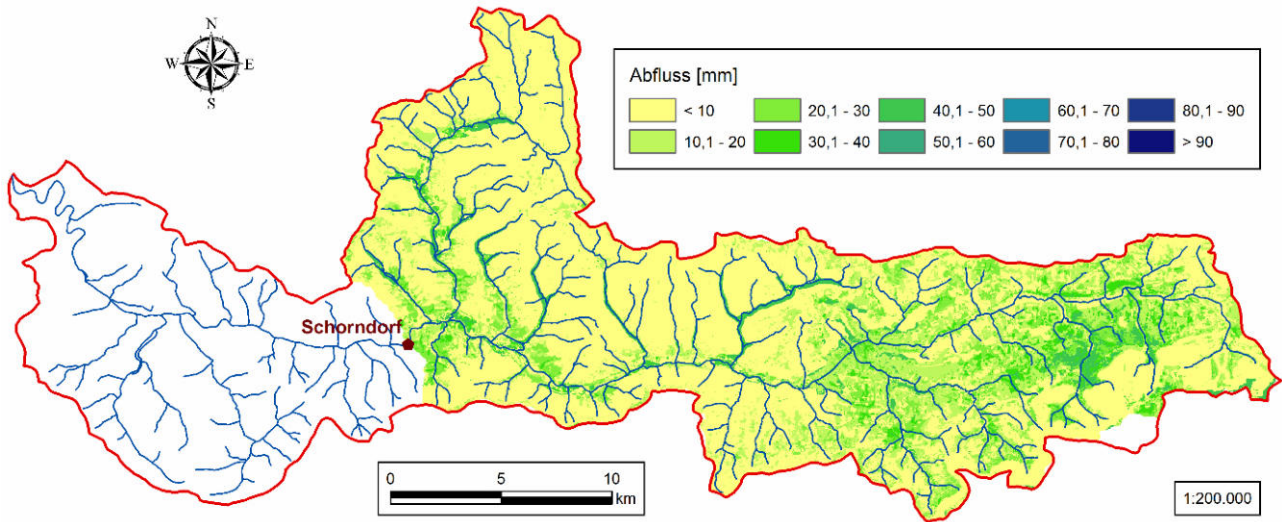


Abbildung 6.28: Räumliches Abflussmuster für den Pegel Schorndorf (Ereignis Nr. 15) – EPIC (FFC<sub>m</sub> Juli)  
 Der Abfluss ist nach EPIC im Mittel geringer als nach ZAISS (1989), wie in Abbildung 6.29 und Abbildung 6.30 ersichtlich ist. Mit der mittleren Vorfeuchte für Juli ergeben sich für den Pegel Schorndorf hier mittlere Abflussbeiwerte von  $\psi = 0,19$  (ZAISS 1989) und  $\psi = 0,15$  (EPIC).

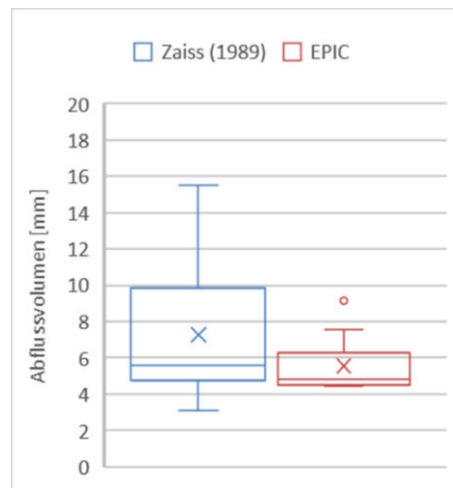
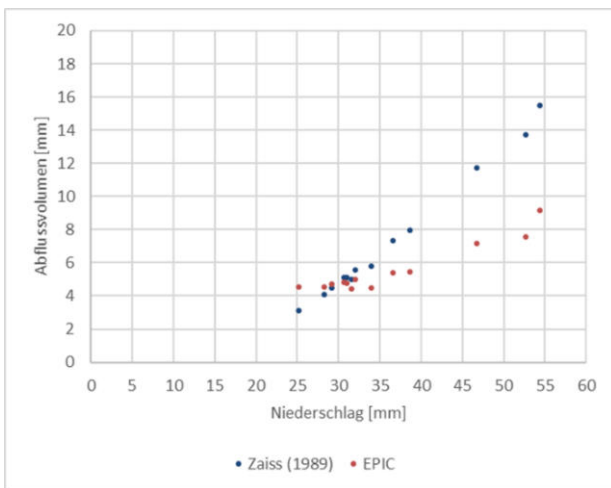


Abbildung 6.29: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf (Detailmod., mittl. Vorfeuchte Juli)

Abbildung 6.30: Boxplot Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf (Detailmod., mittl. Vorfeuchte Juli)

Die Pegel-Einzugsgebietsmittel des Abflussvolumens auf Basis der mittleren Feuchteindikatoren (für die Sommermonate Mai bis August) werden in Abbildung A.73 (ZAISS 1989) und Abbildung A.74 (EPIC) dargestellt. Die räumliche Korrelation der Abflussmuster der beiden Ansätze nimmt über die Sommermonate von Mai bis August deutlich ab.

Die Abflussvolumina nach ZAISS (1989) und EPIC sind nun die Grundlage für die flächendetailierte Bestimmung des Abflussscheitels nach CREAMS bzw. AGNPS<sub>m</sub> und EPIC sowie SCS-TM. Der EPIC-Ansatz liefert ein (mit  $\varnothing P_{0,5}$ ) bis zwei (mit  $\alpha_{0,5} = 0,0208$ ) Größenordnungen niedrigere Scheitel (vgl. Abbildung 6.31, Abbildung 6.32, mittl. Vorfeuchte Juli) als CREAMS und SCS-TM.

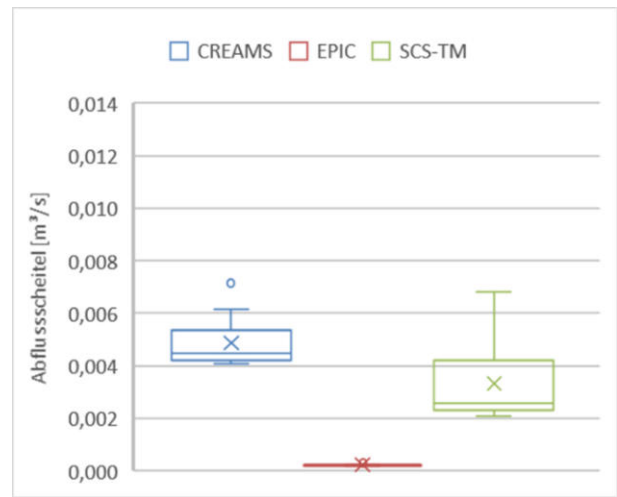
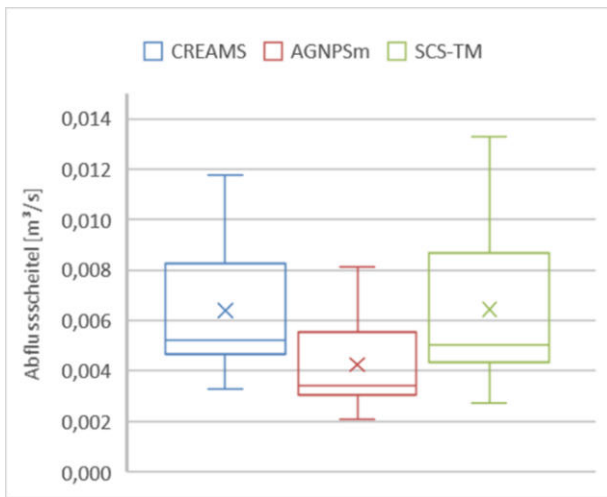


Abbildung 6.31: Boxplot Abflussscheitel für den Pegel Schorndorf – ZAISS (1989) (Detailm., Vorf. Juli)

Abbildung 6.32: Boxplot Abflussscheitel für den Pegel Schorndorf – EPIC (Detailm., Vorf. Juli)

Die Niederschlagserosivität ( $R_e$ ) der USLE wird durch Regression aus der Niederschlagssumme (ABAG) sowie mit mittleren Werten (Validierung, Kap. 6.2) von maximaler Intensität ( $I_{30}$ ) oder  $\alpha_{0,5}$  (EPIC) bestimmt. Der Ansatz nach EPIC liefert doppelt so hohe Werte im Vergleich zur einfachen Regression und wird daher nicht weiterverfolgt. Bei der Abflusserosivität werden die Ansätze von CREAMS, EPIC und SCS-TM für den Abflussscheitel berücksichtigt (Parameter teils mit hohen Freiheitsgraden), basierend auf dem Abflussvolumen nach ZAISS (1989) und EPIC. Der Ereignisabtrag und -austrag wird sowohl mit als auch ohne Erosionsschutz (konservierende vs. konventionelle Bodenbearbeitung) bestimmt. Für die USLE finden hier die Regenerosivitäten von ABAG (vgl. Abbildung 6.33) und EPIC (vgl. Abbildung 6.34) Anwendung.

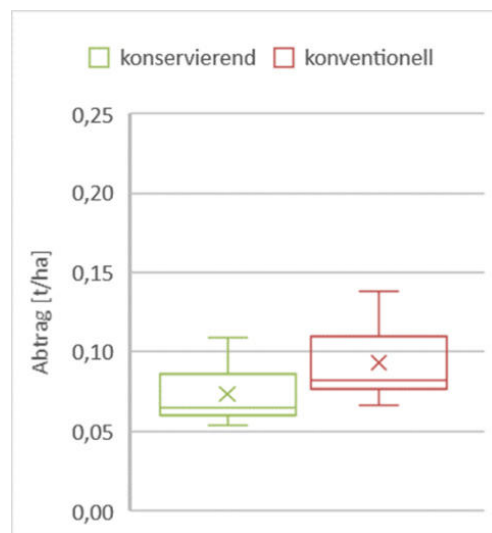
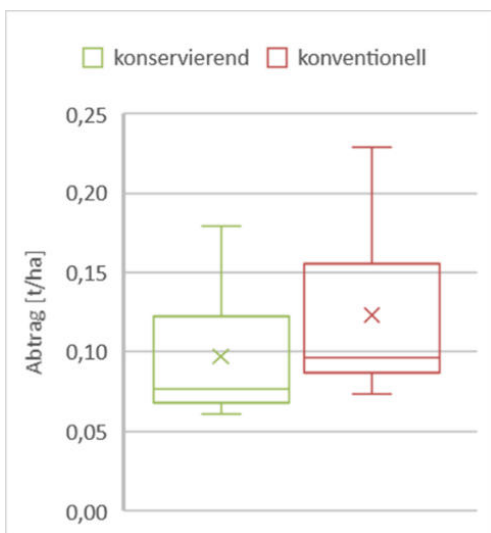


Abbildung 6.33: Boxplot Abtrag mit ABAG für den Pegel Schorndorf (Detailmodell, mittl. RBA Juli)

Abbildung 6.34: Boxplot Abtrag mit EPIC für den Pegel Schorndorf (Detailmodell, mittl. RBA Juli)

Der nach ONSTAD & FOSTER (1975) bestimmte Austrag ist im Mittel größer als der simulierte Abtrag, mit Ausnahme der Berechnung nach EPIC (vgl. Abbildung 6.35, Abbildung 6.36).



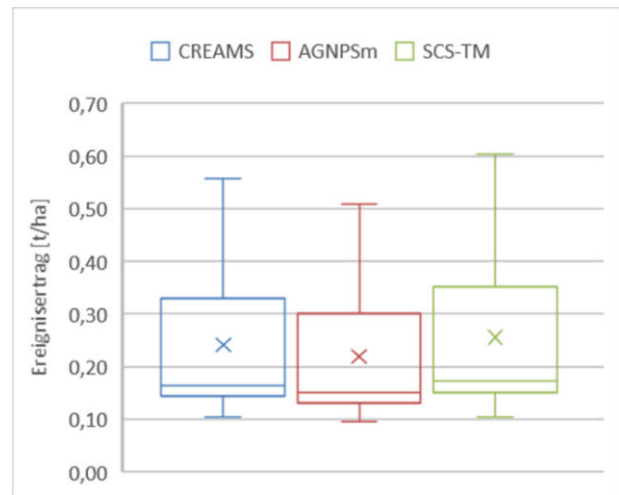
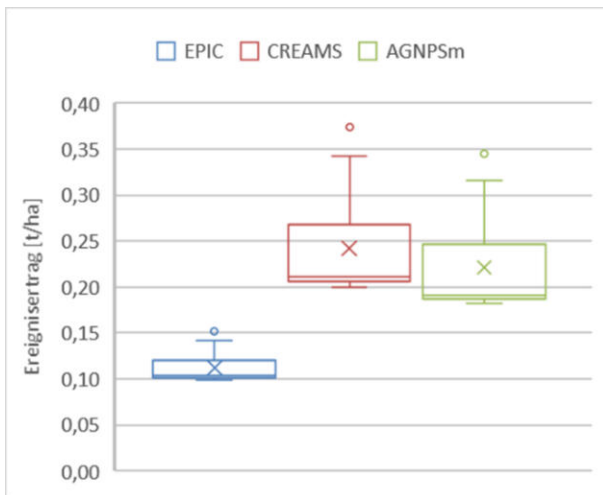


Abbildung 6.35: Boxplot Ertrag mit OF für den Pegel Schorndorf (Detailm., EPIC, konv., Juli)

Abbildung 6.36: Boxplot Ertrag mit OF für den Pegel Schorndorf (Detailm., ZAISS 1989, konv., Juli)

Die relative Reduktion der beiden USLE-Varianten (mit Regenerosität) ist über alle Ereignisse und Teileinzugsgebiete geringer als die der Modifikationen nach Onstad-Foster (kombinierte Ereigniserosität, vgl. Abbildung 6.38), wie Abbildung 6.37 für den Pegel Schorndorf zeigt.

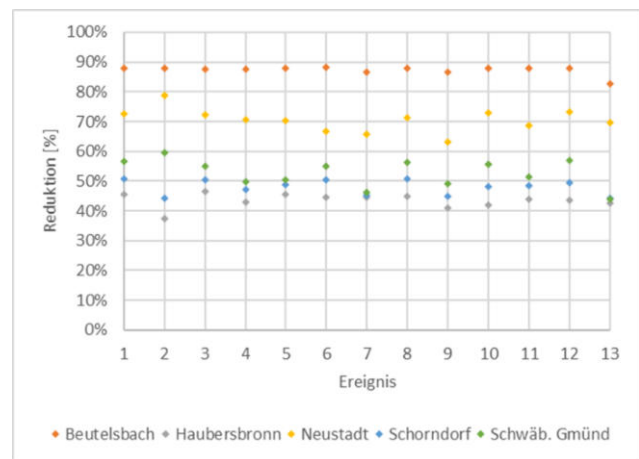
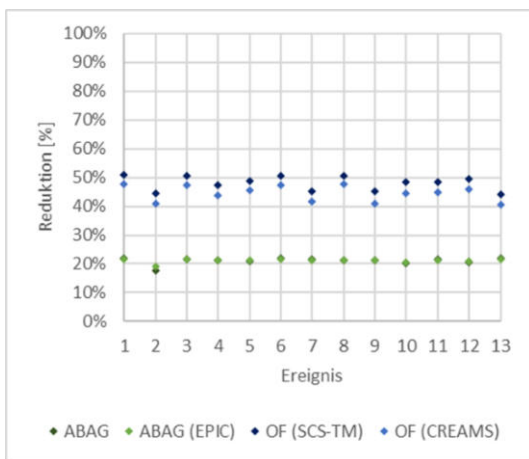


Abbildung 6.37: Mittlere Reduktion für den Pegel Schorndorf (Detailmodell, Monat Juli)

Abbildung 6.38: Mittlere Reduktion im Rems-Einzugsgebiet - OF (Detailmodell, Monat Juli, SCS-TM)

Die Sedimentkonzentration anhand des Ereignisabtrags der ABAG (vgl. Abbildung 6.39, Abbildung 6.40) nimmt mit dem Abflussvolumen nach ZAISS (1989) ab, nach EPIC hingegen zu. Mit konventioneller Bodenbearbeitung und simuliertem Abflussvolumen nach ZAISS (1989) sind die mittleren Werte einzelner Einzugsgebiete auffällig. So führen hohe Abflusswerte bei moderaten Ereignisabträgen zu relativ niedrigen (Schwäbisch Gmünd) und hohe Ereignisabträge bei moderaten Abflusswerten zu relativ hohen (Beutelsbach) Sedimentkonzentrationen. Bei konservierender Bodenbearbeitung verringern sich die Ereignisabträge für das Einzugsgebiet des Pegels Haubersbronn mit dessen großen Anteil an Wein- und Obstbau.

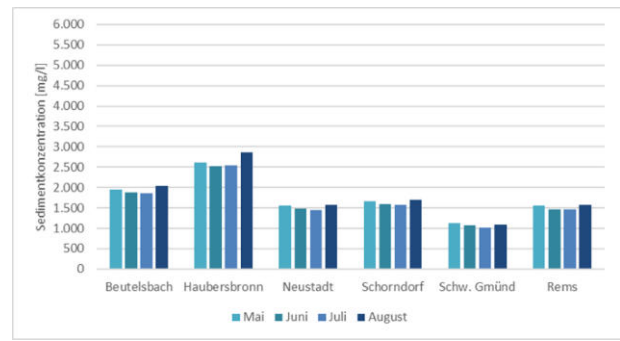
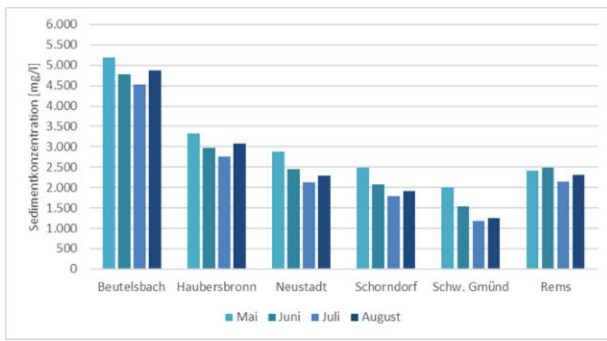


Abbildung 6.39: Mittlere Sedimentkonzentration mit ABAG (konventionell) und ZAISS (1989)

Abbildung 6.40: Mittlere Sedimentkonzentration mit ABAG (konservierend) und ZAISS (1989)

Die Sedimentkonzentration mit ONSTAD & FOSTER (1975) nimmt mit dem Abflussvolumen nach ZAISS (1989) linear zu (vgl. Abbildung A.77), nach EPIC hingegen mit größerer Streuung ab (vgl. Abbildung A.78). Dies ist bei allen Ansätzen für den Abflussscheitel zu beobachten.

Die Werte der Sedimentkonzentration für den Pegel Schorndorf (mit konventionellem RBA für Juli) mit der ABAG sind in Abbildung 6.41 dargestellt, die nach Onstad-Foster in Abbildung 6.42.

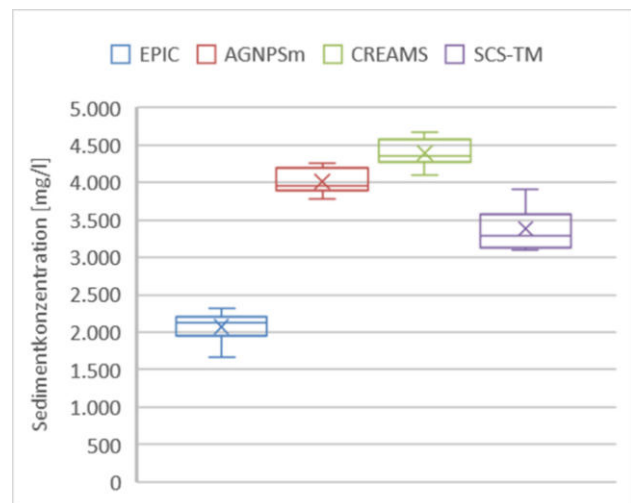
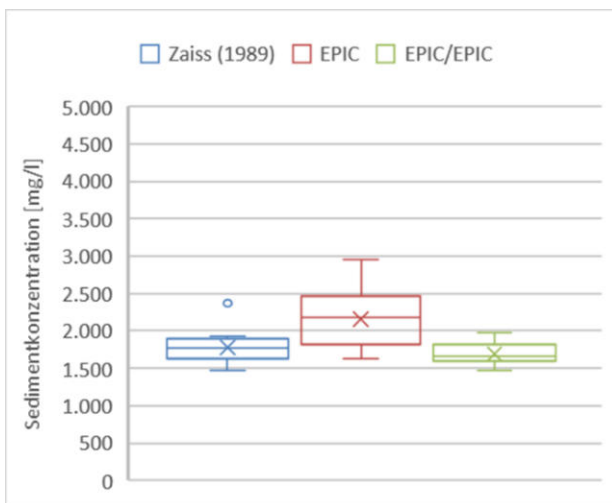


Abbildung 6.41: Boxplot Konzentration für den Pegel Schorndorf – ABAG (Detailm., konv. RBA, Juli)

Abbildung 6.42: Boxplot Konzentration für den Pegel Schorndorf – OF (Detailm., konv. RBA, Juli)

Das Abflussvolumen wird als Blockmodell nach EPIC und LUTZ (1984) modelliert, mit den Monatsmitteln von Bodenfeuchte und VN21 als Anfangsbedingungen. Trotz direkter Berücksichtigung der Bodenfeuchte werden mit EPIC nur geringe Abflüsse simuliert, bei deutlicher Abhängigkeit vom Verlustverhältnis (vgl. Abbildung 6.43) und von der Anfangsfeuchte. Die bei der Validierung ermittelten pegelspezifischen Werte für die Basisabflussspende und *C1* sind auch hier die Grundlage der Modellierung nach LUTZ (1984). Im Vergleich zu EPIC werden dabei insbes. für den Monat Juli (vgl. Abbildung 6.44), bedingt durch die variabelere mittlere Anfangsbodenfeuchte, deutlich höhere Abflussvolumina geschätzt.

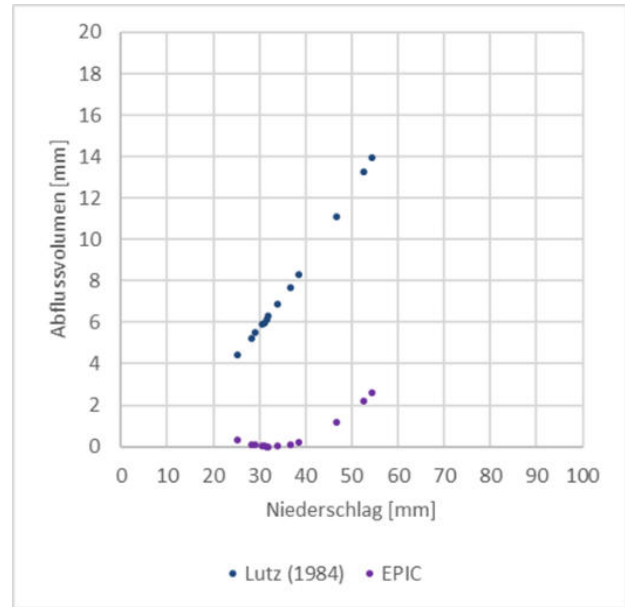
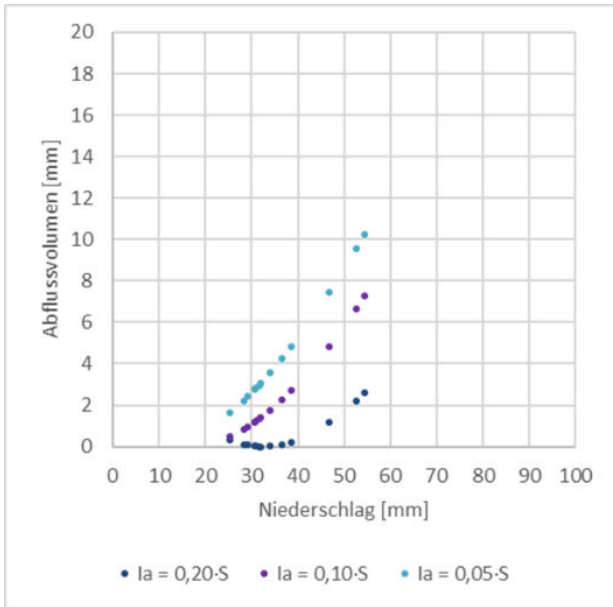


Abbildung 6.43: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – EPIC (Blockm., mittl. Bodenfeuchte Juli)

Abbildung 6.44: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf (Blockm., mittl. Bodenfeuchte Juli)

Der Abflussscheitel wird als Blockmodell nach SCS-TM, CREAMS bzw. AGNPS<sub>m</sub> und EPIC simuliert. Aufgrund der geringen Abflussvolumina erfolgt hier der Ausschluss von EPIC. Bei SCS-TM werden statische und dynamische Ansätze für die Verzögerungs- und Konzentrationszeit, inkl. des optimierten Faktors aus der Validierung, getestet (vgl. Abbildung 6.45). Die optimierte Gleichung für AGNPS<sub>m</sub> aus der Validierung findet ebenfalls Berücksichtigung (vgl. Abbildung 6.46).

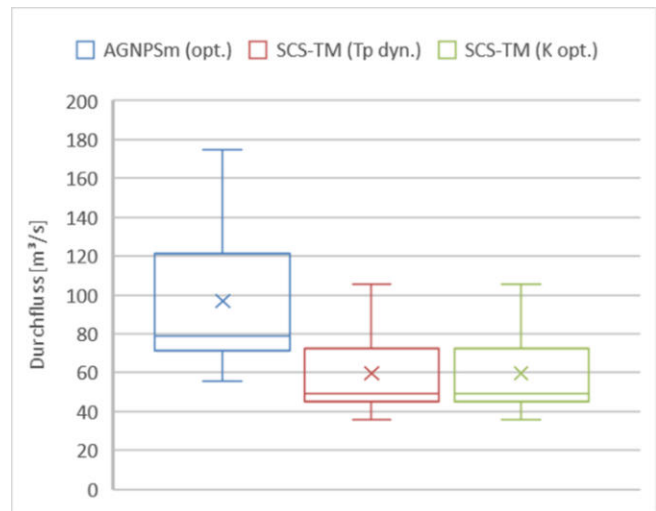
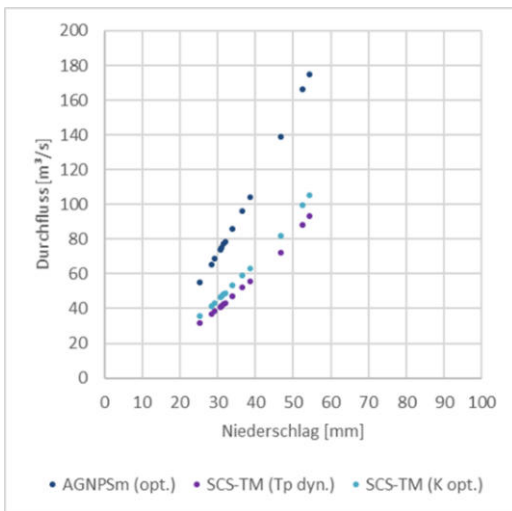


Abbildung 6.45: Abflussscheitel am Pegel Schorndorf (Blockmodell, Vorfeuchte Juli, LUTZ 1984)

Abbildung 6.46: Boxplot Abflussscheitel am Pegel Schorndorf (Blockmodell, Vorfeuchte Juli, LUTZ 1984)

Die Ansätze von LUTZ (1984) und SCS-TM ermöglichen zusätzlich die Bestimmung einer ereignisspezifischen Anstiegszeit, deren Werte für den Monat Juli am Pegel Schorndorf in Abbildung 6.47 und Abbildung 6.48 dargestellt sind (mit dem Abflussvolumen gemäß LUTZ 1984).

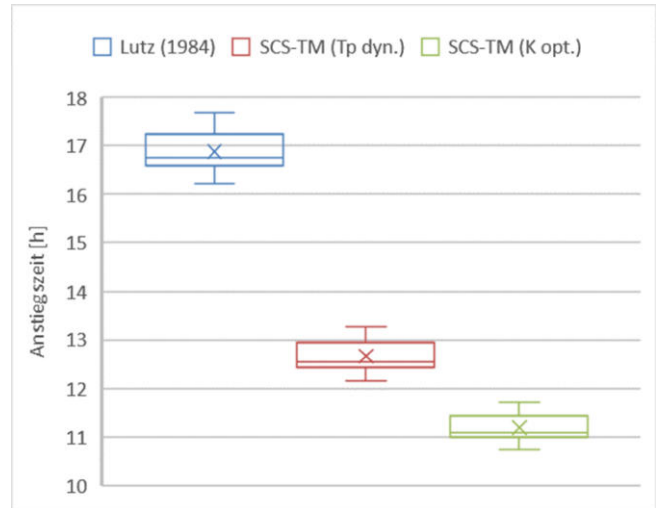
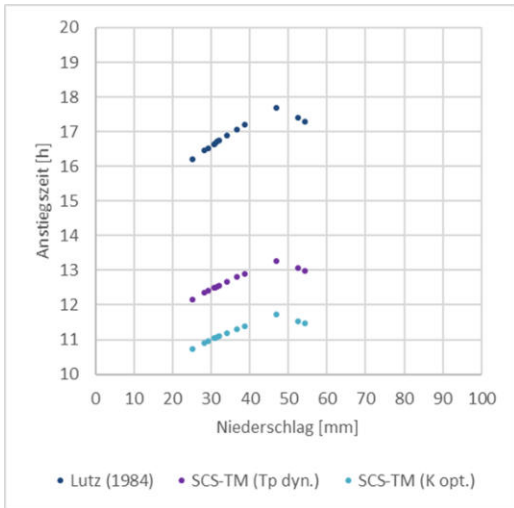


Abbildung 6.47: Anstiegszeit am Pegel Schorndorf (Blockmodell, Vorfeuchte Juli, LUTZ 1984)

Abbildung 6.48: Boxplot Anstiegszeit am Pegel Schorndorf (Blockmodell, Vorfeuchte Juli, LUTZ 1984)

Die Ereigniserosität der MUSLE ist beim Blockmodell mehr als doppelt so hoch als die der ABAG und nach ONSTAD & FOSTER (1975) (vgl. Abbildung A.75). Dies spiegelt sich im Ereignisertrag, sei es mit konventioneller (vgl. Abbildung 6.49, Abbildung A.76) oder konservierender Bodenbearbeitung (vgl. Abbildung 6.50) in Abhängigkeit vom Ereignisniederschlag.

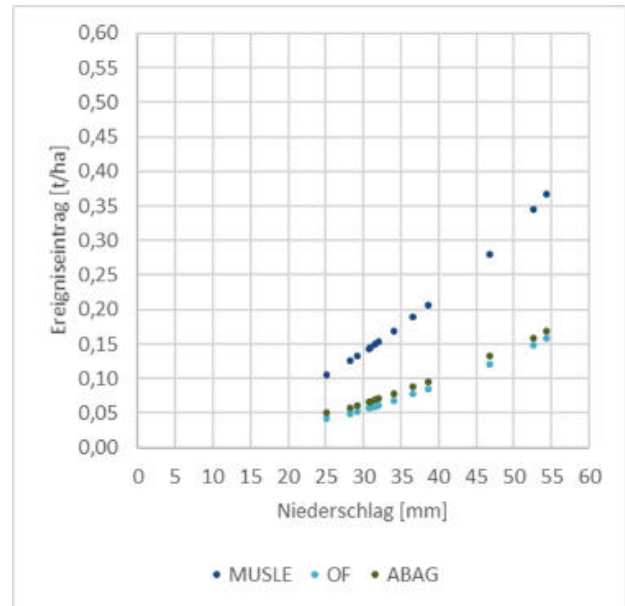
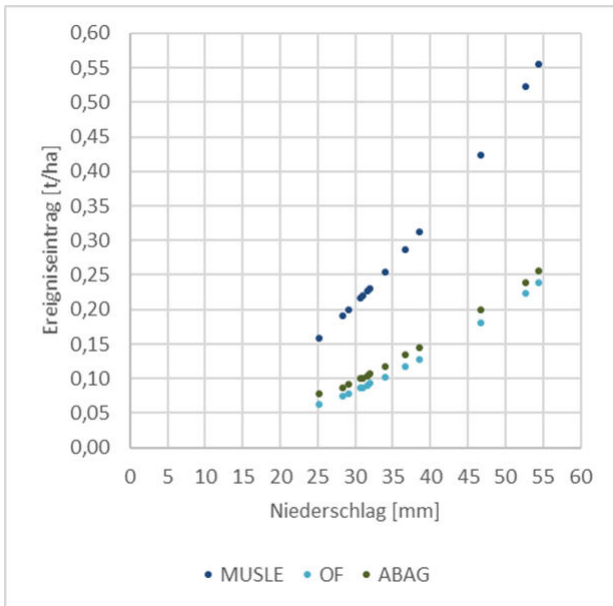


Abbildung 6.49: Ereigniseintrag für den Pegel Schorndorf (Blockmodell, konventionell, LUTZ 1984)

Abbildung 6.50: Ereigniseintrag für den Pegel Schorndorf (Blockmodell, konservierend, LUTZ 1984)

Die Modellierung der Abflussganglinien erfolgt mit der Koženy-Funktion (Kap. 3.6.1) für den ansteigenden Ast und der Trockenwetterganglinie für den absteigenden Ast (Kap. 5.3). Die Formparameter werden so angepasst, dass das Abflussvolumen nach LUTZ (1984) getroffen wird. Die Kombination aus dem Formparameter  $m = 10$  für den ansteigenden Ast und der optimierten Speicherkonstante (Startwert  $k = 4$ ) für den absteigenden Ast ist hier die Grundlage für

die weiteren Darstellungen. Den (Direkt-) Abflussganglinien wird noch das jeweilige Monatsmittel des Basisabflusses (hier Pegel Schorndorf) für den Gesamtabfluss hinzugefügt.

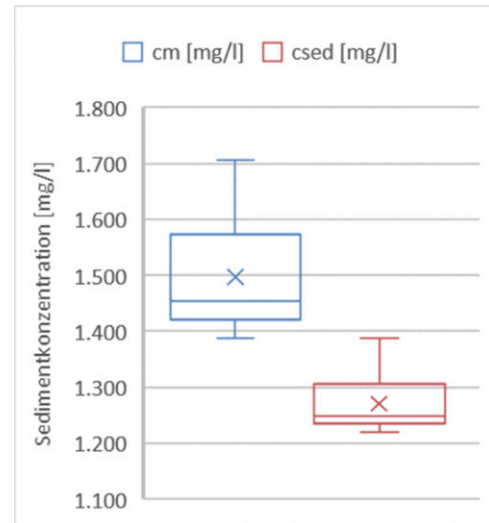
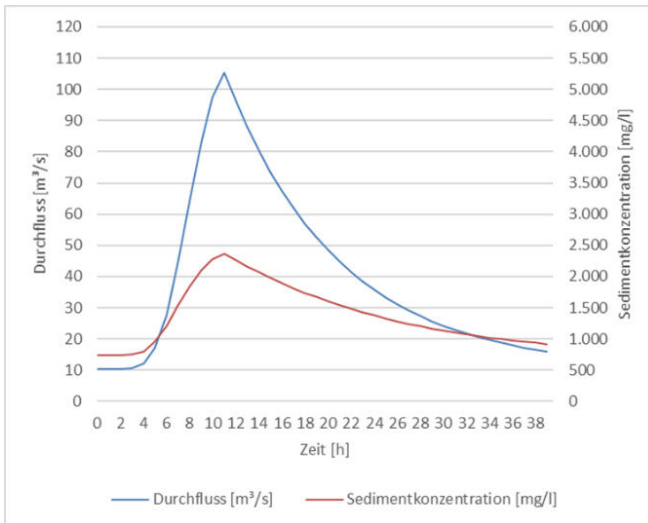


Abbildung 6.51: Abfluss- und Sedimentganglinie am Pegel Schorndorf (OF, Monat Juli, konventionell)

Abbildung 6.52: Boxplot mittlere Sedimentkonzentration am Pegel Schorndorf (OF, Juli, konv.)

Den Abflussscheitel liefert SCS-TM mit dynamischer Anstiegszeit und optimiertem Faktor (Validierung). Der Ereigniseintrag wird mit den Abflussganglinien unter Annahme einer exponentiellen Abfluss-Schwebstoff-Beziehung (HAAN et al. 1994) in eine Sedimentkonzentrationsganglinie (vgl. Abbildung 6.51) überführt. Die Mittelung der Sedimentkonzentrationen der einzelnen Zeitschritte der Abfluss-Schwebstoff-Beziehung ergibt „ $c_{sed}$ “ in Abbildung 6.52, „ $c_m$ “ ist die mittlere Sedimentkonzentration der Gesamtwerte für Durchfluss und Eintrag.

#### 6.4 Zeitliche Variabilität von Regenerosivität und Bodenabtrag

Die erweiterte Datenbasis ermöglicht über die Erosivität eine Bewertung des Bodenabtrags der ABAG (Kap. 5.2). Auf Basis der Tageswerte werden erosive Ereignisse ( $N \geq 10$  mm) im Sommer (Mai–Okt.) festgelegt. Diese treten im Mittel sechzehneinhalb Mal im Sommer (6–27) auf, ihr mittlerer Niederschlag beträgt 16,7 mm (Spanne 10–67,7 mm). Die mittlere Sommer-Niederschlagssumme ( $N_s$ ) beträgt 484 mm für die Daten von RIMAX (Monatswerte 1961–1990, Tageswerte 1990–2005) und 524 mm für die von NiedSim (1951–2013). Die mittlere Sommererosivität ( $R_s$ ) (ROGLER & SCHWERTMANN 1981) ist mit den NiedSim-Daten ( $R_s = 72,0$  N/h) etwas höher als mit RIMAX ( $R_s = 66,8$  N/h). Diese Werte sind Stationsmittelwerte für das Remsgebiet.

Die Ereigniserosivitäten werden mit den optimierten Gleichungen in Abhängigkeit vom Tagesniederschlag (D24) sowie nach EPIC und CREAMS (Kap. 6.2) bestimmt. Mit regionaler Optimierung ergeben sich mittlere Werte von 1,52 N/h und nach EPIC 1,73 N/h; nach CREAMS aber fast doppelt so hohe (3,07 N/h) (vgl. Abbildung 6.53). Die Summierung der Ereigniserosivitäten



eines Sommers führt zu den in Abbildung 6.54 dargestellten Sommererosivitäten. Diese sind im Mittel mit 25,1 N/h (Optimierung) bis 50,7 N/h (CREAMS) deutlich geringer als die auf Basis der Regressionsbeziehungen zur mittleren Sommer-Niederschlagssumme.

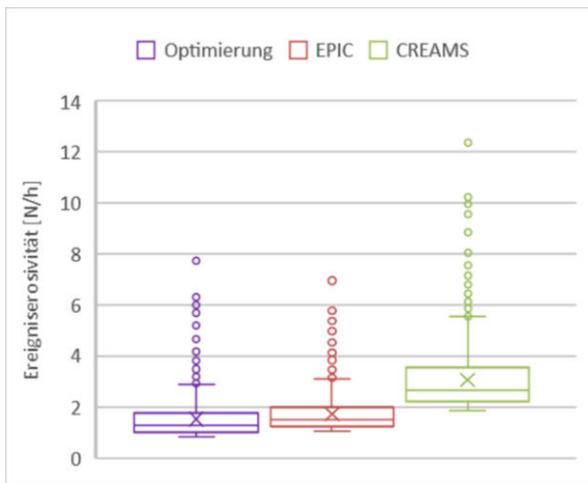


Abbildung 6.53: Boxplot Ereigniserosivität im Rems-Einzugsgebiet (1951-2013)

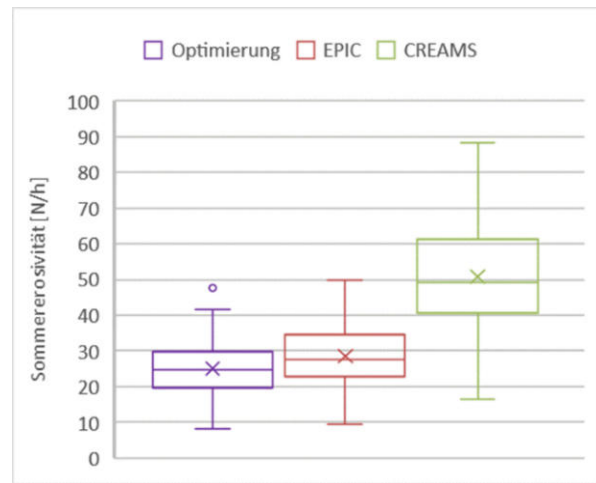


Abbildung 6.54: Boxplot Sommererosivität im Rems-Einzugsgebiet (1951-2013)

Mit den zeitlich konstanten Faktoren  $K = 0,289$ ,  $LS = 2,86$  und  $P_{hlk} = 0,887$  wird bei konventioneller Bearbeitung ( $C_{konv} = 0,040$ ) der Abtrag zu 1,95 t/ha (RIMAX) bzw. 2,10 t/ha (NiedSim) bestimmt und das Gebietsmittel (Kap. 5.2) bestätigt. Konservierend ( $C_{kons} = 0,019$ ) ergeben sich für das Remsgebiet 0,93 t/ha bzw. 1,01 t/ha. Die mittlere Summe der Ereigniserosivitäten im Sommer führt konventionell zu den viel niedrigeren mittleren Abtragswerten 0,73 t/ha (Optimierung), 0,86 t/ha (EPIC) und 1,48 t/ha (CREAMS). Die Summierung des mit  $RBA_m$  und  $P = 1$  berechneten Ereignisabtrags sowie dessen (zeitliche) Mittelung ergibt konventionell die Werte 0,79 t/ha (Optimierung), 0,90 t/ha (EPIC) und 1,60 t/ha (CREAMS) (vgl. Abbildung 6.55).

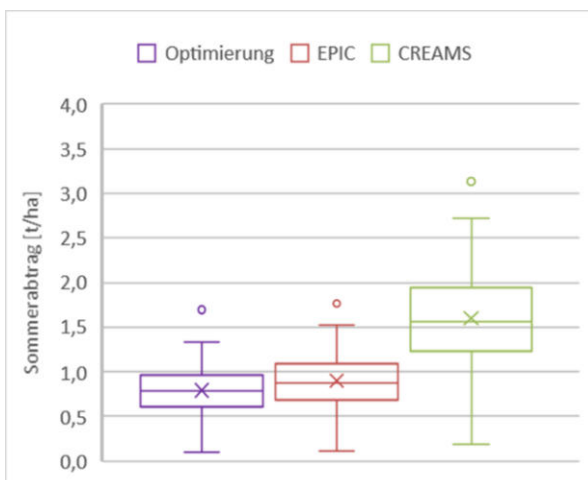


Abbildung 6.55: Boxplot mittlerer Sommerabtrag im Rems-Einzugsgebiet (ABAG, konventionell)

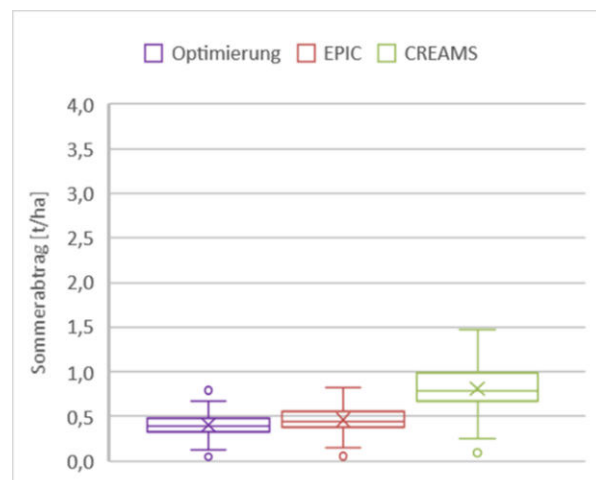


Abbildung 6.56: Boxplot mittlerer Sommerabtrag im Rems-Einzugsgebiet (ABAG, konservierend)

Mit der Annahme konservierender Bodenbearbeitung werden sommerliche Abtragswerte von 0,40 t/ha (Optimierung), 0,46 t/ha (EPIC) und 0,81 t/ha (CREAMS) errechnet (vgl. Abbildung 6.56).

Die relative Reduktion des Sommerabtrags beträgt 49,2 % als räumlicher und zeitlicher Mittelwert. Die Einzelwerte des Sommerabtrags weisen bei konventioneller (vgl. Abbildung 6.57) und konservierender Bodenbearbeitung (vgl. Abbildung 6.58) eine große Streuung auf.

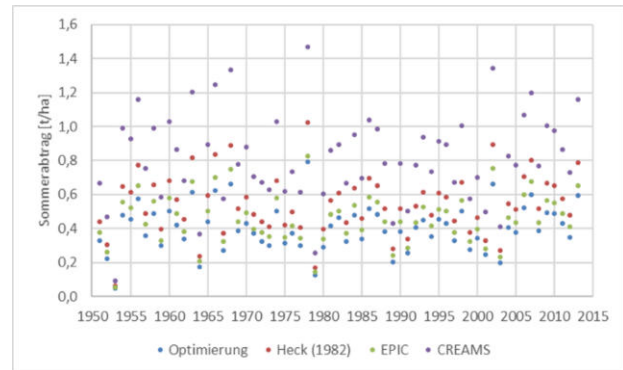
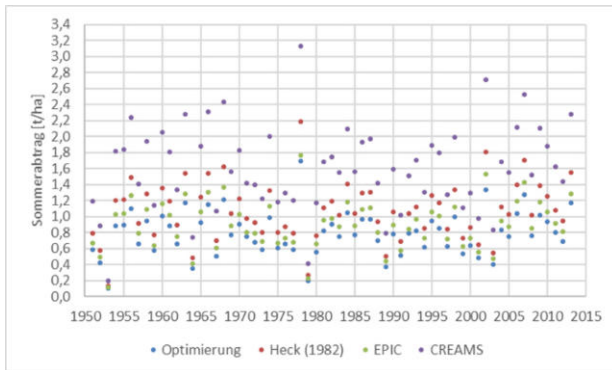


Abbildung 6.57: Einzelwerte des Sommerabtrags im Rems-Einzugsgebiet (konventionell)

Abbildung 6.58: Einzelwerte des Sommerabtrags im Rems-Einzugsgebiet (konservierend)

Auffällig sind hierbei der feuchte Sommer 1978 ( $\varnothing N_e = 24,0$  mm) mit hohen Abtragswerten und der direkt folgende trockene Sommer 1979 ( $\varnothing N_e = 15,0$  mm) mit sehr geringen Abtragswerten.

## 7 Diskussion und Ausblick

Die Abschätzung von Bodenabtrag und Sedimentertrag bei Starkniederschlags- und Hochwasserereignissen ist durch quantitativ und qualitativ nur selten genügende Eingangsdaten und hohe Freiheitsgrade in der Bestimmung der Modellparameter mit Unsicherheiten (vgl. EHRET 2012) behaftet. Diese können aufgrund fehlender Validierungsdaten nur schwer quantifiziert werden. Allen Modellansätzen ist das Problem der Kalibrierung und Validierung am Auslasspegel und nicht anhand der räumlichen Verteilung gemein. Zusätzlich darf nicht vergessen werden, dass auch das theoretisch beste, d. h. physikalisch basierte Modell versagt, wenn keine Eingangsdaten in ausreichender Quantität und Qualität vorhanden sind (SILBERSTEIN 2006).

Die Eignung der eingesetzten Methodik wird mit den durchgeführten Untersuchungen bestätigt. Die Beurteilung der Auswirkungen variabler Bodenbearbeitung, Anbaukulturen oder saisonaler Unterschiede im hydrometeorologischen Modellantrieb ist ebenfalls erfolgreich. Als Problemfelder werden die räumliche und zeitliche Quantifizierung von Niederschlag und Anfangsbodenfeuchte (vgl. KORRES et al. 2015) sowie der Sedimentumlagerung identifiziert bzw. bestätigt. Letztere ist insbes. bei konvektiven Sommerereignissen von Bedeutung, bei denen der Abtrag hoch, der Austrag durch Umlagerung und zu geringe Abflüsse aber oft nur gering ist. Kleine Einzugsgebiete mit kurzen Ereignisdauern von wenigen Stunden erfordern zeitlich höher aufgelöste Eingangsdaten als größere Einzugsgebiete. Dies geht einher mit der Unterscheidung zwischen regionalen Flusshochwassern durch langanhaltende Niederschläge (advektiv) und lokalen Sturzfluten durch Starkniederschläge (konvektiv). Auch wenn hier bei den Hochwasserereignissen solche mit Schneeschmelze anhand der Analyse von Klimadaten und Abflussganglinien ausgeschlossen werden, ist eine direkte oder indirekte Beeinflussung der Winterereignisse nicht auszuschließen. Mit dieser breit gefassten Datenbasis, die auch ungewöhnliche Ereignisse enthält, wird Wert auf eine robuste Anwendbarkeit gelegt und nicht auf die Erlangung möglichst hoher Gütemaße, die eine entsprechende Ereignisauswahl liefern würde.

### *Modellantrieb/-parametrisierung*

Die Bedeutung von Niederschlagsmessungen in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung für den Modellantrieb kann nur betont werden, wie es bspw. auch FIENER & AUERSWALD (2009) tun. So können hier die Hochwasser auslösenden Ereignisse nur auf Tageswertbasis simuliert werden und für die Starkniederschläge ist eine Skalierung des räumlichen Musters der Tagesniederschläge mit dem Ereignismittel der Stundenwerte erforderlich. Eine raum-zeitliche Disaggregation täglicher Gebietsniederschläge zeigen z. B. BLIEFERNICHT et al. (2008). Hier werden

zunächst die Tageswerte mit *External Drift Kriging* (mit der Quadratwurzel der Höhe ü. NN als Drift) und dann die Stundenwerte mit *Ordinary Kriging* interpoliert. Abschließend erfolgt die Verknüpfung der interpolierten Datensätze, indem die interpolierten Tageswerte gemäß der zeitlichen Verteilung der Stundenwerte disaggregiert werden (vgl. GRUNDMANN 2010). Für die bessere Erfassung der raum-zeitlichen Variabilität des Niederschlags werden die stündlichen Niederschlagsfelder zusätzlich stochastisch (mit *Turning Bands*) simuliert (BLIEFERNICHT 2010). Mit einer vorherigen saisonalen extremwertstatistischen Auswertung der Gebietsniederschläge ist die Erzeugung stündlicher Niederschlagsfelder für unbeobachtete Ereignisse ausgewählter Wiederkehrperioden möglich. Bei der stochastischen Simulation großflächiger hochwasserrelevanter Niederschlagsereignisse kann auch die Orografie berücksichtigt werden, so z. B. bei EHMELE (2018). Alternativ finden multivariate Verteilungsfunktionen für Niederschlagsintensität, Niederschlagsmenge und -dauer Anwendung (vgl. FOGEL et al. 1974, MILLS 1981, YUE 2000, KAO & GOVINDARAJU 2007), wie z. B. Copulae bei ZHANG & SINGH (2007), BÁRDOSSY & PEGRAM (2009) oder SERINALDI (2009). Die direkte räumliche Erfassung des Niederschlags wird durch den Einsatz von Wetterradarsystemen ermöglicht (WINTERRATH et al. 2017), was aber mit teils gravierenden systematischen Fehlern (vgl. PFAFF 2013) behaftet ist. Neben dem Modellantrieb können diese Daten zur direkten oder indirekten Bestimmung der Regenerosivität genutzt werden, so mit RADOLAN bei FISCHER et al. (2016, 2018) und AUERSWALD et al. (2019). Dies würde die Problematik der Interpolation und insbes. der Extrapolation von Stationswerten auf Einzugsgebiete vermeiden, erfordert jedoch zeitliche und räumliche Korrekturfunktionen. Die Ableitung der Erosivität auf alleiniger Basis der Regensumme ist für konvektive Sommerereignisse aber auch mit Stundenwerten nicht ausreichend.

Bemessungsniederschläge definierter Jährlichkeit und Dauer basierend auf KOSTRA (DWD 2005) liegen durch das Projekt NiedSim flächendeckend für Baden-Württemberg vor. Neben der räumlichen Regionalisierung (1 x 1 km) erfolgt hier auch eine zeitliche Disaggregation von Tages- zu Stunden- und Minutenwerten. 2017 erfolgte eine Revision (KOSTRA-DWD-2010R) der 2015 veröffentlichten Fortschreibung (KOSTRA-DWD-2010) (DWD 2015). Die Weiterentwicklung von NiedSim zu NiedSim 3 beschreiben bspw. MÜLLER ET AL. (2018).

Neben dem Niederschlag sind als Klimaparameter Lufttemperatur und relative Luftfeuchte, Globalstrahlung und Sonnenscheindauer sowie Windgeschwindigkeit von Bedeutung, so für die Berechnung der Verdunstung (vgl. HARTMANN 2007, KALMA et al. 2008, ANDERSON et al. 2011). Diese werden an deutlich weniger Messstationen als der Niederschlag erfasst. Somit sind der Modellierung, Regionalisierung und direkten flächenhaften Erfassung durch Fernerkundung

ebenfalls erhöhte Aufmerksamkeit zu schenken, so für Strahlung (z. B. IZIOMON & MAYER 2001) und Wind (z. B. LIU 2011). Dies trifft insbes. für komplexere Modelle zu.

Die Topografie kann heute durch flächendeckend vorliegende, räumlich hochaufgelöste *Laserscan*-DGM sehr gut abgebildet werden. Diese müssen jedoch für hydrologische Untersuchungen meist noch aufbereitet werden, um bspw. Fließpfade und Zuflussgebiete sowie topografische Indizes verlässlich bestimmen zu können. Werden grenzüberschreitende Flussgebiete untersucht, bietet sich innerhalb der Europäischen Union das EU-DEM (30 m Zellengröße) beruhend auf Daten von SRTM und ASTER GDEM (vgl. EEA 2013) an.

Zeitlich und räumlich höher aufgelöste Daten durch Feldkartierung und Fernerkundung ermöglichen eine Erfassung der Landnutzung bis hin zum Monitoring. Damit ist eine genauere Bestimmung der Parameter (v. a. Bedeckung, CN, Durchwurzelungstiefe) möglich. Allerdings besteht das Problem einheitlicher (automatischer) Landnutzungs-klassifikationen, verdeutlicht durch die abweichenden Landnutzungs-klassen in den von der LUBW veröffentlichten Klassifikationen aus LANDSAT-Daten. Diese stellen neben den CORINE-Daten hier die Grundlage dar, da die in Baden-Württemberg eigentlich vorhandenen Daten von ATKIS DLM25 sowie InVeKoS (Feldblöcke) und MEKA bzw. FAKT (Mulchsaat- und Zwischenfruchtflächen, Intensiv- oder Extensivgrünland) (ELSÄSSER 2015) nicht zur Verfügung gestellt wurden. Verfügbar waren hier nur die Ackerkulturen der Bodennutzungshaupterhebung (Agrarstatistik). Mit der Fortführung des DLM25 zum DLM-DE (vgl. ARNOLD 2011) mit Fernerkundungsdaten u. a. von RapidEye (5 m Zellengröße) und SPOT (20 m Zellengröße) steht zukünftig ein einheitlicher Datensatz (analog CLC) deutschlandweit zur Verfügung. Ohne direkten Bezug der Daten zur Fruchtfolge und zum Ackerschlag bzw. Flurstück ist eine räumlich hochaufgelöste Modellierung mit physikalisch basierten Modellen, bspw. der Verdunstung (vgl. SAMBALE & PESCHKE 2000, CONRADT et al. 2013), nicht sinnvoll. Dies versucht man oft mit einer Zufallsverteilung über die gesamte Ackerfläche zu lösen. In Baden-Württemberg könnte GISELa (GIS-Entwicklung Landwirtschaft) mit flächenscharfer Verteilung Abhilfe schaffen. Für grenzüberschreitende Flussgebiete in der EU wäre LUCAS als Flächenstichprobe zur Erhebung von Landnutzung und -bedeckung hilfreich.

Bodenparameter wie nutzbare Feldkapazität, Luftkapazität, Skelettgehalt oder  $k_f$ -Wert ermöglichen eine bessere Bestimmung bspw. der Parameter für SCS-CN (HSG) oder CN-VSA und VSLF (STI). Zum Startzeitpunkt dieser Studie standen nur die BÜK200 flächendeckend zur Verfügung sowie jeweils eine BK50 am Ober- und Unterlauf der Rems. Dies muss als ungenügend beurteilt werden. Für die Modellierung der Bodenfeuchte existiert eine Vielzahl von Ansätzen, so z. B. WEGEHENKEL (1995), KOITZSCH & GÜNTHER (1999), BROCCA et al. (2008), VAN DER KWAST (2009),

HERRMANN et al. (2013) und WAGNER et al. (2013). Der DWD berechnet mit dem Wasserbilanzmodell AMBAV (LÖPMEIER 1983, 1994) deutschlandweit Karten der aktuellen Bodenfeuchte in 0–60 cm Tiefe unter Gras für die zwei Standardbodenarten lehmiger Sand und sandiger Lehm.

### *Abflussmodellierung*

Für den Oberflächenabfluss werden das SCS-CN-Verfahren und dessen Modifikationen erfolgreich eingesetzt, wobei die Modellgüte durch Kalibrierung der CN noch verbessert werden kann. Die Modifikation durch ZAISS (1989) liefert in beiden räumlichen Diskretisierungen gute Ergebnisse und berücksichtigt mit VN21 die Vorfeuchtebedingungen besser als das ursprüngliche Verfahren. Das originale SCS-CN-Verfahren ist für kleinere Niederschlagsmengen nicht geeignet, insbes. in kleinen Einzugsgebieten mit kleineren kritischen Regendauern (DVWK 1991). Dies ermöglicht die Anpassung durch LUTZ (1984) in deutschen Einzugsgebieten. Hier haben als gebietsspezifische Parameter der direkt an den CN-Wert gekoppelte Endabflussbeiwert und  $C1$  als Eichparameter etwa gleich großen Einfluss auf den Effektivniederschlag. Die höher aufgelöste Bestimmung der CN für Feldfrüchte ist Gegenstand weiterer Studien, so z. B. AUERSWALD & HAIDER (1996) oder AUERSWALD (2002b). JAIN et al. (2006) schlagen eine nicht-lineare  $I_a$ - $S$ -Beziehung inkl. der Niederschlagsdauer vor. Die Verbindung von SCS-CN-Verfahren und VSA-Konzept (LYON et al. 2004) wird als eine sinnvolle Weiterentwicklung angesehen. Mit diesem als CN-VSA und VSLF sowie EPIC kann der Anfangsverlust aus der Anfangsbodenfeuchte bestimmt werden. Die Verbindung bringt in dieser Studie mit dem originalen Verlustverhältnis nur für die Hochwasser auslösenden (meist advektiven) Ereignisse (RIMAX-Daten) eine Verbesserung, nicht jedoch für die (konvektiven) sommerlichen Starkniederschläge (NiedSim-Daten). Für die nicht Hochwasser auslösenden Starkniederschläge wäre Horton'scher Oberflächenabfluss zur Beschreibung angemessen, den nicht nur EFSTRATIADIS et al. (2014) weiterhin als Voraussetzung für das (ursprüngliche) SCS-CN-Verfahren ansehen.

Der Abflussscheitel am Pegelstandort wird als Blockmodell mit dem CREAMS-Ansatz bzw. der Anpassung für AGNPS<sub>m</sub> sowie der SCS-Dreiecksmethode erfolgreich simuliert. Die Verwendung der linearen Speicherkaskade nach LUTZ (1984) ist hier für die Starkregenereignisse (Validierung) nicht geeignet. In der flächendetaillierten Umsetzung kann der simulierte Abflussscheitel nicht verifiziert werden. Der Ansatz von EPIC als Feldmodell ist prinzipiell sinnvoll, aber ebenso verbunden mit hohen Freiheitsgraden bei der Parameterbestimmung. Dies betrifft insbes. die Konzentrations- bzw. Verzögerungszeit (vgl. GRIMALDI et al. 2012, EFSTRATIADIS et al. 2014) und die Scheitelanstiegszeit. Bei der Parameterbestimmung und Validierung ist die zeitliche Auflösung der Messdaten für die Ergebnisse entscheidend. Im Tageswertmodus von CREAMS und

EPIC wird jeder Tag als ein einzelnes Ereignis betrachtet, was jedoch nur für größere Einzugsgebiete angemessen ist (vgl. HRISSANTHOU 1987).

Die Bestimmung von Bemessungsabflüssen mit Hilfe der Extremwertstatistik erfordert langjährige (stationäre) Abflusszeitreihen als Stundenwerte. Hochwasserwahrscheinlichkeiten bei instationären Bedingungen betrachten z. B. BÁRDOSSY & PAKOSCH (2005), MUDERSBACH & BENDER (2017) und SALAS et al. (2018). Alternativ können die Abflussparameter durch hydrologische Modellierung mit Bemessungsniederschlägen (z. B. STAHL & CASPER 2017) bei variierenden Gebietszuständen oder stochastische Simulation ermittelt werden (vgl. BLÖSCHL & MERZ 2008). Wiederum bieten sich multivariate Verteilungsfunktionen für Abflussvolumen, Abflussdauer und -scheitel an (z. B. SACKL 1994, YUE 2001, WAGNER 2012), bspw. Copulae bei GRIMALDI & SERINALDI (2006), POULIN et al. (2007), SCHUMANN et al. (2010) und SCHULTE (2015). Die Parametrisierung synthetischer Ganglinienfunktionen mit gemessenen oder simulierten Hochwasserereignissen, statistischen Verteilungsfunktionen oder Einzugsgebietseigenschaften liefert die Bemessungsganglinien (sog. Hochwassermerkmalssimulation). Die Variation der Parameter erzeugt eine Vielzahl von Hochwasserganglinien, die eine probabilistische Bewertung ermöglichen und teils auch erfordern (vgl. KLEIN 2010). Die eingesetzte Ganglinienfunktion von KOŽENY (1929) wird durch SACKL (1994) und KLEIN (2010) weiterentwickelt. Die Normierung mit dem größten beobachteten Ereignis führt zur bezogenen Ganglinie (vgl. HANSEL 1971) bzw. Standardganglinie (vgl. SACKL 1994). Als Alternative zu dieser Vorgehensweise ist das Verfahren von LOHR (2003) geeignet.

### *Abtrags- und Austragsmodellierung*

Die Bestimmung von Ereignisabtrag und -sedimenteintrag wird vergleichend mit der USLE sowie ihrer Modifikation durch ONSTAD & FOSTER (1975) (OF) und der MUSLE durchgeführt. In komplexen Einzugsgebieten ist die USLE mit vielen Unsicherheiten behaftet, da sie keine Transport- und Ablagerungsprozesse berücksichtigt, wodurch sie eigentlich nur auf Gebiete mit Nettoerosion angewendet werden kann (MITASOVA et al. 1996). Die USLE wird für Einzelereignisse nicht empfohlen, da ihr R-Faktor die Hydrologie nicht adäquat repräsentiert (vgl. LAFLEN et al. 1985). Es treten immer wieder Niederschläge auf, die nicht zu Abflüssen führen, aber die Bedingungen des R-Faktors erfüllen (vgl. AUERSWALD 1984). Daher empfiehlt sich die Erweiterung um den Oberflächenabfluss als Parameter, da es nur zu Austrag kommt, wenn auch Abfluss auftritt. Mit der Onstad-Foster-Modifikation werden die zugrunde liegenden Prozesse ansatzweise berücksichtigt. Die Anwendung auf eine Rasterzelle wird für sinnvoll erachtet, da beide Verfahren aus Parzellenversuchen abgeleitet werden. Die abflussbedingten Modelle OF und MUSLE

schneiden durch ihren Aufbau dann schlecht ab, wenn hoher Bodenabtrag mit geringem Oberflächenabfluss einhergeht. Ist der Abfluss im Vergleich zur Regenerosivität hoch, z. B. bei hoher Bodenvorfeuchte und/oder relativ undurchlässigen Böden mit geringer Wasserhaltekapazität, überschreiten die Schätzungen der MUSLE diejenigen nach Onstad-Foster.

Die MUSLE erfasst als Einzugsgebietsmodell auf Tageswertbasis implizit den Ablagerungsvorgang. Ihr Abflussenergiefaktor bedingt generell mit steigendem Abfluss anwachsende Einträge, was jedoch durch die sich während eines Ereignisses erschöpfenden Sedimentquellen selten der Fall ist. Die mit ihr berechneten Sedimentkonzentrationen sind signifikant höher, so dass eine Untergliederung in Teilgebiete mit Routing der Sedimenteinträge (vgl. WILLIAMS 1975b) getestet werden könnte. Die durchgeführte Bestimmung auf Teilgebietsbasis (TEZG50) ist ein erster Schritt in diese Richtung. Die Skalenabhängigkeit der Gleichung führt in der flächendeckelten Umsetzung zu geringeren Werten als in der semi-distributiven Implementierung.

Der Sedimenteintrag nach OF wird mit Hilfe der Abflussganglinien unter Annahme einer exponentiellen Abfluss-Schwebstoff-Beziehung (HAAN et al. 1994) in eine Sedimentkonzentrationsganglinie überführt, was eine weitere Vereinfachung darstellt. Alternativ kann die Methodik der IUSG (WILLIAMS 1978) und ihrer Modifikationen (z. B. CHEN & KUO 1986, KUMAR & RASTOGI 1987, BANASIK & WALLING 1996) Berücksichtigung finden. Hierzu zählt auch der Ansatz von MISHRA et al. (2006), die vereinfacht den potenziellen maximalen Rückhalt ( $S$ , SCS-CN) dem potenziellen Bodenabtrag ( $A$ , USLE) gleichsetzen. SINGH ET AL. (2008) und TYAGI et al. (2008) führen diesen Ansatz fort.

Aufgrund fehlender Daten zur Modellkalibrierung und -validierung werden die Bodenabträge mit Daten aus benachbarten Einzugsgebieten und den Bodenabtragsraten der ABAG verglichen (vgl. AUERSWALD et al. 2009). Für den Bodenerosionsatlas Baden-Württemberg werden die Fehler der Einzelfaktoren mit 10–30 % geschätzt, für den Bodenabtrag 20–40 % (vgl. GÜNDRA et al. 1995). Es sollte hier eher qualitativ von Bodenerosionsgefährdung als quantitativ von Bodenabtrag gesprochen werden. FISCHER et al. (2018) hingegen bestätigen die Eignung der ereignisbasierten ABAG (mit RADOLAN und InVeKoS) im Feldmaßstab in Bayern mittels visueller Luftbild-Klassifizierung von Erosionsschäden. Zur Unsicherheit der Ereigniserosivität kommt die des  $C_e$ -Faktors. Die Ansätze basierend auf relativem Bodenabtrag (SCHWERTMANN et al. 1987), monatlicher Bodenbedeckung (MICHAEL 2000, SHI et al. 2004) und Fernerkundungsdaten (VAN DER KNIJFF et al. 1999) führen zu variablen Werten. Bei sicherer Parametervergabe können die Effekte von Landnutzung und Ereigniszeitpunkt analysiert werden. Das Verhältnis zwischen den mittleren RBA für konservierende und konventionelle Bearbeitung ist die Vergleichsgröße



für die hier vorgenommene vereinfachte Beurteilung der Maßnahmenwirkung mittels relativer Reduktion anhand der geschätzten Abtrags- und Austragswerte. SIEBRECHT et al. (2010) diskutieren die Berücksichtigung des ökologischen Landbaus in der ABAG und empfehlen die Überprüfung des Subfaktoren-Konzepts der RUSLE2 für mitteleuropäische Bedingungen. Dies erfordert aber einen umfangreicheren Datensatz zur Bewirtschaftung (v. a. Fruchtfolge, Verfahren, Maßnahmen inkl. Zeitpunkte, Dünger). Bei entsprechender Datenlage könnten physikalisch basierte Modelle mit integrierten Modulen für das Pflanzenwachstum ihre theoretischen Vorteile ausspielen. Dies trifft auch für den nicht explizit berücksichtigten Sedimenttransport im Vorfluter zu, der aber ebenso aufwändig zu parametrisieren ist. Das Vorliegen von Schwebstoffmessungen wäre hier nur ein erster Schritt für eine sinnvolle Anwendung.

### *Fallstudie Rems*

Die Planung des technischen Hochwasserschutzes für das Remstal (Integrierte Flussgebietsuntersuchung – Agrarstudie Rems) ist eine der wenigen detaillierten Untersuchungen. Der Hochwasserschutz für die Rems ist noch nicht abgeschlossen (vgl. Fortschreibung, BGS 2013), wie das Hochwasser im Januar 2011 mit Schwerpunkt an der Wieslauf (HQ100, mit rascher Schneeschmelze) und die Sturzflut im Mai 2016 in Schwäbisch Gmünd (mind. HQ50) mit stark anschwellenden Seitenbächen gezeigt haben. Bei letztgenanntem Ereignis sorgte der nahezu vollständige Einstau der Becken Schwäbisch Gmünd-Reichenhof und Lorch-Waldhausen für frühe Entspannung im Mittellauf. Diese Ereignisse haben trotz erheblicher Nutzungskonflikte (z. B. Naturschutzgebiet Morgensand-Seelachen) zu einer Neuaufnahme der Hochwasserschutz-Planungen geführt, so zum Bau des HRB Nr. 4 (Plüderhausen-Urbach) und des HRB Oberndorf (seit Juli 2017) zum Schutz von Rudersberg (Wasserverband Wieslauftal). In der Fortschreibung des Verbandsplans hat das HRB Nr. 5 (Urbach-Schorndorf) nun ebenfalls die Priorität 1, es befindet sich noch im Genehmigungsverfahren. Nach Realisierung der Priorität 1 würden bei einem 100-jährlichen Hochwasser noch Schutzdefizite in Plüderhausen, Weinstadt und Waiblingen verbleiben. Mit der Umsetzung der Priorität 2, HRB Nr. 7 (Winterbach-Remshalden) und HRB Nr. 8 (Remshalden-Weinstadt), würde das Schutzdefizit in Weinstadt entfallen. Die Einführung von FLIWAS in den Wasserverbänden verbessert die Kommunikation im Hochwasserfall. Die Rems-Umgestaltung (Renaturierung) im Bereich von Schwäbisch Gmünd im Rahmen der Landesgartenschau 2014 hat durch die Verbesserung des Durchflusses zur Entschärfung der Hochwassergefahr beigetragen. Dies zeigte sich beim durch Starkregen mit Schneeschmelze bedingten Hochwasser (ca. HQ50) im Januar 2015.

Die hiermit vorliegende Studie vertieft die bestehenden hydrologischen Untersuchungen im Rems-Einzugsgebiet und verknüpft diese mit den Aspekten von angepasster Landnutzung, Bodenerosion und Sedimenttransport. Insbes. der Sedimenteintrag bei Hochwasser wurde bisher nur ungenügend erfasst. So liegen nur Stichprobenmessungen des Schwebstoffgehalts in Remseck (300 m vor Mündung) für das Hochwasser im September/Oktober 1998 (HQ10–HQ15, max. 1.680 mg/l; 0,412 t/ha) vor (WESTRICH et al. 2000). Im Rahmen einer RIMAX-Messkampagne im März 2006 erfolgte die Beprobung (max. 1.691 mg/l) eines kleineren Hochwassers am HRB Winterbach (vgl. WURMS 2010). Die Gewässergüte mit Schwebstoffen (abfiltrierbare Stoffe) wird im Monatsrhythmus an den Messstellen Remsmühle (ab 1997) und Plüderhausen (ab 1999) sowie Poppenweiler (ab 1997) am Zipfelbach erfasst und im Jahresdatenkatalog veröffentlicht (LUBW 2007). Im Jahr 1991 (Mai–Dez.) wurden an zehn Probestellen an der Rems Wasserproben auf Rückstände von Pflanzenschutzmitteln untersucht (LANG 1994).

THAPA (2010) setzt WaSiM zur flächendetaillierten Niederschlag-Abfluss-Modellierung (Zellengröße 100 m) im Rems-Einzugsgebiet ein. Ziel ist hier die Identifizierung hydrologisch wirksamer Flächen mit erhöhter Abflussbildung und Bodenerosion. WaSiM liefert mit gemessenen Zulaufganglinien eine hohe Simulationsgüte, mit Ausnahme der als Quelleinzugsgebiete zu betrachtenden Pegel Haubersbronn (Wieslauf) und Schwäbisch Gmünd (Rems) sowie sehr kleiner Ereignisse. Es zeigt sich deutlich die Problematik der Kalibrierung mit den Pegelmessungen in einer unplausiblen räumlichen Verteilung der Abflussvolumina je nach Pegelkontrollgebiet. Es werden verschiedene Parametersätze getestet, wobei interessanterweise der des extrem kühlen und trockenen Jahres 1996 auch für den Gesamtzeitraum ähnlich gute Ergebnisse erzielt. Entsprechend wird die Notwendigkeit der Einbeziehung unüblicher Ereignisse bei der Kalibrierung für eine leistungsfähige Modellanpassung betont. SINGH et al. (2012) verbessern die Kalibrierung, ebenfalls mit SCE-UA (DUAN et al. 1993, 1994), PEST (DOHERTY 2005) und ROPE (BÁRDOSSY & SINGH 2008), anhand sog. kritischer Ereignisse. THAPA (2010) bezweifelt trotz hoher Modellgüte und realistischer räumlicher Verteilung des Oberflächenabflusses mit ROPE die Anwendbarkeit für die quantitative Bestimmung der Erosion, da die Mittelwerte stark über die Parametervektoren variieren. Die einzelnen Parametersätze würden somit extrem unterschiedliche Ergebnisse liefern. Eine bessere Abflusssimulation mit einem physikalisch basierten Modell garantiert noch keine bessere Abbildung der hydrologischen Verhältnisse. Die Faktoren für die Niederschlagserosivität (NiedSim, 1958–2004; Validierung  $r = 0,83$ ) und Bodenbedeckung (MODIS NDVI, 2000–2008, unkalibriert) werden zunächst als Tageswerte bestimmt. Der Abflussfaktor der MUSLE basiert auf 20 mit ROPE gefundenen robusten und guten Parametersätzen sowie einem mit SCE-UA optimierten Referenz-Parametersatz. Vergleichs-

rechnungen erfolgen mit dem Abflussscheitel gemäß dem CREAMS-Ansatz. Der simulierte Sedimentaustrag am Einzugsgebietsauslass zeigt mit den 21 robusten Parametersätzen Unterschiede bis zum Vierfachen, die räumliche Ausdehnung erosionsanfälliger Flächen und Verteilung der Sedimentmenge im Einzugsgebiet schwanken ebenfalls erheblich bis zum Dreifachen. Die hohen Werte der räumlichen Korrelation des Sedimentertrags der verschiedenen Parametersätze lassen aber darauf schließen, dass die simulierte räumliche Verteilung der einzelnen Parametersätze sehr ähnlich ist. Somit wird die durchschnittliche monatliche und jährliche Häufigkeit des Sedimentaustrags der MUSLE aus den Tageswerten (1990–2005) gebildet. Dadurch können kritische Erosionsspenderflächen (CSA) für die Planung von Erosionsschutzmaßnahmen ausgewiesen werden.

Untersuchungen für Baden-Württemberg oder das Neckar-Einzugsgebiet behandeln die Rems oft nur am Rande. HOLZ (2004) berechnet abflussgewichtete Schwermetallkonzentrationen für die Rems und betont die diffuse Belastung aus intensiver Landwirtschaft (Obst- und Weinbau). Die Schwermetallbelastung der Sedimente des Neckars und seiner Zuflüsse im Jahre 1990 werten MÜLLER et al. (1993) aus, inkl. 10 Messstellen der Rems. Stoffstromanalysen für kleine Einzugsgebiete konzentrieren sich meist auf den Kraichgau, so z. B. FUCHS et al. (2004) und BUTZ (2005). Naturraumtypische Anreicherungs-faktoren für den Phosphor- und Schwermetalleintrag in Oberflächengewässer durch Erosion werden für 14 HRB in vier Untersuchungs-räumen Baden-Württembergs abgeleitet (vgl. FUCHS & SCHWARZ 2007). Schwermetalleinträge in deutsche Oberflächengewässer bestimmen bspw. FUCHS et al. (2010). GUDERA & MORHARD (2015) modellieren den Bodenwasserhaushalt und die Grundwasserneubildung hoch aufgelöst mit dem GWN-BW genannten Modellansatz.

Die Untersuchung der Starkniederschläge und Schneeschmelze in Süddeutschland ergibt eine Zunahme der Starkniederschlagshöhe im Winter (MALITZ 2007), wodurch eine Zunahme von winterlichen Hochwassern zu erwarten ist. HUNDECHA (2005) simuliert das Neckar-Einzugsgebiet mit HBV-IWS unter Berücksichtigung des Pegels Neustadt (Rems), worauf auch HE (2008) aufbaut. GÖTZINGER (2007) untersucht damit die Auswirkungen von Klima- und Landnutzungsänderungen. PATIL (2008) analysiert anhand von Niederschlag-Abfluss-Ereignissen ( $n = 209$ ) in mesoskaligen Einzugsgebieten ( $n = 41$ ) in Baden-Württemberg (inkl. Wieslauf bis Pegel Haubersbronn) Möglichkeiten zur Regionalisierung des Anfangsverlustes und der Parameter der Nash-Kaskade mit physikalisch begründeten Transferfunktionen. Dies wird mit Modifikationen des SCS-CN-Verfahrens nach LUTZ (1984) und SHARPLEY & WILLIAMS (1990) verglichen. Für kleine Ereignisse ( $N_e < 20$  mm,  $D < 10$  h) ist die Methodik jedoch nicht geeignet. Den wieder

verstärkt in den Fokus gerückten Sturzfluten widmen sich STEINBRICH et al. (2016) mit dem Ro-GeR (*Runoff Generation Research*) genannten Modellansatz (u. a. Horton, GIUH) in hoher zeitlicher (bis 1 min) und räumlicher (bis 1 m<sup>2</sup>) Auflösung für ganz Baden-Württemberg. Hierfür werden bspw. Berechnungsversuche durchgeführt und RADOLAN-Daten disaggregiert. Die Validierung erfolgt in 13 mesoskaligen Gebieten, zu denen auch das Einzugsgebiet des Pegels Schwäbisch Gmünd gehört. In den Gebieten ohne vorhandene BK50 (Rot, Jagst, Rems) kann jedoch keine befriedigende Abbildung der Abflussdynamik erreicht werden.

Auch im Remstal erfolgt die Ackernutzung oft bis an den Gewässerrand, was durch die direkte Gewässeranbindung besonders problematisch bei Maisanbau (Anteil 18,5 %) ist. Hier sprechen die momentane Förderpraxis und die erhöhte Nachfrage nach Energiepflanzen (vgl. SOMMER 2012) sowie die fehlenden Ausweichflächen gegen eine Nutzungsänderung. Durch die große Anbaufläche (Anteil 29,9 %) und den Trend zur Zunahme der Herbst- und Winterniederschläge (vgl. CASPARY 2001) rücken Winterweizen und Wintergetreide in den Blickpunkt. Mit Winterweizen bestellte Flächen besitzen durch langandauernde Niederschläge auf bereits gesättigten Böden eine hohe Erosionsanfälligkeit nach der Saat in den Monaten Oktober/November, wodurch die Abträge höher als bei Mais oder Zuckerrüben sind (vgl. PRASUHN 2003). FIENER et al. (2013) und WURBS & STEININGER (2011) betonen zusätzlich die Zunahme erosiver Ereignisse im Frühjahr. Als Schutzmaßnahmen wären hier Mulch- oder Direktsaat in Kombination mit dem Anbau von Zwischenfrüchten vorzunehmen (vgl. DWA 2012b). Die Wirksamkeit der Erosionsminderung durch konservierende Bodenbearbeitung ist aufgrund des geringen Ackerlandanteils von 10,4 % (Rems-Einzugsgebiet) bzw. 8,9 % (Einzugsgebiet des Pegels Schorndorf) beschränkt. Im Rems-Einzugsgebiet ist der Wein- und Obstbau hervorzuheben, wobei vor allem beim Weinbau aufgrund der bevorzugten Steillagen eine im Jahresverlauf möglichst durchgehende Bodenbedeckung anzustreben ist.

### *Fazit/Ausblick*

Vorteilhaft bei der erläuterten Methodik ist die relativ leichte Durchführbarkeit und Anwendbarkeit mit den zur Verfügung stehenden Daten, was (bei entsprechender Unterstützung) auch von einem Wasserwirtschaftsamt oder Wasserverband bewältigt werden könnte. Trotz der Unsicherheit in den Abtragsschätzungen ist es möglich, die Auswirkungen von Veränderungen in Bodenbearbeitung und Fruchtfolge, Landnutzung und Niederschlag sowie des Ereigniszeitpunkts zu analysieren. Dazu stehen die Parameter RBA und CN sowie Vorfeuchte, Ereignisniederschlag und -erosivität zur Verfügung. Durch die regional differenzierte Darstellung können Gebiete mit besonders hoher Bodenerosionsgefährdung ausgewiesen und Schutzmaßnahmen

entwickelt werden. Dies trifft auch für die Spenderflächen mit erhöhter Abflussbildung und Bodenerosion (*critical source areas*) zu, die über die diversen Modellansätze, z. B. QIU et al. (2007), THOMPSON et al. (2012), PETROSELLI et al. (2014) und COLLICK et al. (2015), identifiziert und überprüft werden können. Die Verschneidung mit bevorzugten Abflussbahnen liefert den Anschlussgrad der Abtragsflächen und somit die Wahrscheinlichkeit des Sediment- und Stoffeintrags in die Gewässer (vgl. DWA 2012b).

Aufgrund der berücksichtigten Modellkomponenten wäre eine Anwendung des weit verbreiteten und für Einzugsgebiete konzipierten Modells SWAT (GASSMAN et al. 2014) naheliegend. Jedoch benötigt dieses u. a. eine flächendifferenzierte Darstellung der landwirtschaftlichen Nutzfläche samt detaillierter Bewirtschaftung. Hierfür wäre neben den Betriebsdaten das InVeKoS-Feldblockkataster sinnvoll, das trotz offizieller Bekanntgabe für die Studie nicht verfügbar war. Auch müssten Gewässerprofile vorhanden sein; räumlich hochaufgelöste *Laserscan*-DGM sind es bereits. Selbst wenn all diese Eingangsdaten vorhanden wären, sind Schwebstoffdaten zur Kalibrierung und Validierung nötig. Hinzu kommt, dass die MUSLE in SWAT auf HRUs als räumliche Diskretisierung angewendet wird und diese Verletzung der theoretischen Annahmen durch Kalibrierung verdeckt und ausgeglichen wird. Dies gilt aber auch für eine Vielzahl anderer Erosions- und Stofftransportmodelle unabhängig von der eingesetzten Methode für die Sedimenterzeugung, wovon neuere physikalisch begründete Modelle, wie z. B. CATFLOW-SED (SCHERER 2008), nicht ausgenommen sind. Die Publikation nur guter Ergebnisse, auch wenn die Annahmen falsch sind und die fehlende Publikation schlechter Ergebnisse, sind dabei generell nicht zielführend, nicht nur in der hydrologischen Modellierung (vgl. GRAYSON et al. 1992a, b). In dieser Studie wird so weit wie möglich versucht, die ursprüngliche räumliche Diskretisierung (Block- vs. Detailmodell) und zeitliche Auflösung (Stunden- vs. Tageswerte) zu bewahren. Nichtsdestotrotz erfolgt eine Analyse der Anwendbarkeit unterschiedlicher Ansätze außerhalb des ursprünglichen Einsatzbereiches, bspw. der MUSLE als Detailmodell für eine einzelne Rasterzelle oder von EPIC als Blockmodell für ein Teileinzugsgebiet. Die Anwendung auf Einzugsgebietsgrößen über den ursprünglichen Bereich hinaus (MUSLE, SCS-TM, CREAMS, EPIC) beurteilt die Fähigkeit der Verfahren zur Extrapolation. Eine Vorhersage in unbeobachteten Einzugsgebieten (vgl. BLÖSCHL et al. 2013, HRACHOWITZ et al. 2013, EFSTRATIADIS et al. 2014) ist prinzipiell möglich, wenn die Methodik ohne Gebietsanpassungen angewendet wird.

Die vorgestellte Methodik kann somit Informationen zur Bemessung (synthetische Ganglinien), Steuerung (Niederschlags- und Abflussvorhersagen) und Verlandung (Sediment- und Schadstoffeintrag) von hydraulischen Bauwerken (Hochwasserrückhaltebecken, Talsperren) sowie

zur Identifizierung von Spender- und Entstehungsgebieten (Abflussbildung, Bodenerosion, bevorzugte Abflusspfade) inkl. der Effekte von Schutzmaßnahmen liefern. Werden eine Vielzahl von Ereignissen oder langjährige Zeitreihen (bei Betrachtung eines Tages als einzelnes Ereignis) erzeugt, können diese probabilistisch ausgewertet werden. Dies ermöglicht Angaben zu Eintritts- und Versagenswahrscheinlichkeiten in unbeobachteten Gebieten. Somit kann die Methodik direkt zum Ziel der Hochwasserschutzrichtlinie beitragen, die hochwasserbedingte Risiken für die menschliche Gesundheit, Umwelt, Infrastrukturen und Eigentumswerte zu verringern und bewältigen versucht (vgl. DARKOW 2008). Die Abgrenzung zur Wasserrahmenrichtlinie beschreiben z. B. ALBRECHT & WENDLER (2009). Durch die Erstellung von Hochwassergefahrenkarten sind für zukünftige Anwendungen neben den Überschwemmungsflächen auch vermehrt Gewässerprofile vorhanden. Dies wäre dann ein weiterer Schritt zum sinnvollen Einsatz konzeptioneller und physikalisch basierter Modelle für den Gerinneabfluss und den Sedimenttransport im Vorfluter.

## Literaturverzeichnis

- Abbot, 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. *J. Hydrol.*, 87(1-2), pp. 45-59.
- Abbot, 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. *J. Hydrol.*, 87(1-2), pp. 61-77.
- Ackers, P., & White, W. R. (1973). Sediment transport: New approach and analysis. *J. Hydraul. Div. ASCE*, 99(HY11), pp. 2041-2060.
- Ahmed, S., & de Marsily, G. (1987). Comparison of geostatistical methods for estimating transmissivity using data on transmissivity and specific capacity. *Water Resour. Res.*, 23(9), pp. 1717-1737.
- Akkermann, M. (2004). *Beurteilung des Einflusses einer angepassten Ackernutzung auf den Hochwasserabfluss*. Dissertation, Universität Hannover, Fachbereich Geowissenschaften und Geographie.
- Aksoy, J., & Kavvas, M. L. (2005). A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models. *Catena*, 64(2-3), pp. 247-271.
- Albert, W. (1989). Die Gebietsverdunstung von Waldstandorten aus der Simulation von Grundwasserganglinien mit klimatischem Bodenwasserhaushaltsmodell. *Wasserbau-Mitteilungen*, 30. Technische Universität Darmstadt: Institut für Wasserbau.
- Albrecht, J., & Wendler, W. (2009). Koordinierte Anwendung von Wasserrahmenrichtlinie und Hochwassermanagementrichtlinie im Kontext des Planungsprozesses. *NuR*, 31(9), pp. 608-618.
- Allen, R. G., Perreira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper*, 56. Rome: FAO.
- Alonso, C. V., Neibling, W. H., & Foster, G. R. (1981). Estimating sediment transport capacity in watershed modeling. *Trans. ASAE*, 24(5), pp. 1211-1220, 1226.
- Amore, E., Modica, C., Nearing, M. A., & Santoro, V. C. (2004). Scale effect in USLE and WEPP application for soil erosion computation of three Sicilian basins. *J. Hydrol.*, 293(1-4), pp. 100-114.
- Anderl, B. (1975). Vorhersage von Hochwasserganglinien aus radargemessenem Regen. *Mitt. Inst. Wasserbau III*, 7. Universität Karlsruhe (TH): Fakultät für Bauingenieur- und Vermessungswesen.
- Anderson, M. C., Kustas, W. P., Norman, J. M., Hain, C. R., Mecikalski, J. R., Schultz, L., . . . Gao, F. (2011). Mapping daily evapotranspiration at field to continental scales using geostationary and polar orbiting satellite imagery. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15(1), pp. 223-239.
- Armbruster, V. (2002). Grundwasserneubildung in Baden-Württemberg. *Freiburger Schriften zur Hydrologie*, 17. Universität Freiburg i.Br.: Institut für Hydrologie.
- Arnold, J. G., & Allen, P. M. (1999). Automated methods for estimating baseflow and groundwater recharge from stream flow records. *JAWRA*, 35(2), pp. 411-424.
- Arnold, J. G., Allen, P. M., & Bernhardt, G. (1993). A comprehensive surface-groundwater flow model. *J. Hydrol.*, 142(1-4), pp. 47-69.
- Arnold, J. G., Allen, P. M., Muttiah, R. S., & Bernhardt, G. (1995). Automated base flow separation and recession analysis techniques. *Ground Water*, 33(6), pp. 1010-1018.

- Arnold, J. G., Srinivasan, R., Muttiah, R. S., & Williams, J. R. (1998). Large area hydrology modeling and assessment. Part I: Model development. *JAWRA*, 34(1), pp. 73-89.
- Arnold, J. G., Williams, J. R., & Maidment, D. R. (1995). Continuous-time water and sediment-routing model for large basins. *J. Hydraul. Eng.*, 121(2), pp. 171-183.
- Arnold, S. (2011). DLM-DE - Digitales Landschaftsmodell für Deutschland. *Angewandte Informationsverarbeitung 2011* (pp. 522-527). Berlin/Offenbach: Herbert Wichmann Verlag.
- Aron, G., Miller, A. C., & Lakatos, D. F. (1977). Infiltration formula based on SCS curve number. *J. Irrig. Drain. Div. ASCE*, 103(4), pp. 419-427.
- Ascough, J. C., Baffaut, C., Nearing, M. A., & Liu, B. Y. (1997). The WEPP watershed model: I. Hydrology and erosion. *Trans. ASAE*, 40(4), pp. 921-933.
- Asselman, N. E. (2000). Fitting and interpretation of sediment rating curves. *J. Hydrol.*, 234(3-4), pp. 228-248.
- Assmann, A. (1999). Die Planung dezentraler, integrierter Hochwasserschutzmaßnahmen - mit dem Schwerpunkt der Standortausweisung von Retentionsarealen an der Oberen Elsenz, Kraichgau. *Schriftenreihe des Landesamtes für Flurneuordnung und Landschaftsentwicklung*, 11. Kornwestheim: Landesamt für Flurneuordnung und Landschaftsentwicklung Baden-Württemberg.
- ATV-DVWK. (2002). Verdunstung in Bezug zu Landnutzung, Bewuchs und Boden. *ATV-DVWK-M*, 504. Bad Hoenef: GFA Gesellschaft zur Förderung der Abwassertechnik e.V.
- Auerswald, K. (1984). *Die Bestimmung von Faktorenwerten der Allgemeinen Bodenabtragungsgleichung durch künstliche Starkregen*. Dissertation, TU München in Weihenstephan, Lehrstuhl für Bodenkunde.
- Auerswald, K. (1986). Einstufung der Bodenerodibilität (K-Faktor) nach dem Klassenbeschrieb der Reichsbodenschätzung für Südbayern. *Z. Kulturtechn. Flurber.*, 27, pp. 344-351.
- Auerswald, K. (1987). Sensitivität erosionsbestimmender Faktoren. *Wasser & Boden*, 39(1), pp. 34-38.
- Auerswald, K. (1989). Predicting nutrient enrichment from long-term average soil loss. *Soil Technol.*, 2(3), pp. 271-277.
- Auerswald, K. (1992a). Verfeinerte Bewertung von Erosionsschutzmaßnahmen unter deutschen Anbaubedingungen mit dem P-Faktor der Allgemeinen Bodenabtragungsgleichung (ABAG). *Z. Kulturtechn. Landentw.*, 33, pp. 137-144.
- Auerswald, K. (1992b). Predicted and measured sediment loads of large watersheds in Bavaria. In P. Larsen (Ed.), *Sediment management* (pp. 1031-1036). Universität Karlsruhe: Institut für Wasserbau u. Kulturtechnik.
- Auerswald, K. (1993). Bodeneigenschaften und Bodenerosion. *Relief Boden Paläoklima*, 8. Berlin/Stuttgart: Gebrüder Borntraeger.
- Auerswald, K. (2002a). Schätzung des C-Faktors aus Fruchtartenstatistiken für Ackerflächen in Gebieten mit subkontinentalem bis subatlantischem Klima nördlich der Alpen. *Landnutz. & Landentw.*, 43, pp. 1-5.
- Auerswald, K. (2002b). Landnutzung und Hochwasser. *Rundgespräche der Kommission für Ökologie*. 24, pp. 67-76. München: Verlag Dr. Friedrich Pfeil.
- Auerswald, K. (2006). 1.18 Germany. In J. Boardman, & J. Poesen, *Soil Erosion in Europe* (pp. 213-230). Chichester: John Wiley & Sons.
- Auerswald, K., & Elhaus, D. (2013). Ableitung der Bodenerodierbarkeit K anhand der Bodenart. *Bodenschutz*, 18(4), pp. 109-113.



- Auerswald, K., & Haider, J. (1996). Runoff curve numbers for small grain under German cropping conditions. *J. Env. Manag.*, 47(3), pp. 223-228.
- Auerswald, K., & Schmidt, F. (1986). Atlas der Erosionsgefährdung in Bayern: Karten zum flächenhaften Bodenabtrag durch Regen. *GLA-Fachberichte, 1*. München: Geologisches Landesamt.
- Auerswald, K., & Schwab, A. (1999). Erosionsgefährdung (C-Faktor) unterschiedlich bewirtschafteter Weinanbauflächen. *Vitic. Enol. Sci.*, 54(2-3), pp. 54-60.
- Auerswald, K., & Wagner, C. (1984). Die Erodibilität ausgewählter Böden der bayerischen Schichtstufenlandschaft. *Z. Pflanzenernähr. Bodenkd.*, 147(6), pp. 765-776.
- Auerswald, K., Fiener, P., & Dikau, R. (2009). Rates of sheet and rill erosion in Germany - A meta-analysis. *Geomorphology*, 111(3-4), pp. 182-193.
- Auerswald, K., Fiener, P., Martin, W., & Elhaus, D. (2014). Use and misuse of the K factor equation in soil erosion modeling: An alternative equation for determining USLE nomograph soil erodibility values. *Catena*, 118, pp. 220-225.
- Auerswald, K., Fischer, F. K., Winterrath, T., & Brandhuber, R. (2019). Rain erosivity map for Germany derived from contiguous radar rain data. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 23(4), pp. 1819-1832.
- Auerswald, K., Flacke, W., & Neufang, L. (1988). Räumlich differenzierte Berechnung großmaßstäblicher Erosionsprognosekarten - Modellgrundlagen der dABAG. *Z. Pflanzenernähr. Bodenkd.*, 151, pp. 369-373.
- Ayros, E. (2002). Regionalisierung extremer Abflüsse auf der Grundlage statistischer Verfahren. *Mitteilungen IWS, 101*. Universität Stuttgart: Institut für Wasserbau.
- Bacchi, O. O., Reichardt, K., & Sparovek, G. (2003). Sediment spatial distribution evaluated by three methods and its relation to some soil properties. *Soil Till. Res.*, 69(1-2), pp. 117-125.
- Bach, M. (2011). *Integrierte Modellierung für Einzugsgebiete mit komplexer Nutzung*. Dissertation, Technische Universität Darmstadt, FB Bauingenieurwesen und Geodäsie.
- Bagnold, R. A. (1956). The flow of cohesionless grains in fluids. *Philos. Trans. Royal Soc. London (Series A)*, 249(964), pp. 235-297.
- Bagnold, R. A. (1966). An approach to the sediment transport problem from general physics. *USGS Professional Paper, 442-I*. Washington (D.C.): US Government Printing Office.
- Bagnold, R. A. (1977). Bed-load transport by natural rivers. *Water Resour. Res.*, 13(2), pp. 303-312.
- Bagnold, R. A. (1980). An empirical correlation of bedload transport rates in flumes and natural rivers. *Proc. Royal Soc. London (Series A)*, 372(1751), pp. 453-473.
- Banasik, K., & Walling, D. E. (1996). Predicting sedimentgraphs for a small agricultural catchment. *Nordic Hydrol.*, 27(4), pp. 275-294.
- Bannari, A., Morin, D., Bonn, F., & Huete, A. R. (1995). A review of Vegetation Indices. *Remote Sens. Rev.*, 13(1-2), pp. 95-120.
- Bárdossy, A. (1998). Generating precipitation time series using simulated annealing. *Water Resour. Res.*, 34(7), pp. 1737-1747.
- Bárdossy, A., & Pakosch, S. (2005). Wahrscheinlichkeiten extremer Hochwasser unter sich ändernden Klimaverhältnissen. *Wasserwirtschaft*, 7-8(2005), pp. 58-62.

- Bárdossy, A., & Pegram, G. G. (2009). Copula based multisite model for daily precipitation simulation. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13(12), pp. 2299-2314.
- Bárdossy, A., & Singh, S. K. (2008). Robust estimation of hydrological model parameters. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 12(6), pp. 1273-1283.
- Bárdossy, A., Färber, A., Schönau, S., Westrich, B., Jancke, T., Schmid, G., ... Jacobs, P. (2006). RIMAX-Verbundprojekt Entwicklung eines integrativen Bewirtschaftungskonzepts für Trockenbecken und Polder zur Hochwasserrückhaltung. *Z. Umweltchem. Ökotox.*, 18(1), S. 67-69.
- Bárdossy, A., Giese, H., Haller, B., & Ruf, J. (2000). Erzeugung synthetischer Niederschlagsreihen in hoher zeitlicher Auflösung für Baden-Württemberg. *Wasserwirtschaft*, 90(11), pp. 548-553.
- Baret, F., & Guyot, G. (1991). Potentials and limits of Vegetation Indices for LAI and APAR assessment. *Remote Sens. Env.*, 35(2-3), pp. 161-173.
- Baret, F., Guyot, G., & Major, D. J. (1989). TSAVI: A vegetation index which minimizes soil brightness effects on LAI and APAR estimation. *IGARSS '89 12th Canadian Symp. on Remote Sens.* (pp. 1355-1358). Vancouver: CRSS/IEEE.
- Bargiel, D. (2017). A new method for crop classification combining time series of radar images. *Remote Sens. Env.*, 198, 369-383.
- Bargiel, D., Herrmann, S., & Jadczyzyn, J. (2013). Using high-resolution radar images to determine vegetation cover for soil erosion assessments. *J. Environ. Manage.*, 124, 82-90.
- Barling, R. D., Moore, I. D., & Grayson, R. B. (1994). A quasi-dynamic wetness index for characterizing the spatial distribution of zones of surface saturation and soil water content. *Water Resour. Res.*, 30(4), pp. 1029-1044.
- Bathurst, J. C., & O'Connell, P. E. (1992). Future of distributed modelling: The Système Hydrologique Européen. *Hydrol. Process.*, 6(3), pp. 265-277.
- Baumgartner, A., & Liebscher, H.-J. (1996). *Lehrbuch der Hydrologie - Band 1: Allgemeine Hydrologie, Quantitative Hydrologie*. Berlin/Stuttgart: Gebrüder Borntraeger.
- Beasley, D. B. (1977). *ANSWERS: A mathematical model for simulating the effects of land use and management on water quality*. Ph.D. Thesis, Purdue University, West Lafayette (IN).
- Beasley, D. B., Huggins, L. F., & Monke, E. J. (1980). ANSWERS: A model for watershed planning. *Trans. ASAE*, 23(4), pp. 938-944.
- Becker, A. (1964). Starkregen-Abfluss-Beziehung in Form einer maximalen graphischen Vorherbestimmung des Starkregenabflusses an einem kleinen Einzugsgebiet in der DDR. *Wasserwirtschaft-Wassertechnik*, 14(4), pp. 120-125.
- Behrendt, H., Huber, P., Opitz, D., Schmoll, O., Scholz, G., & Uebe, R. (1999). Nährstoffbilanzierung der Flussgebiete Deutschlands. *UBA-Texte*, 75. Berlin: Umweltbundesamt.
- Behringer, J. (1981). *Wasserhaushalt, Feststoff- und Lösungsaustrag im Einzugsgebiet der Aich*. Diplomarbeit, Universität Tübingen, Geologisches Institut.
- Bellon, E. (1992). *Zur Siedlungs- und Weinbaugeschichte im Raum Waiblingen-Winterbach*. Remshalden-Buoch: Natur-Rems-Murr-Verlag.
- Belmans, C., Wesseling, J. G., & Feddes, R. A. (1983). Simulation model of the water balance of a cropped soil: SWATRE. *J. Hydrol.*, 63(3-4), pp. 271-286.

- Bennett, J. P. (1974). Concepts of mathematical modeling of sediment yield. *Water Resour. Res.*, 10(3), pp. 485-492.
- Bergström, S. (1972). Utveckling och tillämpning av en digital avrinningsmodell. *Notiser och preliminära rapporter - Serie Hydrologi*, 22. Stockholm: SMHI.
- Betson, R. P. (1964). What is watershed runoff? *J. Geophys. Res.*, 69(8), pp. 1541-1552.
- Beven, K. J. (1982). On subsurface stormflow: an analysis of response times. *Hydrol. Sci. J.*, 27(4), pp. 505-521.
- Beven, K. J. (1986). Runoff production and flood frequency in catchments of order n: An alternative approach. In V. K. Gupta, I. Rodriguez-Iturbe, & E. F. Wood, *Scale problems in hydrology - Runoff generation and basins response* (pp. 107-131). Dordrecht: D. Reidel Publishing Company.
- Beven, K. J. (2001). *Rainfall-Runoff Modeling: The Primer*. Chichester: John Wiley & Sons.
- Beven, K. J. (2006). A manifesto for the equifinality thesis. *J. Hydrol.*, 320(1-2), pp. 18-36.
- Beven, K. J., & Binley, A. (1992). The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction. *Hydrol. Process.*, 6(3), pp. 279-298.
- Beven, K. J., & Binley, A. (2013). GLUE: 20 years on. *Hydrol. Process.*, 28(24), pp. 5897-5918.
- Beven, K. J., & Brazier, R. E. (2011). Dealing with uncertainty in erosion model predictions. In R. P. Morgan, & M. A. Nearing, *Handbook of erosion modelling* (pp. 52-79). Oxford: Blackwell Publishing Ltd.
- Beven, K. J., & Germann, P. (1982). Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.*, 18(5), pp. 1311-1325.
- Beven, K. J., & Germann, P. (2013). Macropores and water flow in soils revisited. *Water Resour. Res.*, 49(6), pp. 3071-3092.
- Beven, K. J., & Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.*, 24(1), pp. 43-69.
- BGS. (2013). *Teil I: Fortschreibung des Verbandsplans für einen 100-jährlichen Hochwasserschutz im Remstal*. Darmstadt: Brandt Gerdes Sitzmann Wasserwirtschaft GmbH.
- BKG. (2007). *Digitales Geländemodell für Deutschland DGM-D*. Frankfurt a.M.: Bundesamt für Kartographie und Geodäsie.
- Blaney, H. P., & Criddle, C. D. (1950). Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. *SCS-TP*, 96. Washington (D.C.): USDA Soil Conservation Service.
- Bliefernicht, J. (2010). Probability forecasts of daily areal precipitation for small river basins. *Mitteilungen IWS*, 194. Universität Stuttgart: Institut für Wasserbau.
- Bliefernicht, J., Bárdossy, A., & Ebert, C. (2008). Stochastische Simulation stündlicher Niederschlagsfelder für Extremereignisse an der Freiberger Mulde, dem Oberen Main und der Fränkischen Saale. *Hydrologie & Wasserbewirtschaftung*, 4(2008), pp. 168-172.
- Blöschl, G., & Merz, R. (2008). Bestimmung von Bemessungshochwässern gegebener Jährlichkeit - Aspekte einer zeitgemäßen Strategie. *Wasserwirtschaft*, 11(2008), pp. 2-8.
- Blöschl, G., Sivapalan, M., Wagener, T., Viglione, A., & Savenije, H. (2013). *Runoff prediction in ungauged basins: Synthesis across processes, places and scales*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Bogardi, I., Bárdossy, A., & Duckstein, L. (1985). Effect of parameter uncertainty on calculated sediment yield. *Adv. Water. Resour.*, 8(6), pp. 96-101.

- Bogardi, I., Bárdossy, A., Fogel, M., & Duckstein, L. (1986). Sediment yield from agricultural watersheds. *J. Hydraul. Eng.*, 112(1), pp. 64-70.
- Bogardi, I., Duckstein, L., Szidarovszky, F., & Fogel, M. (1977). Reservoir sedimentation under uncertainty: Analytic approach versus simulation. *Hydrol. Sci. Bull.*, XXII(4), pp. 545-553.
- Boll, J., Brooks, E. S., Crabtree, B., Dun, S., & Steenhuis, T. S. (2015). Variable source area hydrology with the Water Erosion Prediction Project model. *JAWRA*, 51(2), pp. 330-342.
- Bonumá, N. B., Rossi, C. G., Arnold, J. G., Reichert, J. M., Minella, J. P., Allen, P. M., & Volk, M. (2012). Simulating landscape sediment transport capacity by using a modified SWAT model. *J. Env. Qual.*, 43(1), pp. 55-66.
- Borah, D. K., & Bera, M. (2004a). Watershed-scale hydrologic and nonpoint-source pollution models: Review of mathematical bases. *Trans. ASAE*, 46(6), pp. 1553-1566.
- Borah, D. K., & Bera, M. (2004b). Watershed-scale hydrologic and nonpoint-source pollution models: Review of applications. *Trans. ASAE*, 47(3), pp. 789-803.
- Bork, H. R. (1988). Bodenerosion und Umwelt. Verlauf, Ursachen und Folgen der mittelalterlichen und neuzeitlichen Bodenerosion - Bodenerosionsprozesse, Modelle und Simulationen. *Landschaftsgenese und Landschaftsökologie*, 13. Technische Universität Braunschweig: Abteilung für Physische Geographie und Landschaftsökologie.
- Bösinger, D. (2006). Gestaltung der HRB-Durchlassbauwerke an der Rems. In IfL (Ed.), *Ökologische Durchgängigkeit von Hochwasserrückhaltebecken*. Universität Freiburg i.Br.: Institut für Landespflege.
- Bouraoui, F., & Dillaha, T. A. (1996). ANSWERS-2000: Runoff and sediment transport model. *J. Env. Eng.*, 122(6), pp. 493-502.
- Bouraoui, F., & Dillaha, T. A. (2000). ANSWERS-2000: Non-point-source nutrient planning model. *Trans. ASAE*, 126(11), pp. 1045-1055.
- Brandt, C. J. (1989). The size distribution of throughfall drops under vegetation canopies. *Catena*, 16(4-5), pp. 507-524.
- Brandt, C. J. (1990). Simulation of the size distribution and erosivity of raindrops and throughfall drops. *Earth Surf. Process. Landf.*, 15(8), pp. 687-698.
- Brandt, T. (1979). Modell zur Abflussgangliniensimulation unter besonderer Berücksichtigung des grundwasserbürtigen Abflusses. *IHH Technischer Bericht*, 24. Technische Hochschule Darmstadt: Institut für Wasserbau.
- Brazier, R. E., Beven, K. J., Freer, J., & Rowan, J. S. (2000). Equifinality and uncertainty in physically based soil erosion models: Applications of the GLUE methodology to WEPP - The Water Erosion and Prediction Project - for sites in the UK and USA. *Earth Surf. Process. Landf.*, 25(8), pp. 825-845.
- Bremicker, M. (2000). Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM - Modellgrundlagen und Anwendungsbeispiele. *Freiburger Schriften zur Hydrologie*, 11. Universität Freiburg i.Br.: Institut für Hydrologie.
- Brocca, L., Melone, F., & Moramarco, T. (2008). On the estimation of antecedent wetness conditions in rainfall-runoff modelling. *Hydrol. Process.*, 22(5), pp. 629-642.
- Brommundt, J. (2008). Stochastische Generierung räumlich zusammenhängender Niederschlagszeitreihen. *Mitteilungen IWS*, 170. Universität Stuttgart: Institut für Wasserbau.
- Bronstert, A. (1994). Modellierung der Abflussbildung und der Bodenwasserdynamik in Hängen. *Mitteilungen IHW*, 46. Universität Karlsruhe: Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft.

- Brooks, E. S., Boll, J., & McDaniel, P. A. (2007). Distributed and integrated response of a geographic information system-based hydrologic model in the eastern Palouse region, Idaho. *Hydrol. Process.*, 21(1), pp. 110-122.
- Brooks, R. H., & Corey, A. T. (1966). Hydraulic properties of porous media affecting fluid flow. *Proc. Irrig. Drain. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 92, pp. 61-88.
- Butz, J. (2005). Stoffstrombilanzen für Phosphor und sechs Schwermetalle am Beispiel des oberen Kraichbachs. *Schriftenreihe SWW*, 119. Universität Karlsruhe (TH): Institut für Wasser und Gewässerentwicklung.
- Cai, Q. G., Wang, H., Curtin, D., & Zhu, Y. (2005). Evaluation of the EUROSEM model with single event data on steep lands in the Three Gorges reservoir areas, China. *Catena*, 59(1), pp. 19-33.
- Carlson, T. N., & Ripley, D. A. (1997). On the relation between NDVI, Fractional Vegetation Cover, and Leaf Area Index. *Remote Sens. Env.*, 62(3), pp. 241-252.
- Caroni, E., Singh, V. P., & Ubertini, L. (1984). Rainfall-runoff-sediment yield relation by stochastic modeling. *Hydrol. Sci. J.*, 29(2), pp. 203-218.
- Carp, H. (1952). Hydraulische Berechnungen im Arbeitsbereich der Emschergenossenschaft. *Die Wasserwirtschaft*, 1952, pp. 163-172.
- Caspary, H. J. (1987). Näherungslösung für regionalisierte Einheitsganglinien mit Hilfe linearer Speicherkaskaden. *Wasserwirtschaft*, 77(1), pp. 19-23.
- Caspary, H. J. (2001). Zusammenhang zwischen der Verschärfung des Hochwasserrisikos in Südwestdeutschland seit Mitte der siebziger Jahre und einem veränderten Winterklima. *GAIA - Ecological Perspectives for Science and Society*, 10(4), pp. 286-293.
- Caspary, H. J., & Bárdossy, A. (1995). Markieren die Winterhochwasser 1990 und 1993 das Ende der Stationarität in der Hochwasserhydrologie infolge von Klimaänderungen. *Wasser & Boden*, 47(3), pp. 18-25.
- Cerdan, O., Souchere, V., Lecomte, V., Couturier, A., & Le Bissonais, Y. (2001). Incorporating soil surface crusting processes in an expert-based runoff and erosion model STREAM (Sealing Transfer Runoff Erosion Agricultural Modification). *Catena*, 46(2-3), pp. 189-205.
- Chaubey, I., Haan, C. T., Grunwald, S., & Salisbury, J. M. (1999). Uncertainty in the model parameters due to spatial variability of rainfall. *J. Hydrol.*, 220(1-2), pp. 48-61.
- Chen, E., & Mackay, D. S. (2004). Effects of distribution-based parameter aggregation on a spatially distributed agricultural nonpoint source pollution model. *J. Hydrol.*, 295(1-4), pp. 211-224.
- Chen, V. J., & Kuo, C. Y. (1986). A study on synthetic sedimentgraphs for ungaged watersheds. *J. Hydrol.*, 84(1-2), pp. 35-54.
- Chow, V. T. (1959). *Open Channel Hydraulics*. New York: McGraw-Hill.
- Chow, V. T., Maidment, D. R., & Mays, L. W. (1988). *Applied Hydrology*. New York: McGraw-Hill.
- Chu, S. T. (1978). Infiltration during an unsteady rain. *Water Resour. Res.*, 14(3), pp. 461-466.
- Clark, C. O. (1945). Storage and the unit hydrograph. *Trans. ASCE*, 110(1), pp. 1419-1488.
- Cochrane, T. A., & Flanagan, D. C. (2003). Representative hillslope methods for applying the WEPP model with DEMs and GIS. *Trans. ASAE*, 46(4), pp. 1041-1049.
- Cole, G. W., Lyles, L., & Hagen, L. G. (1983). A simulation model of daily wind erosion soil loss. *Trans. ASAE*, 26(6), pp. 1758-1765.

- Collick, A. S., Fuka, D. R., Kleinman, P. J., Buda, A. R., Weld, J. L., White, M. J., . . . Easton, Z. M. (2015). Predicting phosphorus dynamics in complex terrains using a variable source area hydrology model. *Hydrol. Process.*, 29(4), pp. 588-601.
- Connolly, R. D., Silburn, D. M., & Ciesiolka, C. A. (1997). Distributed parameter hydrology model (ANSWERS) applied to a range of catchment scales using rainfall simulator data. III: Application to a spatially complex catchment. *J. Hydrol.*, 193(1-4), pp. 183-203.
- Conradt, T., Wechsung, F., & Bronstert, A. (2013). Three perceptions of the evapotranspiration landscape - comparing spatial patterns from a distributed hydrological model, remotely sensed surface temperatures, and sub-basin water balances. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17(7), pp. 2947-2966.
- Costa-Cabral, M., & Burges, S. J. (1994). Digital elevation model networks (DEMON): a model of flow over hillslopes for computations of contributing and dispersal areas. *Water Resour. Res.*, 30(6), pp. 1681-1692.
- Cunge, J. A. (1969). On the subject of a flood propagation computation method (Muskingum method). *J. Hydraul. Res.*, 7(2), pp. 205-230.
- Dabney, S. M., Yoder, D. C., Vieira, D. A., & Bingner, R. L. (2011). Enhancing RUSLE to include runoff-driven phenomena. *Hydrol. Process.*, 25(9), pp. 1373-1390.
- Dahlke, H. E. (2011). *Improved understanding of subsurface hydrology in variable source areas and its implications for water quality*. Dissertation, Cornell University, Department of Biological and Environmental Engineering.
- Darcy, H. (1856). *Les fontaines publique de la Ville de Dijon*. Paris: Dalmont.
- Darkow, B. (2008). Die neue EG-Hochwasserschutzrichtlinie. *wwt*, 4, pp. 49-50.
- David, H. A., Hartley, H. O., & Pearson, E. S. (1954). The distribution of the ratio, in a single normal sample, of range to standard deviation. *Biometrika*, 41(3-4), pp. 482-493.
- de Boer, D., Froehlich, W., Mizuyama, T., & Pietroniro, A. (2003). Erosion prediction in ungauged basins: Integrating methods and techniques. *IAHS Publ.*, 279. Wallingford: IAHS Press.
- de Chézy, A. (1775). Memoire sur la vitesse de l'eau conduit dans une régole. *Annales des ponts et chaussées*, 60, Reprint (1921).
- de Jong, S. M. (1994). Derivation of vegetative variables from a LANDSAT TM image for modelling soil erosion. *Earth Surf. Process. Landf.*, 19(2), pp. 165-178.
- de Jong, S. M., Paracchini, M. L., Bertolo, F., Foving, S., Megier, J., & de Roo, A. P. (1999). Regional assessment of soil erosion using the distributed model SEMMED and remotely sensed data. *Catena*, 37(3-4), pp. 291-308.
- de Roo, A. P., Offermans, A. J., & Cremers, N. H. (1996b). LISEM: A single-event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins - II Sensitivity analysis, validation and application. *Hydrol. Process.*, 10(8), pp. 1119-1126.
- de Roo, A. P., Wesseling, C. G., & Ritsema, C. J. (1996a). LISEM: A single-event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins - I Theory, input and output. *Hydrol. Process.*, 10(8), pp. 1107-1117.
- de Saint-Venant, B. (1871). Theory of unsteady water flow, with application to river floods and to propagation of tides in river channels. *French Acad. Sci.*, 73, pp. 148-154, 237-240.
- de Vente, J., & Poesen, J. (2005). Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: Scale issues and semi-quantitative models. *Earth-Sci. Rev.*, 71(1-2), pp. 95-125.

- de Vente, J., Poesen, J., & Verstraeten, G. (2005). The application of semi-quantitative methods and reservoir sedimentation rates for the prediction of basin sediment yield in Spain. *J. Hydrol.*, 305(1-4), pp. 63-86.
- de Vente, J., Poesen, J., Verstraeten, G., Govers, G., Vanmaercke, M., van Rompaey, A., . . . Boix-Fayos, C. (2013). Predicting soil erosion and sediment yield at regional scales: Where do we stand? *Earth-Sci. Rev.*, 127, pp. 16-29.
- Dean, R. B., & Dixon, W. J. (1951). Simplified statistics for small numbers of observations. *Anal. Chem.*, 23(4), pp. 636-638.
- Deinlein, R., & Böhm, A. (2000). Modeling overland flow and soil erosion for a military training area in Southern Germany. In J. Schmidt, *Soil erosion - Application of physically based models* (pp. 163-178). Berlin: Springer.
- Desmet, P. J., & Govers, G. (1996). A GIS-procedure for automatically calculating the USLE LS-Factor on topographically complex landscape units. *J. Soil Water Cons.*, 51(5), pp. 427-433.
- Desmet, P. J., & Govers, G. (2000). *USLE2D.exe Release 4.1 User Documentation*. Catholic University of Leuven: Lab of Geomorphology.
- Diskin, W. H. (1964). *A basic study of the linearity of the rainfall-runoff process in watersheds*. Ph.D. Thesis, University of Illinois, Civil Engineering, Urbana (IL).
- Disse, M. (1995). Modellierung der Verdunstung und der Grundwasserneubildung in ebenen Einzugsgebieten. *Mitteilungen IHW*, 53. Universität Karlsruhe (TH): Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft.
- Dittmann, E., Barth, S., Lang, J., & Müller-Westermeier, G. (1995). Objektive Wetterlagenklassifikation. *DWD-Berichte*, 197. Offenbach a.M.: Deutscher Wetterdienst.
- Doherty, J. (2005). *PEST: Model Independent Parameter Estimation (User Manual)*. Brisbane: Watermark Numerical Computing Inc.
- Dooge, J. C. (1957). Rational method for estimating flood peaks. *Engineering*, 184, pp. 311-313, 374-377.
- Douglas-Mankin, K. R., Srinivasan, R., & Arnold, J. G. (2010). Soil and Water Assessment Tool (SWAT): Current developments and applications. *Trans. ASABE*, 53(5), pp. 1423-1431.
- Downer, C. W., & Ogden, F. L. (2006). *GSSHA user's manual Version 1.43 for WMS 6.1*. Vicksburg (MS): US ACE Engineer Research and Development Center.
- Downer, C. W., Ogden, F. L., Martin, W. D., & Harmon, R. S. (2002). Theory, development and applicability of the surface water hydrologic model CASC2D. *Hydrol. Process.*, 16(2), pp. 255-275.
- Du Boys, M. P. (1879). Le Rhone et les rivieres a lit affouillable. *Annales des ponts et chaussées*, 18(2), pp. 141-195.
- Duan, Q., Gupta, V. K., & Sorooshian, S. (1993). A shuffled complex evolution approach for effective and efficient global optimization. *J. Optim. Theory Appl.*, 76(3), pp. 501-521.
- Duan, Q., Sorooshian, S., & Gupta, V. K. (1994). Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. *J. Hydrol.*, 158(3-4), pp. 265-284.
- Duckstein, L., Bogardi, I., & Fogel, M. (1978). An event-based stochastic model of phosphorus loading into a lake. *Adv. Water Resour.*, 1(6), pp. 321-329.
- Dunne, T. (1978). Field studies of hillslope flow processes. In M. J. Kirkby, *Hillslope Hydrology* (pp. 227-293). New York: John Wiley & Sons.
- Dunne, T., & Black, R. D. (1970a). An experimental investigation on runoff production on permeable soils. *Water Resour. Res.*, 6(2), pp. 179-191.

- Dunne, T., & Black, R. D. (1970b). Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resour. Res.*, 6(5), pp. 1296-1311.
- Duttmann, R. (2001). Die Bodenfeuchte als Steuergröße der Bodenerosion. *Geogr. Rdsch.*, 53(5), pp. 24-32.
- DVWK. (1984a). Arbeitsanleitung zur Anwendung von Niederschlag-Abfluss-Modellen in kleinen Einzugsgebieten. Teil II: Synthese. *DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft*, 113. Berlin/Hamburg: Verlag Paul Parey.
- DVWK. (1984b). Berechnungsbedürftigkeit-Berechnungsbedarf - Modelluntersuchung für die Klima- und Bodenbedingungen der Bundesrepublik Deutschland. *DVWK-Merkblätter*, 205. Berlin/Hamburg: Kommissionsvertrieb Verlag Paul Parey.
- DVWK. (1988). Feststofftransport in Fließgewässern - Berechnungsverfahren für die Ingenieurspraxis. *DVWK-Schriften*, 87. Hamburg/Berlin: Kommissionsvertrieb Verlag Paul Parey.
- DVWK. (1991). Beitrag zur Bestimmung des effektiven Niederschlags für Bemessungshochwasser aus Gebietskenngrößen. *DVWK Materialien*, 2. Bonn: DVWK.
- DVWK. (1996a). Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. *DVWK-Merkblätter*, 238. Bonn: DVWK.
- DVWK. (1996b). Bodenerosion durch Wasser - Kartieranleitung zur Erfassung aktueller Erosionsformen. *DVWK-Merkblätter*, 239. Bonn: DVWK.
- DVWK. (1999). Statistische Analyse von Hochwasserabflüssen. *DVWK-Merkblätter*, 251. Bonn: Kommissionsvertrieb Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH.
- DWA. (2012a). Starkregen in Abhängigkeit von Wiederkehrzeit und Dauer. *Arbeitsblatt DWA-A*, 531. Bad Hennef: Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall.
- DWA. (2012b). Berücksichtigung der Bodenerosion durch Wasser bei der Maßnahmenplanung nach EG-Wasserrahmenrichtlinie. *Merkblatt DWA-M*, 910. Bad Hennef: Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall.
- DWD. (2005). *KOSTRA-DWD-2000 Starkniederschlagshöhen für Deutschland (1951-2000)*. Offenbach a.M.: Deutscher Wetterdienst.
- DWD. (2015). *KOSTRA-DWD-2010 Starkniederschlagshöhen für Deutschland (Bezugszeitraum 1951-2010)*. Offenbach a.M.: Deutscher Wetterdienst.
- Dyck, S., & Peschke, G. (1995). *Grundlagen der Hydrologie*. Berlin: Verlag für Bauwesen.
- Easton, Z. M., Fuka, T. R., Walter, M. T., Cowan, D. M., Schneiderman, E. M., & Steenhuis, T. S. (2008). Reconceptualizing the soil and water assessment tool (SWAT) model to predict runoff from variable source areas. *J. Hydrol.*, 348(3-4), pp. 279-291.
- Easton, Z. M., Walter, M. T., Fuka, D. R., White, E. D., & Steenhuis, T. S. (2011). A simple concept for calibrating runoff thresholds in quasi-distributed variable source area watershed models. *Hydrol. Process.*, 25(20), pp. 3131-3143.
- Eckhardt, K. (2005). How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrol. Process.*, 19(2), pp. 507-515.
- EEA. (2013). EU-DEM. Copenhagen: European Environmental Agency.
- Efstratiadis, A., Koussis, A. D., Koutsoyiannis, D., & Mamassis, N. (2014). Flood design recipes vs. reality: can predictions for ungauged basins be trusted. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 14(6), pp. 1417-1428.



- Ehmele, M. T. (2018). Stochastische Simulation großflächiger, hochwasserrelevanter Niederschlagsereignisse. *Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie*, 76. Karlsruhe: KIT.
- Ehret, U. (2012). (Un-) Sicherheiten in der hydrologischen Modellierung und Vorhersage. *Korrespondenz Wasserwirtschaft*, 5(6), pp. 316-321.
- Einstein, H. A. (1950). The bed-load function for sediment transportation in open channel flows. *USDA Techn. Bull.*, 1026. Washington (D.C.): USDA Soil Conservation Service.
- Elsässer, M. (2015). Grünlandnutzung in Baden-Württemberg - von MEKA bis FAKT, von extensiv bis intensiv. *59. Jahrestagung der AGGF* (pp. 13-22). Aulendorf: LAZBW.
- Endreny, T. A., & Wood, E. F. (2001). Representing elevation uncertainty in runoff modelling and flowpath mapping. *Hydrol. Process.*, 15(12), pp. 2223-2236.
- Engel, H. (1994). Das Hochwasser 1993/1994 im Rheingebiet. *Bericht der BfG*, 0833. Koblenz: Bundesanstalt für Gewässerkunde.
- Engel, H. (1995). Das Januarhochwasser 1995 im Rheingebiet. *BfG-Mitteilung*, 10. Koblenz: Bundesanstalt für Gewässerkunde.
- Engel, H. (1999). Eine Hochwasserperiode im Rheingebiet - Extremereignisse zwischen Dezember 1993 und Februar 1995. *Bericht der KHR*, 1-17. Bundesanstalt für Gewässerkunde Koblenz: Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes.
- Engelund, F., & Hansen, E. (1967). *A monograph on sediment transport in alluvial streams*. Copenhagen: Teknisk Forlag.
- Engman, E. T. (1974). Partial area hydrology and its application to water resources. *Water Resour. Bull.*, 10(3), pp. 512-521.
- Engman, E. T. (1986). Roughness coefficients for routing surface runoff. *J. Irrig. Drain. Eng.*, 112(1), pp. 39-53.
- Erftverband. (2009). *Leitfaden zur Erarbeitung eines integrativen Bewirtschaftungskonzepts für Trockenbecken unter besonderer Berücksichtigung der stofflichen Komponente*. Bergheim: Erftverband.
- Evans, R. (1995). Some methods of directly assessing water erosion of cultivated land - a comparison of measurements made on plots and fields. *Progr. Phys. Geogr.*, 19(1), pp. 115-129.
- Everaert, W. (1991). Empirical relations for the sediment transport capacity of interrill flow. *Earth Surf. Process. Landf.*, 16(6), pp. 513-532.
- Ewen, J., Parkin, G., & O'Connell, P. E. (2000). SHETRAN: distributed river basin flow and transport modeling system. *J. Hydrol. Eng.*, 5(3), pp. 250-258.
- Fairfield, J., & Leymarie, P. (1991). Drainage networks from grid digital elevation models. *Water Resour. Res.*, 27(5), pp. 29-61.
- Famiglietti, J. S., & Wood, E. F. (1991). Evapotranspiration and runoff from large land areas: Land surface hydrology for atmospheric circulation models. *Surv. Geophys.*, 12, pp. 179-204.
- Favis-Mortlock, D. T., Quinton, J. N., & Dickinson, W. T. (1998). The GCTE Validation of Soil Erosion Models for Global Change Studies. *J. Soil Water Cons.*, 51(5), pp. 397-403.
- Ferro, V., & Porto, P. (2000). A sediment delivery distributed (SEDD) model. *J. Hydrol. Eng. ASCE*, 5(4), pp. 411-422.

- Fett, W. (1993). Die Nutzung räumlich hoch aufgelöster Gebietsinformationen für die Simulation von Hochwasserganglinien in humiden Mittelgebirgslandschaften. *Schriftenreihe Hydrologie/Wasserwirtschaft*, 12. Ruhr-Universität Bochum: Lehrstuhl für Hydrologie, Wasserwirtschaft und Umwelttechnik.
- Fiener, P., & Auerswald, K. (2003). Effectiveness of grassed waterways in reducing runoff and sediment delivery from agricultural watersheds. *J. Env. Qual.*, 32(3), pp. 927-936.
- Fiener, P., & Auerswald, K. (2009). Spatial variability of rainfall on a sub-kilometre scale. *Earth Surf. Process. Landf.*, 34(6), pp. 848-859.
- Fiener, P., Auerswald, K., & van Oost, K. (2011). Spatio-temporal patterns in land use and management affecting surface runoff response of agricultural catchments - A review. *Earth-Sci. Rev.*, 106(1-2), pp. 92-104.
- Fiener, P., Auerswald, K., & Weigand, S. (2005). Managing erosion and water quality in agricultural watersheds by small retention ponds. *Agric. Ecosys. Env.*, 110(3-4), pp. 132-142.
- Fiener, P., Neuhaus, P., & Botschek, J. (2013). Long-term trends in rainfall erosivity - analysis of high resolution precipitation time series (1937-2007) from Western Germany. *Agric. For. Meteorol.*, 171-172, pp. 115-123.
- Finkner, S. C., Nearing, M. A., Foster, G. R., & Gilley, J. E. (1989). A simplified equation for modelling sediment transport capacity. *Trans. ASAE*, 32(5), pp. 1545-1550.
- Fischer, F. K., Kistler, M., Brandhuber, R., Maier, H., Treisch, M., & Auerswald, K. (2018). Validation of official erosion modelling based on high-resolution radar rain data by aerial photo erosion classification. *Earth Surf. Process. Landf.*, 43(1), pp. 187-194.
- Fischer, F. K., Winterrath, T., & Auerswald, K. (2018). Temporal- and spatial-scale and positional effects on rain erosivity derived from point-scale and contiguous rain data. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 22(12), pp. 6505-6518.
- Fischer, F., Hauck, J., Brandhuber, R., Weigl, E., Maier, H., & Auerswald, K. (2016). Spatio-temporal variability of erosivity estimated from highly resolved and adjusted radar rain data (RADOLAN). *Agric. For. Meteorol.*, 223, pp. 72-80.
- Flanagan, D. C., Gilley, J. E., & Franti, T. G. (2007). Water Erosion Prediction Project (WEPP): Development history, model capabilities, and future enhancements. *Trans. ASABE*, 50(5), pp. 1603-1612.
- Fleck, W. (2001). Vorsorgemaßnahmen gegen Sedimenteinträge im Einzugsgebiet. *Betrieb von Hochwasserrückhaltebecken in Baden-Württemberg - 8. Erfahrungsaustausch* (pp. 32-37). Heidelberg: WBV Fortbildungsgesellschaft für Gewässerentwicklung.
- Fogel, M. M., Duckstein, L., & Kisiel, C. C. (1974). Modeling the hydrologic effects resulting from land modification. *Trans. ASAE*, 17(6), pp. 1006-1010.
- Folly, A., Quinton, J., & Smith, R. E. (1999). Evaluation of the EUROSEM model using data from the Catsop watershed. *Catena*, 37(3-4), pp. 507-519.
- Foster, G. R. (1982). Modeling the soil erosion process. In C. T. Haan, H. P. Johnson, & D. L. Brakensiek, *Hydrologic modeling of small watershed* (pp. 297-379). St. Joseph: ASAE.
- Foster, G. R., & Meyer, L. D. (1972). Transport of soil particles by shallow flow. *Trans. ASAE*, 15(1), pp. 99-102.
- Foster, G. R., & Meyer, L. D. (1975). *Mathematical simulation of upland erosion by fundamental soil erosion mechanics*. Oxford: USDA Agricultural Research Service.
- Foster, G. R., & Wischmeier, W. H. (1974). Evaluating irregular slopes for soil loss prediction. *Trans. ASAE*, 20(4), pp. 305-309.

- Foster, G. R., Lane, L. J., Nowlin, J. D., Laflen, J. M., & Young, R. A. (1981). Estimating erosion and sediment yield on field-sized areas. *Trans. ASAE*, 24(5), pp. 1253-1262.
- Foster, G. R., Meyer, L. D., & Onstad, C. A. (1977a). An erosion equation derived from basic erosion principles. *Trans. ASAE*, 20(4), pp. 678-682.
- Foster, G. R., Meyer, L. D., & Onstad, C. A. (1977b). A runoff erosivity factor and variable slope length exponents for soil loss estimates. *Trans. ASAE*, 20(3), pp. 683-687.
- Fox, G. X., & Wilson, G. V. (2010). The role of subsurface flow in hillslope and streambank erosion: A review. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 74(3), pp. 717-733.
- Franchini, M., & Pacciani, M. (1991). Comparative analysis of several conceptual rainfall-runoff models. *J. Hydrol.*, 122(1-4), pp. 161-219.
- Frankenberger, J. R., Brooks, E. S., Walter, M. T., Walter, M. F., & Steenhuis, T. S. (1999). A GIS-based variable source area hydrology model. *Hydrol. Process.*, 13(6), pp. 805-822.
- Fuchs, S., & Schwarz, M. (2007). *Ableitung naturraumtypischer Anreicherungs-faktoren zur Bestimmung des Phosphor- und Schwermetalleintrages in Oberflächengewässer durch Erosion*. Forschungsbericht FZKA-BWPLUS, Universität Karlsruhe (TH), Institut für Wasser und Gewässerentwicklung.
- Fuchs, S., Buchs, J., & Bechtel, A. (2004). *Stoffstromanalysen für kleine bis mittlere Flussgebiete als Grundlage für die Planung und Umsetzung von Gewässerschutzmaßnahmen*. Forschungsbericht FZKA-BWPLUS, Universität Karlsruhe (TH), Institut für Wasser und Gewässerentwicklung.
- Fuchs, S., Scherer, U., Wander, R., Behrendt, H., Venohr, M., Opitz, D., . . . Götz, T. (2010). Berechnung von Stoffeinträgen in die Fließgewässer Deutschlands mit dem Modell MONERIS - Nährstoffe, Schwermetalle und Polyzyklische Aromatische Kohlenwasserstoffe. *UBA-Texte*, 45. Berlin: Umweltbundesamt.
- Fuchs, T., Rapp, J., & Rudolf, B. (2000). Niederschlagsanalyse zum Pfingsthochwasser 1999 im Einzugsgebiet von Donau und Bodensee. Starkniederschläge im Mai 1999 im Einzugsgebiet von Donau und Bodensee. *Klimastatusbericht 1999*, 26-34. Offenbach a.M.: Deutscher Wetterdienst.
- Gallant, J. C., & Wilson, J. P. (1996). TAPES-G - A grid-based terrain analysis program for the environmental sciences. *Comp. Geosci.*, 22(7), pp. 713-722.
- Gallant, J. C., & Wilson, J. P. (2000). Primary topographic attributes. In J. P. Wilson, & J. C. Gallant, *Terrain analysis: Principles and applications* (pp. 51-85). New York/Chichester: John Wiley & Sons.
- Garen, D. C., Woodward, M., & Geter, F. (1999). A user agency's view of hydrologic, soil erosion and water quality modelling. *Catena*, 37(3-4), pp. 277-289.
- Gassman, P. W., Reyes, M. R., Green, C. H., & Arnold, J. G. (2007). The Soil and Water Assessment Tool: Historical development, applications, and future research directions. *Trans. ASABE*, 50(4), pp. 1211-1250.
- Gassman, P. W., Sadeghi, A. M., & Srinivasan, R. (2014). Applications of the SWAT model special section: Overview and insights. *J. Env. Qual.*, 43(1), pp. 1-8.
- Gattke, C. (2006). *Modellvergleiche zur Untersuchung struktureller Unsicherheiten - Anwendung objektorientierter Methoden der hydrologischen Modellierung*. Dissertation, Ruhr-Universität Bochum, Fakultät für Bauingenieurwesen.
- Gauckler, P.-G. (1868). Du mouvement de l'eau dans les conduits. *Annales des ponts et chaussées*, 15, pp. 229-281.

- G erard-Marchant, P., Hively, W. D., & Steenhuis, T. S. (2006). Distributed hydrological modelling of total dissolved phosphorus transport in an agricultural landscape, part I: distributed runoff generation. *Hydrol. Earth. Syst. Sci.*, 10(2), pp. 245-261.
- Gericke, A. (2013). *Evaluation of empirical approaches to estimate the variability of erosive inputs in river catchments*. Dissertation, Humboldt-Universität Berlin, Math.-Naturw. Fakultät II.
- Gerlinger, K. (1997). Erosionsprozesse auf Lössböden: Experimente und Modellierung. *Mitteilungen IWK*, 194. Universität Fridericana zu Karlsruhe (TH): Institut für Wasserbau und Kulturtechnik.
- Gerstengarbe, F. W., Werner, P. C., & Rüge, U. (1999). Katalog der Großwetterlagen Europas (1881-1998) nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky. *Berichte des DWD*, 113. Potsdam/Offenbach a.M.: Deutscher Wetterdienst.
- Golf, W. (1981). Ermittlung der Wasserressourcen im Mittelgebirge. *wwt*, 31(3), pp. 93-95.
- Göppert, H. G. (1995). Operationelle Hochwasservorhersage zur Steuerung von Talsperren. *Mitteilungen IHW*, 49. Universität Karlsruhe (TH): Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft.
- Göttlicher-G bel, U. (1987). *Wasserqualität von Fließgewässern landwirtschaftlich genutzter Einzugsgebiete insbesondere bei Hochwasserabflüssen*. Inaugural-Dissertation, Justus-Liebig-Universität Gießen, Fachbereich Agrarwissenschaft.
- Götzinger, J. (2007). Distributed conceptual hydrological modelling - Simulation of climate, land use change impact and uncertainty analysis. *Mitteilungen IWS*, 164. Universität Stuttgart: Institut für Wasserbau.
- Govers, G. (1990). Empirical relationships for the transport capacity of overland flow. *IAHS Publication*, 189, 45-63.
- Govers, G. (2011). Misapplications and misconceptions of erosion models. In R. P. Morgan, & M. A. Nearing, *Handbook of erosion modelling* (pp. 117-134). Oxford: Blackwell Publishing Ltd.
- Govers, G., & Rauws, G. (1986). Transporting capacity of overland flow on plane and on irregular beds. *Earth Surf. Process. Landf.*, 11(5), pp. 515-524.
- Gray, D. M. (1973). *Handbook on the principles of hydrology*. Port Washington (NY): Water Information Centre.
- Grayson, R. B., Moore, I. D., & McMahon, T. A. (1992a). Physically based hydrologic modeling: 1. A terrain-based model for investigative purposes. *Water Resour. Res.*, 28(10), pp. 2639-2658.
- Grayson, R. B., Moore, I. D., & McMahon, T. A. (1992b). Physically based hydrologic modeling: 2. Is the concept realistic? *Water Resour. Res.*, 28(10), pp. 2659-2666.
- Grayson, R., & Blöschl, G. (2000). *Spatial patterns in catchment hydrology - Observations and modelling*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Green, W. H., & Ampt, G. A. (1911). Studies on soil physics: 1. The flow of air and water through soils. *J. Agric. Sci.*, 4(1), pp. 1-24.
- Grimaldi, S., & Serinaldi, F. (2006). Asymmetric copula in multivariate flood frequency analysis. *Adv. Water Resour.*, 29(8), pp. 1155-1167.
- Grimaldi, S., Petroselli, A., Tauro, F., & Porfiri, M. (2012). Time of concentration: a paradox in modern hydrology. *Hydrol. Sci. J.*, 57(2), pp. 217-228.
- Grubbs, F. E. (1950). Sample criteria for testing outlying observations. *Ann. Math. Statist.*, 21(1), pp. 27-58.
- Grubbs, F. E. (1969). Procedures for detecting outlying observations in samples. *Technometrics*, 11(1), pp. 1-21.

- Grundmann, J. (2010). *Analyse und Simulation von Unsicherheiten in der flächendifferenzierten Niederschlag-Abfluss-Modellierung*. Dissertation, Technische Universität Dresden, Fakultät Forst-, Geo- und Hydrowissenschaften.
- Grunicke, U. (1996). Populations- und ausbreitungsbiologische Untersuchungen zur Sukzession auf Weinbergsbrachen am Keuperstufenrand des Remstals. *Dissertationes Botanicae*, 261. Berlin/Stuttgart: Gebrüder Borntraeger.
- Grunwald, S. (1997). GIS-gestützte Modellierung des Landschaftswasser- und Stoffhaushaltes mit dem Modell AGNPSm. *Boden und Landschaft*, 14. Justus-Liebig-Universität Gießen: Fachbereich Agrarwissenschaften und Umweltsicherung.
- Gudera, T., & Morhard, A. (2015). Hoch aufgelöste Modellierung des Bodenwasserhaushalts und der Grundwasserneubildung mit GWN-BW. *Hydrologie & Wasserbewirtschaftung*, 59(5), pp. 205-216.
- Gumbel, E. J. (1941). The return period of flood flows. *Annals Math. Stat.*, 12(2), pp. 163-190.
- Gündra, H., Jäger, S., Schroeder, M., & Dikau, R. (1995). Bodenerosionsatlas Baden-Württemberg. *Agrarforschung in Baden-Württemberg*, 24. Stuttgart: Verlag Eugen Ulmer.
- Gutman, G., & Ignatov, A. (1998). The derivation of the green vegetation fraction using NOAA/AVHRR data for use in numerical weather predictions. *Int. J. Remote Sens.*, 19(8), pp. 1533-1543.
- Haan, C. T., Barfield, B. J., & Hayes, J. C. (1994). *Design hydrology and sedimentology for small catchments*. San Diego: Academic Press.
- Hagen, N., & Kleeberg, H.-B. (1993). Möglichkeiten der Modellierung des großräumigen Stofftransportes auf Landflächen. *Mitt. Inst. Wasserwesen*, 47. Universität der Bundeswehr München: Institut für Wasserwesen.
- Haider, J. (1995). Faktoren der ABAG und dABAG - Bestimmung und Genauigkeit. *Workshop Prognose von Bodenerosion* (pp. 38-55). Karlsruhe: Landesamt für Umwelt Baden-Württemberg.
- Hairsine, P. B., & Rose, C. W. (1992a). Modelling water erosion due to overland flow using physical principles - 1. Sheet flow. *Water Resour. Res.*, 28(1), pp. 237-243.
- Hairsine, P. B., & Rose, C. W. (1992b). Modelling water erosion due to overland flow using physical principles - 2. Rill flow. *Water Resour. Res.*, 28(1), pp. 245-250.
- Haith, D. A., & Shoemaker, L. L. (1987). Generalized watershed loading functions for streamflow nutrients. *Water Resour. Bull.*, 23(3), pp. 471-478.
- Haith, D. A., & Tubbs, L. J. (1981). Watershed loading functions for nonpoint sources. *J. Env. Eng. Div. ASCE*, 107(E1), pp. 121-137.
- Halbfass, S. (2005). Entwicklung eines GIS-gestützten Modells zur Quantifizierung diffuser Phosphoreinträge in Oberflächengewässer im mittleren Maßstab unter Berücksichtigung geoökologisch wirksamer Raumstrukturen. *Beiträge zur Landschaftsforschung*, 1. Berlin: Rhombos-Verlag.
- Hall, D. K., Riggs, G. A., & Salomonson, V. V. (1995). Development of methods for mapping global snow cover using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data. *Remote Sens. Env.*, 54(2), pp. 127-140.
- Hansel, N. (1971). Die bezogene Hochwasserganglinie als zweidimensionale Berechnungslinie. *INTERPRAEVENT*, 1, pp. 139-143.
- Hargreaves, G. H., & Samani, Z. A. (1985). Reference crop evapotranspiration from temperature. *Appl. Eng. Agric.*, 1(2), pp. 96-99.

- Harmel, R. D., Cooper, R. J., Slade, R. M., Haney, R. L., & Arnold, J. G. (2006). Cumulative uncertainty in measured streamflow water quality data for small watersheds. *Trans. ASABE*, 49(3), pp. 689-701.
- Harms, R. W. (1986). Auswirkungen der Urbanisierung auf den Hochwasserabfluss kleiner Einzugsgebiete - Verfahren zur quantitativen Abschätzung. *DVWK-Schriften*, 75. Hamburg/Berlin: Verlag Paul Parey.
- Harris, T. M., & Boardman, J. (1998). Alternative approaches to soil erosion prediction and conservation using expert systems and neural networks. In J. Boardman, & D. Favis-Mortlock (Eds.), *Modelling soil erosion by water* (pp. 461-477). Berlin: Springer.
- Hartmann, G. M. (2007). Investigation of evapotranspiration concepts in hydrological modelling for climate change impact assessment. *Mitteilungen IWS*, 161. Universität Stuttgart: Institut für Wasserbau.
- Hathaway, G. A. (1945). Design of drainage facilities. *Trans. ASCE*, 30, pp. 697-730.
- Haude, W. (1955). Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. *Mitt. Dt. Wetterdienst*, 11, pp. 1-23.
- Haude, W. (1958). Über die Verwendung verschiedener Klimafaktoren zur Berechnung der potentiellen Evaporation und Evapotranspiration. *Meteorol. Rdsch.*, 11, pp. 96-99.
- Hawkins, R. H. (1973). Improved prediction of storm runoff in mountain watershed. *J. Irrig. Drain. Div. ASCE*, 99(4), pp. 519-523.
- Hawkins, R. H. (1978). Runoff curve numbers with varying site moisture. *J. Irrig. Drain. Div. ASCE*, 104(4), pp. 389-398.
- Hawkins, R. H., Jiang, R., Woodward, D. E., Hjermfelt, A. T., & van Mullem, J. A. (2002). Runoff curve number method: Examination of the initial abstraction ratio. *2nd Federal Interagency Hydrol. Modeling Conf.* Las Vegas: United States Geological Service.
- He, Q., & Walling, D. E. (2003). Testing distributed soil erosion and sediment delivery models using <sup>137</sup>Cs measurements. *Hydrol. Process.*, 17(5), pp. 901-916.
- He, Y. (2008). Application of a non-parametric classifications scheme to catchment hydrology. *Mitteilungen IWS*, 172. Universität Stuttgart: Institut für Wasserbau.
- Hebel, B. (2003). *Validierung numerischer Erosionsmodelle in Einzelhang- und Einzugsgebiet-Dimension*. Inaugural-Dissertation, Universität Basel, Philosoph.-Naturw. Fakultät.
- Heck, S. (1982). *Untersuchung zur Anwendung der Universal Soil Loss Equation für die Quantifizierung des Erosionsprozesses in kleinen Einzugsgebieten*. Vertiefenarbeit, Universität Karlsruhe, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft.
- Henderson, F. M., & Wooding, R. A. (1964). Overland flow and groundwater flow from a steady rainfall of finite duration. *J. Geophys. Res.*, 69(8), pp. 1531-1540.
- Hennings, V. (2000). Methodendokumentation Bodenkunde - Auswertungsmethoden zur Beurteilung der Empfindlichkeit und Belastbarkeit von Böden. *Geol. Jahrbuch Reihe G*, 1. Hannover: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.
- Hensel, H. (1991). Verfahren zur EDV-gestützten Abschätzung der Erosionsgefährdung von Hängen und Einzugsgebieten. *Bodenökologie und Bodengenese*, 2. Technische Universität Carolo-Wilhelmina zu Braunschweig: Naturwiss. Fakultät.

- Herrmann, F., Chen, S., Heidt, L., Elbracht, J., Engel, N., Kunkel, R., . . . Wendland, F. (2013). Zeitlich und räumlich hochaufgelöste flächendifferenzierte Simulation des Landschaftswasserhaushalts in Niedersachsen mit dem Modell mGROWA. *Hydrologie & Wasserbewirtschaftung*, 57(5), pp. 206-244.
- Herrmann, S. (1995). Quantifizierung von Nährstoffeinträgen in Kleinstrukturen einer Löß-Agrarlandschaft: Methodik und Anwendung eines modellanalytischen Ansatzes. *Europäische Hochschulschriften Reihe XLII*, 20. Frankfurt am Main: Peter Lang.
- Hess, P., & Brezowsky, H. (1969). Katalog der Großwetterlagen Europas. *Berichte des DWD*, 15. Offenbach a.M.: Deutscher Wetterdienst.
- Hewlett, J. D. (1961). Soil moisture as a source of baseflow from steep mountain watersheds. *Research Paper SE*, 132. Ashville (NC): US Forest Service.
- Hewlett, J. D., & Hibbert, A. R. (1967). Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In W. E. Sopper, & H. W. Lull (Ed.), *Internat. Symposium on Forest Hydrology*, (pp. 275-290). Norwich.
- Hjemfelt, A. T. (1991). Investigation of curve number procedure. *J. Hydr. Eng.*, 117(6), pp. 725-737.
- Hofmann, W. (1993). *Berglen - Geschichte der Gemeinde und der Landschaft*. Remshalden-Buoch: Natur-Rems-Murr-Verlag.
- Holtan, H. N. (1961). A concept for infiltration estimates in watershed engineering. *ARS Bulletin*, 41-51. Washington (D.C.): USDA Agricultural Research Service.
- Holtan, H. N., & Overton, D. E. (1964). Numerical experiments in generating and routing watershed runoff. *Trans. ASAE*, 7(4), pp. 402-408.
- Holz, A. (2004). Immissionsorientierte Bilanzierung punktueller und diffuser Schwermetallfrachten. *Schriftenreihe ISWW*, 117. Universität Karlsruhe (TH): Institutsverlag ISWW.
- Hölzel, H. (2009). *Analyse und Parametrisierung von Landnutzungseigenschaften zur Modellierung von Abfluss, Bodenerosion und Sedimentation im Einzugsgebiet des Wahnbachs (Bergisches Land)*. Dissertation, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Mathem.-Naturw. Fakultät.
- Horton, R. E. (1933). The role of infiltration in the hydrological cycle. *Trans. AGS*, 14, pp. 446-460.
- Horton, R. E. (1937). Determination of infiltration-capacity for large drainage basins. *Trans. AGU*, 18(2), pp. 371-385.
- Horton, R. E. (1940). An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 5, pp. 399-417.
- Horton, R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins: Hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 56(3), pp. 275-370.
- Hoyningen-Huene, J. (1983). Die Interzeption des Niederschlags in landwirtschaftlichen Pflanzenbeständen. In DVWK (Ed.), *Einfluss der Landnutzung auf den Gebietswasserhaushalt* (Vol. 57, pp. 1-53). Hamburg/Berlin: Verlag Paul Parey.
- Hrachowitz, M., Savenije, H. H., Blöschl, G., McDonnell, J. J., Sivapalan, M., Pomeroy, J. W., . . . Cudennec, C. (2013). A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB) - a review. *Hydrol. Sci. J.*, 58(6), pp. 1198-1255.
- Hrissanthou, V. (1987). Simulationsmodelle zur Berechnung der täglichen Feststofflieferung eines Einzugsgebietes. *Mitteilungen IHW*, 31. Universität Karlsruhe (TH): Fakultät für Bauingenieur- und Vermessungswesen, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft.
- Hrissanthou, V. (2005). Estimate of sediment yield in a basin without sediment data. *Catena*, 64(2-3), pp. 333-347.

- Huang, C., Wells, L. K., & Norton, L. D. (1999). Sediment transport capacity and erosion processes: Model concepts and reality. *Earth Surf. Process. Landf.*, 24(6), pp. 503-516.
- Huete, A. R. (1988). A soil-adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sens. Env.*, 25(3), pp. 295-309.
- Huggins, L. E., & Monke, E. J. (1968). A hydrological model for simulating the hydrologic response of a watershed. *Water Resour. Res.*, 4(3), pp. 529-539.
- Huggins, L. F., & Burney, J. R. (1982). Surface runoff, storage and routing. In C. T. Haan, H. P. Johnson, & D. L. Brakensiek, *Hydrologic modeling of small watersheds* (pp. 209-214). St. Joseph (Michigan): ASAE.
- Huggins, L. F., & Monke, E. J. (1966). The mathematical simulation of small watersheds. *Technical Report, 1*. Purdue University West Lafayette (IN): Water Resources Research Center.
- Hundecha, Y. (2005). Regionalization of parameters of a conceptual rainfall-runoff model. *Mitteilungen IWS*, 142. Universität Stuttgart: Institut für Wasserbau.
- Hursh, C. R. (1944). Subsurface flow. *Trans. AGU*, 25, pp. 743-746.
- Ihringer, J. (1992). Regionalisierung des Abflussbeiwertes. In H.-B. Kleeberg, *Regionalisierung in der Hydrologie* (pp. 304-316). Weinheim: Wiley-VCH.
- Iziomon, M. G., & Mayer, H. (2001). Performance of solar radiation models - A case study. *Agric. For. Meteorol.*, 110(1), pp. 1-11.
- Jain, M. K., Mishra, S. K., Babu, S. P., Venugopal, K., & Singh, V. P. (2006). Enhanced runoff curve number model incorporated storm duration and a nonlinear Ia-S relation. *J. Hydrol. Eng.*, 11(6), pp. 631-635.
- Jarvis, A., Reuter, H. I., Nelson, A., & Guevara, E. (2008). Hole-filled SRTM for the globe Version 4. Consortium for Spatial Information, Consultative Group of International Agricultural Research.
- Jetten, V., de Roo, A., & Favis-Mortlock, D. T. (1999). Evaluation of field-scale and catchment-scale soil erosion models. *Catena*, 37(3-4), pp. 521-541.
- Jetten, V., Govers, G., & Hessel, R. (2003). Erosion models: Quality of spatial predictions. *Hydrol. Process.*, 17(5), pp. 887-900.
- Johnson, B. E. (1997). *Development of a storm event based two-dimensional upland erosion model*. Ph.D. Dissertation, Colorado State University, Fort Collins (CO).
- Johnson, B. E., Julien, P. Y., Molnar, D. K., & Watson, C. C. (2000). The two-dimensional upland erosion model CASC2D-SED. *JAWRA*, 36(1), pp. 31-42.
- Julien, P. Y., & Dawod, A. M. (1987). On predicting upland erosion losses from rainfall depth. Part 1: Probabilistic approach. *Stoch. Hydrol. Hydraul.*, 1(2), pp. 127-134.
- Julien, P. Y., & Saghafian, B. (1991). *CASC2D User's Manual*. Civil Engineering Report, Colorado State University, Department of Civil Engineering, Fort Collins (CO).
- Julien, P. Y., & Simons, D. B. (1985). Sediment transport capacity of overland flow. *Trans. ASAE*, 28(3), pp. 755-762.
- Julien, P. Y., Saghafian, B., & Ogden, F. L. (1995). Raster-based hydrologic modeling of spatially-varied surface runoff. *Water Resour. Bull.*, 31(3), pp. 523-536.
- Kagerer, J., & Auerswald, K. (1997). Erosionsprognose-Karten im Maßstab 1:5.000 für Flurbereinigungsmaßnahmen und Landwirtschaftsberatung. *Bodenkultur und Pflanzenbau*, 2. München: Landesanstalt für Bodenkultur und Pflanzenbau.



- Kalinin, G. P., & Miljukov, P. I. (1958). On the computation of unsteady water flow along channels by the use of reach-travel curves (in Russian). *Meteorol. Gidrol.*, 7, pp. 18-25.
- Kalma, J. D., McVicar, T. R., & McCabe, M. F. (2008). Estimating Land Surface Evaporation: A Review of Methods Using Remotely Sensed Surface Temperature Data. *Surv. Geophys.*, 29(4-5), pp. 421-469.
- Kampf, S. K., & Burges, S. J. (2007). A framework for classifying and comparing distributed hillslope and catchment hydrologic models. *Water Resour. Res.*, 43(5), p. W05423.
- Kao, S. C., & Govindaraju, R. S. (2007). A bivariate frequency analysis of extreme rainfall with implications for design. *J. Geophys. Res.*, 112(D13), p. D13119.
- Kavetski, D., & Clark, M. P. (2010). Numerical troubles in conceptual hydrology: Approximations, absurdities and impact on hypothesis testing. *Hydrol. Process.*, 25(4), pp. 661-670.
- Kendall, M. G. (1955). *Rank correlation methods*. London: Griffin.
- Kent, J. M. (1973). *A method for estimating volume and rate of runoff in small watersheds*. USDA-TP-149, United States Department of Agriculture, Soil Conservation Service.
- Kerby, W. S. (1959). Time of concentration of overland flow. *Civil Eng.*, 29(3), p. 174.
- Kilinc, M., & Richardson, E. V. (1973). Mechanics of soil erosion from overland flow generated by simulated rainfall. *Hydrology Papers*, 63. Fort Collins (CO): Colorado State University.
- King, C., Baghdadi, N., Lecomte, V., & Cerdan, O. (2005). The application of remote sensing data to monitoring and modelling of soil erosion. *Catena*, 62(2-3), pp. 79-93.
- Kinnell, P. I. (2000). AGNPS-UM: Applying the USLE-M within agricultural non-point source pollution model. *Env. Model. Softw.*, 15(3), pp. 331-341.
- Kinnell, P. I. (2005). Why the Universal Soil Loss Equation and the revised version of it do not predict event erosion well. *Hydrol. Process.*, 19(3), pp. 851-854.
- Kinnell, P. I. (2008). Sediment delivery from hillslopes and the Universal Soil Loss Equation: some perceptions and misconceptions. *Hydrol. Process.*, 22(16), pp. 3168-3175.
- Kinnell, P. I., & Risse, L. M. (1998). USLE-M: Empirical modelling rainfall erosion through runoff and sediment concentration. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 62(6), pp. 1667-1672.
- Kirkby, M. J., Irvine, B. J., Jones, R. J., Govers, G., & Team, P. (2008). The PESERA coarse scale erosion model for Europe - I. Model rationale and implementation. *European J. Soil Sci.*, 59(6), pp. 1293-1306.
- Kirkby, M. J., Le Bissonnais, Y., Coulthard, T. J., Daroussin, J., & McMahon, M. L. (2000). The development of Land Quality Indicators for Soil Degradation by Water Erosion. *Agric. Ecosyst. Env.*, 81(2), pp. 125-136.
- Kirpich, Z. P. (1940). Time of concentration of small watersheds. *Civil Eng.*, 10(6), p. 362.
- Kleeberg, H.-B., & Øverland, H. (1989). Zur Berechnung des effektiven oder abflusswirksamen Niederschlags. *Mitt. Inst. Wasserwesen*, 32, 19-62. Universität der Bundeswehr Neubiberg: Institut für Wasserwesen.
- Klein, B. (2010). *Ermittlung von Ganglinien für die risikoorientierte Hochwasserbemessung von Talsperren*. Dissertation, Ruhr-Universität Bochum, Fakultät für Bau- und Umweltingenieurwissenschaften.
- Klisch, A. (2003). *Ableitung von Blattflächenindex und Bedeckungsgrad aus Fernerkundungsdaten für das Erosionsmodell EROSION 3D*. Dissertation, Universität Potsdam, Mathem.-Naturw. Fakultät.

- Knisel, W. G. (1980). CREAMS: A field scale model for chemicals, runoff and erosion from agricultural management systems. *USDA Conserv. Res. Rep.*, 26. United States Department of Agriculture, Agricultural Research Service.
- Knisel, W. G., & Douglas-Mankin, K. R. (2012). CREAMS/GLEAMS: Model use, calibration, and validation. *Trans. ASABE*, 55(4), pp. 1291-1302.
- Koehler, G. (1971). Ermittlung maßgebender Abflussdaten für kleine Vorfluter mit Hilfe kurzzeitiger Naturmessungen. *Mitteilungen IWHW*, 23, 3-196. Universität Hannover: Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau.
- Koitzsch, R., & Günther, R. (1999). Modell zur ganzjährigen Simulation der Verdunstung und der Bodenfeuchte landwirtschaftlicher Nutzflächen mit und ohne Bewuchs. *Arch. Acker-Pflanzenbau Bodenkd.*, 34(12), pp. 803-810.
- Kolmogorov, A. N. (1933). Sur l'estimation statistique des parametres de la Loi de Gauss. *Bull. Acad. Sci. USSR Ser. Math.*, 6, pp. 3-32.
- Korres, W., Reichenau, T. G., Fiener, P., Koyama, C. N., Bogena, H. R., Cornelissen, T., ... Schneider, K. (2015). Spatio-temporal soil moisture patterns - A meta-analysis using plot to catchment scale data. *J. Hydrol.*, 520, pp. 326-341.
- Kothyari, U. C., Tiwari, A. K., & Singh, R. (1997). Estimation of temporal variation of sediment yield from small catchments through the kinematic method. *J. Hydrol.*, 203(1-4), pp. 39-57.
- Koženy, J. A. (1929). Über die Regelung des Seeabflusses. *Die Wasserwirtschaft*, 32.
- Kreiter, T. (2007). *Dezentrale und naturnahe Retentionsmaßnahmen als Beitrag zum Hochwasserschutz in mesoskaligen Einzugsgebieten der Mittelgebirge*. Dissertation, Universität Trier, Fachbereich VI (Geographie/Geowissenschaften).
- Krysanova, V., & White, M. (2015). Advances in water resources assessment with SWAT - an overview. *Hydrol. Sci. J.*, 60(5), pp. 771-783.
- Krysanova, V., Müller-Wohlfeil, D. I., & Becker, A. (1998). Development and test of a spatially distributed hydrologic/water quality model for mesoscale watersheds. *Ecol. Model.*, 106(2-3), pp. 261-289.
- Kuichling, E. (1889). The relation between the rainfall and the discharge of sewers in populous districts. *Trans. ASAE*, 20(1), pp. 1-56.
- Kumar, S., & Rastogi, R. A. (1987). A conceptual catchment model for estimating suspended sediment flow. *J. Hydrol.*, 95(1-2), pp. 155-163.
- Kuntner, R. (2002). A methodological framework towards the formulation of flood runoff generation models suitable in alpine and prealpine regions. *Diss. ETH*, 14699. Zürich: Eidgenössisch-Technische Hochschule.
- Lafren, J. M., & Flanagan, D. C. (2013). The development of U.S. soil erosion prediction and modeling. *Int. Soil Water Cons. Res.*, 1(2), 1-11.
- Lafren, J. M., Foster, G. R., & Onstad, C. A. (1985). Simulation of individual-storm soil loss for modeling the impact of soil erosion on crop productivity. In S. A. El-Swaify, W. C. Moldenhauer, & A. Lo (Ed.), *Soil erosion and conservation* (pp. 285-295). Ankeny: Soil Conservation Society of America.
- Lafren, J. M., Lane, L. J., & Foster, G. R. (1991). WEPP - A new generation of erosion prediction technology. *J. Soil Water Cons.*, 46(1), pp. 34-38.

- Laguna, A., & Giráldez, J. V. (1993). The description of soil erosion through a kinematic wave model. *J. Hydrol.*, 145(1-2), pp. 65-82.
- Lane, L. J., Hernandez, M., & Nichols, M. (1997). Processes controlling sediment yield from watersheds as functions of spatial scale. *Env. Model. Softw.*, 12(4), pp. 355-369.
- Lang, S. (1994). *Eintrag von Pflanzenschutzmitteln in Oberflächengewässer*. Dissertation, Universität Hohenheim, Institut für Phytomedizin.
- Laursen, E. M. (1958). The total sediment load of streams. *J. Hydraul. Div. ASCE*, 54(HY1), pp. 1531-1536.
- Laws, J. D., & Parsons, D. A. (1943). The relation of raindrop size to intensity. *Trans AGU*, 24(2), pp. 452-460.
- Leavesley, G. H., Lichty, R. W., Troutman, B. M., & Saindon, L. G. (1983). The Precipitation-Runoff-Modelling system - User's manual. *USGS Water Resources Investigations Report*, 83. Denver: United States Geological Service.
- Leavesley, G. H., Markstrom, S. L., Restrepo, P. J., & Viger, R. J. (2002). A modular approach to addressing model design, scale, and parameter issues in distributed hydrological modelling. *Hydrol. Process.*, 16(2), pp. 173-187.
- Lempert, M. (2000). Ein GIS gekoppeltes rasterbasiertes Modell zur Berechnung des Wasserhaushaltes kleiner Einzugsgebiete. *IWW Mitteilungen*, 110. Technische Universität Darmstadt: Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft.
- Leonard, R. A., Knisel, W. G., & Still, D. A. (1987). GLEAMS: Groundwater loading effects of agricultural management systems. *Trans. ASAE*, 30(5), pp. 1403-1418.
- LfU. (1991). Gewässerkundliche Beschreibung Abflussjahr 1990. *Handbuch Wasser 2 - Oberirdische Gewässer, Gewässerökologie*, 1. Karlsruhe: Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg.
- LfU. (1994). Gewässerkundliche Beschreibung Hochwasser Dezember 1993. *Handbuch Wasser 2 - Oberirdische Gewässer, Gewässerökologie*, 12. Karlsruhe: Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg.
- LfU. (1996). Das Abflussjahr 1994 - Ein Hochwasserjahr. *Handbuch Wasser 2*, 27. Karlsruhe: Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg.
- LfU. (1998). Landnutzungskarte (LANDSAT 1975) Baden-Württemberg. Karlsruhe: Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg.
- LfU. (1999). Landnutzungskarte (LANDSAT 1993) Baden-Württemberg. Karlsruhe: Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg.
- LfU. (2000a). Fließgewässer (Maßstab 1:10.000) „Amtliches Digitales Wasserwirtschaftliches Gewässernetz“ (AWGN). Karlsruhe: Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg.
- LfU. (2000b). Das Hochwasser vom Oktober/November 1998 in Baden-Württemberg. *Oberirdische Gewässer, Gewässerökologie*, 65. Karlsruhe: Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg.
- LfU. (2001). Hochwasserabfluss-Wahrscheinlichkeiten in Baden-Württemberg. Karlsruhe: Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg.
- LfU. (2002). Landnutzungskarte (LANDSAT 2000) Baden-Württemberg. Karlsruhe: Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg.
- LfU. (2004). WaBoA Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg. (2. Auflage). Karlsruhe: Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg.
- LfU. (2005a). Fließgewässer 1:50.000 (Fluss50). Karlsruhe: Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg.

- LfU. (2005b). Gewässergütekarte Baden-Württemberg 2004. *Oberirdische Gewässer, Gewässerökologie*, 91. Karlsruhe: Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg.
- LfU. (2005c). Abflusskennwerte in Baden-Württemberg. Teil 1: Hochwasserabflüsse. Teil 2: Mittlere Abflüsse und Mittlere Niedrigwasserabflüsse. Karlsruhe: Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg.
- LGRB. (2005a). BÜK200 Bodenübersichtskarte von Baden-Württemberg 1:200.000. Freiburg i.Br.: Landesanstalt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg.
- LGRB. (2005b). Bodenkarte von Baden-Württemberg 1:25.000. Freiburg i.Br.: Landesanstalt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg.
- Li, R. M., Simons, D. B., & Stevens, M. A. (1975). Nonlinear kinematic wave approximation for water routing. *Water Resour. Res.*, 11(2), pp. 245-252.
- Lidén, R. (1999). A new approach for estimating suspended sediment yield. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 3(2), pp. 285-294.
- Liebe, J. R., van de Giesen, N., Andreini, M., Walter, M. T., & Steenhuis, T. S. (2009). Determining watershed response in data poor environments with remotely sensed small reservoirs as runoff gauges. *Water Resour. Res.*, 45(7), p. W07410.
- Lighthill, M. J., & Whitman, G. B. (1955). On kinematic waves: 1. Flood movement in long rivers. *Proc. Royal Soc. London (Series A)*, 229, pp. 281-316.
- Lim, K. J., Engel, B. A., Tang, Z., Choi, J., Kim, K.-S., Mutukrishnan, S., & Tripathy, D. (2005). Automated Web GIS based hydrograph analysis tool, WHAT. *JAWRA*, 41(6), pp. 1407-1416.
- Liu, M. (2011). Study of topographic effects on hydrological patterns and the implication on hydrological modeling and data interpolation. *Mitteilungen IWS*, 200. Universität Stuttgart: Institut für Wasserbau.
- Lloyd-Davis, D. E. (1906). The elimination of storm water from sewerage systems. *Min. Proc. Inst. Civil Engrs. Lond.*, 164, pp. 41-67.
- Lohr, H. (2003). Generierung extremer Abflüsse für die Stauanlagenbemessung. *Wasser & Abfall*, 7-8, pp. 20-24.
- Löpmeier, F.-J. (1983). Agrarmeteorologisches Modell zur Berechnung der aktuellen Verdunstung (AMBAV). *Beiträge zur Agrarmeteorologie*, 7. Braunschweig: Deutscher Wetterdienst, ZAMF.
- Löpmeier, F.-J. (1994). Berechnung der Bodenfeuchte und Verdunstung mittels agrometeorologischer Modelle. *Z. Bewässerungswirtschaft*, 29(2), pp. 157-167.
- Löwa, K. (1997). *Zur Anwendbarkeit der Universal Soil Loss Equation und der Allgemeinen Bodenabtragungsgleichung im großmaßstäbigen Bereich - Dargestellt am Beispiel des Querfurter Raumes*. Dissertation, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Mathem.-Naturwiss.-Techn. Fakultät.
- LUA NRW. (2004). Maßnahmen zur Minderung von Bodenerosion und Stoffabtrag. *Materialien zur Altlastensanierung und zum Bodenschutz*, 19. Essen: Landesumweltamt Nordrhein-Westfalen.
- LUBW. (2007). Beschaffenheit der Fließgewässer - Jahresdatenkatalog 1972-2005. Karlsruhe: Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg.
- LUBW. (2008a). Hochwasserrückhaltebecken und Talsperren - Bauwerkstypen und Übersicht. *Oberirdische Gewässer, Gewässerökologie*, 111. Karlsruhe: Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg.
- LUBW. (2008b). *Niederschlagsreihen für die Langzeitsimulation - NIEDSIM*. Karlsruhe: Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg.

- LUBW. (2009). Amtliches Digitales Wasserwirtschaftliches Gewässernetz (AWGN). Fließgewässer, Einzugsgebiete, Seen. Karlsruhe: Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg.
- LUBW. (2011). Landnutzungskarte (LANDSAT 2010) Baden-Württemberg. Karlsruhe: Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg.
- LUBW. (2012). WaBoA Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg. (3. Auflage). Karlsruhe: Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg.
- Ludwig, K. (1979). Das Programmsystem FGMOD zur Berechnung von Hochwasser-Abflussvorgängen in Flussgebieten. *Wasserwirtschaft*, 69(7-8), pp. 226-227.
- Ludwig, R. (2000). Die flächenverteilte Modellierung von Wasserhaushalt und Abflussbildung im Einzugsgebiet der Ammer. *Münchener Geogr. Abh. (Reihe B)*, 32. Ludwig-Maximilians-Universität München: Fakultät für Geowissenschaften.
- Ludwig, R., & Mauser, W. (2000). Modelling catchment hydrology within a GIS based SVAT-model framework. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 4(2), pp. 239-249.
- Lutz, W. (1984). Berechnung von Hochwasserabflüssen unter Anwendung von Gebietskenngrößen. *Mitteilungen IHW*, 24. Universität Karlsruhe (TH): Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft.
- LVA. (2002). Digitales Orthophoto (DOP) 1:10.000 Baden-Württemberg. Stuttgart: Landesvermessungsamt Baden-Württemberg.
- LVA. (2003). Rasterkarte 1:10.000 (RK10) Baden-Württemberg. Stuttgart: Landesvermessungsamt Baden-Württemberg.
- LVA. (2007). Laserscan-DGM von Baden-Württemberg. Stuttgart: Landesvermessungsamt Baden-Württemberg.
- Lyon, S. W., Walter, M. T., Gérard-Marchant, P., & Steenhuis, T. S. (2004). Using a topographic index to distribute variable source area runoff predicted with the SCS curve-number equation. *Hydrol. Process.*, 18(15), pp. 2757-2771.
- Maetens, W., Poesen, J., & Vanmaercke, M. (2012). How effective are soil conservation techniques in reducing plot runoff and soil loss in Europe and the Mediterranean? *Earth-Sci. Rev.*, 115(1-2), pp. 21-36.
- Malitz, G. (2007). Starkniederschläge und Schneeschmelze in Süddeutschland. *KLIWA-Berichte*, 10, 55-69. Stuttgart: KLIWA.
- Maner, S. B. (1958). Factors affecting sediment delivery rates in the Red Hills physiographic area. *Trans. AGU*, 39(4), pp. 669-675.
- Maniak, U. (2005). *Hydrologie und Wasserwirtschaft - Eine Einführung für Ingenieure*. Berlin/Heidelberg: Springer.
- Mann, H. B. (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 13, pp. 245-259.
- Mann, H. B., & Whitney, D. (1947). On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other. *Ann. Math. Statistics*, 18(1), pp. 50-60.
- Manning, R. (1891). On the flow of water in open channels and pipes. *Trans. Inst. Civ. Eng. (Irel.)*, 20, pp. 161-207.
- Marjerison, R. D., Dahlke, H. E., Easton, Z. M., Seifert, S., & Walter, M. T. (2011). A phosphorus index transport factor based on variable source area hydrology for New York State. *J. Soil Water Cons.*, 66(3), pp. 149-157.
- Martin, W. (1988). *Die Erodierbarkeit von Böden unter simulierten und natürlichen Regen und ihre Abhängigkeit von Bodeneigenschaften*. Dissertation, TU München-Weihenstephan, Lehrstuhl für Bodenkunde.

- Maurer, T. (1997). Physikalisch begründete, zeitkontinuierliche Modellierung des Wassertransports in kleinen ländlichen Einzugsgebieten. *Mitteilungen IHW*, 61. Universität Karlsruhe (TH): Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft.
- Mausser, W. (1985). *Prognose von Hochwässern mit LANDSAT-Daten*. Dissertation, Universität Freiburg i.Br., Geowiss. Fakultät.
- Mausser, W., & Bach, H. (2009). PROMET - Large scale distributed hydrological modelling to study the impacts of climate change on the water flows of mountain watersheds. *J. Hydrol.*, 376(3-4), pp. 362-377.
- Mausser, W., & Schädlich, G. (1988). Modelling the spatial distribution of evapotranspiration using remote sensing data and PROMET. *J. Hydrol.*, 212-213, pp. 250-267.
- McCool, D. K., Brown, L. C., Foster, G. R., Mutchler, C. K., & Meyer, L. D. (1987). Revised slope steepness factor for the Universal Soil Loss Equation. *Trans. ASAE*, 30(5), pp. 1387-1396.
- McCool, D. K., Foster, G. R., Mutchler, C. K., & Meyer, L. D. (1989). Revised slope length factor for the Universal Soil Loss Equation. *Trans. ASAE*, 32(5), pp. 1571-1576.
- McCuen, R. H., Wong, S. L., & Rawls, W. J. (1984). Estimating urban time of concentration. *J. Hydraul. Eng.*, 110(7), pp. 887-904.
- McMahon, T. A., Peel, M. C., Lowe, L., Srikanthan, R., & McVicar, T. R. (2013). Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: a pragmatic synthesis. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17(4), pp. 1331-1363.
- Meals, D. W., Cassell, E. A., Hughell, D., Wood, L., Jokela, W. E., & Parsons, R. (2008). Dynamic spatially explicit mass-balance modeling for targeted watershed phosphorus management. 1. Model development. *Agric. Ecosyst. Env.*, 127(3-4), pp. 189-200.
- Mehta, V. K., Walter, M. T., Brooks, E. S., Steenhuis, T. S., Walter, M. F., Johnson, M., . . . Thongs, D. (2004). Application of SMR to modeling watersheds in the Catskill Mountains. *Env. Mod. Assess.*, 9(2), pp. 77-89.
- Mein, R. G., & Larsen, C. L. (1973). Modeling infiltration through a steady rain. *Water Resour. Res.*, 9(2), pp. 384-394.
- Merritt, W. S., Letcher, R. A., & Jakeman, A. J. (2003). A review of erosion and sediment transport models. *Env. Model. Softw.*, 18(8-9), pp. 761-799.
- Merz, B., & Didszun, J. (2005). Risikomanagement extremer Hochwasserereignisse. *Z. Umweltchem. Ökotox.*, 17(4), pp. 191-192.
- Meyer, L. D., & Wischmeier, W. H. (1969). Mathematical simulation of the process of soil erosion by water. *Trans. ASAE*, 12(6), pp. 753-754, 762.
- Michael, A. (2000). *Anwendung des physikalisch begründeten Erosionsprognosemodells EROSION 2D/3D - Empirische Ansätze zur Ableitung der Modellparameter*. Dissertation, TU Bergakademie Freiberg, Fakultät für Geowissenschaften, Geotechnik und Bergbau.
- Mills, W. C. (1981). Deriving sediment yield probabilities for evaluating conservation practices. *Trans. ASAE*, 24(5), pp. 1199-1203, 1210.
- Minhas, B. S., Parikh, K. W., & Srinivasan, T. N. (1974). Towards the structure of a production function for wheat yield with dated inputs of irrigation water. *Water Resour. Res.*, 10(3), pp. 383-393.
- Mishra, S. K., Tyagi, J. V., & Singh, V. P. (2003). Comparison of infiltration models. *Hydrol. Process.*, 17(13), pp. 2629-2652.

- Mishra, S. K., Tyagi, J. V., Singh, V. P., & Singh, R. (2006). SCS-CN-based modeling of sediment yield. *J. Hydrol.*, 324(1-4), pp. 301-322.
- Mitas, L., & Mitasova, H. (1998). Distributed soil erosion simulation for effective erosion prevention. *Water Resour. Res.*, 34(3), pp. 505-516.
- Mitasova, H., Hofierka, J., Zlocha, M., & Iversen, L. R. (1996). Modelling topographic potential for erosion and deposition using GIS. *Int. J. GIS*, 10(5), pp. 629-641.
- Molina, J. N. (1995). Modellierung der Bodenerosion durch Wasser und des Schwebstofftransportes in mittelgroßen Einzugsgebieten. *Mitteilungen Leichtweiß-Institut für Wasserbau*, 128. Technische Universität Braunschweig: Leichtweiß-Institut für Wasserbau.
- Molina, J. N., & Stödter, A. (1998). Prozessorientierte Schwebstoffmodellierung in Flussgebieten. *Deutsche Gewässerkd. Mitt.*, 42(2), pp. 64-68.
- Molnar, D. K., & Julien, P. Y. (2000). Grid-size effects on surface runoff modeling. *J. Hydrol. Eng.*, 5(1), pp. 8-16.
- Monteith, J. L. (1965). Evaporation and environment. *Symp. Soc. Exp. Biol.*, 19, pp. 205-234.
- Moore, I. D., & Burch, G. J. (1986a). Sediment transport capacity of sheet and rill flow: application of unit stream power theory. *Water Resour. Res.*, 22(8), pp. 1350-1360.
- Moore, I. D., & Burch, G. J. (1986b). Modelling erosion and deposition: topographic effects. *Trans. ASAE*, 29(6), pp. 1624-1630, 1640.
- Moore, I. D., & Burch, G. J. (1986c). Physical basis of the length-slope factor in the universal soil loss equation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50(5), pp. 1294-1298.
- Moore, I. D., & Wilson, J. P. (1992). Length-slope factors for the revised universal soil loss equation: simplified method of estimation. *J. Soil Water Cons.*, 47(5), pp. 423-428.
- Moore, I. D., Grayson, R. B., & Ladson, A. R. (1991). Digital terrain modelling - A review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrol. Process.*, 5(1), pp. 3-30.
- Morgali, J. R., & Linsley, R. K. (1965). Computer simulation of overland flow. *J. Hydraul. Div. ASCE*, 91(3), pp. 81-100.
- Morgan, R. P. (2001). A simple approach to soil loss prediction: A revised Morgan-Morgan-Finney model. *Catena*, 44(4), pp. 305-322.
- Morgan, R. P., & Nearing, M. A. (2011). *Handbook of erosion modelling*. Oxford: Blackwell Publishing Ltd.
- Morgan, R. P., Morgan, D. D., & Finney, H. J. (1984). A predictive model for assessment of erosion risk. *J. Agric. Eng. Res.*, 30, pp. 245-253.
- Morgan, R. P., Quinton, J. N., Smith, R. E., Govers, G., Poesen, J. W., Auerswald, K., . . . Styczen, M. E. (1998). The European soil erosion model (EUROSEM) - A dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth Surf. Process. Landf.*, 23(6), pp. 527-544.
- Moriasi, D. N., Arnold, J. G., van Liew, M. W., Bingner, R. L., Harmel, R. D., & Veith, T. L. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Trans. ASABE*, 50(3), pp. 885-900.
- Moriasi, D. N., Wilson, B. N., Douglas-Mankin, K. R., Arnold, J. G., & Gowda, P. H. (2012). Hydrologic and water quality models: Use, calibration, and validation. *Trans. ASABE*, 55(4), pp. 1241-1247.

- Mostaghimi, S., & Mitchell, J. K. (1982). Peak runoff model comparison on Central Illinois watersheds. *Water Resour. Bull.*, 18(1), pp. 9-13.
- Mudersbach, C., & Bender, J. (2017). Ein Bemessungsansatz für wasserwirtschaftliche Infrastruktur bei instationären Bedingungen. *Hydrologie & Wasserbewirtschaftung*, 61(2), pp. 85-92.
- MUKE. (2011). *Bewertung des Hochwasserrisikos und Bestimmung der Gebiete mit signifikantem Hochwasserrisiko in Baden-Württemberg. Vorläufige Risikobewertung gemäß Artikel 4 und 5 der Hochwasserrisikomanagementrichtlinie*. Stuttgart: Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden-Württemberg.
- MUKE. (2012). *Überschwemmungsgebiet (ÜSG)*. Stuttgart: Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden-Württemberg.
- Müller, G., Yahya, A., & Gentner, P. (1993). Die Schwermetallbelastung der Sedimente des Neckars und seiner Zuflüsse - Bestandsaufnahme 1990 und Vergleich mit früheren Untersuchungen. *Heidelberger Geow. Abh.*, 69.
- Müller, S., Schlenker, G., & Werner, J. (1967). Südwestdeutsche Waldböden im Farbbild. *Schriftenreihe der Landesforstverwaltung Baden-Württemberg*, 23. Stuttgart: Selbstverlag der Landesforstverwaltung Baden-Württemberg.
- Müller, T., Mosthaf, T., & Bárdossy, A. (2018). Bewertung der Eignung synthetischer NiedSim3 Niederschlagszeitreihen für Kanalnetzsimulationen unter Berücksichtigung der natürlichen Variabilität des Niederschlags. *Hydrologie & Wasserbewirtschaftung*, 62(4), pp. 233-247.
- Mulvany, T. J. (1851). On the use of self-registering rain and flood gauges. *Trans. Inst. Civ. Eng. (Irel.)*, 4(2), pp. 1-8.
- MUNLV. (2004). *Leitfaden zur Ausweisung von Bodenschutzgebieten*. Düsseldorf: Ministerium für Umwelt und Naturschutz, Landwirtschaft und Verbraucherschutz.
- Murschel, B., & Clemens, G. (1995). Abschätzung der Bodenerosion durch Feldversuche und modellanalytische Ansätze. In LfU BW (Ed.), *Prognose von Bodenerosion - Workshop* (pp. 117-134). Karlsruhe: Landesanstalt für Umweltschutz Baden Württemberg.
- Murschel-Raasch, B. (1991). *Die Entwicklung eines Informationssystems zur Reduzierung der Erosion und des Stoffaustrages am Beispiel von Ackerböden im Kraichgau*. Dissertation, Universität Hohenheim, Institut für Bodenkunde und Standortslehre.
- Muzik, I. (1992a). Derivation of unit and flood hydrographs using a GIS. *Env. Monit. Assess.*, 23(1-3), pp. 45-56.
- Muzik, I. (1992b). A physically based method for prediction of runoff frequencies. *Env. Monit. Assess.*, 23(1-3), pp. 129-135.
- Nachabe, M. H. (2006). Equivalence between TOPMODEL and the NRCS Curve Number method in predicting variable runoff source areas. *JAWRA*, 42(1), pp. 225-235.
- Nash, J. E. (1957). The form of the instantaneous unit hydrograph. *IASH Publ.*, 45(3-4), pp. 114-121.
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models. Part I - A discussion of principles. *J. Hydrol.*, 10(3), pp. 282-290.
- Nearing, M. A. (1997). A single, continuous function for slope steepness influence on soil loss. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61(3), pp. 917-919.
- Nearing, M. A. (1998). Why soil erosion models over-predict small soil losses and under-predict large soil losses. *Catena*, 32(1), pp. 15-22.



- Nearing, M. A. (2000). Evaluating soil erosion models using measured plot data: Accounting for variability in the data. *Earth Surf. Process. Landf.*, 25(9), pp. 1035-1043.
- Nearing, M. A. (2006). Can soil erosion be predicted? In P. N. Owens, & A. J. Collins, *Soil erosion and sediment redistribution in river catchments: Measurement, modelling and management* (pp. 145-152). Wallingford (UK): CABI Publishing.
- Nearing, M. A., Deer-Ascough, L., & Laflen, J. M. (1990). Sensitivity analysis of the WEPP hillslope profile erosion model. *Trans. ASAE*, 33(3), pp. 839-849.
- Nearing, M. A., Foster, G. R., Lane, L. J., & Finkner, S. C. (1989). A process-based soil erosion model for USDA Water Erosion Prediction Project technology. *Trans. ASAE*, 32(5), pp. 1587-1593.
- Nicks, A. D. (1998). The use of USLE components in models. In J. Boardman, & D. Favis-Mortlock, *Modelling soil erosion by water* (pp. 377-386). Berlin: Springer.
- Niehoff, D. (2002). Modellierung des Einflusses der Landnutzung auf die Hochwasserentstehung in der Mesoskala. *Brandenburgische Umwelt Berichte*, 11. Universität Potsdam: Mathem.-Naturwiss. Fakultät.
- Nordmann, B. (2011). *Einfluss der Forstwirtschaft auf den vorbeugenden Hochwasserschutz - Integrale Klassifizierung abflusssensitiver Waldflächen*. Dissertation, Technische Universität München, Fachgebiet für Waldernährung und Wasserhaushalt.
- Novotny, V. (1980). Delivery of suspended sediment and pollutants from nonpoint sources during overland flow. *Water Resour. Bull.*, 16(6), pp. 1057-1065.
- Nunes de Lima, M. V. (2005). *IMAGE2000 and CLC2000 - Products and methods*. European Commission, DG JRC/IES/LMU.
- O'Callaghan, J. F., & Mark, D. M. (1984). The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Comp. Vision Graphics Image Process.*, 28(3), pp. 323-344.
- Ollesch, G., Sukhanovski, Y., Kistner, I., Rode, M., & Meissner, R. (2005). Characterization and modelling of the spatial heterogeneity of snowmelt erosion. *Earth Surf. Process. Landf.*, 30(2), pp. 197-211.
- O'Loughlin, E. M. (1981). Saturation regions in catchments and their relations to soil and topographic properties. *J. Hydrol.*, 53(3-4), pp. 229-246.
- O'Loughlin, E. M. (1986). Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resour. Res.*, 22(5), pp. 794-804.
- Onstad, C. A. (1984). Depressional storage on tilled soil surfaces. *Trans. ASAE*, 27(3), pp. 729-736.
- Onstad, C. A., & Foster, G. R. (1975). Erosion modeling on a watershed. *Trans. ASAE*, 18(2), pp. 288-292.
- Ostrowski, M. W. (1982). Ein Beitrag zur kontinuierlichen Simulation der Wasserbilanz. *Mitt. Inst. für Wasserbau und Wasserwirtschaft*, 42. RWTH Aachen: Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft.
- Ott, M. (1997). Untersuchungen zur Ermittlung regional gültiger Hochwasserabflüsse am Beispiel des südbayerischen Donauraums - Erfassung von abflussrelevanten Bodeneigenschaften bei der Verwendung eines einfachen Niederschlag-Abfluss-Modells. *FWW-Berichte*, 5. Universität Kaiserslautern: Fachgebiet Wasserbau und Wasserwirtschaft.
- Øverland, H. (1990). Der Einfluss der Landnutzung auf Hochwasserabfluss und Schwebstofftransport. *Mitt. Inst. Wasserwesen*, 35. Universität der Bundeswehr Neubiberg: Institut für Wasserwesen.
- Overton, D. E. (1964). Mathematical refinement of an infiltration equation for watershed engineering. *ARS Bulletin*, 41-91. Washington (D.C.): USDA Agricultural Research Service.

- Panagos, P., Borrelli, P., Meusburger, K., van der Zanden, E. H., Poesen, J., & Alewell, C. (2015). Modelling the effect of support practices (P-factor) on the reduction of soil erosion by water at European scale. *Env. Sci. Policy*, *51*, pp. 23-34.
- Panagos, P., Meusburger, K., Ballabio, C., Borelli, P., & Alewell, C. (2014). Soil erodibility in Europe: A high-resolution dataset based on LUCAS. *Sci. Total Env.*, *479-480*, pp. 189-200.
- Parlange, J. Y., Lisle, I., Braddock, R. D., & Smith, R. E. (1982). The three-parameter infiltration equation. *Soil Sci.*, *133*(6), pp. 337-341.
- Parsons, A. J., Wainwright, J., Powell, D. M., Kaduk, J., & Brazier, R. E. (2004). A conceptual model for determining soil erosion by water. *Earth Surf. Process. Landf.*, *29*(10), pp. 1293-1302.
- Patil, S. R. (2008). Regionalization of an event based Nash cascade model for flood predictions in ungauged basins. *Mitteilungen IWS*, *175*. Universität Stuttgart: Institut für Wasserbau.
- Pearson, K. (1922). On the chi square test of goodness of fit. *Biometrika*, *14*(1-2), pp. 186-191.
- Pekkarinen, A., Reithmaier, L., & Strobl, P. (2009). Pan-European forest/non-forest mapping with Landsat ETM+ and Corine Land Cover 2000 data. *ISPRS J. Photogr. Remote Sens.*, *64*(2), pp. 171-183.
- Pellenq, J., Kalma, J., Boulet, G., Saulnier, G.-M., Wooldridge, S., Kerr, Y., & Chehbouni, A. (2003). A disaggregation scheme for soil moisture based on topography and soil depth. *J. Hydrol.*, *276*(1-4), pp. 112-127.
- Penman, H. L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Royal Soc. London (Series A)*, *193*, pp. 120-146.
- Penman, H. L. (1956). Estimating evaporation. *Trans. AGU*, *37*(1), pp. 43-50.
- Peschke, G. (1987). Soil moisture and runoff components from a physically founded approach. *Acta hydrophysica*, *31*(3/4), pp. 191-205.
- Petroselli, A., Leone, A., Ripa, M. N., & Recanatesi, F. (2014). Linking phosphorus export and hydrological modelling: a case study in Central Italy. *Env. Monit. Assess.*, *186*(11), pp. 7849-7861.
- Pfaff, T. (2013). Processing and analysis of weather radar data for use in hydrology. *Mitteilungen IWS*, *216*. Universität Stuttgart: Institut für Wasser- und Umweltsystemmodellierung.
- Pfannkuche, J., & Schmidt, A. (2003). Determination of suspended particulate matter concentration from turbidity measurements: Particle size effects and calibration procedures. *Hydrol. Process.*, *17*(10), pp. 1951-1963.
- Pfau, R. (1966). Ein Beitrag zur Frage des Wassergehaltes und der Beregnungsbedürftigkeit landwirtschaftlich genutzter Böden im Raume der Europäischen Wirtschaftsgemeinschaft. *Meteorol. Rdsch.*, *19*(2), pp. 33-46.
- Philip, J. R. (1957a). The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Sci.*, *83*(5), pp. 345-357.
- Philip, J. R. (1957b). The theory of infiltration: 4. Theory of sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Sci.*, *84*(3), pp. 257-264.
- Poesen, J. (1985). An improved splash transport model. *Z. Geomorph. N.F.*, *29*, pp. 193-211.
- Ponce, V. M., & Hawkins, R. H. (1996). Runoff curve number: Has it reached maturity? *J. Hydrol. Eng.*, *1*(1), pp. 11-19.
- Poulin, A., Huard, D., Favre, A.-C., & Pugin, S. (2007). Importance of tail dependence in bivariate frequency analysis. *J. Hydrol. Eng.*, *12*(4), pp. 394-403.

- Prasuhn, V. (2003). Zunahme der Bodenerosion von Ackerflächen im Winterhalbjahr. *DBG-Mitteilungen*, 102(2), pp. 789-790.
- Priestley, C. H., & Taylor, R. J. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Mon. Wea. Rev.*, 100(2), pp. 81-92.
- Prosser, I. P., & Rustomji, P. (2000). Sediment transport capacity relations for overland flow. *Progr. Phys. Geogr.*, 24(2), pp. 179-193.
- Pudenz, S. (1998). *Modellierung der regionalen Phosphorverlagerung im Boden und Grundwasser*. Dissertation, Technische Universität Berlin, Fachbereich VI - Verfahrenstechnik, Umwelttechnik und Werkstoffwissenschaften.
- Purevdorj, T., Tateishi, R., Ishiyama, T., & Honda, Y. (1998). Relationships between percent vegetation cover and vegetation indices. *Int. J. Remote Sens.*, 19(18), pp. 3519-3535.
- Qi, J., Chehbouni, A., Huete, A. R., Kerr, Y. H., & Sorooshian, S. (1994). A modified soil adjusted vegetation index. *Remote Sens. Env.*, 48(2), pp. 119-126.
- Qiu, Z., Walter, M. T., & Hall, C. (2007). Managing variable source pollution in agricultural watersheds. *J. Soil Water Cons.*, 62(3), pp. 115-122.
- Quinn, P. F., & Beven, K. J. (1993). Spatial and temporal predictions of soil moisture dynamics, runoff, variable source areas and evapotranspiration for Plynlimon, mid-Wales. *Hydrol. Process.*, 7(4), pp. 425-448.
- Quinn, P. F., Beven, K. J., Chevallier, P., & Planchon, O. (1991). The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrol. Process.*, 5(1), pp. 59-79.
- Rallison, R. E. (1980). Origin and evolution of the SCS Runoff equation. *Symp. on Watershed Mgmt. II*, pp. 912-924. Boise (ID): ASCE.
- Rausch, R. (1982). *Wasserhaushalt, Feststoff- und Lösungsaustrag im Einzugsgebiet der Aich*. Dissertation, Universität Tübingen, Geowiss. Fakultät.
- Rauws, G., & Govers, G. (1988). Hydraulic and soil mechanical aspects of rill generation on agricultural soils. *J. Soil Sci.*, 39(1), pp. 111-124.
- Rawls, W. J., Brakensiek, D. L., & Saxton, K. E. (1982). Estimation of soil water properties. *Trans. ASAE*, 25(5), pp. 1316-1320, 1328.
- Refsgaard, J. C. (1997). Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *J. Hydrol.*, 198(1-4), pp. 69-97.
- Refsgaard, J. C., & Knudsen, J. (1996). Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models. *Water Resour. Res.*, 32(7), pp. 2189-2202.
- Renard, K. G., & Ferreira, V. A. (1993). RUSLE model description and database sensitivity. *J. Env. Qual.*, 22(3), pp. 458-466.
- Renard, K. G., Foster, G. R., Weesies, G. A., & Porter, J. P. (1991). RUSLE - Revised Universal Soil Loss Equation. *J. Soil Water Cons.*, 46(1), pp. 30-33.
- Renard, K. G., Foster, G. R., Weesies, G. A., McCool, D. K., & Yoder, D. C. (1997). Predicting soil erosion by water: A guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). *Agriculture Handbook*, 703. Washington (D.C.): United States Government Printing Office.
- Renard, K. G., Laflen, J. M., Foster, G. R., & McCool, D. K. (1994). RUSLE revisited: status questions, answers and the future. *J. Soil Water Cons.*, 49(3), pp. 213-220.

- Renard, K. G., Yoder, D. C., Lightle, D. T., & Dabney, S. M. (2011). Universal Soil Loss Equation and Revised Universal Soil Loss Equation. In R. P. Morgan, & M. A. Nearing, *Handbook of erosion modelling* (pp. 137-167). Oxford: Blackwell Publishing Ltd.
- Rendon-Herrero, O. (1974). Estimation of washload produced on certain small watersheds. *J. Hydraul. Div. ASCE, 100*(HY7), pp. 835-848.
- Rendon-Herrero, O. (1978). Unit Sediment Graph. *Water Resour. Res., 14*(5), pp. 889-901.
- Renfro, G. W. (1975). Use of erosion equations and sediment-delivery ratios for predicting sediment yield. *Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources* (pp. 33-45). Washington (D.C.): USDA Agricultural Research Service.
- Renger, M., Strebel, O., & Giesel, W. (1974a). Beurteilung bodenkundlicher, kulturtechnischer und hydrologischer Fragen mit Hilfe von klimatischer Wasserbilanz und bodenphysikalischen Kennwerten. 1. Bericht: Berechnungsbedürftigkeit. *Z. Kulturtechn. Flurber., 15*, pp. 148-160.
- Renger, M., Strebel, O., & Giesel, W. (1974b). Beurteilung bodenkundlicher, kulturtechnischer und hydrologischer Fragen mit Hilfe von klimatischer Wasserbilanz und bodenphysikalischen Kennwerten. 4. Bericht: Grundwasserneubildung. *Z. Kulturtechn. Flurber., 15*, pp. 353-366.
- Renschler, C. S. (2003). Designing geo-spatial interfaces to scale process models - The GeoWEPP approach. *Hydrol. Process., 17*(5), pp. 1005-1017.
- Richards, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids in porous mediums. *Physics, 1*, pp. 318-331.
- Richardson, C. W., Foster, G. R., & Wright, D. A. (1983). Estimation of erosion index from daily rainfall amount. *Trans. ASAE, 26*(1), pp. 153-160.
- Ritchie, J. T. (1972). A model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. *Water Resour. Res., 8*(5), pp. 1204-1213.
- Rode, M. (1995). Quantifizierung der Phosphorbelastung von Fließgewässern durch landwirtschaftliche Flächennutzung. *Boden und Landschaft, 1*. Justus-Liebig-Universität Gießen: Institut für Landeskultur.
- Rode, M., & Frede, H.-G. (1997). Modification of AGNPS for agricultural land and climate conditions in Central Germany. *J. Env. Qual., 26*(1), pp. 165-172.
- Rode, M., & Lindenschmidt, K.-E. (2001). Distributed sediment and phosphorus transport modeling on a medium sized catchment in central Germany. *Phys. Chem. Earth (B), 26*(7-8), pp. 635-640.
- Rodriguez-Iturbe, I., & Valdes, J. B. (1979). The geomorphologic structure of hydrologic response. *Water Resour. Res., 15*(6), pp. 1409-1420.
- Roehl, J. W. (1962). Sediment source areas, delivery ratios and influencing morphological factors. *IAHS Publ., 59*, pp. 202-213.
- Rogler, H., & Schwertmann, U. (1981). Erosivität der Niederschläge und Isoerodentkarte Bayerns. *Z. Kulturtechn. Flurber., 22*, pp. 99-112.
- Rose, C. W., Williams, J. R., Sander, G. C., & Barry, D. A. (1983). A mathematical model of soil erosion and deposition processes - I Theory for a plane land element. *Soil Sci. Soc. Am. J., 47*(5), pp. 991-995.
- Rouse, J. W., Haas, R. H., Schell, J. A., Deering, D. W., & Harlan, J. C. (1974). *Monitoring the vernal advancement of retrogradation (green wave effect) of natural vegetation*. Greenbelt (MD): NASA.
- Rudra, R. P., Dickinson, W. T., Clark, D. J., & Wall, G. J. (1986). GAMES: A Screening Model of Soil Erosion and Fluvial Sedimentation in Agricultural Watersheds. *Can. Water Resour. J., 11*(4), pp. 58-71.

- Sackl, B. (1994). Ermittlung von Hochwasser-Bemessungsganglinien in beobachteten und unbeobachteten Einzugsgebieten. *Schriftenreihe zur Wasserwirtschaft*, 13. Technische Universität Graz: Institut für Hydromechanik, Hydraulik und Hydrologie.
- Salas, J. D., Obeysekera, J., & Vogel, R. M. (2018). Techniques for assessing water infrastructure for nonstationary extreme events: a review. *Hydrol. Sci. J.*, 63(3), 325-352.
- Salles, C., Tournoud, M. G., & Chu, Y. (2008). Estimating nutrient and sediment flood loads in a small Mediterranean river. *Hydrol. Process.*, 22(2), pp. 242-253.
- Sambale, C., & Peschke, G. (2000). Vegetationsbedingte Verdunstungsunterschiede und ihre Auswirkungen auf die hydrologische Modellierung. *Wasser & Boden*, 52(1-2), pp. 50-56.
- Sander, G. C., Parlange, Y.-H., Barry, D. A., Parlange, M. B., & Hogarth, W. L. (2007). Limitation of the transport capacity approach in sediment transport modeling. *Water Resour. Res.*, 43(2), p. W02403.
- Sartor, J. (1997). Weiterentwicklung der Langzeit-Seriensimulation des Niederschlag-Abfluss-Prozesses für kanalisierte und natürliche Einzugsgebiete. *Wasserwirtschaft*, 87(5), pp. 240-253.
- Sauer, A. (2013). *Methodik zur flächendifferenzierten Analyse und Bewertung von stofflichen Hochwasserrisiken*. Dissertation, Technische Universität Dresden, Fakultät Umweltwissenschaften.
- Sauerborn, P. (1994). Die Erosivität der Niederschläge in Deutschland - Ein Beitrag zur quantitativen Prognose der Bodenerosion durch Wasser in Mitteleuropa. *Bonner Bodenkdl. Abh.*, 13.
- Saxton, K. E., & Willey, P. H. (2006). The SPAW model for agricultural field and pond hydrologic simulation. In V. P. Singh, & D. K. Frevert, *Watershed models* (pp. 401-435). Boca Raton (FL): CRC Press.
- Saxton, K. E., Rawls, W. J., Romberger, J. S., & Papendick, R. E. (1986). Estimating generalizing soil-water characteristics from texture. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50(4), pp. 1031-1036.
- Schäuble, H., Marinoni, O., & Hinderer, M. (2008). A GIS-based method to calculate flow accumulation by considering dams and their specific operation time. *Comp. Geosci.*, 34(6), pp. 635-646.
- Scheerer, H. (1993). Das mittlere Remstal - Allgemeine Einführung in das Untersuchungsgebiet. In H. Scheerer, *Floristische und faunistische Untersuchungen an xerothermen Keuperstandorten im mittleren Remstal* (pp. 7-60).
- Scherer, U. (2008). Prozessorientierte Modellierung der Bodenerosion in einer Lösslandschaft. *Schriftenreihe ISWW*, 129. Universität Fridericiana zu Karlsruhe (TH): Fakultät für Bauingenieur-, Geo- und Umweltwissenschaften.
- Scherrer, S. (1997). Abflussbildung bei Starkniederschlägen: Identifikation von Abflussprozessen mittels künstlicher Niederschläge. *VAW Mitteilungen*, 147. ETH Zürich: Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie.
- Schmidt, F. (2003). *Hochgenaue Digitale Geländemodelle - Untersuchungen zur Erstellung, Analyse und Anwendung in der Landwirtschaft*. Dissertation, Universität Rostock, Fakultät für Ingenieurwissenschaften.
- Schmidt, J. (1996). Entwicklung und Anwendung eines physikalisch begründeten Simulationsmodells für die Erosion geneigter landwirtschaftlicher Nutzflächen. *Heidelberger Geogr. Arbeiten*, 81. Universität Heidelberg: Geograph. Institut.
- Schmidt, J. (1998). Modellbildung und Prognose zur Wassererosion. In G. Richter, *Bodenerosion - Analyse und Bilanz eines Umweltproblems* (pp. 137-151). Darmstadt: Wissenschaftl. Buchgesellschaft.

- Schmidt, J., & Dikau, R. (1999). Extracting geomorphometric attributes and objects from Digital Elevation Models - Semantics, methods, future needs. In R. Dikau, & H. Saurer, *GIS for earth surface systems* (pp. 153-173). Berlin/Stuttgart: Gebrüder Bornträger.
- Schmidt, S., Alewell, C., & Meusburger, K. (2018). Mapping spatio-temporal dynamics of the cover and management factor (C-factor) for grasslands in Switzerland. *Remote Sens. Env.*, 211, 89-104.
- Schmidt-Witte, H., & Einsele, G. (1986). Rezenten und holozäner Feststoffaustrag aus den Keuper-Lias-Einzugsgebieten des Naturparks Schönbuch. In G. Einsele, *Das landschaftsökologische Forschungsprojekt Schönbuch: Wasser- und Stoffhaushalt, bio-, geo- und forstwirtschaftliche Studien in Südwestdeutschland* (pp. 369-391). Weinheim: VCH.
- Schneiderman, E. M., Steenhuis, T. S., Thongs, D. J., Easton, Z. M., Zion, M. S., Neal, A. L., . . . Walter, M. T. (2007). Incorporating variable source area hydrology into a curve-number-based watershed model. *Hydrol. Process.*, 21(25), pp. 3420-3430.
- Schönau, S., Thapa, P. K., & Bárdossy, A. (2008). Erosion and sediment yield estimation for flood protection. In S. P. Simonovic, P. G. Bourget, & S. F. Blanchard (Ed.), *International Symposium in Flood Defence (ISFD4)* (pp. 82-1-82-8). Toronto: Institute for Catastrophic Loss Reduction, University of Western Ontario.
- Schramm, M. (1994). Ein Erosionsmodell mit räumlich und zeitlich veränderlicher Rillenmorphologie. *Mitteilungen IWK*, 190. Universität Fridericana zu Karlsruhe (TH): Institut für Wasserbau und Kulturtechnik.
- Schröder, A. (2000). WEPP, EUROSEM, E-2D: Results of applications at the plot scale. In J. Schmidt, *Soil erosion - Application of physically based models* (pp. 199-250). Berlin: Springer.
- Schröder, R., & Auerswald, K. (2000). Modellierung des Jahresgangs der verschlammungsinduzierten Abflussbildung in kleinen, landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten. *Z. Kulturtechn. Landentw.*, 41, pp. 167-172.
- Schrödter, H. (1985). *Verdunstung - Anwendungsorientierte Messverfahren und Bestimmungsmethoden*. Berlin/Heidelberg: Springer.
- Schulla, J. (1997). Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen. *Zürcher Geogr. Schriften*, 69. Eidgenössisch-Technische Hochschule Zürich: Geografisches Institut.
- Schulte, M. (2015). Anwendung von Copula-Modellen in der Hochwasserstatistik zur Planung technischer Rückhaltmaßnahmen. *Schriftenreihe Hydrologie/Wasserwirtschaft*, 28. Ruhr-Universität Bochum: Lehrstuhl für Hydrologie, Wasserwirtschaft und Umwelttechnik.
- Schumann, A. H., Klein, B., Schulte, M., & Petry, U. (2010). Sicherheit und Restrisiko: Ermittlung vielfältiger hydrologischer Lastfälle für Talsperren. *Wasserwirtschaft*, 4(2010), pp. 111-113.
- Schumm, S. A. (1963). Sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 74(9), pp. 1089-100.
- Schwertmann, U., Vogel, W., & Kainz, M. (1987). *Bodenerosion durch Wasser - Vorhersage des Abtrags und Bewertung von Gegenmaßnahmen*. Stuttgart: Eugen Ulmer.
- SCS. (1972). *National Engineering Handbook: Part 630 Hydrology*. Washington (D.C.): USDA Soil Conservation Service.
- SCS. (1986). Urban hydrology for small watersheds. *Technical Release*, 55. Washington (D.C.): USDA Soil Conservation Service.

- Serinaldi, F. (2009). A multisite daily rainfall generator driven by bivariate copula-based mixed distributions. *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 114(D10), p. D10103.
- Seybert, T. A. (2006). *Stormwater management for land development: Methods and calculations for quantity control*. Chichester/New York: John Wiley & Sons.
- Shapiro, S. S., & Wilk, M. (1965). An analysis of variance test for normality (for complete samples). *Biometrika*, 52(3-4), pp. 591-611.
- Sharma, K. D., & Singh, S. (1992). Runoff estimation using Landsat Thematic Mapper data and the SCS model. *Hydrol. Sci.*, 37(1-2), pp. 39-52.
- Sharpley, A. N., & Williams, J. R. (1990). EPIC - Erosion/Productivity Impact Calculator: 1. Model documentation. *USDA Techn. Bull.*, 1768. United States Department of Agriculture, Agricultural Research Service.
- Sherman, L. K. (1932). Stream-flow from rainfall by unit-graph method. *Eng. News-Rec.*, 108, pp. 501-505.
- Shi, Z. H., Cai, C. F., Ding, S. W., Wang, T. W., & Chow, T. L. (2004). Modelling the impacts of integrated small watershed on soil erosion and sediment delivery: A case study in the Three Gorges Area, China. *J. Hydrol.*, 438-439, pp. 156-167.
- Shreve, R. L. (1966). Statistical law of stream numbers. *J. Geol.*, 74(1), pp. 17-37.
- Siebrecht, N., Kainz, M., & Hülsenbergen, K.-J. (2010). *Anpassung bestehender Methoden zur Abschätzung der Bodenerosion an die Bedingungen des ökologischen Landbaus*. Abschlussbericht (FKZ 06OE256), Technische Universität München, Lehrstuhl für Ökologischen Landbau und Pflanzenbausysteme.
- Silberstein, R. P. (2006). Hydrological models are so good, do we still need data? *Env. Model. Softw.*, 21(9), pp. 1340-1352.
- Simanton, J. R., Rawitz, E., & Shirley, E. D. (1984). Effects of rock fragments on erosion of semi-arid rangeland soils. *Soil Sci. Soc. Am. Spec. Publ.*, 12, 65-72.
- Singh, P. K., Bhunya, P. K., Mishra, S. K., & Chaube, U. C. (2008). A sediment graph model based on SCS-CN method. *J. Hydrol.*, 349(1-2), pp. 244-255.
- Singh, R., Tiwari, K., & Mal, B. (2006). Hydrological studies for small watershed in India using the ANSWERS model. *J. Hydrol.*, 318(1-4), pp. 184-199.
- Singh, S. K., Liang, J., & Bárdossy, A. (2012). Improving the calibration strategy of the physically-based model WaSiM-ETH using critical events. *Hydrol. Sci. J.*, 57(8), pp. 1487-1505.
- Singh, V. P. (2001). Kinematic wave modelling in water resources: a historical perspective. *Hydrol. Process.*, 15(4), pp. 671-706.
- Sivapalan, M., Beven, K. J., & Wood, E. F. (1987). On hydrologic similarity. 2. A scaled model of storm runoff production. *Water Resour. Res.*, 23(12), pp. 2266-2278.
- Skaggs, R. W., Huggins, L. E., Monke, E. J., & Foster, G. R. (1969). Experimental evaluation of infiltration equations. *Trans. ASAE*, 12(6), pp. 822-828.
- Sloto, R. A., & Crouse, M. Y. (1996). HYSEP: A Computer Program for Stream Flow Hydrograph Separation and Analysis. *USGS Water Resources Investigation Report*, 96-4040. Reston (VI): United States Geological Service.
- Smets, T., Borselli, L., Poesen, J., & Torri, D. (2011). Evaluation of the EUROSEM model for predicting the effects of erosion-control blankets on runoff and interrill soil erosion by water. *Geotextiles and Geomembranes*, 29, pp. 285-297.

- Smith, M. W., Cox, N. J., & Bracken, L. J. (2007). Applying flow resistance equations to overland flows. *Prog. Phys. Geogr.*, 31(4), pp. 363-387.
- Smith, R. E. (1981). A kinematic model for surface mine sediment yield. *Trans. ASAE*, 24(6), pp. 1508-1514.
- Smith, R. E. (1992). *OPUS - An integrated simulation model for transport of nonpoint source pollutants at the field scale*. Volume I Documentation, United States Department of Agriculture, Agricultural Research Service, Washington (D.C.).
- Smith, R. E., & Parlange, J. Y. (1978). A parameter-efficient hydrologic infiltration model. *Water Resour. Res.*, 14(3), pp. 533-538.
- Smith, R. E., & Williams, J. R. (1980). Simulation of the surface water hydrology. In W. G. Knisel, *CREAMS - A field-scale model for chemicals, runoff and erosion from agricultural management systems* (pp. 13-35). Washington (D.C.): USDA-ARS.
- Smith, R. E., Goodrich, D. R., & Unkrich, C. L. (1999). Simulation of selected events on the Catsop catchment by KINEROS2. A report for the GCTE conference on catchment scale erosion models. *Catena*, 37(3-4), pp. 457-475.
- Smith, R. E., Quinton, J., Goodrich, D. R., & Nearing, M. A. (2010). Soil erosion models: where do we really stand? Short communication (Discussion) on the papers by Wainwright et al. (2008a,b,c). *Earth Surf. Process. Landf.*, 35(11), pp. 1344-1348.
- Sommer, M. (2012). Erosionsmodellierung vor dem Hintergrund des Landschaftswandels durch Biogasanlagen. *Wasser & Abfall*, 12(2012), pp. 30-36.
- Speight, J. G. (1974). A parametric approach to landform regions. *Institute of British Geographers Special Publication*, 7, 213-230.
- Speight, J. G. (1980). The role of topography in controlling throughflow generation: a discussion. *Earth Surf. Process. Landf.*, 5(2), pp. 187-191.
- Stahl, N., & Casper, M. (2017). Eine neue ereignisbasierte Variante zur Ableitung von synthetischen Niederschlagsverteilungen zur Generierung von Hochwasserganglinien mit dem Niederschlag-Abfluss-Modell LARSIM am Beispiel des Isareinzugsgebietes. *Hydrologie & Wasserbewirtschaftung*, 61(2), pp. 93-119.
- Steenhuis, T. S., & van der Molen, W. H. (1986). The Thornthwaite-Mather procedure as a simple engineering method to predict recharge. *J. Hydrol.*, 84(3-4), pp. 221-229.
- Steenhuis, T. S., Winchell, M., Rossing, J., Zollweg, J. A., & Walter, M. F. (1995). SCS runoff equation revisited for variable source runoff areas. *J. Irrig. Drain. Eng.*, 121(3), pp. 234-238.
- Steinbrich, A., Leistert, H., & Weiler, M. (2016). Model-based quantification of runoff generation processes at high spatial and temporal resolution. *Env. Earth Sci.*, 75(1423), pp. 1-16.
- Stockle, C. O., Williams, G. R., Rosenberg, N. J., & Jones, C. A. (1992). A method for estimating the direct and climatic effects of rising atmospheric carbon dioxide on growth and yield of crops: Part I Modification of the EPIC model for climate change analysis. *Agric. Syst.*, 38(3), pp. 225-238.
- Strahler, A. N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Trans. AGU*, 38(6), pp. 913-920.
- Strahler, A. N. (1964). Quantitative geomorphology of drainage basin and channel networks. In V.-T. Chow, *Handbook of Applied Hydrology* (pp. 41-76). New York: McGraw-Hill.



- Stricker, S. (2006). *Allgemeine Agrarstrukturerhebung 2003 - Metadaten für die On-Site-Nutzung*. Kiel: Forschungsdatenzentrum der Statistischen Landesämter.
- Strickler, A. (1923). Beiträge zur Frage der Geschwindigkeitsformel und der Rauigkeitszahlen für Ströme, Kanäle und geschlossene Leitungen. *Mitt. Eidgen. Amt für Wasserwirtschaft*, 16, 21-38. Bern: Eidgenössisches Amt für Wasserwirtschaft.
- Strobl, P., Reithmaier, L., Soille, P., Mehl, W., & Bielski, C. (2007). Assembly of a remote sensed reference image database of Europe at 25 m resolution. In M. A. Gomarsca, *Geoinformation in Europe* (pp. 515-522). Rotterdam: Millpress.
- Stroosnijder, L. (2005). Measurement of erosion: Is it possible? *Catena*, 64(2-3), pp. 162-173.
- Strunk, N. (1993). *Schwebstofftransport und Hochwasserdynamik: Eine Untersuchung über das Transportverhalten gelöster und suspendierter Wasserinhaltsstoffe zur Identifikation aktiver partikulärer Stoffquellen*. Dissertation, Universität Trier, Geowissenschaften.
- Stumpf, M., & Auerswald, K. (2006). Hochaufgelöste Erosionsprognosekarte von Bayern. *Wasserwirtschaft*, 7-8(2006), pp. 70-74.
- Sui, J. (1998). Hochwasserabflüsse aus Regen und Schnee in Mittelgebirgs-Einzugsgebieten am Beispiel von Nordbayern. *FWW-Berichte*, 8. Universität Kaiserslautern: Fachgebiet Wasserbau und Wasserwirtschaft.
- Tarboton, D. G. (1997). A new method for the determination of flow directions and contributing areas in grid digital elevation models. *Water Resour. Res.*, 33(2), pp. 309-319.
- Tarboton, D. G. (2004). *Terrain analysis using Digital Elevation Models (TauDEM)*. (Version 3.1). Utah State University: Department of Engineering.
- Temimi, M., Leconte, R., Chaouch, N., Sukumal, P., Khanbilvardi, R., & Brissette, F. (2010). A combination of remote sensing data and topographic attributes for the spatial and temporal monitoring of soil wetness. *J. Hydrol.*, 388(1-2), pp. 28-40.
- Tesfa, T. K., Tarboton, D. G., Chandler, D. G., & McNamara, J. P. (2009). Modeling soil depth from topographic and land cover attributes. *Water Resources Res.*, 45(10), W10438.
- Tetzlaff, B. (2006). Die Phosphatbelastung großer Flusseinzugsgebiete aus diffusen und punktuellen Quellen. *Schriften des Forschungszentrums Jülich - Reihe Umwelt*, 65. Jülich: Forschungszentrum.
- Thapa, P. K. (2010). Physically-based spatially distributed rainfall runoff modelling for soil erosion estimation. *Mitteilungen IWS*, 189. Universität Stuttgart: Institut für Wasserbau.
- Theurer, F. D., Bingner, R., & Cronshey, R. (2001). *AnnAGNPS pollutant loading model - Version 2.0*. Oxford (MS): USDA-ARS, National Sedimentation Lab.
- Thompson, J. J., Doody, D. G., Flynn, R., & Watson, C. J. (2012). Dynamics of critical source areas: Does connectivity explain chemistry. *Sci. Total Env.*, 435-436, pp. 499-508.
- Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.*, 38(1), pp. 55-94.
- Thornthwaite, C. W., & Mather, J. R. (1955). The water balance. *Publ. Climatol.*, 8(1), pp. 1-104.
- Thürkow, D. (2002). *GIS-basierte Methoden zur Analyse der Wasserqualitätsentwicklung in Trinkwasserbrunnen am Beispiel des Einzugsgebietes der Saidenbachtalsperre (Erzgebirge)*. Dissertation, Martin-Luther-Universität zu Halle-Wittenberg, Mathem.-Naturwiss.-Techn. Fakultät.
- Tucker, C. J., Grant, D. M., & Dykstra, J. D. (2004). NASA's Global Orthorectified Landsat Data Set. *Photogr. Eng. Remote Sens.*, 70(3), pp. 312-322.

- Tuppad, P., Douglas-Mankin, K. R., Lee, T., Srinivasan, R., & Arnold, J. G. (2011). Soil and Water Assessment Tool (SWAT) hydrologic/water quality model: Extended capability and wider adoption. *Trans. ASABE*, 54(5), pp. 1677-1684.
- Turc, L. (1954). Calcul du bilan d'évaluation de l'eau en fonction des précipitations et des températures. *Ann. Agron.*, 5, pp. 491-495.
- Turc, L. (1961). Évaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle, formule simplifiée et mis à jour. *Ann. Agron.*, 12, pp. 13-49.
- Tyagi, J. V., Mishra, S. K., Singh, R. V., & Singh, V. P. (2008). SCS-CN based time-distributed sediment yield model. *J. Hydrol.*, 352(3-4), pp. 388-403.
- Uhlenbrook, S., & Leibundgut, C. (1997). Abflussbildung bei Hochwasser in verschiedenen Raumskalen. *Wasser & Boden*, 49(9), pp. 13-22.
- US-ACE. (1985). *HEC-1 Flood Hydrograph Package User's Manual*. Davis (CA): US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center.
- van der Knijff, J. M., Jones, R. J., & Montanarella, L. (1999). *Soil erosion risk in Italy*. Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities.
- van der Kwast, J. (2009). Quantification of top soil moisture patterns - Evaluation of field methods, process-based modelling, remote sensing and an integrated approach. *Nederlandse Geografische Studies*, 381. Universiteit Utrecht: Fakulteit Geowetenschappen.
- van Esse, W. R., Perrin, C., Booij, M. J., Augustijn, D. C., Fenicia, F., Kavetski, D., & Lobligeois, F. (2013). The influence of conceptual model structure on model performance: a comparative study for 237 French catchments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17(10), pp. 4227-4239.
- van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44(5), pp. 892-898.
- van Oost, K., Govers, G., & Desmet, P. (2000). Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage. *Landsc. Ecol.*, 15(6), pp. 577-589.
- van Remortel, R. W., Maichle, R. D., & Hickey, R. J. (2004). Computing the RUSLE LS factor through array-based slope length processing of digital elevation data using a C++ executable. *Comp. Geosci.*, 30(9-10), pp. 1043-1053.
- van Rompaey, A. J., & Govers, G. (2002). Data quality and model complexity for regional scale soil erosion prediction. *Int. J. GIS*, 16(7), pp. 663-680.
- Vanoni, V. A. (1975). *Sedimentation engineering. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice*, 54. Reston (VA): American Society of Civil Engineers.
- Veihe, A., & Quinton, J. N. (2000). Sensitivity analysis of EUROSEM using Monte Carlo simulation - I Hydrological, soil and vegetation parameters. *Hydrol. Process.*, 14(5), pp. 915-926.
- Veihe, A., Quinton, J. N., & Poesen, J. (2000). Sensitivity analysis of EUROSEM using Monte Carlo simulation - II The effect of rills and rock fragments. *Hydrol. Process.*, 14(5), pp. 927-939.
- Velleux, M. (2005). *Spatially distributed model to assess watershed contaminant transport and fate*. Ph.D. Dissertation, Colorado State University, Dept. of Civil Engineering, Fort Collins (CO).
- Velleux, M. L., England, J. F., & Julien, P. Y. (2008). TREX: Spatially distributed model to assess watershed contaminant transport and fate. *Sci. Total Env.*, 404(1), pp. 113-128.

- Verstraeten, G., & Poesen, J. (2002). Using sediment deposits in small ponds to quantify sediment yield from small catchments: Possibilities and limitations. *Earth Surf. Process. Landf.*, 27(13), pp. 1425-1439.
- Vieux, B. E., & Needham, I. (1993). Nonpoint-pollution model sensitivity to grid-cell size. *J. Water Resour. Plan. Manag.*, 119(2), pp. 141-157.
- Voges, J. (1999). *Empirisches Modell für die mittlere Maßstabebene zur GIS-gestützten Bestimmung der Anbindung erosionsgefährdeter Ackerflächen an Fließgewässer*. Dissertation, Universität Hannover, Fachbereich Geowissenschaften und Geographie.
- Volk, M., & Steinhardt, U. (2004). Mesoskalige Landschaftsanalyse auf Basis von Untersuchungen des Landschaftshaushaltes - Probleme und hierarchische Lösungsansätze am Beispiel von Flusseinzugsgebieten. In C. Lorz, & D. Haase (Eds.), *Stoff- und Wasserhaushalt in Einzugsgebieten - Beiträge zur EU-Wasserrahmenrichtlinie und Fallbeispiele* (pp. 171-205). Berlin/Heidelberg: Springer.
- Volz, P. (1969). Das Remstal - Beispiel einer großstadtnahen Kulturlandschaft. *Stuttgarter Geogr. Studien*, 75. Universität Stuttgart: Selbstverlag Geogr. Institut.
- von Werner, M. (1995). *GIS-orientierte Methoden der digitalen Reliefanalyse zur Modellierung von Bodenerosion in kleinen Einzugsgebieten*. Dissertation, Freie Universität Berlin, Geogr. Institut.
- Vrieling, A. (2006). Satellite remote sensing for water erosion assessment: A review. *Catena*, 65(1), pp. 2-18.
- Wackermann, R. (1981). Ein Rasterverfahren mit flächenvariabler Systemfunktion zur Simulation von Hochwasserganglinien aus großen Einzugsgebieten. *Techn. Bericht über Ingenieurhydrologie und Hydraulik*, 28. Technische Universität Darmstadt: Institut für Wasserbau.
- Wagner, M. (2012). *Regionalisierung von Hochwasserscheiteln auf Basis einer gekoppelten Niederschlag-Abfluss-Statistik mit besonderer Beachtung von Extremereignissen*. Dissertation, Technische Universität Dresden, Fakultät Umweltwissenschaften.
- Wagner, W., Hahn, S., Kidd, R., Melzer, T., Bartalis, Z., Hasenauer, S., . . . Rubel, F. (2013). The ASCAT soil moisture product: A review of its specifications, validation results, and emerging applications. *Meteorol. Z.*, 22(1), pp. 5-33.
- Wahl, K. L., & Wahl, T. L. (1995). Determining the flow of Comal Springs at New Braunfels, Texas. *Texas Water '95* (pp. 77-86). San Antonio (TX): ASCE.
- Wainwright, J., Parsons, A. J., Müller, E. N., Brazier, R. E., Powell, D. M., & Fenti, B. (2008a). A transport-distance approach to scaling erosion rates - I Background and model development. *Earth Surf. Process. Landf.*, 33(5), pp. 813-826.
- Wainwright, J., Parsons, A. J., Müller, E. N., Brazier, R. E., Powell, D. M., & Fenti, B. (2008b). A transport-distance approach to scaling erosion rates - II Sensitivity and evaluation of MAHLERAN. *Earth Surf. Process. Landf.*, 33(6), pp. 962-984.
- Wainwright, J., Parsons, A. J., Müller, E. N., Brazier, R. E., Powell, D. M., & Fenti, B. (2008c). A transport-distance approach to scaling erosion rates - III Evaluating scaling characteristics of MAHLERAN. *Earth Surf. Process. Landf.*, 33(7), pp. 1113-1128.
- Wainwright, J., Parsons, A. J., Müller, E. N., Brazier, R. E., Powell, D. M., & Fenti, B. (2010). Standing proud: a response to 'Soil-erosion models: where do we really stand?' by Smith et al. (Exchanges). *Earth Surf. Process. Landf.*, 35(11), pp. 1349-1356.
- Waldmann, D. (2010). *Large-scale process-oriented modelling of soil erosion by water in complex watersheds*. Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität München, Fakultät für Geowissenschaften.

- Walling, D. E. (1983). The sediment delivery problem. *J. Hydrol.*, 65(1-3), pp. 209-237.
- Walling, D. E. (2005). Tracing suspended sediment sources in catchments and river systems. *Sci. Total Env.*, 344(1-3), pp. 159-184.
- Walling, D. E., & Webb, B. W. (1988). The reliability of rating curve estimates of suspended sediment yield: Some further comments. In M. P. Bordas, & D. E. Walling (Ed.), *Sediment budgets - Proceedings of the Porto Alegre Symposium* (pp. 337-350). Wallingford (UK): IAHS.
- Wallis, T. R., & Griffiths, J. F. (1995). An assessment of the weather generator (WXGEN) used in the Erosion/Productivity Impact Calculator (EPIC). *Agric. For. Meteorol.*, 73(1-2), pp. 115-133.
- Walter, W. (1999). *Diffuser Stoffeintrag in Böden und Gewässer*. Stuttgart/Leipzig: B. G. Teubner.
- Wang, G., Gertner, G. Z., Parysow, P., & Anderson, A. B. (2001). Spatial prediction and uncertainty assessment of topographic factor for revised universal soil loss equation using digital elevation models. *ISPRS J. Photogr. Remote Sens.*, 56(1), pp. 65-80.
- Wang, G., Wentz, S., Gertner, G. Z., & Anderson, A. B. (2002). Improvement in mapping vegetation cover factor for the universal soil loss equation by geo-statistical methods with Landsat Thematic Mapper images. *Int. J. Remote Sens.*, 23(18), pp. 3649-3667.
- Warren, S. D., Mitasova, H., Hohmann, M. G., Landsberger, S., Iskander, F. Y., Ruzycky, T. S., & Senseman, G. M. (2005). Validation of a 3-D enhancement of the Universal Soil Loss Equation for prediction of soil erosion and sediment deposition. *Catena*, 64(2-3), pp. 281-296.
- Wasserverband Rems. (2008). *Hochwasserschutz Rems*. Schorndorf: Wasserverband Rems.
- Wegehenkel, M. (1995). Modellierung des Wasserhaushaltes von landwirtschaftlichen Nutzflächen mit unterschiedlich komplexen Modellansätzen. *Deutsche Gewässerkdl. Mitt.*, 39(2), pp. 58-68.
- Weltz, M. A., Kidwell, M. R., & Fox, H. D. (1998). Influence of abiotic and biotic factors in measuring and modeling soil erosion on rangelands - State of knowledge. *J. Range Manage.*, 51(5), pp. 482-495.
- Wendling, U. (1991). Schätzmethode der Verdunstung landwirtschaftlicher Bestände nach den Ansätzen von Penman und Turc. *Arch. Acker-Pflanzenbau Bodenkd.*, 35(4), pp. 251-257.
- Wendling, U. (1995). Berechnung der Gras-Referenzverdunstung mit der FAO Penman-Monteith-Beziehung. *Wasserwirtschaft*, 85(12), pp. 602-604.
- Wendling, U., Schellin, H.-G., & Thomä, U. (1991). Bereitstellung von täglichen Informationen zum Wasserhaushalt des Bodens für die Zwecke der agrarmeteorologischen Beratung. *Z. Meteorol.*, 41(6), pp. 468-475.
- Westrich, B. (2015). Gewässersedimente in Hochwasserrückhalteräumen. *Korrespondenz Wasserwirtschaft*, 8(6), S. 362-367.
- Westrich, B., Haag, I., & Kern, U. (2000). *Mobilität von Schadstoffen in den Sedimenten staugeregelter Flüsse - Dynamik und Bilanzierung von Schwebstoffen und Schwermetallen in einer Stauhaltungskette*. Forschungsbericht FZKA-BWPLUS, Universität Stuttgart, Institut für Siedlungswasserbau, Wassergüte und Abfallwirtschaft.
- Westrich, B., Wurms, S., Nienhaus, I., Schönau, S., Frauenknecht, H., & Kreschnak, C. (2009). Entwicklung eines integrativen Bewirtschaftungskonzepts für Trockenbecken und Polder zur Hochwasserrückhaltung. *Hydrologie & Wasserbewirtschaftung*, 53(3), S. 208-214.

- White, E. D., Easton, Z. M., Fuka, D. R., Collick, A. S., Adgo, E., McCartney, M., . . . Steenhuis, T. S. (2011). Development and application of a physically based landscape water balance in the SWAT model. *Hydrol. Process.*, 25(6), pp. 915-925.
- White, S. (2005). Sediment yield prediction and modelling. *Hydrol. Process.*, 19(15), pp. 3053-3057.
- Wicks, J. M., & Bathurst, J. C. (1996). SHESED: a physically-based, distributed erosion and sediment yield component for the SHE hydrological modelling system. *J. Hydrol.*, 175(1), pp. 213-238.
- Wilcoxon, F. (1945). Individual comparisons by ranking methods. *Biometrics Bull.*, 1(6), pp. 80-83.
- Williams, G. P. (1970). Manning formula - A misnomer? *J. Hydraul. Div. ASCE*, 96(HY1), pp. 193-200.
- Williams, J. R. (1975a). Sediment-yield prediction with Universal Equation using runoff energy factor. In *Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yields and Sources* (pp. 244-252). United States Department of Agriculture, Agricultural Research Service.
- Williams, J. R. (1975b). Sediment routing for agricultural watersheds. *Water Resour. Bull.*, 11(5), pp. 965-974.
- Williams, J. R. (1977). Sediment delivery ratios determined with sediment and runoff models. *IAHS Publ.*, 122, pp. 168-179.
- Williams, J. R. (1978). A sediment graph model based on an instantaneous unit sediment graph. *Water Resour. Res.*, 14(4), pp. 659-664.
- Williams, J. R. (1980). SPNM, a model for predicting sediment, phosphorus, and nitrogen yields from agricultural basins. *Water Resour. Bull.*, 16(5), pp. 843-848.
- Williams, J. R. (1990). The erosion-productivity impact calculator (EPIC) model: a case history. *Phil. Trans. Royal Soc. Lond. (Series B)*, 329(1255), pp. 421-428.
- Williams, J. R., & Berndt, H. D. (1972). Sediment yield computed with Universal Equation. *J. Hydraul. Div. ASCE*, 98(HY12), pp. 2087-2097.
- Williams, J. R., & Berndt, H. D. (1977). Sediment yield prediction based on watershed hydrology. *Trans. ASAE*, 20(6), pp. 1100-1104.
- Williams, J. R., & Hann, R. W. (1972). HYMO, a problem-oriented computer language for building hydrologic models. *Water Resour. Res.*, 8(1), pp. 79-86.
- Williams, J. R., & Hann, R. W. (1978). *Optimal operation of large agricultural watersheds with water quality constraints*. Technical Report, Texas A&M University, Texas Water Resources Institute.
- Williams, J. R., & LaSeur, W. V. (1976). Water yield modeling using SCS curve numbers. *J. Hydraul. Div. ASCE*, 102(HY9), pp. 1241-1253.
- Williams, J. R., Izaurrealde, R. C., & Steglich, E. M. (2008). Agricultural Policy/Environmental Extender Model: Theoretical documentation Version 0604. *BREC Report, 2008-17*. Temple (TX): Blackland Research and Extension Center.
- Williams, J. R., Jones, C. A., & Dyke, P. T. (1984). A modeling approach to determining the relationship between erosion and soil productivity. *Trans. ASAE*, 27(1), pp. 129-144.
- Williams, J. R., Nicks, A. D., & Arnold, J. G. (1985). SWRRB, a simulator for water resources in rural basins. *ASCE Hydraul. J.*, 111(6), pp. 970-986.
- Wilson, J. P., & Gallant, J. C. (2000). Secondary topographic attributes. In J. P. Wilson, & J. C. Gallant, *Terrain analysis - Principles and applications* (pp. 87-132). New York/Chichester: John Wiley & Sons.

- Wilson, J. P., Repetto, P. L., & Snyder, R. D. (2000). Effect of data source, grid resolution, and flow-routing method on computed topographic attributes. In J. P. Wilson, & J. C. Gallant, *Terrain analysis: Principles and applications* (pp. 133-161). New York/Chichester: John Wiley & Sons.
- Winter, F. (2013). *Prozessorientierte Modellierung der Abflussbildung und -konzentration auf verschlammungsgefährdeten landwirtschaftlichen Nutzflächen*. Dissertation, Universität der Bundeswehr München, Fak. für Bauingenieurwesen und Umweltwissenschaften.
- Winterrath, T., Brendel, C., Hafer, M., Junghänel, T., Klameth, A., Walawender, E., . . . Becker, A. (2017). Erstellung einer radargestützten Niederschlagsklimatologie. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, 251. Offenbach am Main: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes.
- Wischmeier, W. H. (1975). Estimating potential erosion. In B. A. Stewart, *Control of water pollution from cropland* (Vol. 1, pp. 7-25). Hyattsville (MD): USDA Agricultural Research Service.
- Wischmeier, W. H., & Smith, D. D. (1958). Rainfall energy and its relationship to soil loss. *Trans AGU*, 39(2), pp. 285-291.
- Wischmeier, W. H., & Smith, D. D. (1965). Predicting rainfall-erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains. *USDA Agric. Handbook*, 282. Washington (D.C.): United States Department of Agriculture, Agricultural Research Service.
- Wischmeier, W. H., & Smith, D. D. (1978). Predicting rainfall erosion losses - A guide to conservation planning. *USDA Agric. Handbook*, 537. Washington (D.C.): United States Department of Agriculture, Agricultural Research Service.
- Wittenberg, H. (1974). Der Einfluss zunehmender Bebauung auf den Hochwasserabfluss. *Mitt. Inst. Wasserbau III*, 4. Universität Karlsruhe (TH): Institut für Wasserbau.
- Wittich, K.-P., & Hansing, O. (1995). Area-averaged vegetative cover fraction estimated from satellite data. *Int. J. Biometeorol.*, 38(4), pp. 209-215.
- Wood, E. F., Sivapalan, M., & Beven, K. J. (1990). Similarity and scale in catchment storm response. *Rev. Geophys.*, 28(1), pp. 1-18.
- Wood, E. F., Sivapalan, M., Beven, K. J., & Band, L. (1988). Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. *J. Hydrol.*, 102(1-4), pp. 29-47.
- Woolhiser, D. A. (1996). Search for physically based runoff model - A hydrologic El Dorado? *J. Hydraul. Eng.*, 122(3), pp. 122-129.
- Woolhiser, D. A., & Liggett, J. A. (1967). Unsteady, one-dimensional flow over a sloping plane: The rising hydrograph. *Water Resour. Res.*, 3(3), pp. 753-771.
- Woolhiser, D. A., Smith, R. E., & Goodrich, D. C. (1990). *KINEROS: A kinematic runoff and erosion model - Documentation and User Manual*. USDA-ARS-77, United States Department of Agriculture, Agricultural Research Service, Fort Collins (CO).
- Wulder, M. (1998). Optical remote sensing techniques for the assessment of forest inventory and biophysical parameters. *Progr. Phys. Geogr.*, 22(4), pp. 449-476.
- Wurbs, D., & Steininger, M. (2011). Wirkungen der Klimaänderungen auf die Böden - Untersuchungen zu Auswirkungen des Klimawandels auf die Bodenerosion durch Wasser. *UBA-Texte*, 16. Dessau-Roßlau: Umweltbundesamt.

- Wurms, S. (2010). Numerische Modellierung der Sedimentationsprozesse in Retentionsanlagen zur Steuerung von Stoffströmen bei extremen Hochwasserereignissen. *Mitteilungen IWS, 190*. Universität Stuttgart: Institut für Wasserbau.
- Wussow, G. (1922). Untere Grenzwerte dichter Regenfälle. *Meteorol. Z., 39*, pp. 173-178.
- Yalin, M. S. (1963). An expression for bed-load transportation. *J. Hydraul. Div. ASCE, 89*(HY3), pp. 221-250.
- Yalin, M. S. (1972). *Mechanics of sediment transport*. New York: Pergamon Press Inc.
- Yang, C. T. (1972). Unit stream power and sediment transport. *J. Hydraul. Div. ASCE, 98*(HY10), pp. 1805-1826.
- Yang, C. T. (1973). Incipient motion and sediment transport. *J. Hydraul. Div. ASCE, 99*(HY10), pp. 1679-1704.
- Yang, C. T. (1979). Unit stream power equations for total load. *J. Hydrol., 40*(1-2), pp. 123-138.
- Young, R. A., Onstad, C. A., Bosch, D. D., & Anderson, W. P. (1987). AGNPS - Agricultural Non-Point Source Pollution Model - A watershed analysis tool. *USDA-ARS Cons. Res. Rep., 35*. Washington (D.C.): United States Department of Agriculture, Agricultural Research Service.
- Young, R. A., Onstad, C. A., Bosch, D. D., & Anderson, W. P. (1989). AGNPS: A nonpoint-source pollution model for evaluating agricultural watersheds. *J. Soil Water Cons., 44*(2), pp. 168-173.
- Yu, B. (2003). A unified framework for water erosion and deposition equations. *Soil Sci. Soc. Am. J., 67*(1), pp. 251-257.
- Yue, S. (2000). Joint probability distribution of annual maximum storm peaks and amounts as represented by daily rainfalls. *Hydrol. Sci., 45*(2), pp. 315-326.
- Yue, S. (2001). A bivariate gamma distribution for use in multivariate flood frequency analysis. *Hydrol. Process., 15*(6), pp. 1033-1045.
- Zaiss, H. (1989). Simulation ereignisspezifischer Einflüsse des Niederschlag-Abfluss-Prozesses von Hochwasserereignissen kleiner Einzugsgebiete mit Niederschlag-Abfluss-Modellen. *Techn. Berichte über Ingenieurhydrologie und Hydraulik, 42*. Technische Universität Darmstadt: Institut für Wasserbau.
- Zapata, F. (2003). The use of environmental radionuclides as traces in soil erosion and sedimentation investigations: recent advances and future development. *Soil Tillage Res., 19*(1-2), pp. 3-13.
- Zehe, E. (1999). Stofftransport in der ungesättigten Bodenzone auf verschiedenen Skalen. *Mitteilungen IHW, 64*. Universität Karlsruhe (TH): Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft.
- Zhang, L., & Singh, V. P. (2007). Gumbel-Hougaard Copula for trivariate rainfall frequency analysis. *J. Hydrol. Eng., 12*(4), pp. 409-419.
- Zion, M. S., Pradhanang, S. M., Pierson, D. C., Anandhi, A., Lounsbury, D. G., Matonse, A. H., & Schneiderman, E. M. (2011). Investigation and modeling of winter streamflow timing and magnitude under changing climate conditions for the Catskill Mountain region, New York, USA. *Hydrol. Process., 25*(21), pp. 3289-3301.
- Zollweg, J. A., Gburek, W. J., Pionke, H. B., & Sharpley, A. W. (1996). SMoRMod - A GIS-integrated rainfall-runoff model. *Trans. ASAE, 39*(4), pp. 1299-1307.





# Anhang

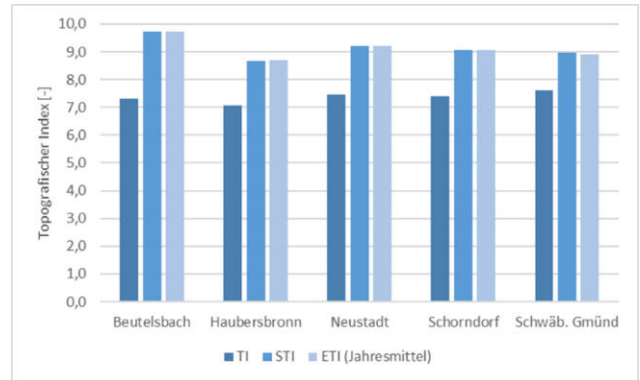
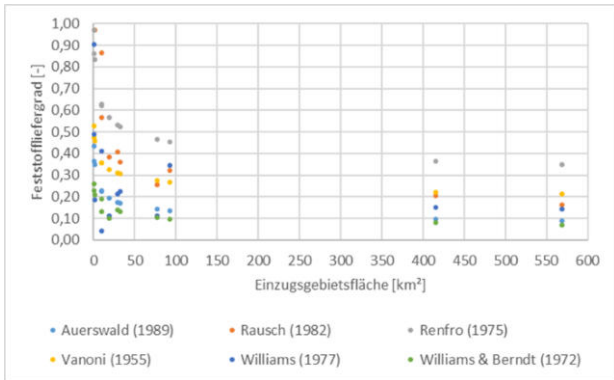


Abbildung A.1: Mittlerer Feststoffliefergrad der Pegel-Einzugsgebiete im Rems-Einzugsgebiet

Abbildung A.2: Mittlerer topografischer Index der Pegel-Einzugsgebiete im Rems-Einzugsgebiet

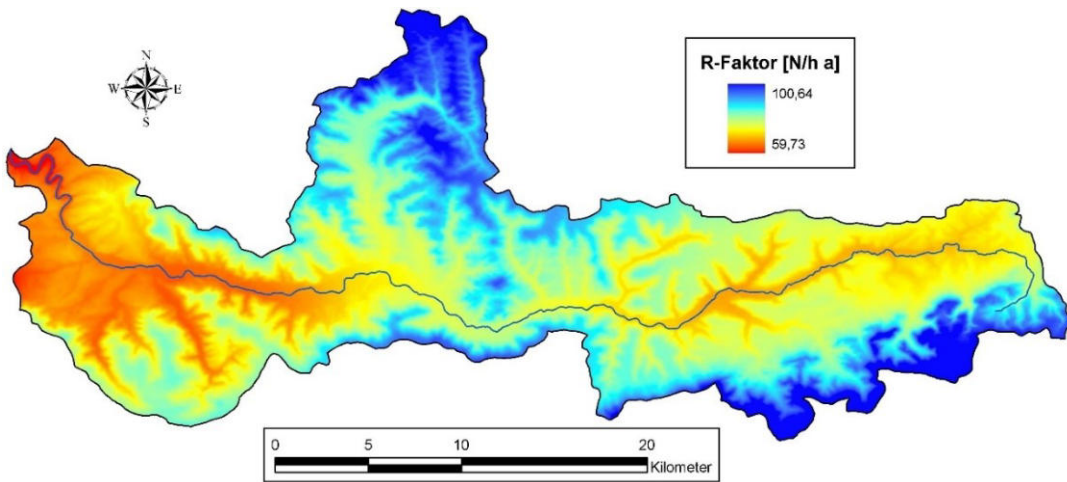


Abbildung A.3: R-Faktor im Rems-Einzugsgebiet (nach ROGLER & SCHWERTMANN 1981, Daten: DWD)

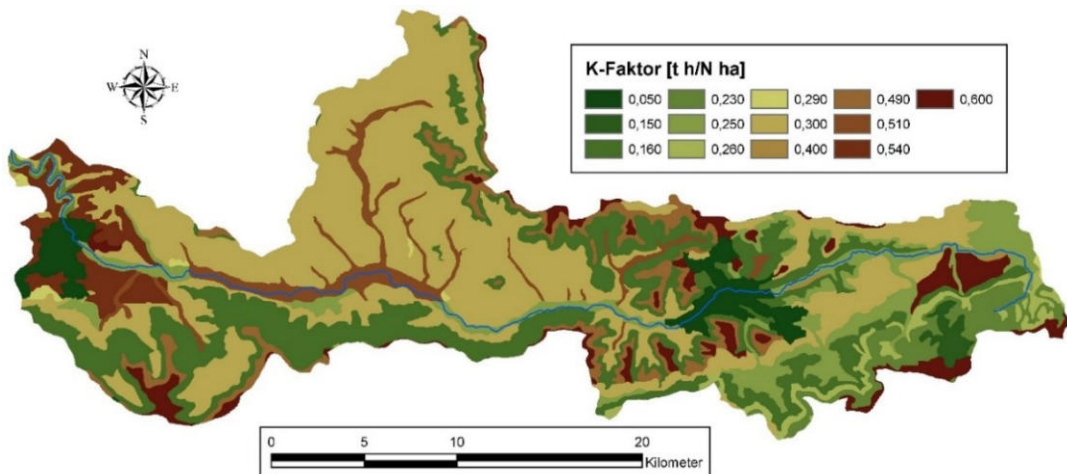


Abbildung A.4: K-Faktor im Rems-Einzugsgebiet (nach AUERSWALD 1986, Daten: BÜK200)

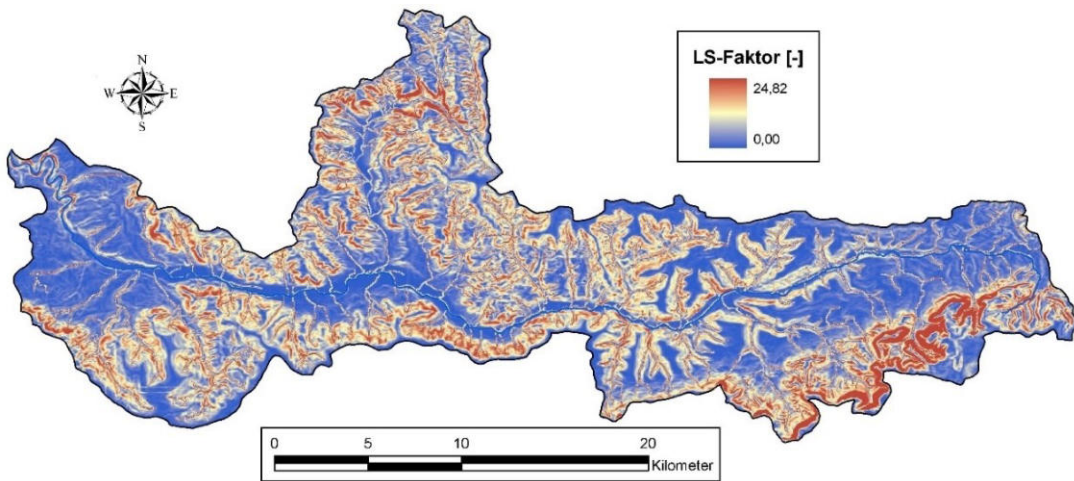


Abbildung A.5: LS-Faktor im Rems-Einzugsgebiet (nach MOORE & BURCH 1986b, mit MFD)

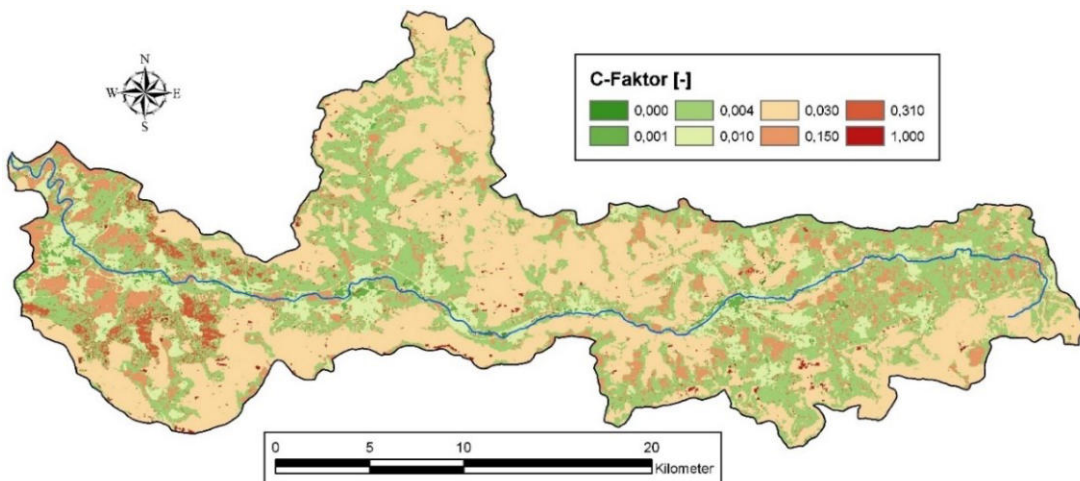


Abbildung A.6: C-Faktor im Rems-Einzugsgebiet (nach AUERSWALD & SCHMIDT 1986, Daten: LFU 2002)

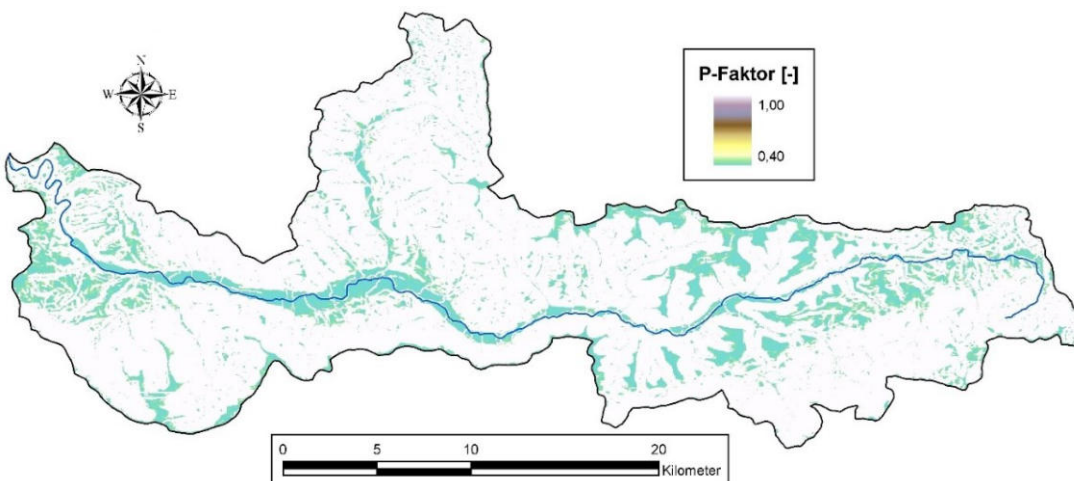


Abbildung A.7: P-Faktor im Rems-Einzugsgebiet (nach SCHWERTMANN et al. 1987, mit  $P_{hlk}$ )

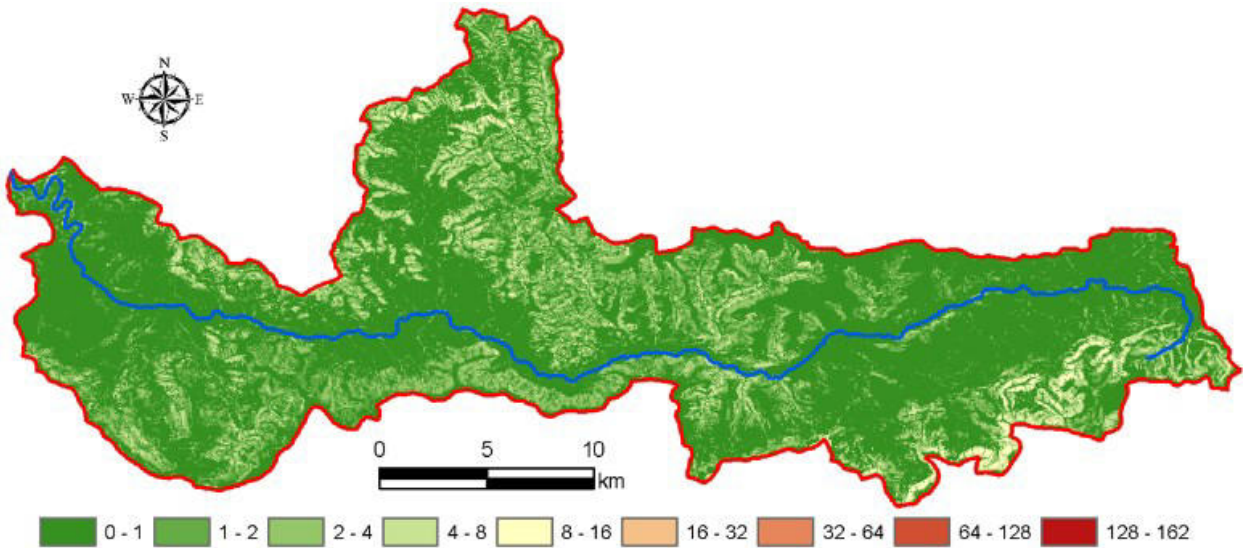


Abbildung A.8: Mittlerer jährlicher Bodenabtrag im Rems-Einzugsgebiet (konservierende Bearbeitung)

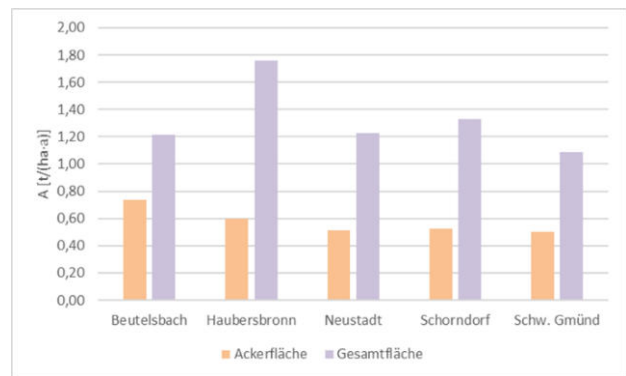
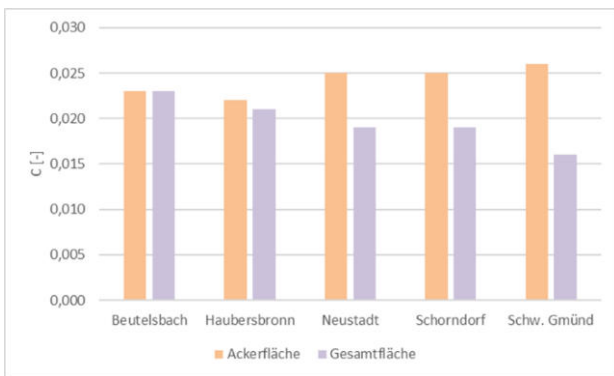


Abbildung A.9: C-Faktor der Pegel-Einzugsgebiete im Remsgebiet (konservierende Bearbeitung)

Abbildung A.10: Mittlerer jährlicher Bodenabtrag der Pegel-Einzugsgebiete (kons. Bearbeitung)

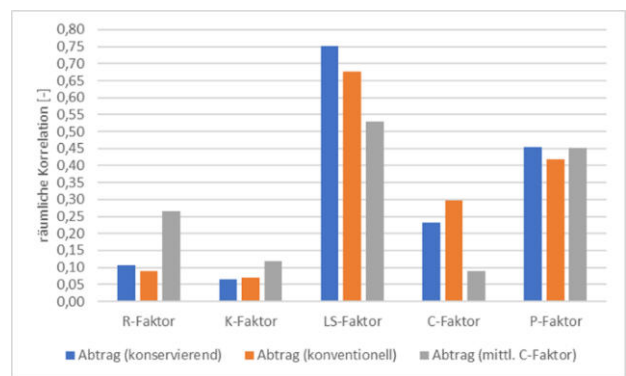
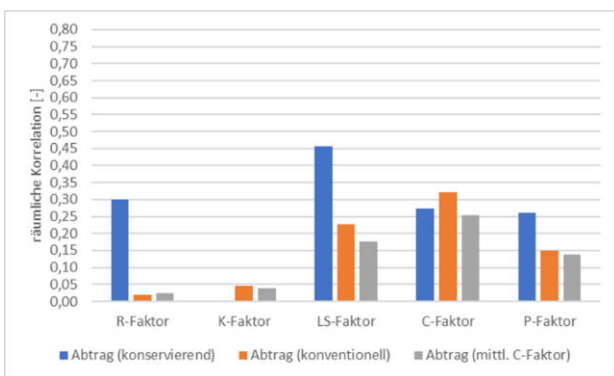


Abbildung A.11: Räumliche Korrelation von Bodenabtrag und Einzelfaktoren (Gesamtgebiet)

Abbildung A.12: Räumliche Korrelation von Bodenabtrag und Einzelfaktoren (Ackerfläche)

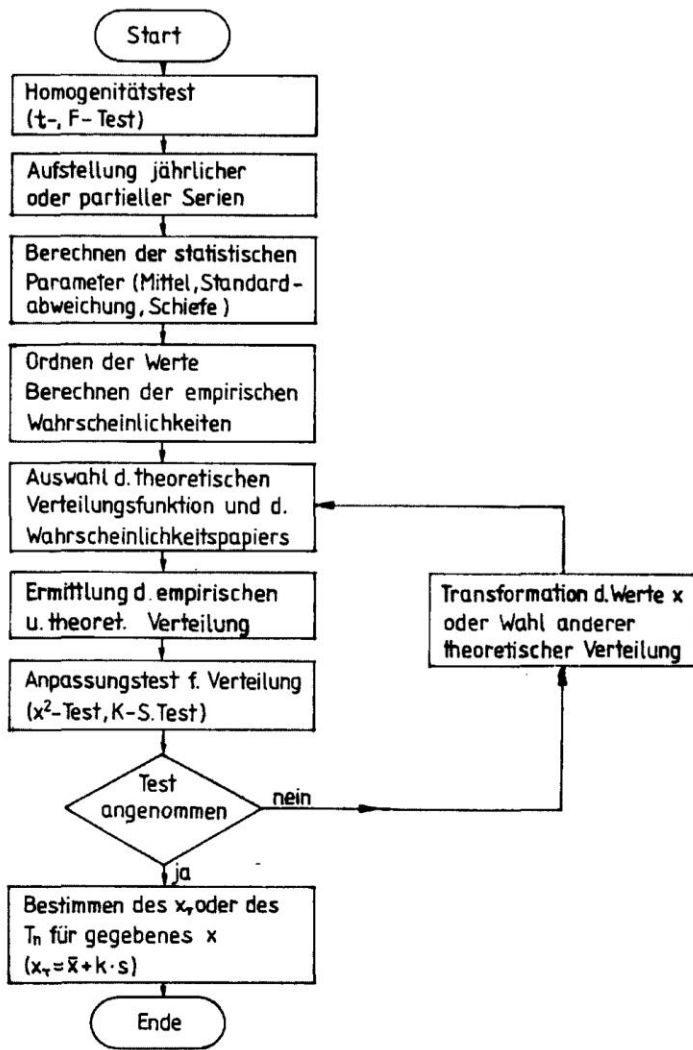


Abbildung A.13: Ablauf der Ermittlung von Hochwasserwahrscheinlichkeiten (nach MANIAK 2005, S. 135)

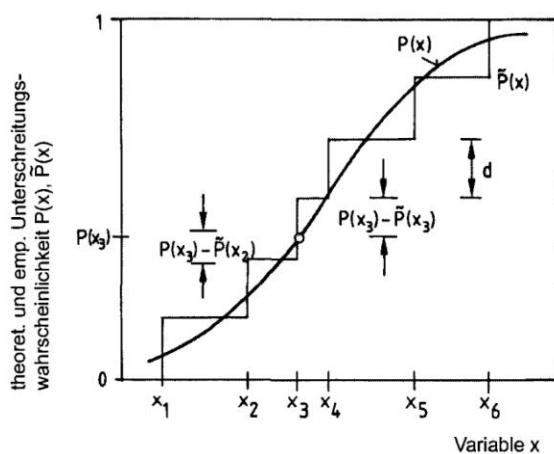


Abbildung A.14: Definition der Prüfgröße  $d$  beim KS-Test (nach MANIAK 2005, S. 154)

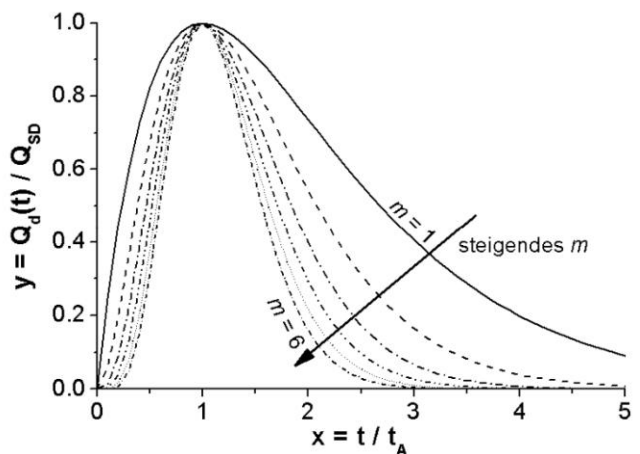


Abbildung A.15: Einfluss des Formparameters  $m$  auf die Kozeny-Ganglinie (nach KLEIN 2010, S. 56)

Tabelle 19: Ausgewählte Niederschlags- und Abflussereignisse am Pegel Schorndorf (Tageswerte)

Nr.	Datum	q <sub>p</sub> [m <sup>3</sup> /s]	Q <sub>D</sub> [mm]	GWL	N <sub>e</sub> [mm]	Ψ [-]	CN [-]	FFC [-]	P5 [mm]	VN21 [mm]
(1)	15.02.1990	131,7	39,6	NWZZF	83,7	0,47	81,2	1,00	23,5	19,3
2	18.06.1991	8,7	2,9	SWAZT	56,9	0,05	60,2	0,42	10,2	10,3
3	04.06.1992	22,3	9,6	SOZZF	74,7	0,13	62,0	0,69	7,6	8,2
4	21.12.1993	97,2	32,0	NWAAF	74,0	0,43	81,2	1,00	44,5	43,1
5	13.04.1994	170,6	48,7	XXZZF	97,8	0,50	80,0	1,00	14,3	17,5
6	20.07.1994	13,3	4,9	XXZZF	47,1	0,10	70,3	0,43	15,1	10,5
(7)	23.01.1995	26,7	25,6	SWZZF	58,1	0,44	85,0	1,00	4,8	14,6
8	08.07.1996	44,2	21,1	SWAZT	86,7	0,24	67,6	0,83	21,5	17,9
9	26.02.1997	59,0	19,2	SWZZF	57,2	0,34	80,7	0,95	0,9	12,8
10	22.06.1997	15,6	5,8	SWZZF	84,2	0,07	53,0	0,48	23,7	16,5
11	29.10.1998	155,6	47,4	SWZZF	116,5	0,41	71,7	1,00	46,6	26,5
(12)	20.02.1999	126,6	45,0	NWZAF	81,9	0,55	84,9	1,00	16,2	21,0
13	22.05.1999	24,0	10,4	XXZAF	47,4	0,22	78,0	0,82	3,2	17,5
(14)	18.12.1999	37,7	13,4	NWZAF	52,4	0,26	78,2	1,00	27,1	19,6
(15)	26.12.1999	31,7	18,0	SWZZF	41,6	0,43	88,5	1,00	8,5	29,2
(16)	31.01.2000	45,3	16,4	NWAAF	27,0	0,60	95,4	1,00	0,2	10,3
17	30.03.2000	52,5	23,7	XXZZF	55,2	0,53	85,2	1,00	5,0	11,0
18	22.03.2001	50,1	26,6	NWZZF	65,5	0,41	81,9	1,00	19,2	32,2
(19)	29.12.2001	88,4	29,9	NWZZF	53,0	0,57	90,2	1,00	31,3	22,0
20	25.02.2002	43,1	16,8	NWAZT	49,5	0,34	83,0	1,00	17,1	22,9
21	21.03.2002	146,6	68,8	NWAAF	139,2	0,49	73,5	0,87	0,0	2,4
22	12.05.2002	45,6	11,6	XXZZF	40,4	0,29	83,7	1,00	3,9	17,2
23	11.11.2002	46,2	16,8	NWZZF	52,5	0,32	81,3	1,00	36,6	30,1
24	08.10.2003	6,2	3,2	SWZZT	58,1	0,05	60,3	0,39	23,4	22,3
25	14.01.2004	88,5	34,3	SWZZF	77,8	0,44	80,8	1,00	29,3	25,7
26	07.05.2004	30,4	7,9	XXZZF	42,6	0,19	77,9	0,86	21,8	8,1

Tabelle 20: Ausgewählte Niederschlags- und Abflussereignisse am Pegel Schorndorf (Stundenwerte)

Nr.	Datum	q <sub>p</sub> [m <sup>3</sup> /s]	T <sub>a</sub> [a]	Q <sub>D</sub> [mm]	N <sub>e</sub> [mm]	I <sub>max</sub> [mm/h]	D <sub>N</sub> [h]	T <sub>A</sub> [h]	D <sub>Q</sub> [h]	T <sub>c</sub> [h]
2	18.06.1991	21,3	<2	1,3	38,8	2,12	55	20	43	2
3	04.06.1992	62,5	<2	3,2	38,9	5,97	18	5	16	7
4	21.12.1993	160,9	5	10,3	22,3	3,25	11	7	20	11
5	13.04.1994	202,2	10	32,6	49,8	3,54	32	17	37	6
6	20.07.1994	24,8	<2	1,0	50,0	6,77	28	7	11	3
8	08.07.1996	71,5	<2	7,6	56,9	5,02	23	11	27	12
9	26.02.1997	88,9	<2	8,4	35,4	4,21	25	19	26	10
10	22.06.1997	24,0	<2	3,3	38,9	3,54	31	17	37	9
11	29.10.1998	233,1	20	26,9	62,5	9,32	18	12	26	8
13	22.05.1999	62,5	<2	5,9	27,1	2,15	23	14	26	8
17	30.03.2000	111,1	2	8,8	41,1	2,63	30	22	33	7
18	22.03.2001	92,3	2	4,0	37,2	2,16	18	7	15	10
20	25.02.2002	92,3	2	6,3	12,8	1,24	18	11	21	11
21	21.03.2002	268,2	50	32,8	68,5	3,27	29	24	34	10
22	12.05.2002	96,5	2	5,7	31,2	2,88	19	11	21	9
23	11.11.2002	96,5	2	5,3	18,2	2,29	16	15	23	12
24	08.10.2003	7,1	<2	2,0	23,2	5,28	16	6	13	4
25	14.01.2004	172,7	10	14,3	32,0	5,53	16	13	23	15
26	07.05.2004	44,5	<2	5,2	27,8	1,62	30	28	40	16

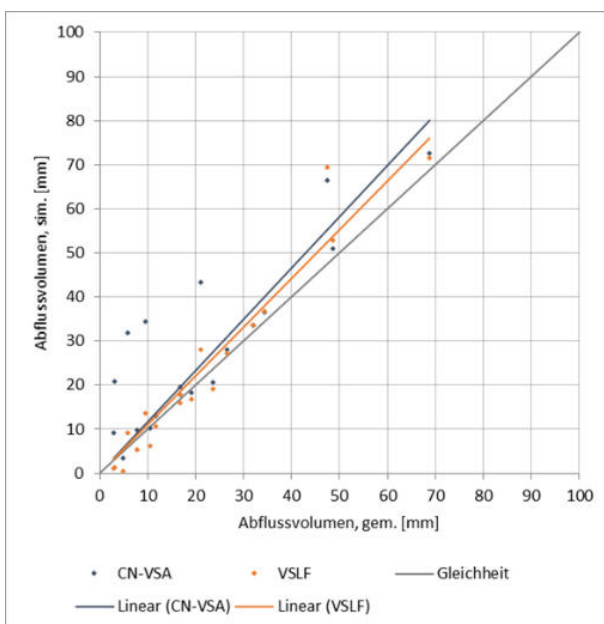
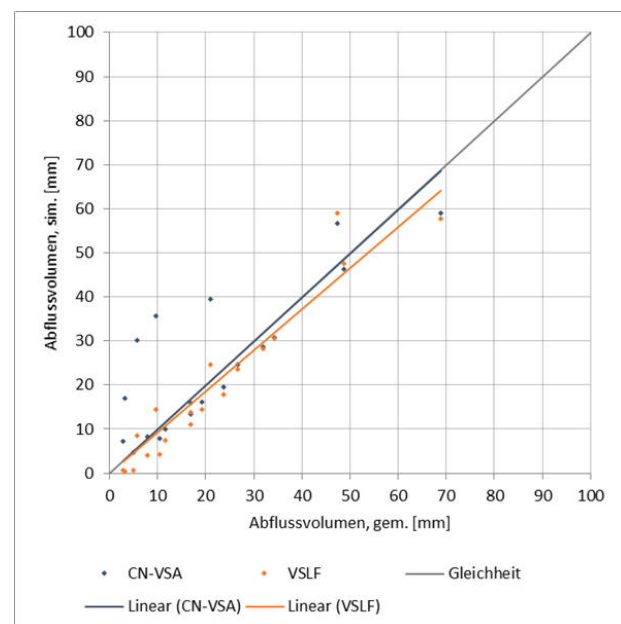


Tabelle 21: Gütemaße der Blockmodelle für das Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf ( $n = 19$ ) (b)

Verfahren	$\lambda$ [-]	ME [mm]	MRE [%]	RMSE [mm]	r [-]	NS E <sub>j</sub> [-]
SCS-CN (CN <sub>i</sub> )	0,20	7,3	-2,7	15,0	0,678	0,257
SCS-CN (CN <sub>i</sub> )	0,10	7,0	16,0	13,5	0,753	0,403
SCS-CN (CN <sub>i</sub> )	0,05	4,6	-2,8	11,8	0,781	0,541
SCS-CN (CN <sub>i</sub> )	0,03	3,23	-14,7	11,1	0,792	0,593
SCS-CN	0,20	14,6	74,9	19,9	0,631	-0,302
SCS-CN	0,10	10,2	46,6	15,5	0,743	0,209
SCS-CN	0,05	6,8	16,7	12,8	0,780	0,456
SCS-CN	0,03	5,21	2,29	11,8	0,793	0,538
CREAMS	0,20	13,6	71,5	19,3	0,614	-0,235
CREAMS	0,10	9,2	41,9	15,2	0,724	0,242
CREAMS	0,05	5,8	12,1	12,7	0,762	0,467
CREAMS	0,03	4,3	-2,2	11,8	0,776	0,540
EPIC	0,20	15,3	75,0	21,1	0,552	-0,470
EPIC	0,10	11,7	56,8	17,0	0,707	0,051
EPIC	0,05	8,3	28,4	14,1	0,755	0,341
EPIC	0,03	6,7	13,9	13,0	0,771	0,445

Tabelle 22: Gütemaße der Blockmodelle für variable Sättigungsflächen für den Pegel Schorndorf (b)

Verfahren	Index	ME [mm]	MRE [%]	RMSE [mm]	r [-]	NS E <sub>j</sub> [-]
CN-VSA	TI	-6,8	-88,1	11,6	0,856	0,554
CN-VSA	STI	-6,6	-87,4	11,6	0,862	0,559
CN-VSA	ETI	-3,1	-65,6	10,5	0,824	0,636
VSLF	TI	-1,3	6,3	6,0	0,971	0,882
VSLF	STI	-1,1	6,6	5,9	0,970	0,885
VSLF	ETI	2,2	21,4	5,3	0,962	0,906

Abbildung A.16: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – VSA (Blockmodell,  $A_f$  [%], TI)Abbildung A.17: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – VSA (Blockmodell,  $A_f$  [%], ETI)

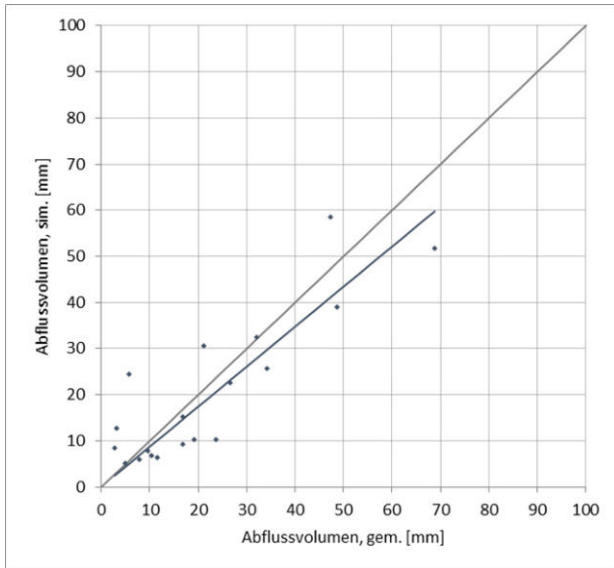


Abbildung A.18: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – KLEEBERG &amp; ØVERLAND (1989) (Blockm.)

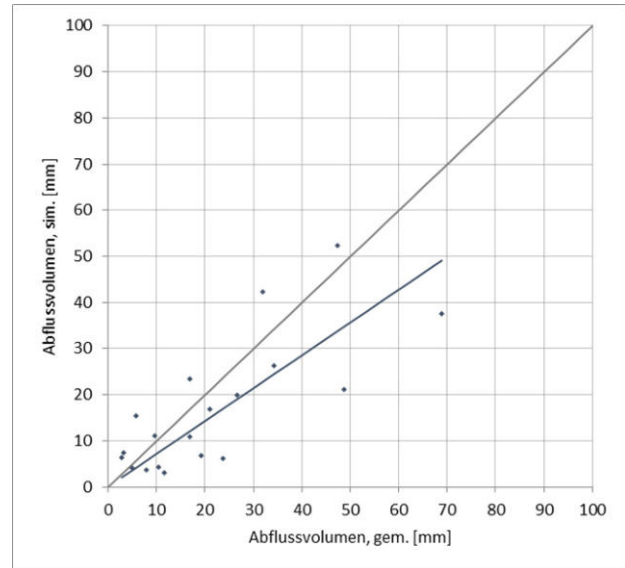


Abbildung A.19: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – ZAISS (1989) (Blockmodell)

Tabelle 23: Gütemaße der kalibrierten Blockmodelle für das Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf (b)

Verfahren	$\lambda$ [-]	$CN_{kal}$ [-]	ME [mm]	MRE [%]	RMSE [mm]	r [-]	NS $E_j$ [-]
SCS-CN	0,20	59,7	2,7	21,9	5,8	0,960	0,874
CREAMS	0,20	59,7	2,7	22,2	5,8	0,960	0,873
EPIC	0,20	55,6	4,2	35,6	7,2	0,953	0,806

Tabelle 24: Gütemaße der Detailmodelle für das Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf ( $n = 19$ ) (b)

Verfahren	$\lambda$ [-]	ME [mm]	MRE [%]	RMSE [mm]	r [-]	NS $E_j$ [-]
SCS-CN	0,20	-0,5	-46,7	10,8	0,791	0,616
SCS-CN	0,05	-0,8	-49,3	10,8	0,790	0,613
CREAMS	0,20	-0,2	-45,2	10,6	0,798	0,632
CREAMS	0,05	-0,5	-47,8	10,6	0,798	0,630
EPIC	0,20	0,6	-34,7	11,0	0,782	0,600
EPIC	0,05	0,3	-37,2	11,0	0,782	0,599

Tabelle 25: Gütemaße der Detailmodelle für das Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – EPIC

Verfahren	Index	ME [mm]	MRE [%]	RMSE [mm]	r [-]	NS $E_j$ [-]
TOPMODEL	TI	-6,2	-65,6	8,9	0,942	0,737
TOPMODEL	STI	-5,6	-63,2	8,5	0,939	0,760
TOPMODEL	ETI	-6,5	-72,9	9,3	0,936	0,717
FAMIGLIETTI & WOOD (1991)	TI	-5,2	-71,9	8,5	0,927	0,761
FAMIGLIETTI & WOOD (1991)	STI	-6,7	-85,5	9,8	0,921	0,685
FAMIGLIETTI & WOOD (1991)	ETI	-6,8	-86,3	9,8	0,921	0,683
$S_{bf}$ (semi-distributiv)	-	-6,8	-67,2	9,3	0,946	0,712
GOLF (1981)	-	-6,6	-66,6	9,2	0,945	0,719

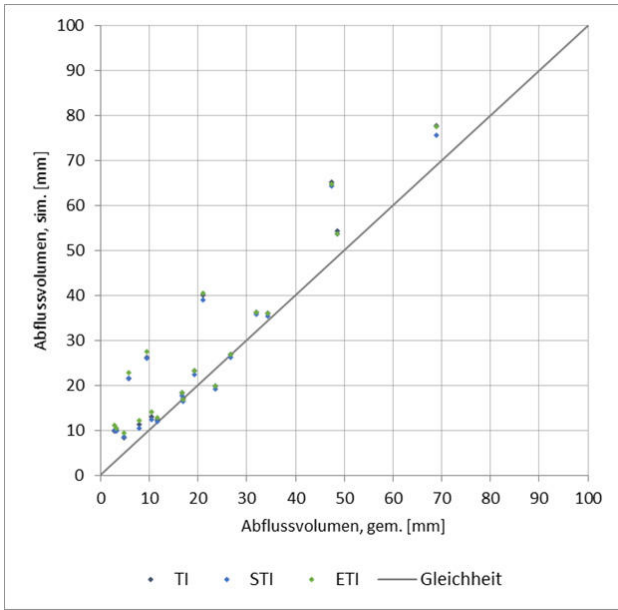


Abbildung A.20: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – EPIC (TOPMODEL, Detailmodell)

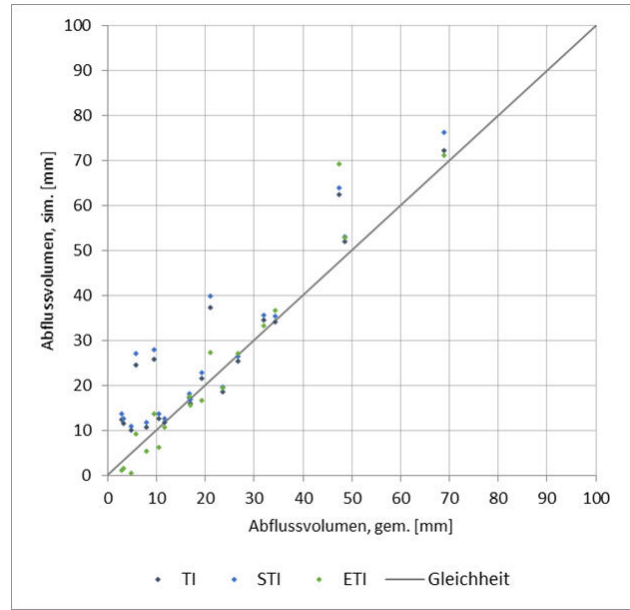


Abbildung A.21: Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – VSLF (Detailmodell)

Tabelle 26: Gütemaße der Detailmodelle für das Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – VSLF

Verfahren	Index	ME [mm]	MRE [%]	RMSE [mm]	r [-]	NS E <sub>j</sub> [-]
VSLF	TI	4,4	40,4	6,6	0,965	0,857
VSLF	STI	4,5	40,7	6,7	0,965	0,853
VSLF	ETI	4,3	40,1	6,5	0,965	0,860

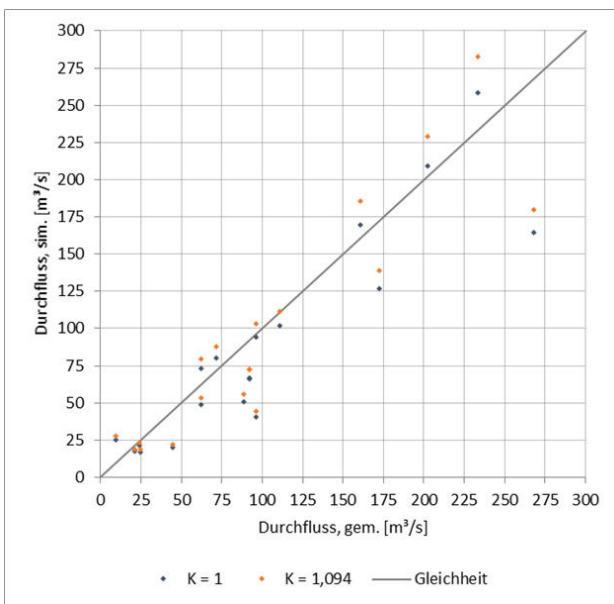


Abbildung A.22: Abflussscheitel am Pegel Schorndorf – SCS-TM (Messwerte als Stundenwerte)

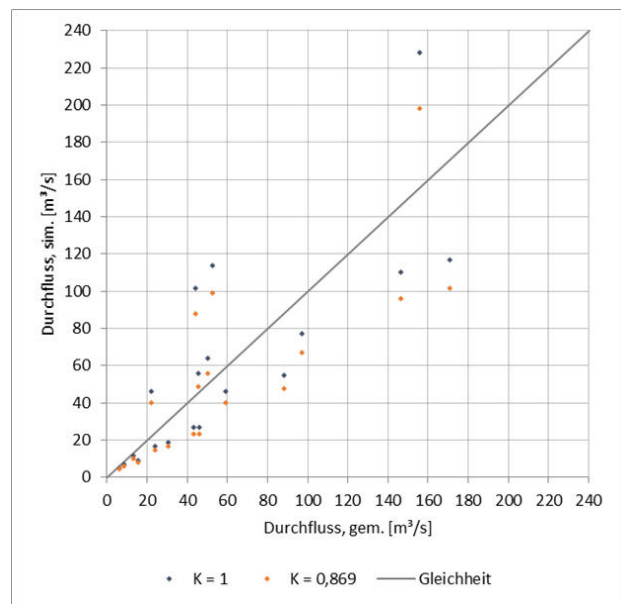


Abbildung A.23: Abflussscheitel am Pegel Schorndorf – SCS-TM (Messwerte als Tageswerte)



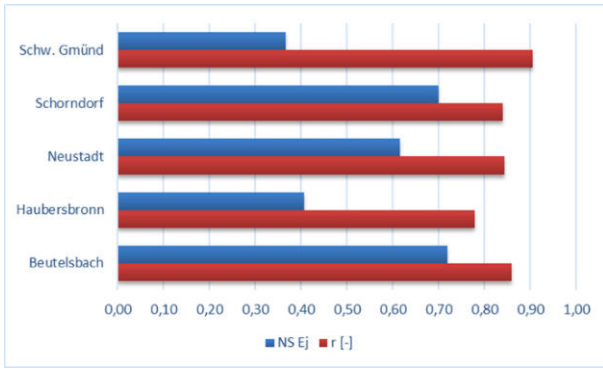


Abbildung A.24: Gütemaße für den Abflussscheitel im Rems-Einzugsgebiet – SCS-TM (Tageswerte)

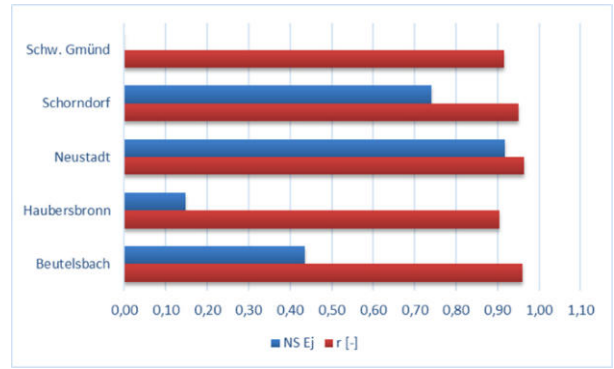


Abbildung A.25: Gütemaße für den Abflussscheitel im Rems-Einzugsgebiet – EPIC (Tageswerte)

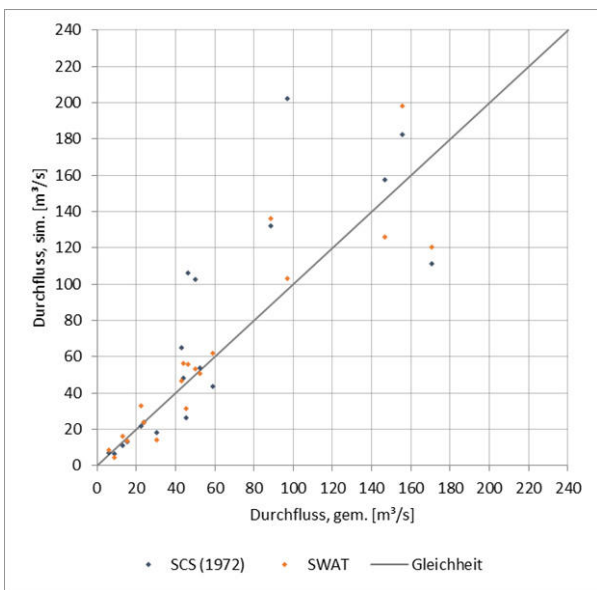


Abbildung A.26: Abflussscheitel am Pegel Schorndorf – SCS-TM (Blockmodell, Tageswerte)

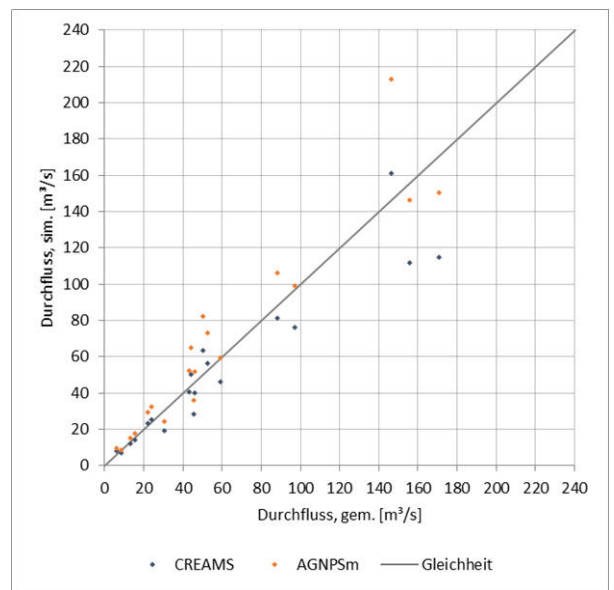


Abbildung A.27: Abflussscheitel am Pegel Schorndorf – CREAMS/AGNPS<sub>m</sub> (Blockmodell, Tageswerte)

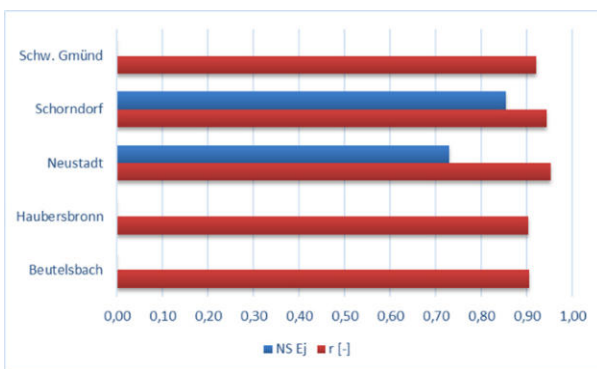


Abbildung A.28: Gütemaße für den Abflussscheitel im Rems-Einzugsgebiet – CREAMS (Tageswerte)

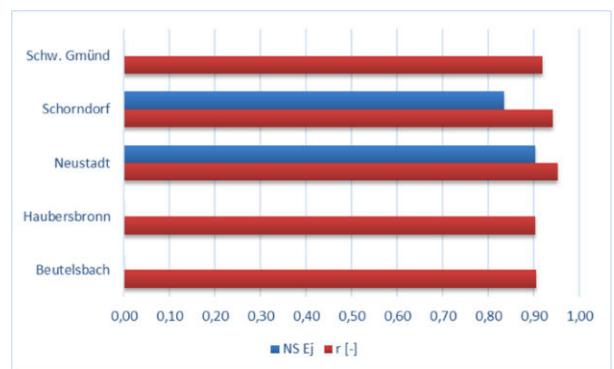


Abbildung A.29: Gütemaße für den Abflussscheitel im Rems-Einzugsgebiet – AGNPS<sub>m</sub> (Tageswerte)

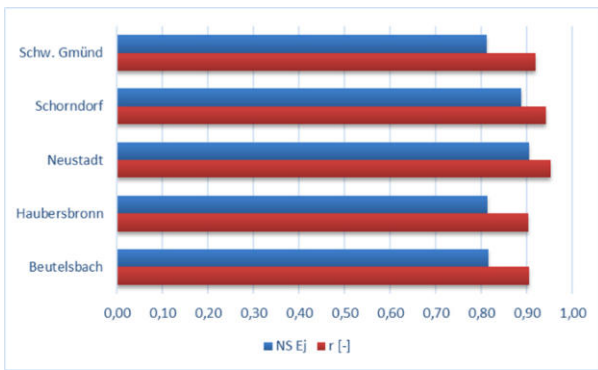


Abbildung A.30: Gütemaße für den Abflussscheitel im Remsgebiet – AGNPS<sub>m</sub> (Tageswerte, Optim.)

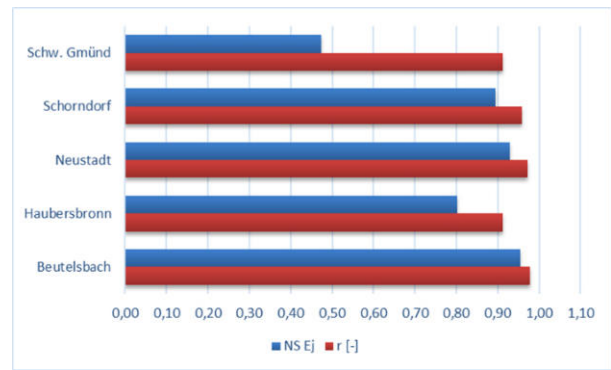


Abbildung A.31: Gütemaße für den Abflussscheitel im Remsgebiet – EPIC (Tageswerte, Optimierung)

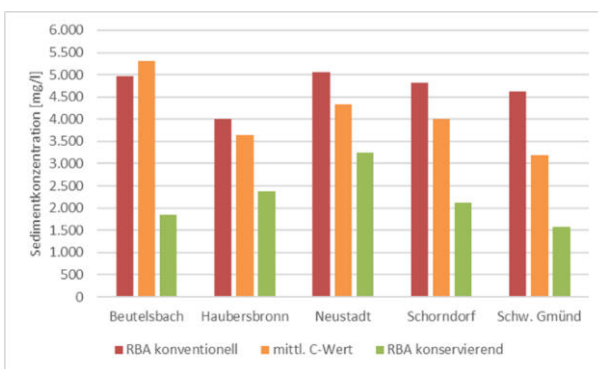


Abbildung A.32: Sedimentkonzentration im Remsgebiet – MUSLE (Blockmodell, Stundenwerte)

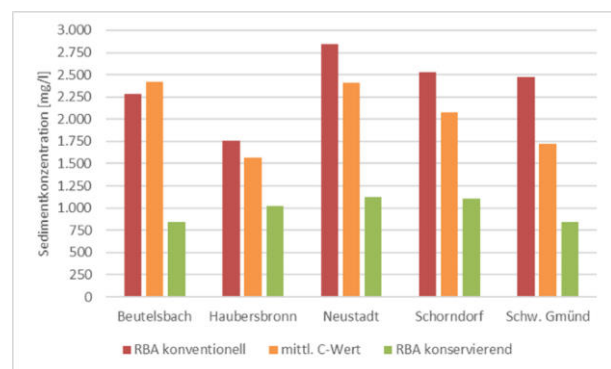


Abbildung A.33: Sedimentkonzentration im Remsgebiet – MUSLE (Blockmodell, Tageswerte)

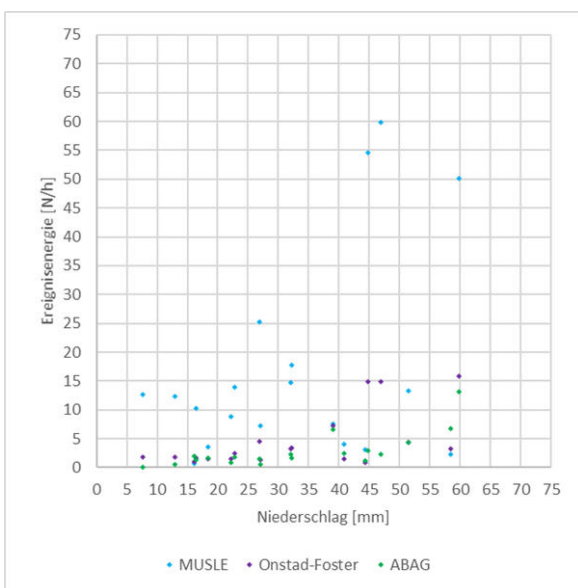


Abbildung A.34: Ereignisenergie für den Pegel Schorndorf (Blockmodell, Stundenwerte)

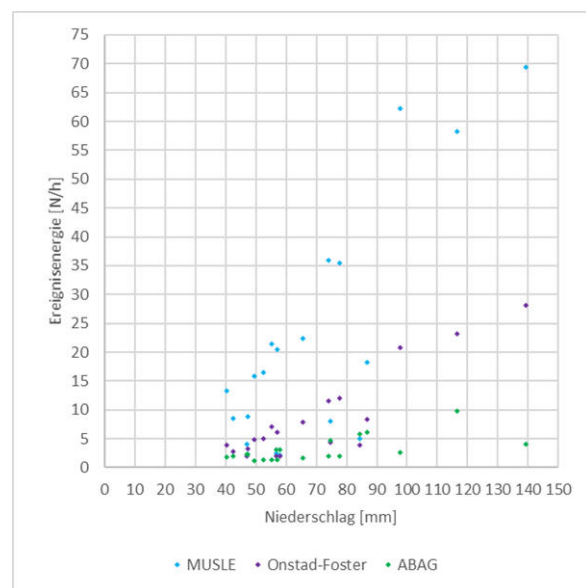


Abbildung A.35: Ereignisenergie für den Pegel Schorndorf (Blockmodell, Tageswerte)

Tabelle 27: Gütemaße für die Ereigniserosität für den Pegel Schorndorf (li. Stundenwerte, re. Tageswerte)

ME [N/h]	MRE	RMSE	r [-]	NS E <sub>j</sub>	Verfahren	ME [N/h]	MRE	RMSE	r [-]	NS E <sub>j</sub>
0,41	19,0	7,7	0,830	0,657	Optimierung	0,22	-77,3	11,2	0,531	0,266
-1,72	-67,8	11,8	0,961	0,193	CREAMS	-6,99	-343	45,5	0,887	-11,1
0,05	-2,7	3,6	0,961	0,923	CREAMS (opt.)	0,15	-21,1	6,1	0,887	0,782
0,35	19,6	4,0	0,962	0,907	EPIC	-2,45	-103	21,8	0,895	-1,76

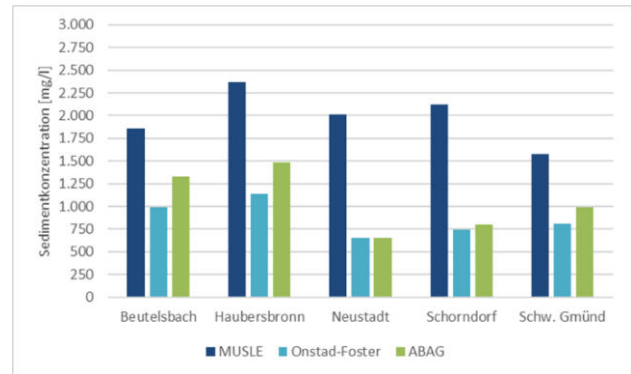
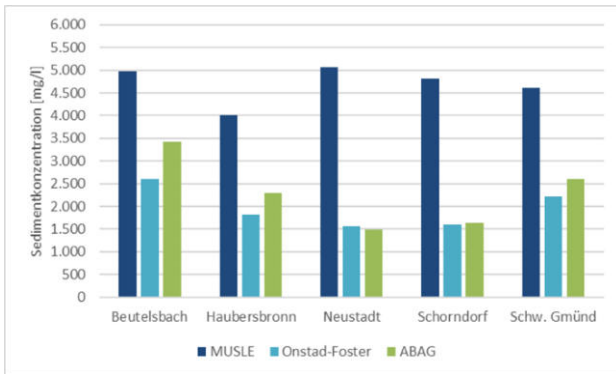


Abbildung A.36: Sedimentkonzentration im Remsgebiet – konv. (Blockmodell, Stundenwerte)

Abbildung A.37: Sedimentkonzentration im Remsgebiet – kons. (Blockmodell, Stundenwerte)

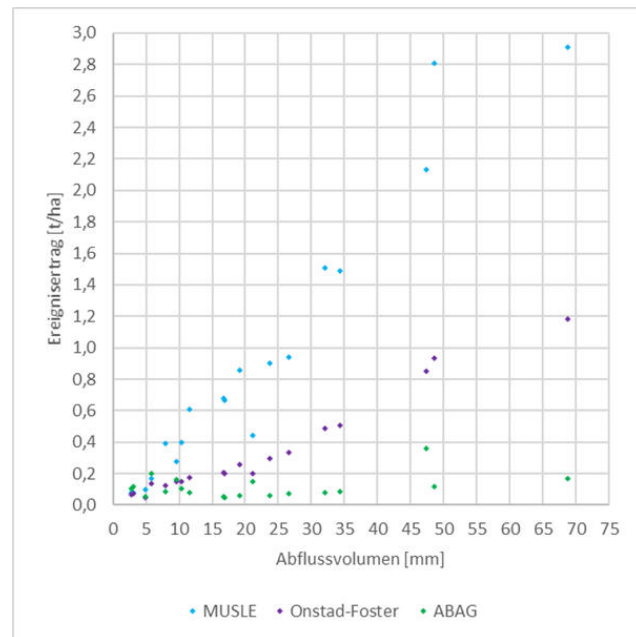
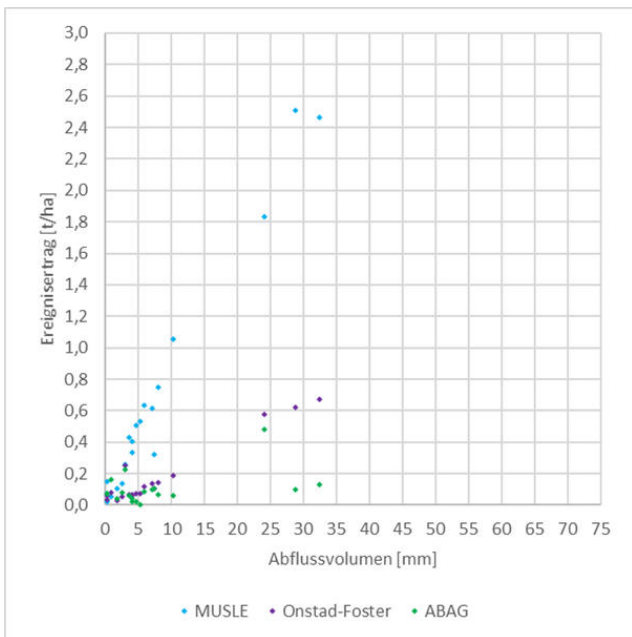


Abbildung A.38: Ereignisertrag und Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – konv. (Stundenwerte)

Abbildung A.39: Ereignisertrag und Abflussvolumen für den Pegel Schorndorf – kons. (Tagesw.)

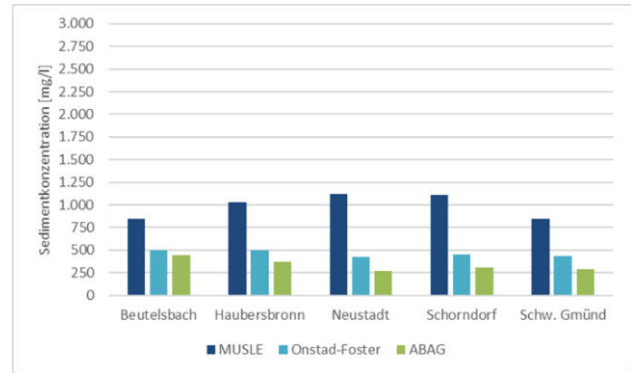
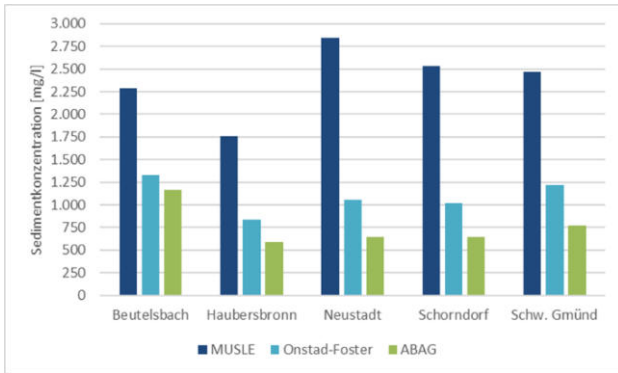


Abbildung A.40: Sedimentkonzentration im Remsgebiet – konv. (Blockmodell, Tageswerte)

Abbildung A.41: Sedimentkonzentration im Remsgebiet – kons. (Blockmodell, Tageswerte)

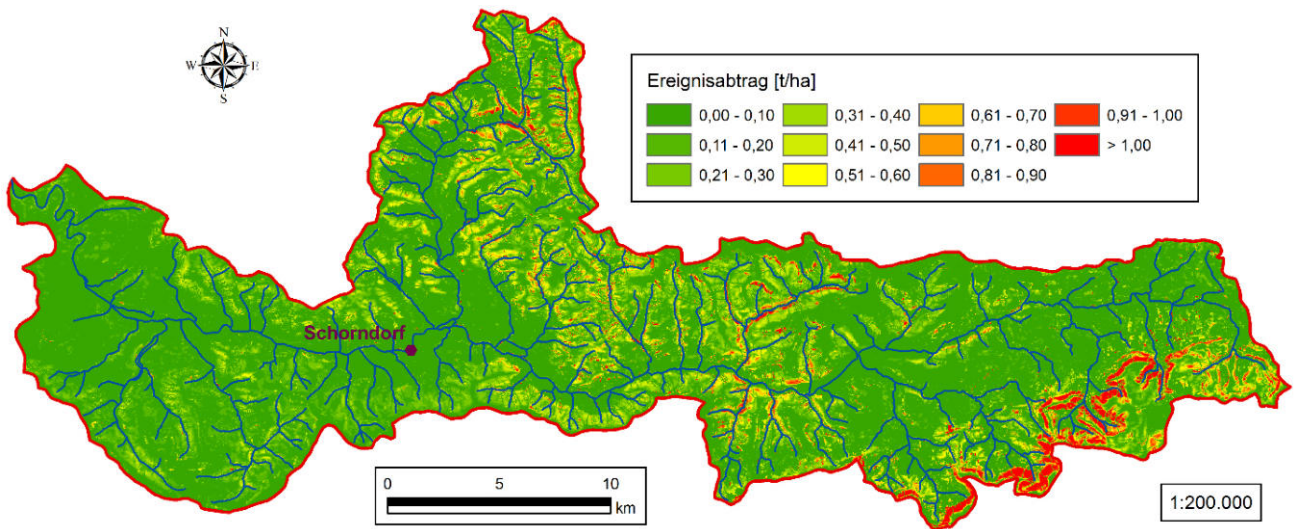


Abbildung A.42: Ereignisabtrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – USLE (konservierend)

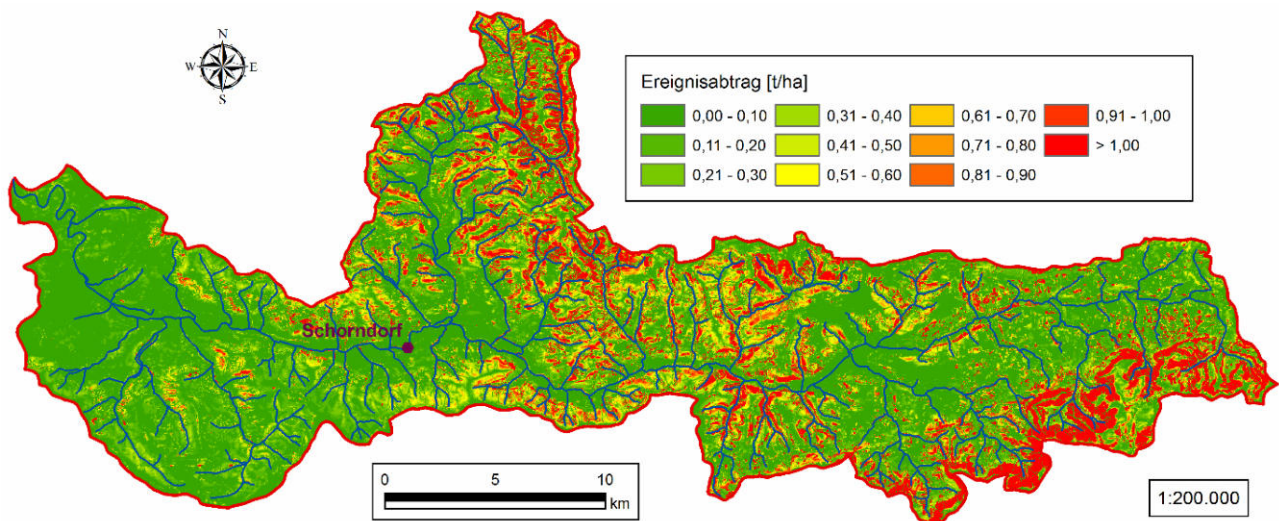


Abbildung A.43: Ereignisabtrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – OF (konservierend, EPIC)



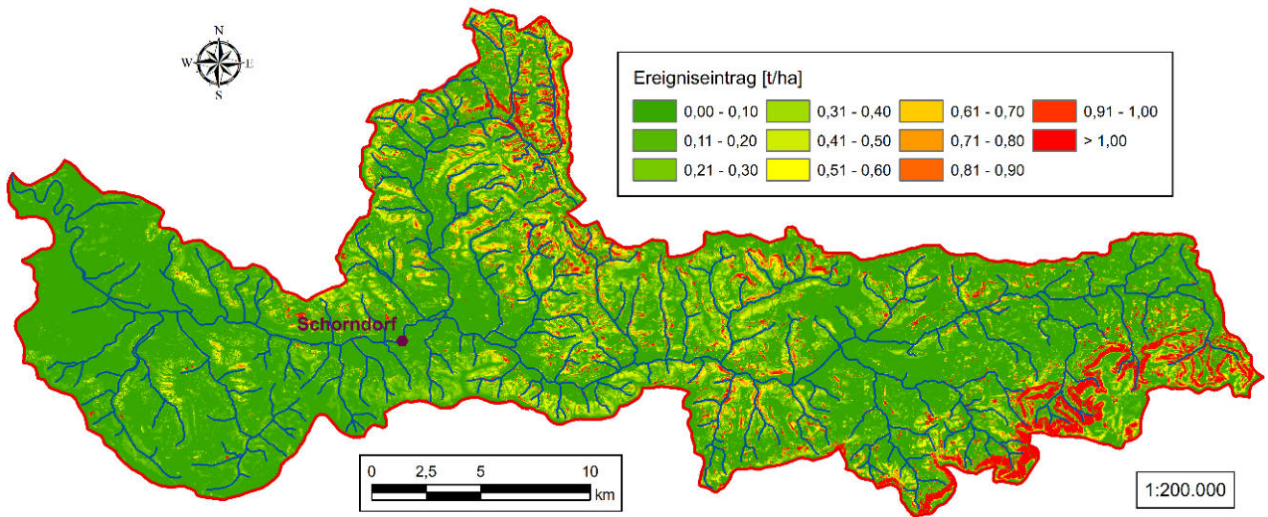


Abbildung A.44: Ereigniseintrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – MUSLE (konservierend, EPIC)

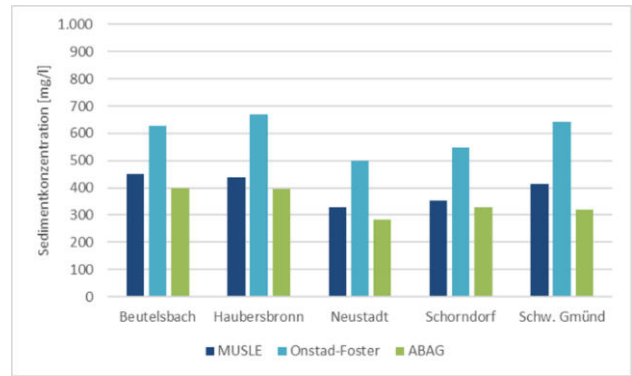
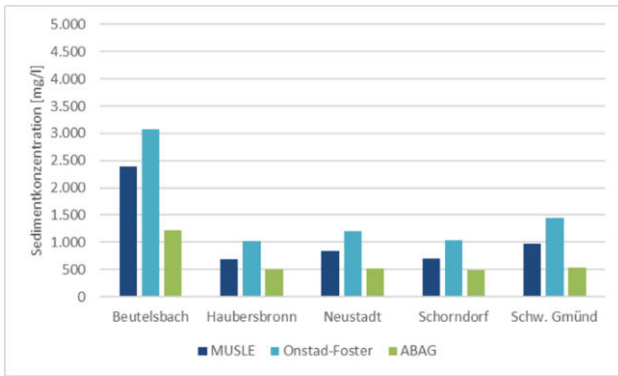


Abbildung A.45: Sedimentkonzentration im Remsgebiet – EPIC (Detailmodell, Tageswerte, konv.)

Abbildung A.46: Sedimentkonzentration im Remsgebiet – EPIC (Detailmodell, Tageswerte, kons.)

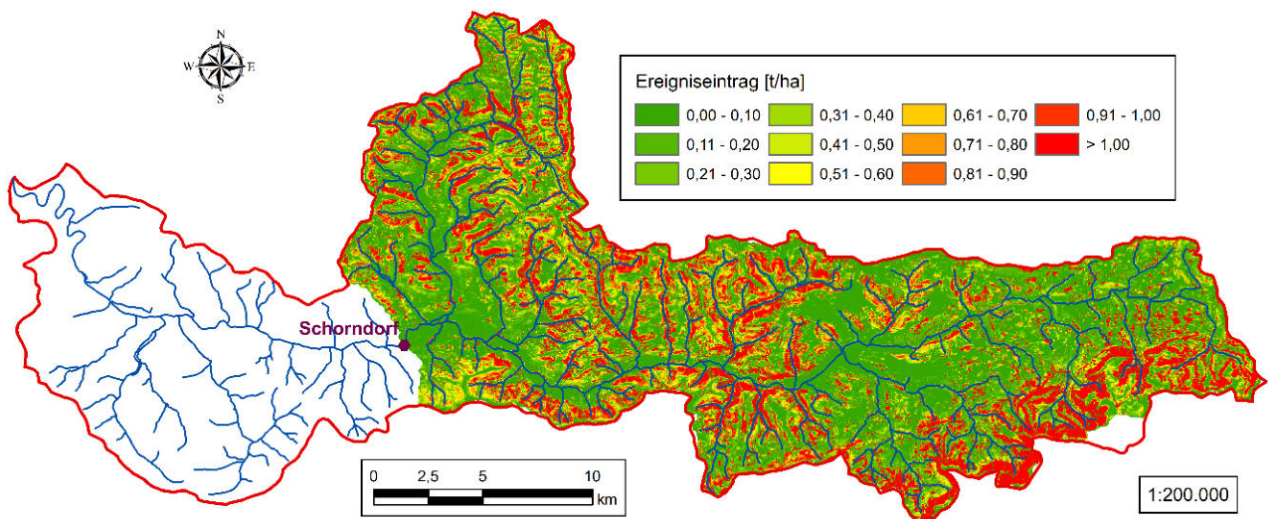


Abbildung A.47: Ereigniseintrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – OF (konservierend, EPIC-SM)

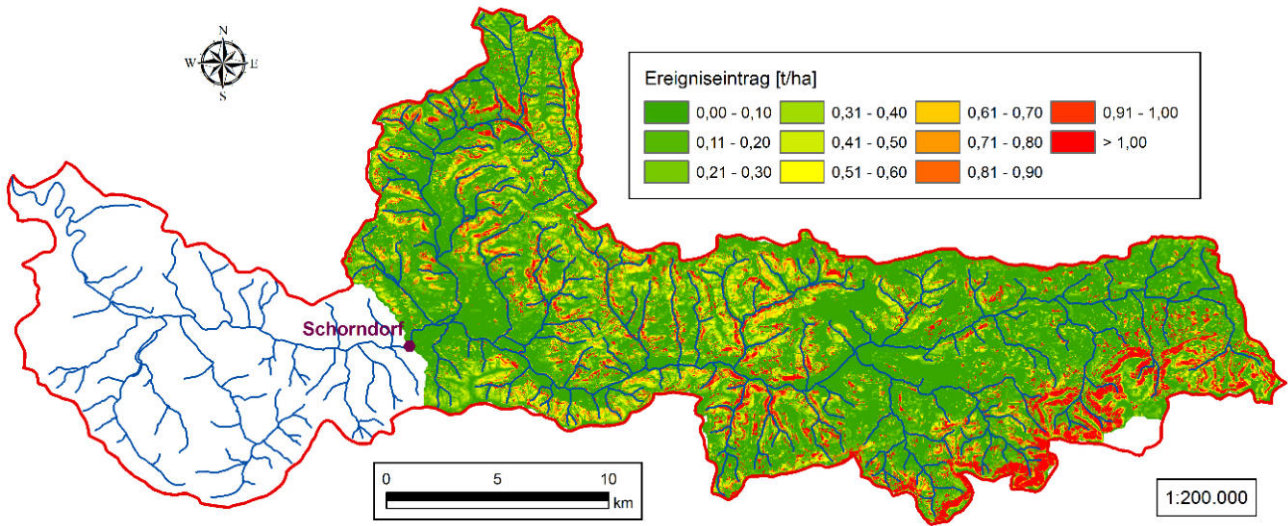


Abbildung A.48: Ereigniseintrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – MUSLE (konservierend, EPIC-SM)

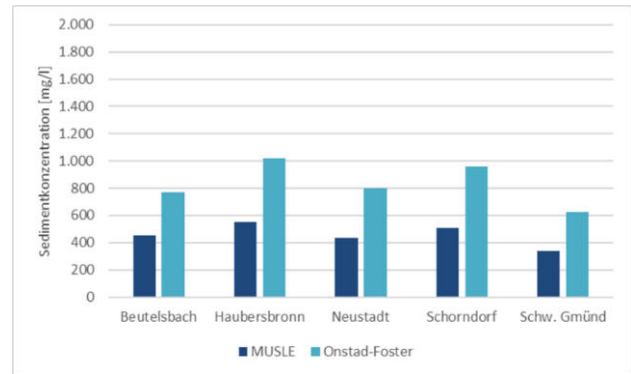
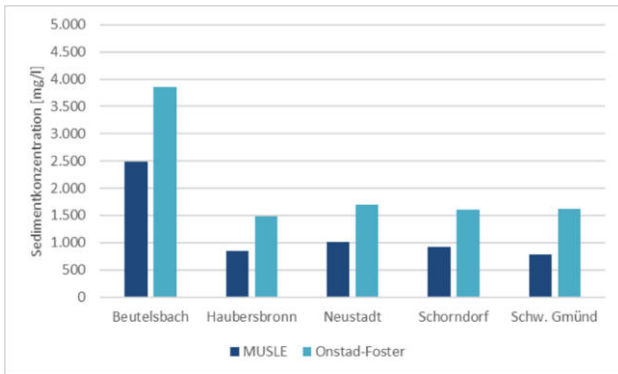


Abbildung A.49: Sedimentkonzentration im Remsgebiet – EPIC-SM (Detailm., Tageswerte, konv.)

Abbildung A.50: Sedimentkonzentration im Remsgebiet – EPIC-SM (Detailm., Tageswerte, kons.)

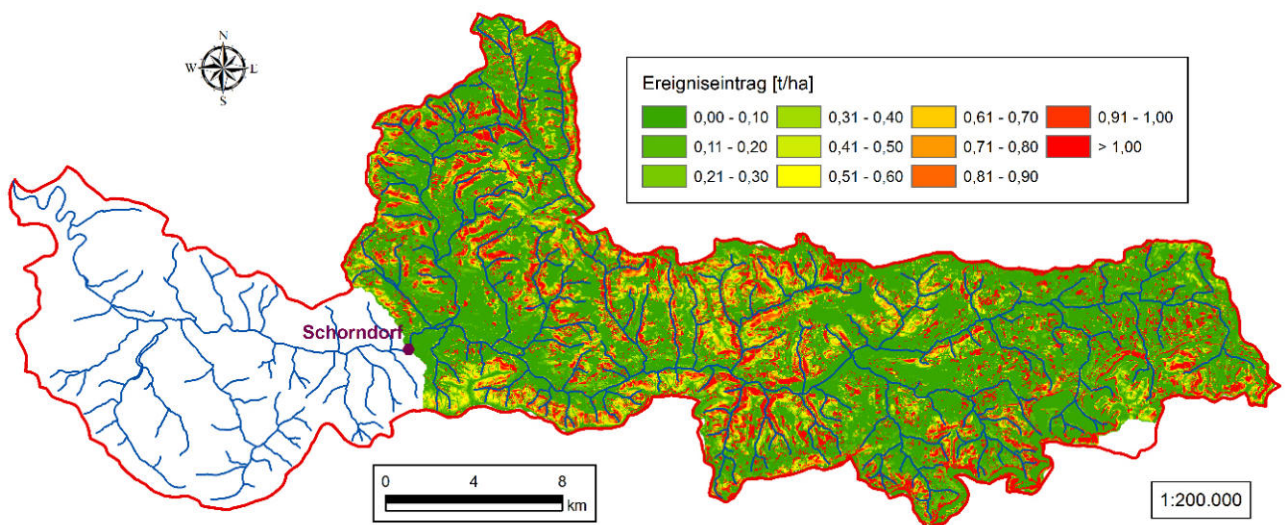


Abbildung A.51: Ereigniseintrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – MUSLE (konventionell, VSLF)



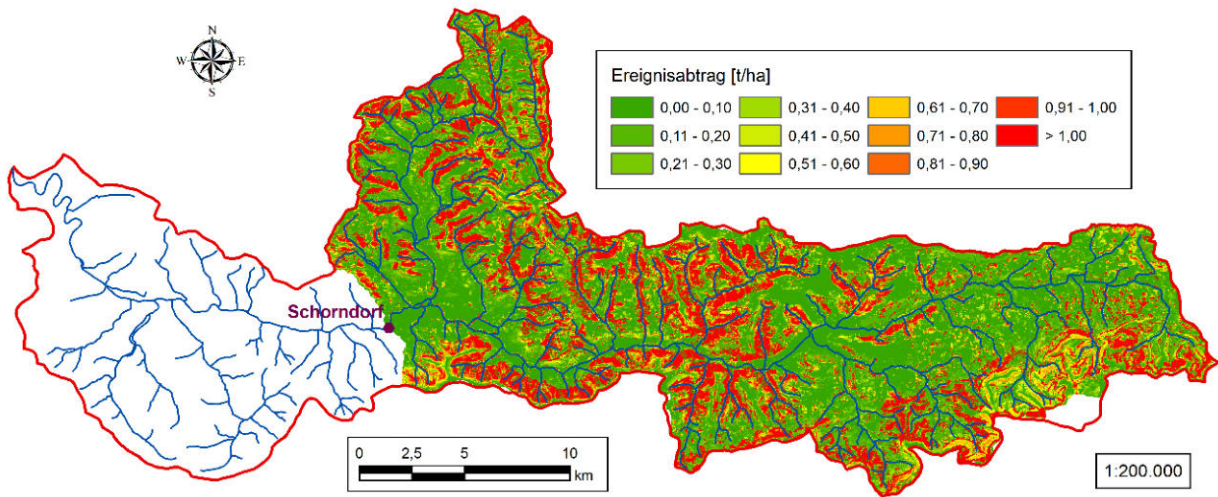


Abbildung A.52: Ereignisabtrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – OF (konservierend, VSLF)

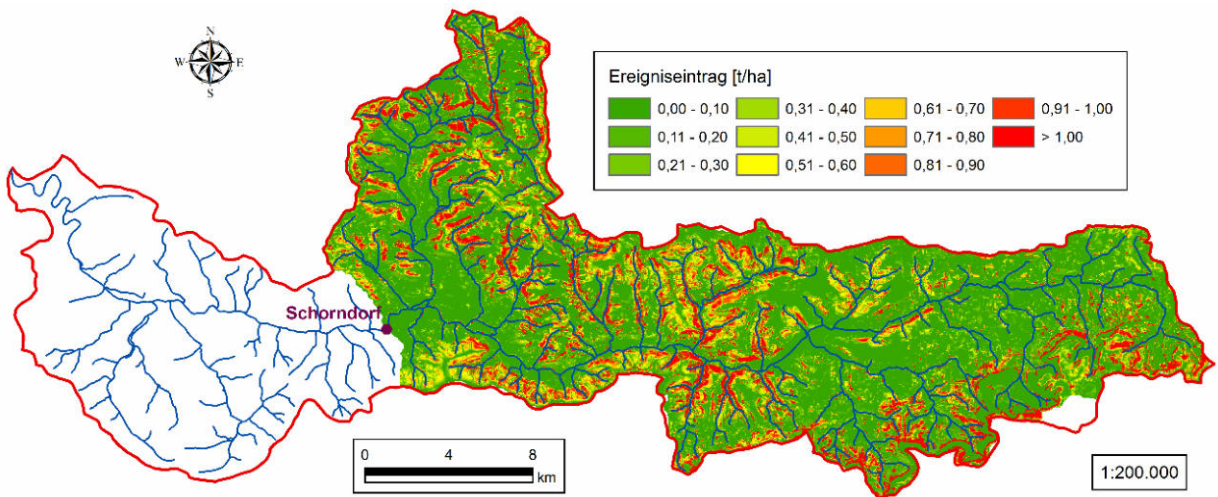


Abbildung A.53: Ereigniseintrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – MUSLE (konservierend, VSLF)

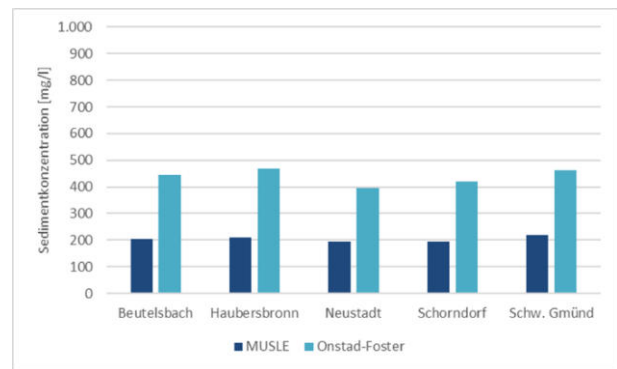
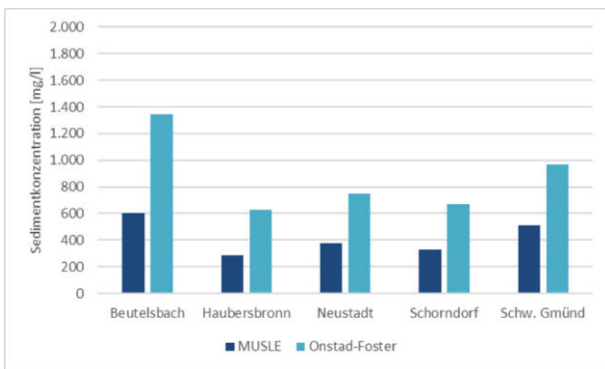


Abbildung A.54: Sedimentkonzentration im Remsgebiet – VSLF (Detailmodell, Tageswerte, konv.)

Abbildung A.55: Sedimentkonzentration im Remsgebiet – VSLF (Detailmodell, Tageswerte, kons.)

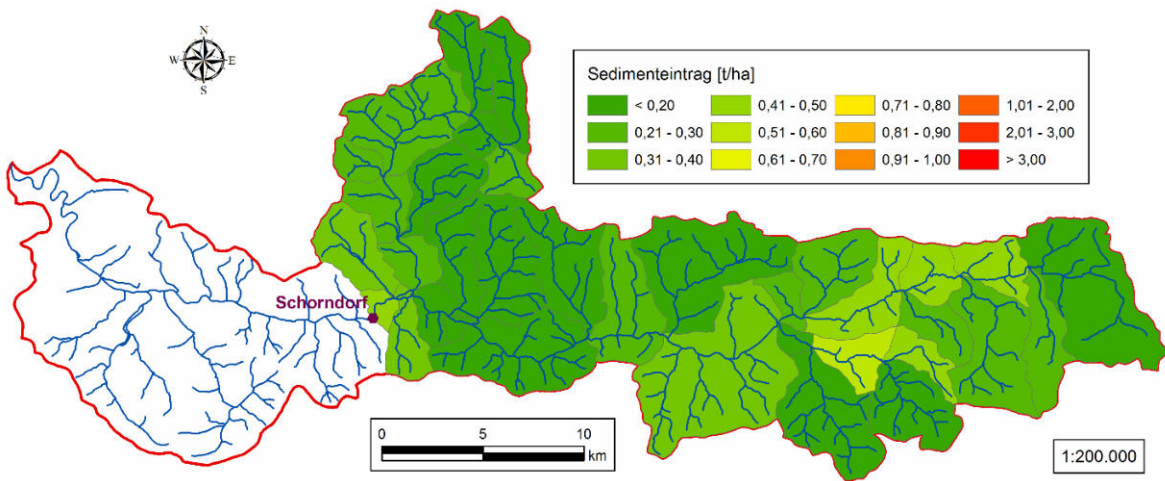


Abbildung A.56: Sedimenteintrag im Rems-Einzugsgebiet (22.06.1997) – MUSLE (konventionell, EPIC)

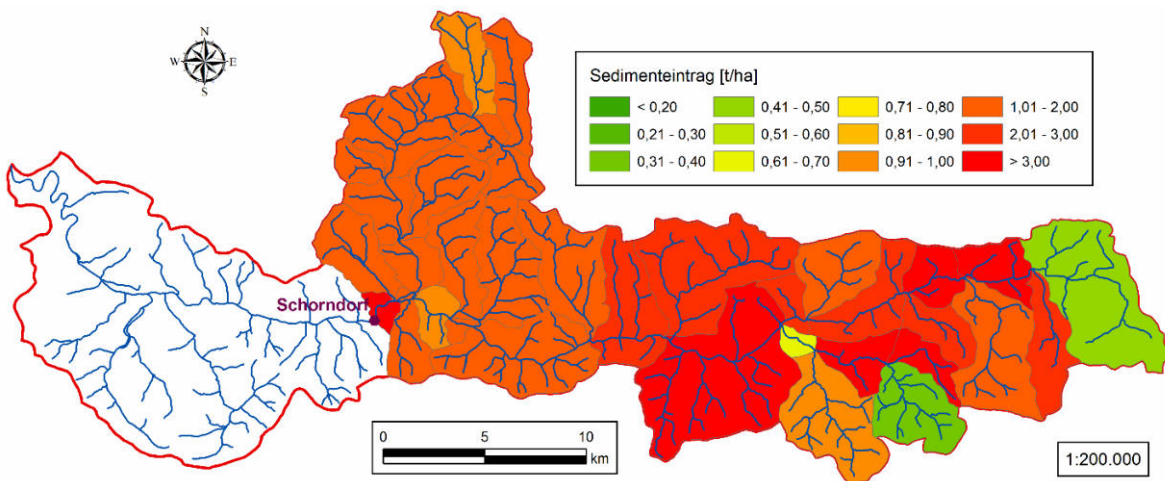


Abbildung A.57: Sedimenteintrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – MUSLE (konventionell, EPIC)

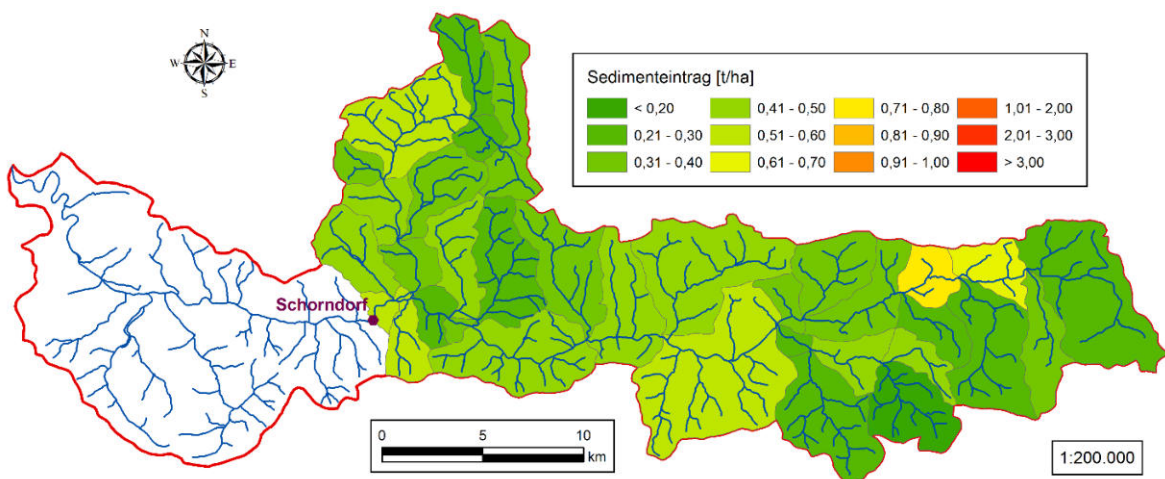


Abbildung A.58: Sedimenteintrag im Rems-Einzugsgebiet (22.06.1997) – MUSLE (konventionell, SCS-TM)



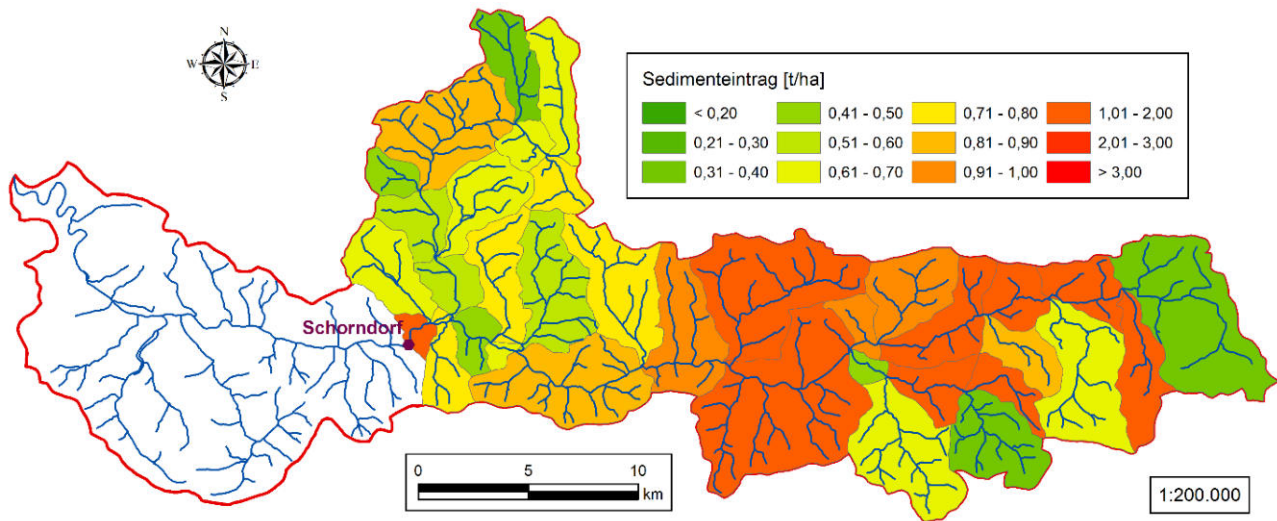


Abbildung A.59: Sedimenteintrag im Rems-Einzugsgebiet (29.10.1998) – MUSLE (konventionell, SCS-TM)

Tabelle 28: Ausgewählte Validierungsereignisse am Pegel Schorndorf (Tageswerte)

Nr.	Datum	$q_p$ [m <sup>3</sup> /s]	$Q_D$ [mm]	$N_e$ [mm]	$\Psi$ [-]	CN [-]	FFC [-]	P5 [mm]	VN21 [mm]
1	04.07.1980	24,3	9,4	39,0	0,24	71,1	0,71	40,7	26,3
2	08.07.1980	14,1	4,0	23,9	0,17	75,0	0,80	28,4	24,6
3	12.07.1980	24,7	15,0	51,9	0,29	80,7	0,95	26,3	29,2
4	27.05.1981	28,9	9,2	66,9	0,14	70,3	0,69	1,3	7,0
(5)	20.05.1982	4,7	1,5	16,6	0,09	n.b.	n.b.	0,3	7,5
(6)	24.07.1982	6,5	3,4	45,4	0,07	n.b.	n.b.	3,8	6,4
7	25.05.1983	62,8	27,5	91,0	0,30	81,7	0,98	6,9	10,9
8	31.05.1984	25,5	6,7	27,1	0,25	81,0	0,96	21,3	27,0
9	06.06.1984	101,6	24,9	68,9	0,36	82,2	1,00	9,2	22,9
10	29.05.1985	42,6	13,7	53,9	0,25	81,0	0,96	11,9	21,2
(11)	07.07.1985	6,6	2,0	6,6	0,30	n.b.	n.b.	15,3	10,7
12	08.06.1986	36,2	8,6	27,1	0,32	81,9	0,99	34,1	28,7
13	18.06.1986	32,3	6,7	32,2	0,21	82,2	1,00	0,9	11,2
14	02.07.1987	30,8	6,4	20,8	0,31	82,0	0,99	7,3	14,4
(15)	04.07.1987	13,6	3,6	6,4	0,57	n.b.	n.b.	21,0	26,2
16	04.08.1987	41,4	14,5	55,9	0,26	82,2	1,00	17,1	19,7
17	06.06.1988	18,3	7,2	65,3	0,11	73,5	0,76	21,1	17,1
18	12.06.1988	21,2	4,8	23,3	0,21	82,2	1,00	18,4	21,0
19	03.08.1988	15,7	4,0	34,5	0,11	82,2	1,00	8,2	15,3
20	11.07.1989	15,4	3,9	43,1	0,09	59,7	0,44	30,7	18,7

Tabelle 29: Ausgewählte Validierungsereignisse am Pegel Schorndorf (Stundenwerte)

Nr.	Datum	$q_p$ [m <sup>3</sup> /s]	$T_a$ [a]	$Q_D$ [mm]	$N_e$ [mm]	$I_{max}$ [mm/h]	$D_N$ [h]	$T_A$ [h]	$D_Q$ [h]	$T_C$ [h]
1	04.07.1980	40,1	<2	1,5	1,4	1,42	1	5	15	16
2	08.07.1980	33,0	<2	1,6	11,3	4,60	4	7	18	16
3	12.07.1980	35,8	<2	2,1	18,3	2,26	22	17	28	14
4	27.05.1981	48,0	<2	3,6	22,2	6,13	15	13	24	14
5	25.05.1983	108,7	>2	8,9	34,2	4,13	21	10	26	8
6	31.05.1984	42,2	<2	3,3	18,0	1,87	15	15	33	22
7	06.06.1984	163,9	>5	17,2	35,3	4,72	15	13	32	22
8	29.05.1985	49,9	<2	2,8	35,4	3,84	26	12	19	2
9	08.06.1986	71,5	<2	5,5	9,2	2,00	14	12	26	19
10	18.06.1986	106,9	>2	4,1	12,5	10,7	2	4	13	12
11	02.07.1987	94,7	>2	3,6	4,7	2,62	1	6	14	15
12	04.08.1987	89,9	2	4,3	15,4	4,76	5	9	18	13
13	06.06.1988	43,1	<2	2,7	27,2	3,14	25	12	26	8
14	12.06.1988	56,8	<2	2,8	17,9	8,26	3	6	19	13
15	03.08.1988	31,0	<2	2,5	31,0	6,43	9	10	25	16
16	11.07.1989	44,5	<2	2,2	51,5	14,9	12	9	18	13

Tabelle 30: Charakteristische Sommer-Niederschlagsereignisse für den Pegel Schorndorf (Stundenwerte)

Nr.	Datum	GWL	$N_e$ [mm]	$I_{max}$ [mm/h]	$D_N$ [h]	$\alpha_{0,5}$ [h]
1	27.07.1988	SWAZT	28,8	9,1	5	0,16
2	24.05.1990	SWAAF	31,3	7,2	13	0,11
4	30.05.2000	SWAZT	28,4	3,6	24	0,06
6	26.07.2010	XXAZT	32,6	10,4	24	0,16
7	24.07.1982	XXZAF	31,8	11,7	8	0,18
8	11.08.1986	SWZAF	28,3	8,4	18	0,15
9	04.06.2008	XXZAF	39,1	7,4	20	0,09
10	11.08.2008	SWAAF	27,6	5,5	20	0,10
11	17.06.2010	XXZAT	43,0	5,2	19	0,06
12	25.05.1983	SOZZF	34,2	4,13	21	0,06
13	06.06.1984	XXZZF	35,3	4,72	15	0,07
14	03.08.1988	NWAZT	31,0	6,43	9	0,10
15	11.07.1989	SWAZF	51,5	14,9	12	0,14

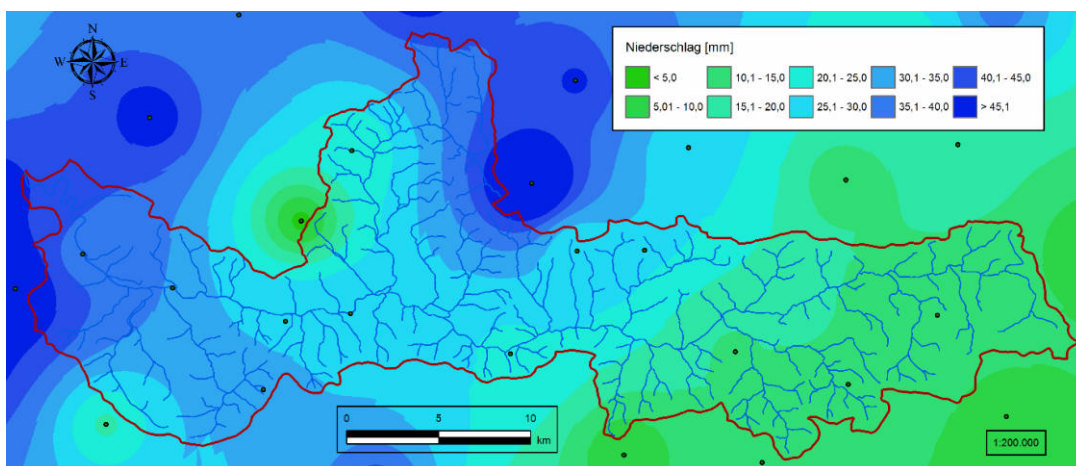


Abbildung A.60: Räumliches Niederschlagsmuster für das Ereignis Nr. 2 (Tageswerte, Daten: DWD)

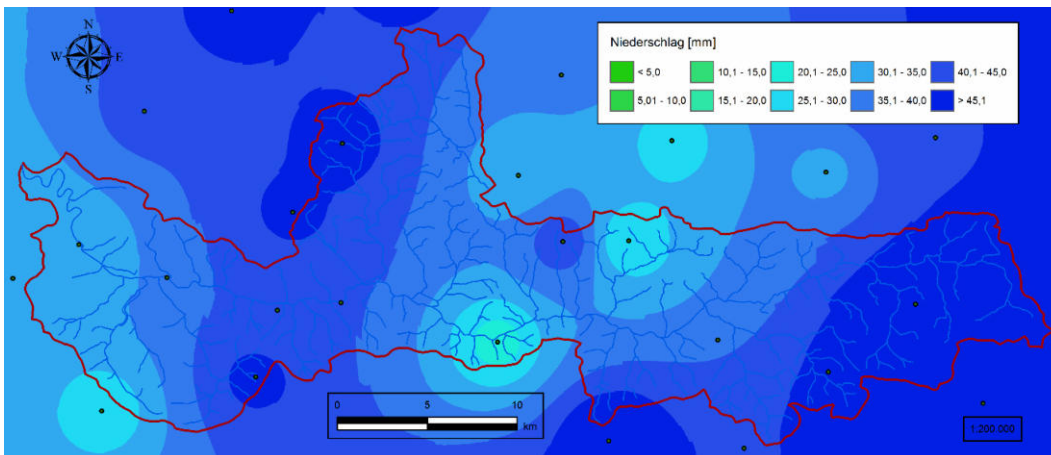


Abbildung A.61: Räumliches Niederschlagsmuster für das Ereignis Nr. 7 (Tageswerte, Daten: DWD)

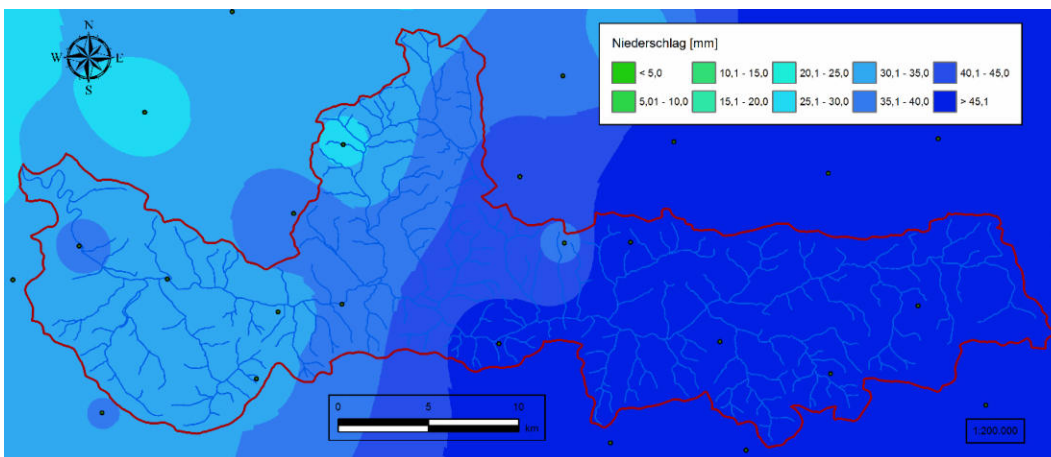


Abbildung A.62: Räumliches Niederschlagsmuster für das Ereignis Nr. 8 (Tageswerte, Daten: DWD)

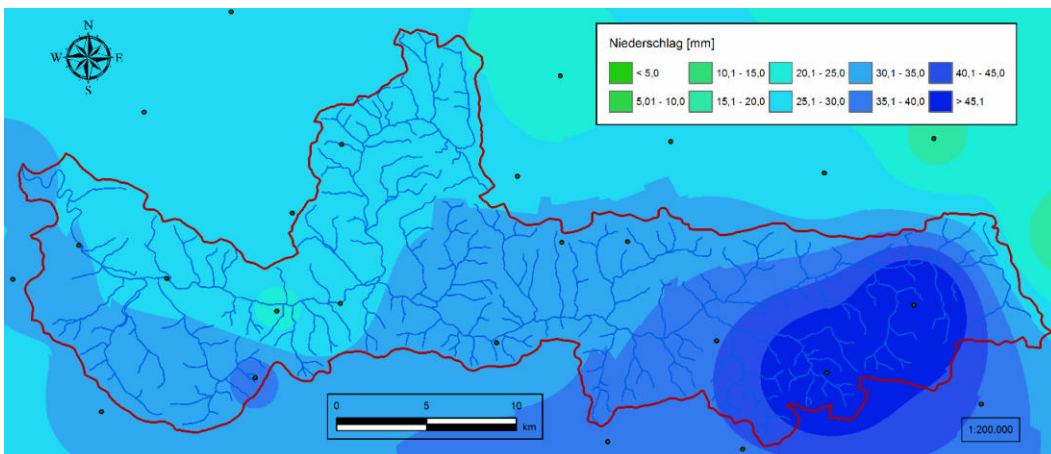


Abbildung A.63: Räumliches Niederschlagsmuster für das Ereignis Nr. 9 (Tageswerte, Daten: DWD)

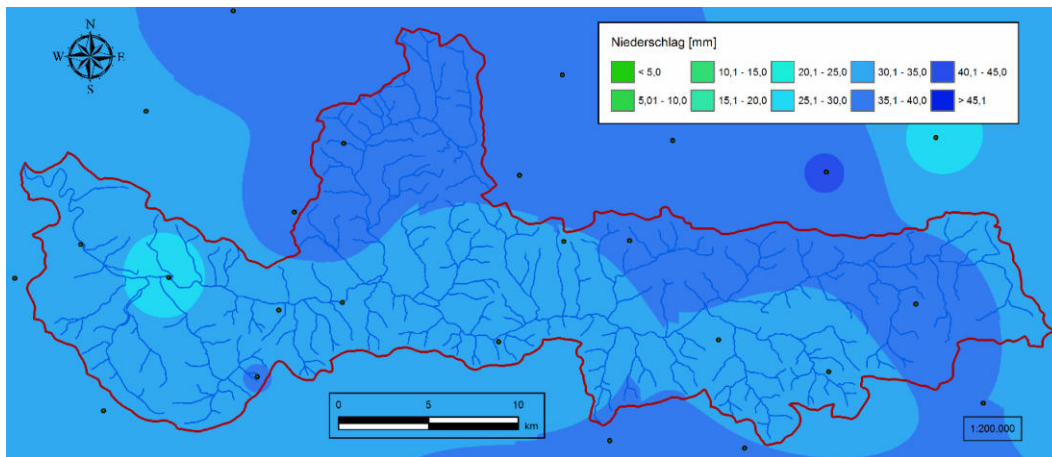


Abbildung A.64: Räumliches Niederschlagsmuster für das Ereignis Nr. 10 (Tageswerte, Daten: DWD)

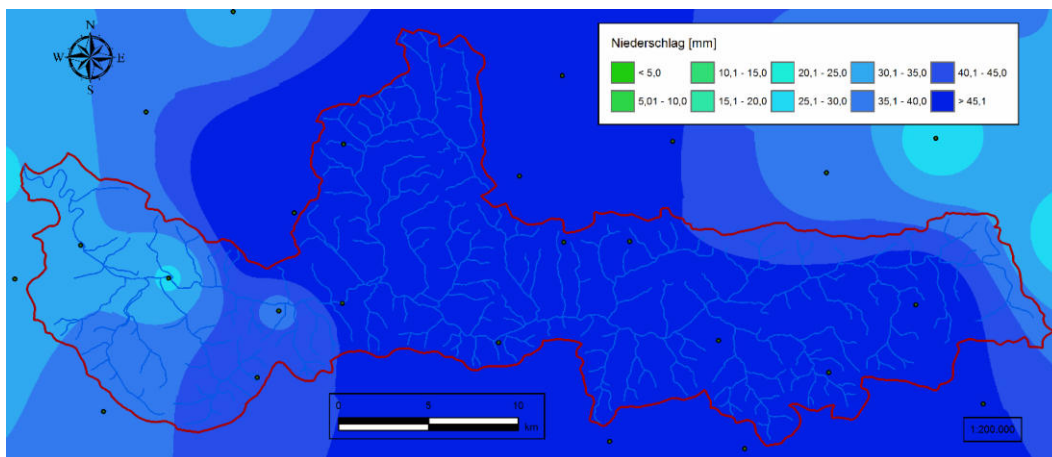


Abbildung A.65: Räumliches Niederschlagsmuster für das Ereignis Nr. 11 (Tageswerte, Daten: DWD)

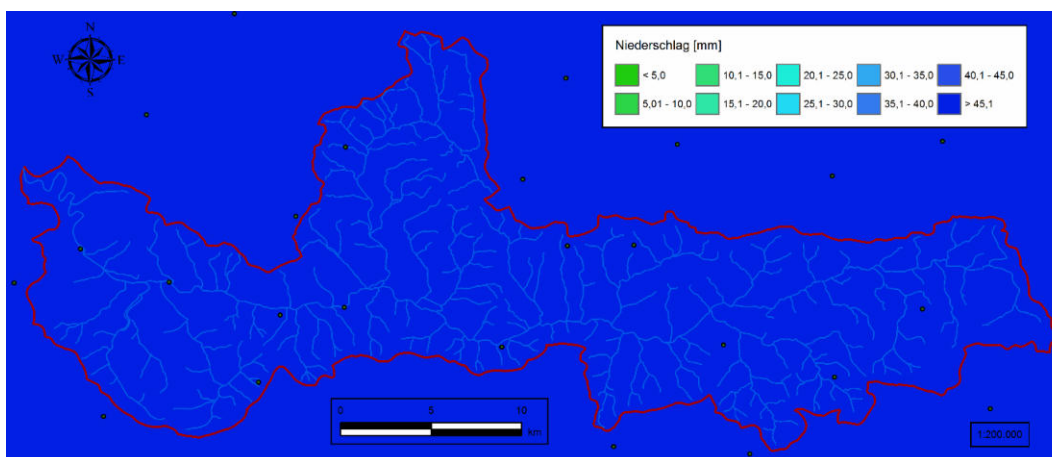


Abbildung A.66: Räumliches Niederschlagsmuster für das Ereignis Nr. 12 (Tageswerte, Daten: DWD)



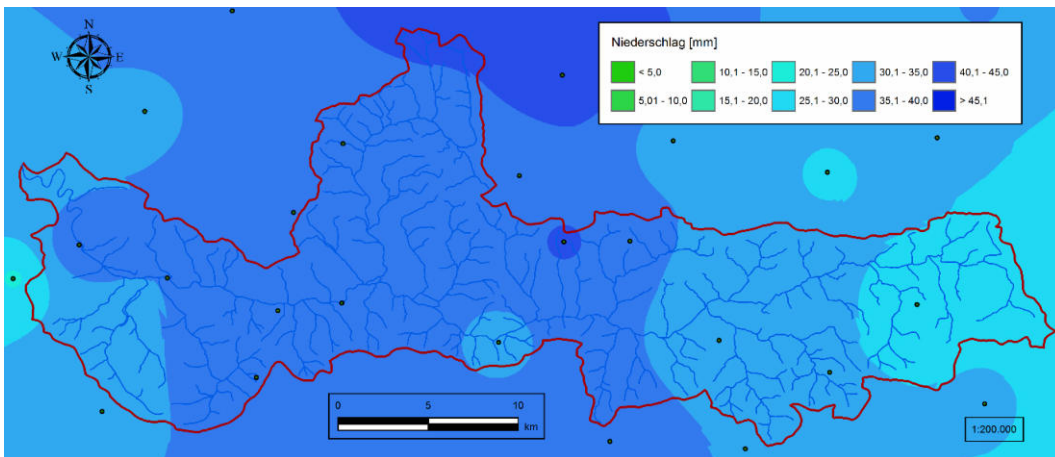


Abbildung A.67: Räumliches Niederschlagsmuster für das Ereignis Nr. 14 (Tageswerte, Daten: DWD)

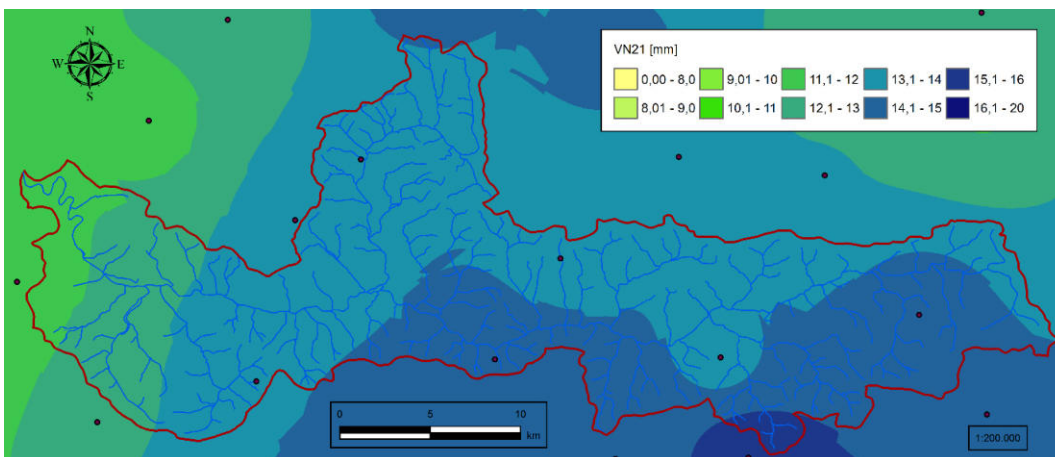


Abbildung A.68: Räumliches Muster der mittleren Vorfeuchte  $VN21_m$  für den Monat Mai (Daten: DWD)

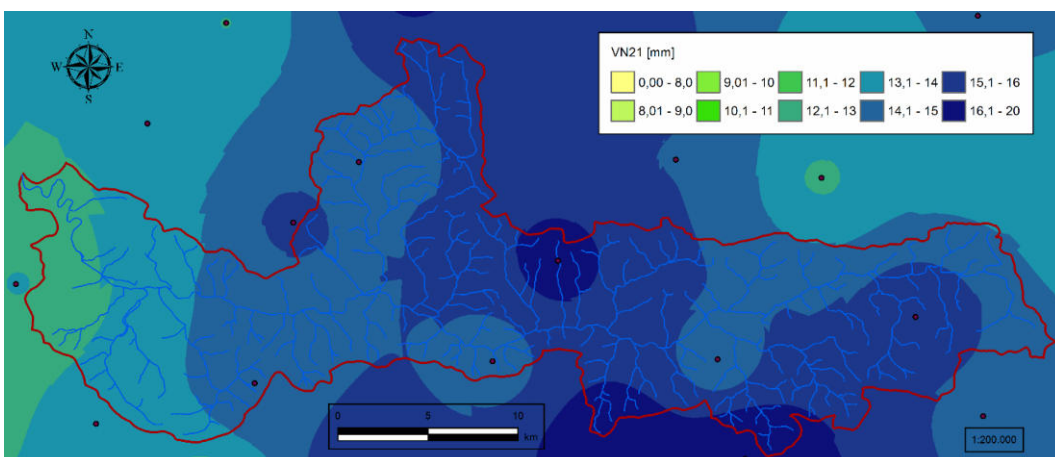


Abbildung A.69: Räumliches Muster der mittleren Vorfeuchte  $VN21_m$  für den Monat Juni (Daten: DWD)

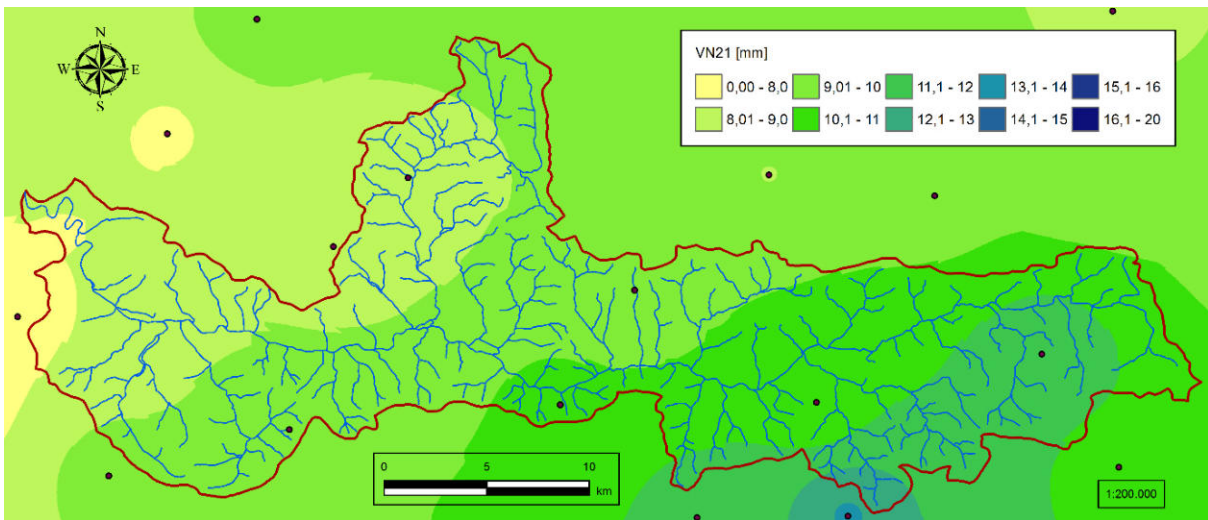


Abbildung A.70: Räumliches Muster der mittleren Vorfeuchte VN21<sub>m</sub> für den Monat August (Daten: DWD)

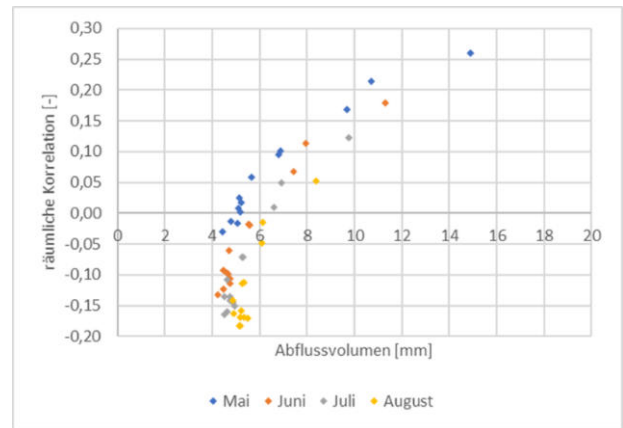
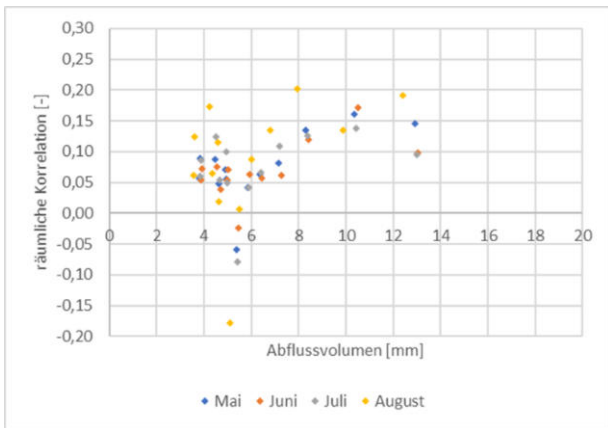


Abbildung A.71: Mittlere Vorfeuchte und Abflussvolumen im Remsgebiet – ZAISS (1989) (Detailm.)

Abbildung A.72: Mittlere Vorfeuchte und Abflussvolumen im Remsgebiet – EPIC (Detailmodell)

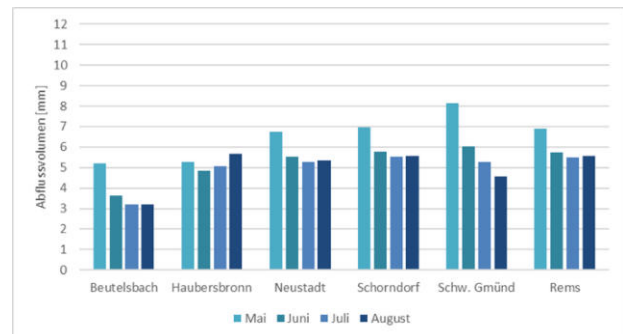
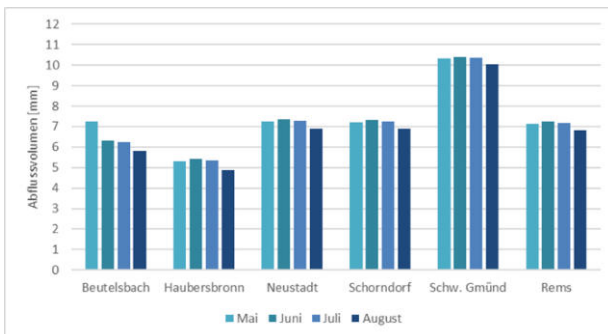


Abbildung A.73: Abflussvolumen im Rems-Einzugsgebiet – ZAISS (1989) (Detailm., mittl. Vorfeuchte)

Abbildung A.74: Abflussvolumen im Rems-Einzugsgebiet – EPIC (Detailm., mittl. Vorfeuchte)

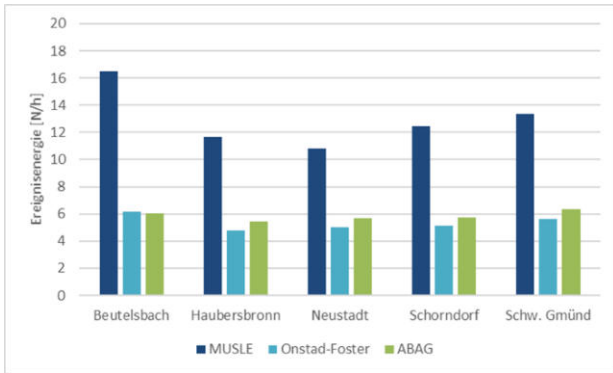


Abbildung A.75: Ereignisenergie für den Pegel Schorndorf – Sommerereignisse (Blockmodell)

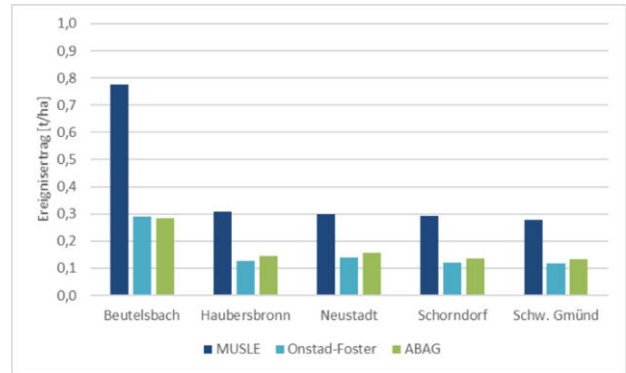


Abbildung A.76: Ereignisertrag für den Pegel Schorndorf – Sommerereignisse (Blockmodell, konv.)

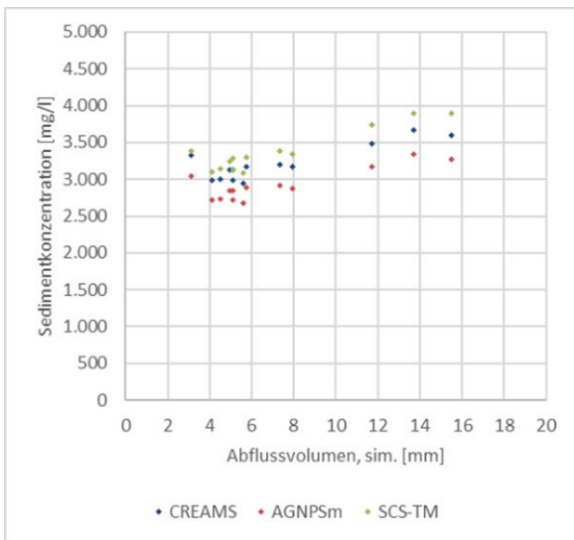


Abbildung A.77: Sedimentkonzentration für den Pegel Schorndorf – OF (ZAISS 1989, Juli, konv.)

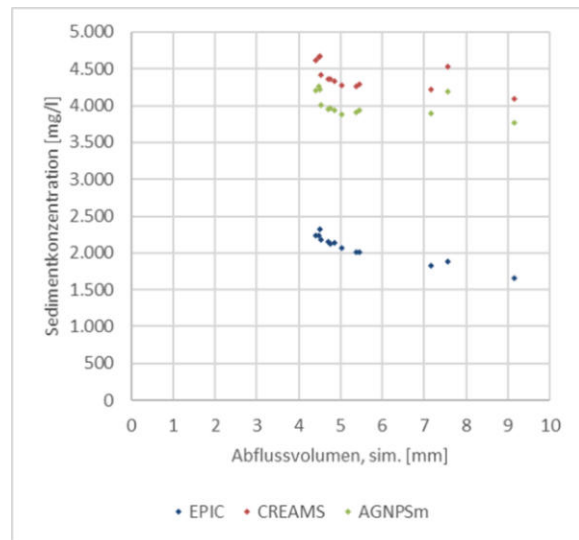


Abbildung A.78: Sedimentkonzentration für den Pegel Schorndorf – OF (EPIC, Juli, konventionell)

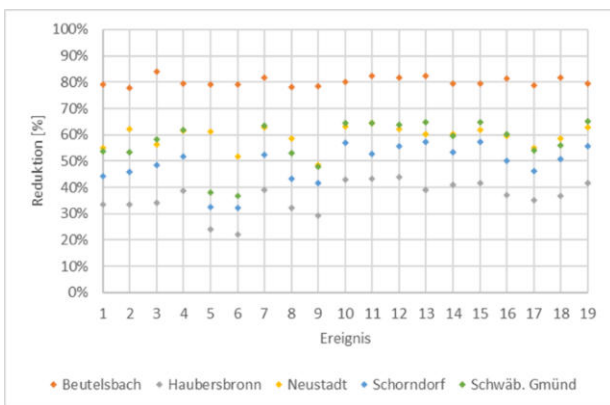


Abbildung A.79: Mittlere Reduktion im Rems-Einzugsgebiet – OF (RIMAX, Detailmodell, EPIC)

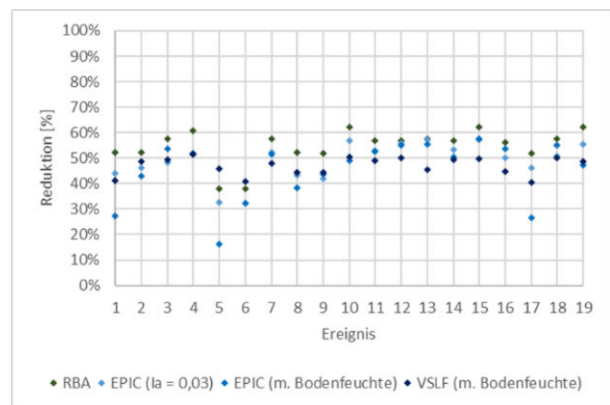
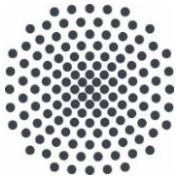


Abbildung A.80: Mittlere Reduktion für den Pegel Schorndorf – OF (RIMAX, Detailmodell)







## Institut für Wasser- und Umweltsystemmodellierung Universität Stuttgart

Pfaffenwaldring 61  
70569 Stuttgart (Vaihingen)  
Telefon (0711) 685 - 60156  
Telefax (0711) 685 - 51073  
E-Mail: [iws@iws.uni-stuttgart.de](mailto:iws@iws.uni-stuttgart.de)  
<http://www.iws.uni-stuttgart.de>

### Direktoren

Prof. Dr. rer. nat. Dr.-Ing. András Bárdossy  
Prof. Dr.-Ing. Rainer Helmig  
Prof. Dr.-Ing. Wolfgang Nowak  
Prof. Dr.-Ing. Silke Wieprecht

### Vorstand (Stand 21.05.2021)

Prof. Dr. rer. nat. Dr.-Ing. A. Bárdossy  
Prof. Dr.-Ing. R. Helmig  
Prof. Dr.-Ing. W. Nowak  
Prof. Dr.-Ing. S. Wieprecht  
Prof. Dr. J.A. Sander Huisman  
Jürgen Braun, PhD  
apl. Prof. Dr.-Ing. H. Class  
PD Dr.-Ing. Claus Haslauer  
Stefan Haun, PhD  
apl. Prof. Dr.-Ing. Sergey Oladyshkin  
Dr. rer. nat. J. Seidel  
Dr.-Ing. K. Terheiden

### Emeriti

Prof. Dr.-Ing. habil. Dr.-Ing. E.h. Jürgen  
Giesecke  
Prof. Dr.h.c. Dr.-Ing. E.h. Helmut Kobus, PhD

### Lehrstuhl für Wasserbau und Wassermengenwirtschaft

Leiterin: Prof. Dr.-Ing. Silke Wieprecht  
Stellv.: Dr.-Ing. Kristina Terheiden  
**Versuchsanstalt für Wasserbau**  
Leiter: Stefan Haun, PhD

### Lehrstuhl für Hydromechanik und Hydrosystemmodellierung

Leiter: Prof. Dr.-Ing. Rainer Helmig  
Stellv.: apl. Prof. Dr.-Ing. Holger Class

### Lehrstuhl für Hydrologie und Geohydrologie

Leiter: Prof. Dr. rer. nat. Dr.-Ing. András Bárdossy  
Stellv.: Dr. rer. nat. Jochen Seidel  
**Hydrogeophysik der Vadosen Zone**  
(mit Forschungszentrum Jülich)  
Leiter: Prof. Dr. J.A. Sander Huisman

### Lehrstuhl für Stochastische Simulation und Sicherheitsforschung für Hydrosysteme

Leiter: Prof. Dr.-Ing. Wolfgang Nowak  
Stellv.: apl. Prof. Dr.-Ing. Sergey Oladyshkin

### VEGAS, Versuchseinrichtung zur Grundwasser- und Altlastensanierung

Leiter: Jürgen Braun, PhD  
PD Dr.-Ing. Claus Haslauer

## Verzeichnis der Mitteilungshefte

- 1 Röhnisch, Arthur: *Die Bemühungen um eine Wasserbauliche Versuchsanstalt an der Technischen Hochschule Stuttgart*, und Fattah Abouleid, Abdel: *Beitrag zur Berechnung einer in lockeren Sand gerammten, zweifach verankerten Spundwand*, 1963
- 2 Marotz, Günter: *Beitrag zur Frage der Standfestigkeit von dichten Asphaltbelägen im Großwasserbau*, 1964
- 3 Gurr, Siegfried: *Beitrag zur Berechnung zusammengesetzter ebener Flächentragwerke unter besonderer Berücksichtigung ebener Stauwände, mit Hilfe von Randwert- und Lastwertmatrizen*, 1965
- 4 Plica, Peter: *Ein Beitrag zur Anwendung von Schalenkonstruktionen im Stahlwasserbau*, und Petrikat, Kurt: *Möglichkeiten und Grenzen des wasserbaulichen Versuchswesens*, 1966

- 5 Plate, Erich: *Beitrag zur Bestimmung der Windgeschwindigkeitsverteilung in der durch eine Wand gestörten bodennahen Luftschicht*, und Röhnisch, Arthur; Marotz, Günter: *Neue Baustoffe und Bauausführungen für den Schutz der Böschungen und der Sohle von Kanälen, Flüssen und Häfen; Gesteungskosten und jeweilige Vorteile*, sowie Unny, T.E.: *Schwingungsuntersuchungen am Kegelstrahlschieber*, 1967
- 6 Seiler, Erich: *Die Ermittlung des Anlagenwertes der bundeseigenen Binnenschiffahrtsstraßen und Talsperren und des Anteils der Binnenschiffahrt an diesem Wert*, 1967
- 7 *Sonderheft anlässlich des 65. Geburtstages von Prof. Arthur Röhnisch mit Beiträgen von* Benk, Dieter; Breitling, J.; Gurr, Siegfried; Haberhauer, Robert; Honekamp, Hermann; Kuz, Klaus Dieter; Marotz, Günter; Mayer-Vorfelder, Hans-Jörg; Müller, Rudolf; Plate, Erich J.; Radomski, Helge; Schwarz, Helmut; Vollmer, Ernst; Wildenhahn, Eberhard; 1967
- 8 Jumikis, Alfred: *Beitrag zur experimentellen Untersuchung des Wassernachschubs in einem gefrierenden Boden und die Beurteilung der Ergebnisse*, 1968
- 9 Marotz, Günter: *Technische Grundlagen einer Wasserspeicherung im natürlichen Untergrund*, 1968
- 10 Radomski, Helge: *Untersuchungen über den Einfluß der Querschnittsform wellenförmiger Spundwände auf die statischen und rammtechnischen Eigenschaften*, 1968
- 11 Schwarz, Helmut: *Die Grenztragfähigkeit des Baugrundes bei Einwirkung vertikal gezogener Ankerplatten als zweidimensionales Bruchproblem*, 1969
- 12 Erbel, Klaus: *Ein Beitrag zur Untersuchung der Metamorphose von Mittelgebirgsschneedecken unter besonderer Berücksichtigung eines Verfahrens zur Bestimmung der thermischen Schneequalität*, 1969
- 13 Westhaus, Karl-Heinz: *Der Strukturwandel in der Binnenschiffahrt und sein Einfluß auf den Ausbau der Binnenschiffskanäle*, 1969
- 14 Mayer-Vorfelder, Hans-Jörg: *Ein Beitrag zur Berechnung des Erdwiderstandes unter Ansatz der logarithmischen Spirale als Gleitflächenfunktion*, 1970
- 15 Schulz, Manfred: *Berechnung des räumlichen Erddruckes auf die Wandung kreiszylindrischer Körper*, 1970
- 16 Mobasseri, Manoutschehr: *Die Rippenstützmauer. Konstruktion und Grenzen ihrer Standsicherheit*, 1970
- 17 Benk, Dieter: *Ein Beitrag zum Betrieb und zur Bemessung von Hochwasserrückhaltebecken*, 1970
- 18 Gàl, Attila: *Bestimmung der mitschwingenden Wassermasse bei überströmten Fischbauchklappen mit kreiszylindrischem Staublech*, 1971, vergriffen
- 19 Kuz, Klaus Dieter: *Ein Beitrag zur Frage des Einsetzens von Kavitationserscheinungen in einer Düsenströmung bei Berücksichtigung der im Wasser gelösten Gase*, 1971, vergriffen
- 20 Schaak, Hartmut: *Verteilleitungen von Wasserkraftanlagen*, 1971
- 21 *Sonderheft zur Eröffnung der neuen Versuchsanstalt des Instituts für Wasserbau der Universität Stuttgart mit Beiträgen von* Brombach, Hansjörg; Dirksen, Wolfram; Gàl, Attila; Gerlach, Reinhard; Giesecke, Jürgen; Holthoff, Franz-Josef; Kuz, Klaus Dieter; Marotz, Günter; Minor, Hans-Erwin; Petrikat, Kurt; Röhnisch, Arthur; Rueff, Helge; Schwarz, Helmut; Vollmer, Ernst; Wildenhahn, Eberhard; 1972
- 22 Wang, Chung-su: *Ein Beitrag zur Berechnung der Schwingungen an Kegelstrahlschiebern*, 1972
- 23 Mayer-Vorfelder, Hans-Jörg: *Erdwiderstandsbeiwerte nach dem Ohde-Variationsverfahren*, 1972
- 24 Minor, Hans-Erwin: *Beitrag zur Bestimmung der Schwingungsanfachungsfunktionen überströmter Stauklappen*, 1972, vergriffen

- 25 Brombach, Hansjörg: *Untersuchung strömungsmechanischer Elemente (Fluidik) und die Möglichkeit der Anwendung von Wirbelkammerelementen im Wasserbau*, 1972, vergriffen
- 26 Wildenhahn, Eberhard: *Beitrag zur Berechnung von Horizontalfilterbrunnen*, 1972
- 27 Steinlein, Helmut: *Die Eliminierung der Schwebstoffe aus Flußwasser zum Zweck der unterirdischen Wasserspeicherung, gezeigt am Beispiel der Iller*, 1972
- 28 Holthoff, Franz Josef: *Die Überwindung großer Hubhöhen in der Binnenschifffahrt durch Schwimmerhebwerke*, 1973
- 29 Röder, Karl: *Einwirkungen aus Baugrundbewegungen auf trog- und kastenförmige Konstruktionen des Wasser- und Tunnelbaues*, 1973
- 30 Kretschmer, Heinz: *Die Bemessung von Bogenstaumauern in Abhängigkeit von der Talform*, 1973
- 31 Honekamp, Hermann: *Beitrag zur Berechnung der Montage von Unterwasserpipelines*, 1973
- 32 Giesecke, Jürgen: *Die Wirbelkammertriode als neuartiges Steuerorgan im Wasserbau*, und Brombach, Hansjörg: *Entwicklung, Bauformen, Wirkungsweise und Steuereigenschaften von Wirbelkammerverstärkern*, 1974
- 33 Rueff, Helge: *Untersuchung der schwingungserregenden Kräfte an zwei hintereinander angeordneten Tiefschützen unter besonderer Berücksichtigung von Kavitation*, 1974
- 34 Röhnisch, Arthur: *Einpreßversuche mit Zementmörtel für Spannbeton - Vergleich der Ergebnisse von Modellversuchen mit Ausführungen in Hüllwellrohren*, 1975
- 35 *Sonderheft anlässlich des 65. Geburtstages von Prof. Dr.-Ing. Kurt Petrikat mit Beiträgen von:* Brombach, Hansjörg; Erbel, Klaus; Flinspach, Dieter; Fischer jr., Richard; Gál, Attila; Gerlach, Reinhard; Giesecke, Jürgen; Haberhauer, Robert; Hafner Edzard; Hausenblas, Bernhard; Horlacher, Hans-Burkhard; Hutarew, Andreas; Knoll, Manfred; Krummet, Ralph; Marotz, Günter; Merkle, Theodor; Miller, Christoph; Minor, Hans-Erwin; Neumayer, Hans; Rao, Syamala; Rath, Paul; Rueff, Helge; Ruppert, Jürgen; Schwarz, Wolfgang; Topal-Gökceli, Mehmet; Vollmer, Ernst; Wang, Chung-su; Weber, Hans-Georg; 1975
- 36 Berger, Jochum: *Beitrag zur Berechnung des Spannungszustandes in rotationssymmetrisch belasteten Kugelschalen veränderlicher Wandstärke unter Gas- und Flüssigkeitsdruck durch Integration schwach singulärer Differentialgleichungen*, 1975
- 37 Dirksen, Wolfram: *Berechnung instationärer Abflußvorgänge in gestauten Gerinnen mittels Differenzenverfahren und die Anwendung auf Hochwasserrückhaltebecken*, 1976
- 38 Horlacher, Hans-Burkhard: *Berechnung instationärer Temperatur- und Wärmespannungsfelder in langen mehrschichtigen Hohlzylindern*, 1976
- 39 Hafner, Edzard: *Untersuchung der hydrodynamischen Kräfte auf Baukörper im Tiefwasserbereich des Meeres*, 1977, ISBN 3-921694-39-6
- 40 Ruppert, Jürgen: *Über den Axialwirbelkammerverstärker für den Einsatz im Wasserbau*, 1977, ISBN 3-921694-40-X
- 41 Hutarew, Andreas: *Beitrag zur Beeinflußbarkeit des Sauerstoffgehalts in Fließgewässern an Abstürzen und Wehren*, 1977, ISBN 3-921694-41-8, vergriffen
- 42 Miller, Christoph: *Ein Beitrag zur Bestimmung der schwingungserregenden Kräfte an unterströmten Wehren*, 1977, ISBN 3-921694-42-6
- 43 Schwarz, Wolfgang: *Druckstoßberechnung unter Berücksichtigung der Radial- und Längsverschiebungen der Rohrwandung*, 1978, ISBN 3-921694-43-4
- 44 Kinzelbach, Wolfgang: *Numerische Untersuchungen über den optimalen Einsatz variabler Kühlsysteme einer Kraftwerkskette am Beispiel Oberrhein*, 1978, ISBN 3-921694-44-2
- 45 Barczewski, Baldur: *Neue Meßmethoden für Wasser-Luftgemische und deren Anwendung auf zweiphasige Auftriebsstrahlen*, 1979, ISBN 3-921694-45-0

- 46 Neumayer, Hans: *Untersuchung der Strömungsvorgänge in radialen Wirbelkammerverstärkern*, 1979, ISBN 3-921694-46-9
- 47 Elalfy, Youssef-Elhassan: *Untersuchung der Strömungsvorgänge in Wirbelkammerdiolen und -drosseln*, 1979, ISBN 3-921694-47-7
- 48 Brombach, Hansjörg: *Automatisierung der Bewirtschaftung von Wasserspeichern*, 1981, ISBN 3-921694-48-5
- 49 Geldner, Peter: *Deterministische und stochastische Methoden zur Bestimmung der Selbstdichtung von Gewässern*, 1981, ISBN 3-921694-49-3, vergriffen
- 50 Mehlhorn, Hans: *Temperaturveränderungen im Grundwasser durch Brauchwassereinleitungen*, 1982, ISBN 3-921694-50-7, vergriffen
- 51 Hafner, Edzard: *Rohrleitungen und Behälter im Meer*, 1983, ISBN 3-921694-51-5
- 52 Rinnert, Bernd: *Hydrodynamische Dispersion in porösen Medien: Einfluß von Dichteunterschieden auf die Vertikalvermischung in horizontaler Strömung*, 1983, ISBN 3-921694-52-3, vergriffen
- 53 Lindner, Wulf: *Steuerung von Grundwasserentnahmen unter Einhaltung ökologischer Kriterien*, 1983, ISBN 3-921694-53-1, vergriffen
- 54 Herr, Michael; Herzer, Jörg; Kinzelbach, Wolfgang; Kobus, Helmut; Rinnert, Bernd: *Methoden zur rechnerischen Erfassung und hydraulischen Sanierung von Grundwasserkontaminationen*, 1983, ISBN 3-921694-54-X
- 55 Schmitt, Paul: *Wege zur Automatisierung der Niederschlagsermittlung*, 1984, ISBN 3-921694-55-8, vergriffen
- 56 Müller, Peter: *Transport und selektive Sedimentation von Schwebstoffen bei gestautem Abfluß*, 1985, ISBN 3-921694-56-6
- 57 El-Qawasmeh, Fuad: *Möglichkeiten und Grenzen der Tropfbewässerung unter besonderer Berücksichtigung der Verstopfungsanfälligkeit der Tropfelemente*, 1985, ISBN 3-921694-57-4, vergriffen
- 58 Kirchenbaur, Klaus: *Mikroprozessorgesteuerte Erfassung instationärer Druckfelder am Beispiel seegangsbelasteter Baukörper*, 1985, ISBN 3-921694-58-2
- 59 Kobus, Helmut (Hrsg.): *Modellierung des großräumigen Wärme- und Schadstofftransports im Grundwasser*, Tätigkeitsbericht 1984/85 (DFG-Forschergruppe an den Universitäten Hohenheim, Karlsruhe und Stuttgart), 1985, ISBN 3-921694-59-0, vergriffen
- 60 Spitz, Karlheinz: *Dispersion in porösen Medien: Einfluß von Inhomogenitäten und Dichteunterschieden*, 1985, ISBN 3-921694-60-4, vergriffen
- 61 Kobus, Helmut: *An Introduction to Air-Water Flows in Hydraulics*, 1985, ISBN 3-921694-61-2
- 62 Kaleris, Vassilios: *Erfassung des Austausches von Oberflächen- und Grundwasser in horizontalebene Grundwassermodellen*, 1986, ISBN 3-921694-62-0
- 63 Herr, Michael: *Grundlagen der hydraulischen Sanierung verunreinigter Porengrundwasserleiter*, 1987, ISBN 3-921694-63-9
- 64 Marx, Walter: *Berechnung von Temperatur und Spannung in Massenbeton infolge Hydratation*, 1987, ISBN 3-921694-64-7
- 65 Koschitzky, Hans-Peter: *Dimensionierungskonzept für Sohlbelüfter in Schußrinnen zur Vermeidung von Kavitationsschäden*, 1987, ISBN 3-921694-65-5
- 66 Kobus, Helmut (Hrsg.): *Modellierung des großräumigen Wärme- und Schadstofftransports im Grundwasser*, Tätigkeitsbericht 1986/87 (DFG-Forschergruppe an den Universitäten Hohenheim, Karlsruhe und Stuttgart) 1987, ISBN 3-921694-66-3
- 67 Söll, Thomas: *Berechnungsverfahren zur Abschätzung anthropogener Temperaturanomalien im Grundwasser*, 1988, ISBN 3-921694-67-1
- 68 Dittrich, Andreas; Westrich, Bernd: *Bodenseeufererosion, Bestandsaufnahme und Bewertung*, 1988, ISBN 3-921694-68-X, vergriffen

- 69 Huwe, Bernd; van der Ploeg, Rienk R.: *Modelle zur Simulation des Stickstoffhaushaltes von Standorten mit unterschiedlicher landwirtschaftlicher Nutzung*, 1988, ISBN 3-921694-69-8, vergriffen
- 70 Stephan, Karl: *Integration elliptischer Funktionen*, 1988, ISBN 3-921694-70-1
- 71 Kobus, Helmut; Zilliox, Lothaire (Hrsg.): *Nitratbelastung des Grundwassers, Auswirkungen der Landwirtschaft auf die Grundwasser- und Rohwasserbeschaffenheit und Maßnahmen zum Schutz des Grundwassers*. Vorträge des deutsch-französischen Kolloquiums am 6. Oktober 1988, Universitäten Stuttgart und Louis Pasteur Strasbourg (Vorträge in deutsch oder französisch, Kurzfassungen zweisprachig), 1988, ISBN 3-921694-71-X
- 72 Soyeaux, Renald: *Unterströmung von Stauanlagen auf klüftigem Untergrund unter Berücksichtigung laminarer und turbulenter Fließzustände*, 1991, ISBN 3-921694-72-8
- 73 Kohane, Roberto: *Berechnungsmethoden für Hochwasserabfluß in Fließgewässern mit überströmten Vorländern*, 1991, ISBN 3-921694-73-6
- 74 Hassinger, Reinhard: *Beitrag zur Hydraulik und Bemessung von Blocksteinrampen in flexibler Bauweise*, 1991, ISBN 3-921694-74-4, vergriffen
- 75 Schäfer, Gerhard: *Einfluß von Schichtenstrukturen und lokalen Einlagerungen auf die Längsdispersion in Porengrundwasserleitern*, 1991, ISBN 3-921694-75-2
- 76 Giesecke, Jürgen: *Vorträge, Wasserwirtschaft in stark besiedelten Regionen; Umweltforschung mit Schwerpunkt Wasserwirtschaft*, 1991, ISBN 3-921694-76-0
- 77 Huwe, Bernd: *Deterministische und stochastische Ansätze zur Modellierung des Stickstoffhaushalts landwirtschaftlich genutzter Flächen auf unterschiedlichem Skalenniveau*, 1992, ISBN 3-921694-77-9, vergriffen
- 78 Rommel, Michael: *Verwendung von Kluffdaten zur realitätsnahen Generierung von Kluffnetzen mit anschließender laminar-turbulenter Strömungsberechnung*, 1993, ISBN 3-92 1694-78-7
- 79 Marschall, Paul: *Die Ermittlung lokaler Stofffrachten im Grundwasser mit Hilfe von Einbohrloch-Meßverfahren*, 1993, ISBN 3-921694-79-5, vergriffen
- 80 Ptak, Thomas: *Stofftransport in heterogenen Porenaquiferen: Felduntersuchungen und stochastische Modellierung*, 1993, ISBN 3-921694-80-9, vergriffen
- 81 Haakh, Frieder: *Transientes Strömungsverhalten in Wirbelkammern*, 1993, ISBN 3-921694-81-7
- 82 Kobus, Helmut; Cirpka, Olaf; Barczewski, Baldur; Koschitzky, Hans-Peter: *Versuchseinrichtung zur Grundwasser- und Altlastensanierung VEGAS, Konzeption und Programmrahmen*, 1993, ISBN 3-921694-82-5
- 83 Zang, Weidong: *Optimaler Echtzeit-Betrieb eines Speichers mit aktueller Abflußregenerierung*, 1994, ISBN 3-921694-83-3, vergriffen
- 84 Franke, Hans-Jörg: *Stochastische Modellierung eines flächenhaften Stoffeintrages und Transports in Grundwasser am Beispiel der Pflanzenschutzmittelproblematik*, 1995, ISBN 3-921694-84-1
- 85 Lang, Ulrich: *Simulation regionaler Strömungs- und Transportvorgänge in Karstaquiferen mit Hilfe des Doppelkontinuum-Ansatzes: Methodenentwicklung und Parameteridentifikation*, 1995, ISBN 3-921694-85-X, vergriffen
- 86 Helmig, Rainer: *Einführung in die Numerischen Methoden der Hydromechanik*, 1996, ISBN 3-921694-86-8, vergriffen
- 87 Cirpka, Olaf: *CONTRACT: A Numerical Tool for Contaminant Transport and Chemical Transformations - Theory and Program Documentation*, 1996, ISBN 3-921694-87-6
- 88 Haberlandt, Uwe: *Stochastische Synthese und Regionalisierung des Niederschlages für Schmutzfrachtberechnungen*, 1996, ISBN 3-921694-88-4
- 89 Croisé, Jean: *Extraktion von flüchtigen Chemikalien aus natürlichen Lockergesteinen mittels erzwungener Luftströmung*, 1996, ISBN 3-921694-89-2, vergriffen

- 90 Jorde, Klaus: *Ökologisch begründete, dynamische Mindestwasserregelungen bei Ausleitungskraftwerken*, 1997, ISBN 3-921694-90-6, vergriffen
- 91 Helmig, Rainer: *Gekoppelte Strömungs- und Transportprozesse im Untergrund - Ein Beitrag zur Hydrosystemmodellierung-*, 1998, ISBN 3-921694-91-4, vergriffen
- 92 Emmert, Martin: *Numerische Modellierung nichtisothermer Gas-Wasser Systeme in porösen Medien*, 1997, ISBN 3-921694-92-2
- 93 Kern, Ulrich: *Transport von Schweb- und Schadstoffen in staugeregelten Fließgewässern am Beispiel des Neckars*, 1997, ISBN 3-921694-93-0, vergriffen
- 94 Förster, Georg: *Druckstoßdämpfung durch große Luftblasen in Hochpunkten von Rohrleitungen* 1997, ISBN 3-921694-94-9
- 95 Cirpka, Olaf: *Numerische Methoden zur Simulation des reaktiven Mehrkomponententransports im Grundwasser*, 1997, ISBN 3-921694-95-7, vergriffen
- 96 Färber, Arne: *Wärmetransport in der ungesättigten Bodenzone: Entwicklung einer thermischen In-situ-Sanierungstechnologie*, 1997, ISBN 3-921694-96-5
- 97 Betz, Christoph: *Wasserdampfdestillation von Schadstoffen im porösen Medium: Entwicklung einer thermischen In-situ-Sanierungstechnologie*, 1998, SBN 3-921694-97-3
- 98 Xu, Yichun: *Numerical Modeling of Suspended Sediment Transport in Rivers*, 1998, ISBN 3-921694-98-1, vergriffen
- 99 Wüst, Wolfgang: *Geochemische Untersuchungen zur Sanierung CKW-kontaminierter Aquifere mit Fe(0)-Reaktionswänden*, 2000, ISBN 3-933761-02-2
- 100 Sheta, Hussam: *Simulation von Mehrphasenvorgängen in porösen Medien unter Einbeziehung von Hysterese-Effekten*, 2000, ISBN 3-933761-03-4
- 101 Ayros, Edwin: *Regionalisierung extremer Abflüsse auf der Grundlage statistischer Verfahren*, 2000, ISBN 3-933761-04-2, vergriffen
- 102 Huber, Ralf: *Compositional Multiphase Flow and Transport in Heterogeneous Porous Media*, 2000, ISBN 3-933761-05-0
- 103 Braun, Christopherus: *Ein Upscaling-Verfahren für Mehrphasenströmungen in porösen Medien*, 2000, ISBN 3-933761-06-9
- 104 Hofmann, Bernd: *Entwicklung eines rechnergestützten Managementsystems zur Beurteilung von Grundwasserschadensfällen*, 2000, ISBN 3-933761-07-7
- 105 Class, Holger: *Theorie und numerische Modellierung nichtisothermer Mehrphasenprozesse in NAPL-kontaminierten porösen Medien*, 2001, ISBN 3-933761-08-5
- 106 Schmidt, Reinhard: *Wasserdampf- und Heißluftinjektion zur thermischen Sanierung kontaminierter Standorte*, 2001, ISBN 3-933761-09-3
- 107 Josef, Reinhold: *Schadstoffextraktion mit hydraulischen Sanierungsverfahren unter Anwendung von grenzflächenaktiven Stoffen*, 2001, ISBN 3-933761-10-7
- 108 Schneider, Matthias: *Habitat- und Abflussmodellierung für Fließgewässer mit unscharfen Berechnungsansätzen*, 2001, ISBN 3-933761-11-5
- 109 Rathgeb, Andreas: *Hydrodynamische Bemessungsgrundlagen für Lockerdeckwerke an überströmbaren Erddämmen*, 2001, ISBN 3-933761-12-3
- 110 Lang, Stefan: *Parallele numerische Simulation instationärer Probleme mit adaptiven Methoden auf unstrukturierten Gittern*, 2001, ISBN 3-933761-13-1
- 111 Appt, Jochen; Stumpp Simone: *Die Bodensee-Messkampagne 2001, IWS/CWR Lake Constance Measurement Program 2001*, 2002, ISBN 3-933761-14-X
- 112 Heimerl, Stephan: *Systematische Beurteilung von Wasserkraftprojekten*, 2002, ISBN 3-933761-15-8, vergriffen
- 113 Iqbal, Amin: *On the Management and Salinity Control of Drip Irrigation*, 2002, ISBN 3-933761-16-6
- 114 Silberhorn-Hemminger, Annette: *Modellierung von Kluftaquifersystemen: Geostatistische Analyse und deterministisch-stochastische Kluftgenerierung*, 2002, ISBN 3-933761-17-4

- 115 Winkler, Angela: *Prozesse des Wärme- und Stofftransports bei der In-situ-Sanierung mit festen Wärmequellen*, 2003, ISBN 3-933761-18-2
- 116 Marx, Walter: *Wasserkraft, Bewässerung, Umwelt - Planungs- und Bewertungsschwerpunkte der Wasserbewirtschaftung*, 2003, ISBN 3-933761-19-0
- 117 Hinkelmann, Reinhard: *Efficient Numerical Methods and Information-Processing Techniques in Environment Water*, 2003, ISBN 3-933761-20-4
- 118 Samaniego-Eguiguren, Luis Eduardo: *Hydrological Consequences of Land Use / Land Cover and Climatic Changes in Mesoscale Catchments*, 2003, ISBN 3-933761-21-2
- 119 Neunhäuserer, Lina: *Diskretisierungsansätze zur Modellierung von Strömungs- und Transportprozessen in geklüftet-porösen Medien*, 2003, ISBN 3-933761-22-0
- 120 Paul, Maren: *Simulation of Two-Phase Flow in Heterogeneous Porous Media with Adaptive Methods*, 2003, ISBN 3-933761-23-9
- 121 Ehret, Uwe: *Rainfall and Flood Nowcasting in Small Catchments using Weather Radar*, 2003, ISBN 3-933761-24-7
- 122 Haag, Ingo: *Der Sauerstoffhaushalt staugeregelter Flüsse am Beispiel des Neckars - Analysen, Experimente, Simulationen -*, 2003, ISBN 3-933761-25-5
- 123 Appt, Jochen: *Analysis of Basin-Scale Internal Waves in Upper Lake Constance*, 2003, ISBN 3-933761-26-3
- 124 Hrsg.: Schrenk, Volker; Batereau, Katrin; Barczewski, Baldur; Weber, Karolin und Koschitzky, Hans-Peter: *Symposium Ressource Fläche und VEGAS - Statuskolloquium 2003, 30. September und 1. Oktober 2003*, 2003, ISBN 3-933761-27-1
- 125 Omar Khalil Ouda: *Optimisation of Agricultural Water Use: A Decision Support System for the Gaza Strip*, 2003, ISBN 3-933761-28-0
- 126 Batereau, Katrin: *Sensorbasierte Bodenluftmessung zur Vor-Ort-Erkundung von Schadensherden im Untergrund*, 2004, ISBN 3-933761-29-8
- 127 Witt, Oliver: *Erosionsstabilität von Gewässersedimenten mit Auswirkung auf den Stofftransport bei Hochwasser am Beispiel ausgewählter Stauhaltungen des Oberrheins*, 2004, ISBN 3-933761-30-1
- 128 Jakobs, Hartmut: *Simulation nicht-isothermer Gas-Wasser-Prozesse in komplexen Kluft-Matrix-Systemen*, 2004, ISBN 3-933761-31-X
- 129 Li, Chen-Chien: *Deterministisch-stochastisches Berechnungskonzept zur Beurteilung der Auswirkungen erosiver Hochwasserereignisse in Flusstauhaltungen*, 2004, ISBN 3-933761-32-8
- 130 Reichenberger, Volker; Helmig, Rainer; Jakobs, Hartmut; Bastian, Peter; Niessner, Jennifer: *Complex Gas-Water Processes in Discrete Fracture-Matrix Systems: Up-scaling, Mass-Conservative Discretization and Efficient Multilevel Solution*, 2004, ISBN 3-933761-33-6
- 131 Hrsg.: Barczewski, Baldur; Koschitzky, Hans-Peter; Weber, Karolin; Wege, Ralf: *VEGAS - Statuskolloquium 2004*, Tagungsband zur Veranstaltung am 05. Oktober 2004 an der Universität Stuttgart, Campus Stuttgart-Vaihingen, 2004, ISBN 3-933761-34-4
- 132 Asie, Kemal Jabir: *Finite Volume Models for Multiphase Multicomponent Flow through Porous Media*. 2005, ISBN 3-933761-35-2
- 133 Jacob, George: *Development of a 2-D Numerical Module for Particulate Contaminant Transport in Flood Retention Reservoirs and Impounded Rivers*, 2004, ISBN 3-933761-36-0
- 134 Nowak, Wolfgang: *Geostatistical Methods for the Identification of Flow and Transport Parameters in the Subsurface*, 2005, ISBN 3-933761-37-9
- 135 Süß, Mia: *Analysis of the influence of structures and boundaries on flow and transport processes in fractured porous media*, 2005, ISBN 3-933761-38-7
- 136 Jose, Surabhin Chackiath: *Experimental Investigations on Longitudinal Dispersive Mixing in Heterogeneous Aquifers*, 2005, ISBN: 3-933761-39-5

- 137 Filiz, Fulya: *Linking Large-Scale Meteorological Conditions to Floods in Mesoscale Catchments*, 2005, ISBN 3-933761-40-9
- 138 Qin, Minghao: *Wirklichkeitsnahe und recheneffiziente Ermittlung von Temperatur und Spannungen bei großen RCC-Staumauern*, 2005, ISBN 3-933761-41-7
- 139 Kobayashi, Kenichiro: *Optimization Methods for Multiphase Systems in the Subsurface - Application to Methane Migration in Coal Mining Areas*, 2005, ISBN 3-933761-42-5
- 140 Rahman, Md. Arifur: *Experimental Investigations on Transverse Dispersive Mixing in Heterogeneous Porous Media*, 2005, ISBN 3-933761-43-3
- 141 Schrenk, Volker: *Ökobilanzen zur Bewertung von Altlastensanierungsmaßnahmen*, 2005, ISBN 3-933761-44-1
- 142 Hundecha, Hirpa Yeshewatesfa: *Regionalization of Parameters of a Conceptual Rainfall-Runoff Model*, 2005, ISBN: 3-933761-45-X
- 143 Wege, Ralf: *Untersuchungs- und Überwachungsmethoden für die Beurteilung natürlicher Selbstreinigungsprozesse im Grundwasser*, 2005, ISBN 3-933761-46-8
- 144 Breiting, Thomas: *Techniken und Methoden der Hydroinformatik - Modellierung von komplexen Hydrosystemen im Untergrund*, 2006, ISBN 3-933761-47-6
- 145 Hrsg.: Braun, Jürgen; Koschitzky, Hans-Peter; Müller, Martin: *Ressource Untergrund: 10 Jahre VEGAS: Forschung und Technologieentwicklung zum Schutz von Grundwasser und Boden*, Tagungsband zur Veranstaltung am 28. und 29. September 2005 an der Universität Stuttgart, Campus Stuttgart-Vaihingen, 2005, ISBN 3-933761-48-4
- 146 Rojanschi, Vlad: *Abflusskonzentration in mesoskaligen Einzugsgebieten unter Berücksichtigung des Sickerraumes*, 2006, ISBN 3-933761-49-2
- 147 Winkler, Nina Simone: *Optimierung der Steuerung von Hochwasserrückhaltebeckensystemen*, 2006, ISBN 3-933761-50-6
- 148 Wolf, Jens: *Räumlich differenzierte Modellierung der Grundwasserströmung alluvialer Aquifere für mesoskalige Einzugsgebiete*, 2006, ISBN: 3-933761-51-4
- 149 Kohler, Beate: *Externe Effekte der Laufwasserkraftnutzung*, 2006, ISBN 3-933761-52-2
- 150 Hrsg.: Braun, Jürgen; Koschitzky, Hans-Peter; Stuhmann, Matthias: *VEGAS-Statuskolloquium 2006*, Tagungsband zur Veranstaltung am 28. September 2006 an der Universität Stuttgart, Campus Stuttgart-Vaihingen, 2006, ISBN 3-933761-53-0
- 151 Niessner, Jennifer: *Multi-Scale Modeling of Multi-Phase - Multi-Component Processes in Heterogeneous Porous Media*, 2006, ISBN 3-933761-54-9
- 152 Fischer, Markus: *Beanspruchung eingeeerdeter Rohrleitungen infolge Austrocknung bindiger Böden*, 2006, ISBN 3-933761-55-7
- 153 Schneck, Alexander: *Optimierung der Grundwasserbewirtschaftung unter Berücksichtigung der Belange der Wasserversorgung, der Landwirtschaft und des Naturschutzes*, 2006, ISBN 3-933761-56-5
- 154 Das, Tapash: *The Impact of Spatial Variability of Precipitation on the Predictive Uncertainty of Hydrological Models*, 2006, ISBN 3-33761-57-3
- 155 Bielinski, Andreas: *Numerical Simulation of CO<sub>2</sub> sequestration in geological formations*, 2007, ISBN 3-933761-58-1
- 156 Mödinger, Jens: *Entwicklung eines Bewertungs- und Entscheidungsunterstützungssystems für eine nachhaltige regionale Grundwasserbewirtschaftung*, 2006, ISBN 3-933761-60-3
- 157 Manthey, Sabine: *Two-phase flow processes with dynamic effects in porous media - parameter estimation and simulation*, 2007, ISBN 3-933761-61-1
- 158 Pozos Estrada, Oscar: *Investigation on the Effects of Entrained Air in Pipelines*, 2007, ISBN 3-933761-62-X
- 159 Ochs, Steffen Oliver: *Steam injection into saturated porous media – process analysis including experimental and numerical investigations*, 2007, ISBN 3-933761-63-8



- 160 Marx, Andreas: *Einsatz gekoppelter Modelle und Wetterradar zur Abschätzung von Niederschlagsintensitäten und zur Abflussvorhersage*, 2007, ISBN 3-933761-64-6
- 161 Hartmann, Gabriele Maria: *Investigation of Evapotranspiration Concepts in Hydrological Modelling for Climate Change Impact Assessment*, 2007, ISBN 3-933761-65-4
- 162 Kebede Gurmessa, Tesfaye: *Numerical Investigation on Flow and Transport Characteristics to Improve Long-Term Simulation of Reservoir Sedimentation*, 2007, ISBN 3-933761-66-2
- 163 Trifković, Aleksandar: *Multi-objective and Risk-based Modelling Methodology for Planning, Design and Operation of Water Supply Systems*, 2007, ISBN 3-933761-67-0
- 164 Göttinger, Jens: *Distributed Conceptual Hydrological Modelling - Simulation of Climate, Land Use Change Impact and Uncertainty Analysis*, 2007, ISBN 3-933761-68-9
- 165 Hrsg.: Braun, Jürgen; Koschitzky, Hans-Peter; Stuhmann, Matthias: *VEGAS – Kolloquium 2007*, Tagungsband zur Veranstaltung am 26. September 2007 an der Universität Stuttgart, Campus Stuttgart-Vaihingen, 2007, ISBN 3-933761-69-7
- 166 Freeman, Beau: *Modernization Criteria Assessment for Water Resources Planning; Klamath Irrigation Project, U.S.*, 2008, ISBN 3-933761-70-0
- 167 Dreher, Thomas: *Selektive Sedimentation von Feinstschwebstoffen in Wechselwirkung mit wandnahen turbulenten Strömungsbedingungen*, 2008, ISBN 3-933761-71-9
- 168 Yang, Wei: *Discrete-Continuous Downscaling Model for Generating Daily Precipitation Time Series*, 2008, ISBN 3-933761-72-7
- 169 Kopecki, Ianina: *Calculational Approach to FST-Hemispheres for Multiparametrical Benthos Habitat Modelling*, 2008, ISBN 3-933761-73-5
- 170 Brommundt, Jürgen: *Stochastische Generierung räumlich zusammenhängender Niederschlagszeitreihen*, 2008, ISBN 3-933761-74-3
- 171 Papafotiou, Alexandros: *Numerical Investigations of the Role of Hysteresis in Heterogeneous Two-Phase Flow Systems*, 2008, ISBN 3-933761-75-1
- 172 He, Yi: *Application of a Non-Parametric Classification Scheme to Catchment Hydrology*, 2008, ISBN 978-3-933761-76-7
- 173 Wagner, Sven: *Water Balance in a Poorly Gauged Basin in West Africa Using Atmospheric Modelling and Remote Sensing Information*, 2008, ISBN 978-3-933761-77-4
- 174 Hrsg.: Braun, Jürgen; Koschitzky, Hans-Peter; Stuhmann, Matthias; Schrenk, Volker: *VEGAS-Kolloquium 2008 Ressource Fläche III*, Tagungsband zur Veranstaltung am 01. Oktober 2008 an der Universität Stuttgart, Campus Stuttgart-Vaihingen, 2008, ISBN 978-3-933761-78-1
- 175 Patil, Sachin: *Regionalization of an Event Based Nash Cascade Model for Flood Predictions in Ungauged Basins*, 2008, ISBN 978-3-933761-79-8
- 176 Assteerawatt, Anongnart: *Flow and Transport Modelling of Fractured Aquifers based on a Geostatistical Approach*, 2008, ISBN 978-3-933761-80-4
- 177 Karnahl, Joachim Alexander: *2D numerische Modellierung von multifraktionalem Schwebstoff- und Schadstofftransport in Flüssen*, 2008, ISBN 978-3-933761-81-1
- 178 Hiester, Uwe: *Technologieentwicklung zur In-situ-Sanierung der ungesättigten Bodenzone mit festen Wärmequellen*, 2009, ISBN 978-3-933761-82-8
- 179 Laux, Patrick: *Statistical Modeling of Precipitation for Agricultural Planning in the Volta Basin of West Africa*, 2009, ISBN 978-3-933761-83-5
- 180 Ehsan, Saqib: *Evaluation of Life Safety Risks Related to Severe Flooding*, 2009, ISBN 978-3-933761-84-2
- 181 Prohaska, Sandra: *Development and Application of a 1D Multi-Strip Fine Sediment Transport Model for Regulated Rivers*, 2009, ISBN 978-3-933761-85-9
- 182 Kopp, Andreas: *Evaluation of CO<sub>2</sub> Injection Processes in Geological Formations for Site Screening*, 2009, ISBN 978-3-933761-86-6
- 183 Ebigbo, Anozie: *Modelling of biofilm growth and its influence on CO<sub>2</sub> and water (two-phase) flow in porous media*, 2009, ISBN 978-3-933761-87-3

- 184 Freiboth, Sandra: *A phenomenological model for the numerical simulation of multiphase multicomponent processes considering structural alterations of porous media*, 2009, ISBN 978-3-933761-88-0
- 185 Zöllner, Frank: *Implementierung und Anwendung netzfreier Methoden im Konstruktiven Wasserbau und in der Hydromechanik*, 2009, ISBN 978-3-933761-89-7
- 186 Vasin, Milos: *Influence of the soil structure and property contrast on flow and transport in the unsaturated zone*, 2010, ISBN 978-3-933761-90-3
- 187 Li, Jing: *Application of Copulas as a New Geostatistical Tool*, 2010, ISBN 978-3-933761-91-0
- 188 AghaKouchak, Amir: *Simulation of Remotely Sensed Rainfall Fields Using Copulas*, 2010, ISBN 978-3-933761-92-7
- 189 Thapa, Pawan Kumar: *Physically-based spatially distributed rainfall runoff modelling for soil erosion estimation*, 2010, ISBN 978-3-933761-93-4
- 190 Wurms, Sven: *Numerische Modellierung der Sedimentationsprozesse in Retentionsanlagen zur Steuerung von Stoffströmen bei extremen Hochwasserabflussereignissen*, 2011, ISBN 978-3-933761-94-1
- 191 Merkel, Uwe: *Unsicherheitsanalyse hydraulischer Einwirkungen auf Hochwasserschutzdeiche und Steigerung der Leistungsfähigkeit durch adaptive Strömungsmodellierung*, 2011, ISBN 978-3-933761-95-8
- 192 Fritz, Jochen: *A Decoupled Model for Compositional Non-Isothermal Multiphase Flow in Porous Media and Multiphysics Approaches for Two-Phase Flow*, 2010, ISBN 978-3-933761-96-5
- 193 Weber, Karolin (Hrsg.): *12. Treffen junger WissenschaftlerInnen an Wasserbauinstituten*, 2010, ISBN 978-3-933761-97-2
- 194 Bliedernicht, Jan-Geert: *Probability Forecasts of Daily Areal Precipitation for Small River Basins*, 2011, ISBN 978-3-933761-98-9
- 195 Hrsg.: Koschitzky, Hans-Peter; Braun, Jürgen: *VEGAS-Kolloquium 2010 In-situ-Sanie- rung - Stand und Entwicklung Nano und ISCO -*, Tagungsband zur Veranstaltung am 07. Oktober 2010 an der Universität Stuttgart, Campus Stuttgart-Vaihingen, 2010, ISBN 978-3-933761-99-6
- 196 Gafurov, Abror: *Water Balance Modeling Using Remote Sensing Information - Focus on Central Asia*, 2010, ISBN 978-3-942036-00-9
- 197 Mackenberg, Sylvia: *Die Quellstärke in der Sickerwasserprognose: Möglichkeiten und Grenzen von Labor- und Freilanduntersuchungen*, 2010, ISBN 978-3-942036-01-6
- 198 Singh, Shailesh Kumar: *Robust Parameter Estimation in Gauged and Ungauged Basins*, 2010, ISBN 978-3-942036-02-3
- 199 Doğan, Mehmet Onur: *Coupling of porous media flow with pipe flow*, 2011, ISBN 978-3-942036-03-0
- 200 Liu, Min: *Study of Topographic Effects on Hydrological Patterns and the Implication on Hydrological Modeling and Data Interpolation*, 2011, ISBN 978-3-942036-04-7
- 201 Geleta, Habtamu Itafa: *Watershed Sediment Yield Modeling for Data Scarce Areas*, 2011, ISBN 978-3-942036-05-4
- 202 Franke, Jörg: *Einfluss der Überwachung auf die Versagenswahrscheinlichkeit von Stau- stufen*, 2011, ISBN 978-3-942036-06-1
- 203 Bakimchandra, Oinam: *Integrated Fuzzy-GIS approach for assessing regional soil ero- sion risks*, 2011, ISBN 978-3-942036-07-8
- 204 Alam, Muhammad Mahboob: *Statistical Downscaling of Extremes of Precipitation in Mesoscale Catchments from Different RCMs and Their Effects on Local Hydrology*, 2011, ISBN 978-3-942036-08-5

- 205 Hrsg.: Koschitzky, Hans-Peter; Braun, Jürgen: *VEGAS-Kolloquium 2011 Flache Geothermie - Perspektiven und Risiken*, Tagungsband zur Veranstaltung am 06. Oktober 2011 an der Universität Stuttgart, Campus Stuttgart-Vaihingen, 2011, ISBN 978-3-933761-09-2
- 206 Haslauer, Claus: *Analysis of Real-World Spatial Dependence of Subsurface Hydraulic Properties Using Copulas with a Focus on Solute Transport Behaviour*, 2011, ISBN 978-3-942036-10-8
- 207 Dung, Nguyen Viet: *Multi-objective automatic calibration of hydrodynamic models – development of the concept and an application in the Mekong Delta*, 2011, ISBN 978-3-942036-11-5
- 208 Hung, Nguyen Nghia: *Sediment dynamics in the floodplain of the Mekong Delta, Vietnam*, 2011, ISBN 978-3-942036-12-2
- 209 Kuhlmann, Anna: *Influence of soil structure and root water uptake on flow in the unsaturated zone*, 2012, ISBN 978-3-942036-13-9
- 210 Tuhtan, Jeffrey Andrew: *Including the Second Law Inequality in Aquatic Ecodynamics: A Modeling Approach for Alpine Rivers Impacted by Hydropeaking*, 2012, ISBN 978-3-942036-14-6
- 211 Tolossa, Habtamu: *Sediment Transport Computation Using a Data-Driven Adaptive Neuro-Fuzzy Modelling Approach*, 2012, ISBN 978-3-942036-15-3
- 212 Tatomir, Alexandru-Bodgan: *From Discrete to Continuum Concepts of Flow in Fractured Porous Media*, 2012, ISBN 978-3-942036-16-0
- 213 Erbertseder, Karin: *A Multi-Scale Model for Describing Cancer-Therapeutic Transport in the Human Lung*, 2012, ISBN 978-3-942036-17-7
- 214 Noack, Markus: *Modelling Approach for Interstitial Sediment Dynamics and Reproduction of Gravel Spawning Fish*, 2012, ISBN 978-3-942036-18-4
- 215 De Boer, Cjstmir Volkert: *Transport of Nano Sized Zero Valent Iron Colloids during Injection into the Subsurface*, 2012, ISBN 978-3-942036-19-1
- 216 Pfaff, Thomas: *Processing and Analysis of Weather Radar Data for Use in Hydrology*, 2013, ISBN 978-3-942036-20-7
- 217 Lebreuz, Hans-Henning: *Addressing the Input Uncertainty for Hydrological Modeling by a New Geostatistical Method*, 2013, ISBN 978-3-942036-21-4
- 218 Darcis, Melanie Yvonne: *Coupling Models of Different Complexity for the Simulation of CO<sub>2</sub> Storage in Deep Saline Aquifers*, 2013, ISBN 978-3-942036-22-1
- 219 Beck, Ferdinand: *Generation of Spatially Correlated Synthetic Rainfall Time Series in High Temporal Resolution - A Data Driven Approach*, 2013, ISBN 978-3-942036-23-8
- 220 Guthke, Philipp: *Non-multi-Gaussian spatial structures: Process-driven natural genesis, manifestation, modeling approaches, and influences on dependent processes*, 2013, ISBN 978-3-942036-24-5
- 221 Walter, Lena: *Uncertainty studies and risk assessment for CO<sub>2</sub> storage in geological formations*, 2013, ISBN 978-3-942036-25-2
- 222 Wolff, Markus: *Multi-scale modeling of two-phase flow in porous media including capillary pressure effects*, 2013, ISBN 978-3-942036-26-9
- 223 Mosthaf, Klaus Roland: *Modeling and analysis of coupled porous-medium and free flow with application to evaporation processes*, 2014, ISBN 978-3-942036-27-6
- 224 Leube, Philipp Christoph: *Methods for Physically-Based Model Reduction in Time: Analysis, Comparison of Methods and Application*, 2013, ISBN 978-3-942036-28-3
- 225 Rodríguez Fernández, Jhan Ignacio: *High Order Interactions among environmental variables: Diagnostics and initial steps towards modeling*, 2013, ISBN 978-3-942036-29-0
- 226 Eder, Maria Magdalena: *Climate Sensitivity of a Large Lake*, 2013, ISBN 978-3-942036-30-6

- 227 Greiner, Philipp: *Alkoholinjektion zur In-situ-Sanierung von CKW Schadensherden in Grundwasserleitern: Charakterisierung der relevanten Prozesse auf unterschiedlichen Skalen*, 2014, ISBN 978-3-942036-31-3
- 228 Lauser, Andreas: *Theory and Numerical Applications of Compositional Multi-Phase Flow in Porous Media*, 2014, ISBN 978-3-942036-32-0
- 229 Enzenhöfer, Rainer: *Risk Quantification and Management in Water Production and Supply Systems*, 2014, ISBN 978-3-942036-33-7
- 230 Faigle, Benjamin: *Adaptive modelling of compositional multi-phase flow with capillary pressure*, 2014, ISBN 978-3-942036-34-4
- 231 Oladyshkin, Sergey: *Efficient modeling of environmental systems in the face of complexity and uncertainty*, 2014, ISBN 978-3-942036-35-1
- 232 Sugimoto, Takayuki: *Copula based Stochastic Analysis of Discharge Time Series*, 2014, ISBN 978-3-942036-36-8
- 233 Koch, Jonas: *Simulation, Identification and Characterization of Contaminant Source Architectures in the Subsurface*, 2014, ISBN 978-3-942036-37-5
- 234 Zhang, Jin: *Investigations on Urban River Regulation and Ecological Rehabilitation Measures, Case of Shenzhen in China*, 2014, ISBN 978-3-942036-38-2
- 235 Siebel, Rüdiger: *Experimentelle Untersuchungen zur hydrodynamischen Belastung und Standsicherheit von Deckwerken an überströmbaren Erddämmen*, 2014, ISBN 978-3-942036-39-9
- 236 Baber, Katherina: *Coupling free flow and flow in porous media in biological and technical applications: From a simple to a complex interface description*, 2014, ISBN 978-3-942036-40-5
- 237 Nuske, Klaus Philipp: *Beyond Local Equilibrium – Relaxing local equilibrium assumptions in multiphase flow in porous media*, 2014, ISBN 978-3-942036-41-2
- 238 Geiges, Andreas: *Efficient concepts for optimal experimental design in nonlinear environmental systems*, 2014, ISBN 978-3-942036-42-9
- 239 Schwenck, Nicolas: *An XFEM-Based Model for Fluid Flow in Fractured Porous Media*, 2014, ISBN 978-3-942036-43-6
- 240 Chamorro Chávez, Alejandro: *Stochastic and hydrological modelling for climate change prediction in the Lima region, Peru*, 2015, ISBN 978-3-942036-44-3
- 241 Yulizar: *Investigation of Changes in Hydro-Meteorological Time Series Using a Depth-Based Approach*, 2015, ISBN 978-3-942036-45-0
- 242 Kretschmer, Nicole: *Impacts of the existing water allocation scheme on the Limarí watershed – Chile, an integrative approach*, 2015, ISBN 978-3-942036-46-7
- 243 Kramer, Matthias: *Luftbedarf von Freistrahlturbinen im Gegendruckbetrieb*, 2015, ISBN 978-3-942036-47-4
- 244 Hommel, Johannes: *Modeling biogeochemical and mass transport processes in the subsurface: Investigation of microbially induced calcite precipitation*, 2016, ISBN 978-3-942036-48-1
- 245 Germer, Kai: *Wasserinfiltration in die ungesättigte Zone eines makroporösen Hanges und deren Einfluss auf die Hangstabilität*, 2016, ISBN 978-3-942036-49-8
- 246 Hörning, Sebastian: *Process-oriented modeling of spatial random fields using copulas*, 2016, ISBN 978-3-942036-50-4
- 247 Jambhekar, Vishal: *Numerical modeling and analysis of evaporative salinization in a coupled free-flow porous-media system*, 2016, ISBN 978-3-942036-51-1
- 248 Huang, Yingchun: *Study on the spatial and temporal transferability of conceptual hydrological models*, 2016, ISBN 978-3-942036-52-8
- 249 Kleinknecht, Simon Matthias: *Migration and retention of a heavy NAPL vapor and remediation of the unsaturated zone*, 2016, ISBN 978-3-942036-53-5

- 250 Kwakye, Stephen Oppong: *Study on the effects of climate change on the hydrology of the West African sub-region*, 2016, ISBN 978-3-942036-54-2
- 251 Kissinger, Alexander: *Basin-Scale Site Screening and Investigation of Possible Impacts of CO<sub>2</sub> Storage on Subsurface Hydrosystems*, 2016, ISBN 978-3-942036-55-9
- 252 Müller, Thomas: *Generation of a Realistic Temporal Structure of Synthetic Precipitation Time Series for Sewer Applications*, 2017, ISBN 978-3-942036-56-6
- 253 Grüninger, Christoph: *Numerical Coupling of Navier-Stokes and Darcy Flow for Soil-Water Evaporation*, 2017, ISBN 978-3-942036-57-3
- 254 Suroso: *Asymmetric Dependence Based Spatial Copula Models: Empirical Investigations and Consequences on Precipitation Fields*, 2017, ISBN 978-3-942036-58-0
- 255 Müller, Thomas; Mosthaf, Tobias; Gunzenhauser, Sarah; Seidel, Jochen; Bárdossy, András: *Grundlagenbericht Niederschlags-Simulator (NiedSim3)*, 2017, ISBN 978-3-942036-59-7
- 256 Mosthaf, Tobias: *New Concepts for Regionalizing Temporal Distributions of Precipitation and for its Application in Spatial Rainfall Simulation*, 2017, ISBN 978-3-942036-60-3
- 257 Fenrich, Eva Katrin: *Entwicklung eines ökologisch-ökonomischen Vernetzungsmodells für Wasserkraftanlagen und Mehrzweckspeicher*, 2018, ISBN 978-3-942036-61-0
- 258 Schmidt, Holger: *Microbial stabilization of lotic fine sediments*, 2018, ISBN 978-3-942036-62-7
- 259 Fetzer, Thomas: *Coupled Free and Porous-Medium Flow Processes Affected by Turbulence and Roughness – Models, Concepts and Analysis*, 2018, ISBN 978-3-942036-63-4
- 260 Schröder, Hans Christoph: *Large-scale High Head Pico Hydropower Potential Assessment*, 2018, ISBN 978-3-942036-64-1
- 261 Bode, Felix: *Early-Warning Monitoring Systems for Improved Drinking Water Resource Protection*, 2018, ISBN 978-3-942036-65-8
- 262 Gebler, Tobias: *Statistische Auswertung von simulierten Talsperrenüberwachungsdaten zur Identifikation von Schadensprozessen an Gewichtsstaumauern*, 2018, ISBN 978-3-942036-66-5
- 263 Harten, Matthias von: *Analyse des Zuppinger-Wasserrades – Hydraulische Optimierungen unter Berücksichtigung ökologischer Aspekte*, 2018, ISBN 978-3-942036-67-2
- 264 Yan, Jieru: *Nonlinear estimation of short time precipitation using weather radar and surface observations*, 2018, ISBN 978-3-942036-68-9
- 265 Beck, Martin: *Conceptual approaches for the analysis of coupled hydraulic and geomechanical processes*, 2019, ISBN 978-3-942036-69-6
- 266 Haas, Jannik: *Optimal planning of hydropower and energy storage technologies for fully renewable power systems*, 2019, ISBN 978-3-942036-70-2
- 267 Schneider, Martin: *Nonlinear Finite Volume Schemes for Complex Flow Processes and Challenging Grids*, 2019, ISBN 978-3-942036-71-9
- 268 Most, Sebastian Christopher: *Analysis and Simulation of Anomalous Transport in Porous Media*, 2019, ISBN 978-3-942036-72-6
- 269 Buchta, Rocco: *Entwicklung eines Ziel- und Bewertungssystems zur Schaffung nachhaltiger naturnaher Strukturen in großen sandgeprägten Flüssen des norddeutschen Tieflandes*, 2019, ISBN 978-3-942036-73-3
- 270 Thom, Moritz: *Towards a Better Understanding of the Biostabilization Mechanisms of Sediment Beds*, 2019, ISBN 978-3-942036-74-0
- 271 Stolz, Daniel: *Die Nullspannungstemperatur in Gewichtsstaumauern unter Berücksichtigung der Festigkeitsentwicklung des Betons*, 2019, ISBN 978-3-942036-75-7
- 272 Rodriguez Pretelin, Abelardo: *Integrating transient flow conditions into groundwater well protection*, 2020, ISBN: 978-3-942036-76-4

- 273 Weishaupt, Kilian: *Model Concepts for Coupling Free Flow with Porous Medium Flow at the Pore-Network Scale: From Single-Phase Flow to Compositional Non-Isothermal Two-Phase Flow*, 2020, ISBN: 978-3-942036-77-1
- 274 Koch, Timo: *Mixed-dimension models for flow and transport processes in porous media with embedded tubular network systems*, 2020, ISBN: 978-3-942036-78-8
- 275 Gläser, Dennis: *Discrete fracture modeling of multi-phase flow and deformation in fractured poroelastic media*, 2020, ISBN: 978-3-942036-79-5
- 276 Seitz, Lydia: *Development of new methods to apply a multi-parameter approach – A first step towards the determination of colmation*, 2020, ISBN: 978-3-942036-80-1
- 277 Ebrahim Bakhshipour, Amin: *Optimizing hybrid decentralized systems for sustainable urban drainage infrastructures planning*, 2021, ISBN: 978-3-942036-81-8
- 278 Seitz, Gabriele: *Modeling Fixed-Bed Reactors for Thermochemical Heat Storage with the Reaction System  $\text{CaO}/\text{Ca}(\text{OH})_2$* , 2021, ISBN: 978-3-942036-82-5
- 279 Emmert, Simon: *Developing and Calibrating a Numerical Model for Microbially Enhanced Coal-Bed Methane Production*, 2021, ISBN: 978-3-942036-83-2
- 280 Heck, Katharina Klara: *Modelling and analysis of multicomponent transport at the interface between free- and porous-medium flow - influenced by radiation and roughness*, 2021, ISBN: 978-3-942036-84-9
- 281 Ackermann, Sina: *A multi-scale approach for drop/porous-medium interaction*, 2021, ISBN: 978-3-942036-85-6
- 282 Beckers, Felix: *Investigations on Functional Relationships between Cohesive Sediment Erosion and Sediment Characteristics*, 2021, ISBN: 978-3-942036-86-3
- 283 Schlabing, Dirk: *Generating Weather for Climate Impact Assessment on Lakes*, 2021, ISBN: 978-3-942036-87-0
- 284 Becker, Beatrix: *Efficient multiscale multiphysics models accounting for reversible flow at various subsurface energy storage sites*, 2021, ISBN: 978-3-942036-88-7
- 285 Reuschen, Sebastian: *Bayesian Inversion and Model Selection of Heterogeneities in Geo-statistical Subsurface Modeling*, 2021, ISBN: 978-3-942036-89-4
- 286 Michalkowski, Cynthia: *Modeling water transport at the interface between porous GDL and gas distributor of a PEM fuel cell cathode*, 2022, ISBN: 978-3-942036-90-0
- 287 Koca, Kaan: *Advanced experimental methods for investigating flow-biofilm-sediment interactions*, 2022, ISBN: 978-3-942036-91-7
- 288 Modiri, Ehsan: *Clustering simultaneous occurrences of extreme floods in the Neckar catchment*, 2022, ISBN: 978-3-942036-92-4
- 289 Mayar, Mohammad Assem: *High-resolution spatio-temporal measurements of the colmation phenomenon under laboratory conditions*, 2022, ISBN: 978-3-942036-93-1
- 290 Schäfer Rodrigues Silva, Aline: *Quantifying and Visualizing Model Similarities for Multi-Model Methods*, 2022, ISBN: 978-3-942036-94-8
- 291 Moreno Leiva, Simón: *Optimal planning of water and renewable energy systems for copper production processes with sector coupling and demand flexibility*, 2022, ISBN 978-3-942036-95-5
- 292 Schönau, Steffen: *Modellierung von Bodenerosion und Sedimentausttrag bei Hochwasserereignissen am Beispiel des Einzugsgebiets der Rems*, 2022, ISBN 978-3-942036-96-2

Die Mitteilungshefte ab der Nr. 134 (Jg. 2005) stehen als pdf-Datei über die Homepage des Instituts: [www.iws.uni-stuttgart.de](http://www.iws.uni-stuttgart.de) zur Verfügung.