

Prozessorientierte Modellierung der Abflussbildung und –konzentration auf verschlammungsgefährdeten landwirtschaftlichen Nutzflächen

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades

Doktor-Ingenieur (Dr.-Ing.)

Universität der Bundeswehr München

Fakultät für Bauingenieurwesen und Umweltwissenschaften

Prof. Dr.-Ing. Markus Disse (Erstprüfer)

Prof. Dr. agr. Karl Auerswald (Zweitprüfer)



vorgelegt von

Dipl.-Hyd. Florian Winter

München 2013

Universität der Bundeswehr München
Fakultät für Bauingenieurwesen und Umweltwissenschaften

Thema der Dissertation	Prozessorientierte Modellierung der Abflussbildung und –konzentration auf verschlammungsgefährdeten landwirtschaftlichen Nutzflächen
Verfasser	Florian Winter
Promotionsausschuss Vorsitzender	Prof. Dr.-Ing. Christian Jacoby Universität der Bundeswehr München Institut für Verkehrswesen und Raumplanung Professur für Raumplanung und Mobilität
1. Berichterstatter	Prof. Dr.-Ing. Markus Disse Universität der Bundeswehr München Institut für Wasserwesen Professur für Wasserwirtschaft und Ressourcenschutz
2. Berichterstatter	Prof. Dr. agr. Karl Auerswald Technische Universität München Wissenschaftszentrum Weihenstephan für Ernährung, Landnutzung und Umwelt Lehrstuhl für Grünlandlehre
Tag der Prüfung	13.06.2013

Mit der Promotion erlangter akademischer Grad:
Doktor der Ingenieurwissenschaften (Dr.-Ing.)

Neubiberg, den 28.06.2013

Danksagung

Diese Dissertation entstand während meiner Zeit als Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Wasserwesen der Universität der Bundeswehr München.

Danken möchte ich in erster Linie Prof. Dr.-Ing. Markus Disse für die Ermöglichung dieser Dissertation, für seine Betreuung während meiner Zeit am Institut und für die hilfreichen Diskussionen. In meinen Jahren am Lehrstuhl für Wasserwirtschaft und Ressourcenschutz konnte ich viele Erfahrungen in der Mitarbeit an Lehrveranstaltungen des Masterstudiengangs *Bauingenieurwesen und Umweltwissenschaften* und in verschiedenen Forschungsprojekten sammeln, die mir wertvolle Erfahrungen und Erkenntnisse auch zum Verfassen dieser Arbeit einbrachten.

Weiterhin möchte ich Prof. Dr. agr. Karl Auerswald danken, der mir immer wieder neue Einblicke in das wissenschaftliche Arbeiten, den Umgang mit Daten und der Interpretation der Ergebnisse geben konnte, von dem ich viel für die Bearbeitung von wissenschaftlichen Problemen gelernt habe und der das Zweitreferat dieser Dissertation übernahm. Prof. Dr. Peter Fiener danke ich für die Unterstützung bei der Sichtung der Berechnungsdatenbank und seine Hinweise zur Analyse der Daten.

Danken möchte ich auch dem Prüfungsausschuss des Promotionsverfahrens, vor allem ihrem Vorsitzenden Prof. Dr.-Ing. Christian Jacoby.

Im Laufe der Jahre habe ich mit vielen Kollegen am Institut und am Lehrstuhl zusammengearbeitet, obwohl das Projekt, das dieser Dissertation zugrunde liegt, immer eine Einzelkämpferarbeit war. Für eine tolle Atmosphäre und Unterstützung möchte ich allen ehemaligen Kollegen am Lehrstuhl und am Institut danken.

Des Weiteren ist man als Doktorand auch immer von der Zuarbeit junger Wissenschaftler in Form einer Prüfungsarbeit oder wissenschaftlichen Hilfstätigkeiten abhängig. Deswegen möchte ich meinen HiWis Simon, Christian und Jochen danken.

Für die umfangreiche Hilfe mit WaSiM danke ich dem Modellentwickler Jörg Schulla, der mit seinen zahlreichen Hinweisen und umfangreichen Erklärungen zu stets neuen Erkenntnissen und zum Verständnis der Modellstruktur beigetragen hat.

Zuletzt gilt mein besonderer Dank meinen Eltern Eleonore und Bernhard Winter sowie meinem Bruder Bastian, außerdem meinen Freunden, die mich privat großartig unterstützten und damit ihren Beitrag zum Gelingen dieser Arbeit geleistet haben.

Kurzfassung

Die Bewirtschaftungsform und damit die Bodenbearbeitung haben umfangreiche Auswirkungen auf die Abflussbildung und -konzentration. Durch die Umstellung von der konventionellen zur konservierenden Bodenbewirtschaftung ergeben sich positive Effekte im Hinblick auf den Wasserrückhalt in der Fläche: Eine ganzjährig angestrebte Bodenbedeckung (Anbau einer Zwischenfrucht, Belassen von Ernterückständen auf der Ackerkrume) verringert die Verschlammungsneigung der Böden, verbessert das Mikroklima in Bodennähe und erhöht die Infiltrationsleistung. Pflanzenreste auf dem Boden erhöhen den Fließwiderstand und verringern die Geschwindigkeit des Oberflächenabflusses. Dieser kann durch Re-Infiltration auf ungesättigten Flächen in den Boden gelangen. Dadurch erhöhen sich wiederum die Speicherwirkung des Bodens sowie der verfügbare Wasservorrat für die Feldfrucht.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, den Einfluss von Landnutzung und -bewirtschaftung auf den Direktabfluss in der unteren Mesoskala räumlich hoch auflösend mit Hilfe eines physikalisch-basierten Wasserhaushalts-Modells abzubilden. Damit sollen die Möglichkeiten der Abflussreduzierung durch Flächenneugestaltung, infiltrationsfördernde Bewirtschaftung und Etablierung lokaler Maßnahmen erfasst werden.

Es wird eine Datenbank vorgestellt, die aus den Beregnungsexperimenten mehrerer Forschergruppen besteht und sowohl die Abflussganglinien der einzelnen Experimente in ihrem zeitlichen Verlauf als auch die zeit-invarianten (Bodeneigenschaften) wie variablen (Beregnungs- und Bearbeitungseigenschaften) Randbedingungen zu jedem einzelnen Beregnungsversuch sowie die punktuellen Messergebnisse (*time to ponding*, *time to runoff*) zusammenfasst.

Die Datensätze der Beregnungsdatenbank werden umfangreich analysiert: Durch Optimierungsalgorithmen (*Simulated Annealing*) werden aus den gemessenen Infiltrationsraten der einzelnen Versuche die besten Parameter für ein modifiziertes Infiltrationsmodell nach HORTON ermittelt. Diese optimierten Parameter werden mit den Boden- und Bearbeitungseigenschaften der Beregnungsexperimente verknüpft und durch statistische Regressionsmethoden geschätzt. Es wird ein einfach anzuwendendes multiples Regressionsmodell entwickelt, das die infiltrationssteuernden Parameter der modifizierten HORTON-Gleichung aus allgemein verfügbaren Daten hinreichend gut schätzen kann.

Das hydrologische Modellierungssystem WaSiM wird um zwei Komponenten erweitert: um ein Verschlammungsmodul, das dem Modul zur Wasserbewegung in der ungesättigten Zone vorangeschaltet ist und um ein Modul zur Abflusskonzentration des Oberflächenabflusses nach dem Ansatz der kinematischen Welle.

Die Modellerweiterungen und die zugrundeliegenden Prozessbeschreibungen werden auf verschiedenen Skalen angewendet: Auf der *Plotskale* können einzelne Beregnungsversuche aus der Datenbank besser simuliert werden als ohne die Modellerweiterung. Durch die konservierende Bodenbearbeitung und die erosionsverringende Fruchtfolge auf den Ackerflächen (*Hangskale*) des Klostersguts Scheyern kann im Modell ein hoher Abflussanteil an Zwischenabfluss nachgewiesen werden, der durch die erhöhte

Ausbildung stabiler Makroporen und als zeitlich verzögerte Abflusskomponente größeren Anteil am Gesamtabfluss hat. Bei der Simulation der konventionellen Bodenbearbeitung auf der *unteren Mesoskala* (Weiherbachgebiet) können bei einzelnen Starkregenereignissen räumlich detailliert verschlammungsgefährdete Bereiche ausgewiesen werden.

Abstract

Tillage practices and thus soil cultivation have significant impacts on runoff generation and concentration processes. By changing conventional tillage towards conservational tillage positive effects regarding natural water retention can be achieved. In attempting a constant soil coverage throughout the year (by catch crop cultivation and mulch tillage) the susceptibility to surface crusting is reduced, the microclimate at the soil surface is improved and hence infiltration is enhanced. Crop remains on the soils surface increase flow resistance and decrease flow velocity of the surface runoff, so that runoff can enter the soil layer by re-infiltration on unsaturated areas. The retention capacity of the soil and thus the available water storage for field crops is improved.

The objective of this work is to simulate the impacts of land use and tillage practices on surface runoff in the lower mesoscale in high spatial resolution by a physically based water balance model. Thereby the potential of runoff reduction by reallocation of arable land, soil management promoting infiltration capacity and establishment of local measures can be determined.

A database of rainfall simulations on arable fields is introduced that combines the data of several research groups: the hydrographs of the experiments, the time invariant (soil properties) and variable (sprinkler and tillage properties) boundary conditions of every single experiment and the punctual measurements (*time to ponding*, *time to runoff*) are summarized.

The data sets of the rainfall simulation database are analyzed extensively. By means of optimization algorithms (*Simulated Annealing*) the optimized parameters of a modified HORTON type infiltration model are determined from the measured infiltration rates. The optimized parameter sets are combined with the boundary conditions of the experiments (soil and tillage properties) and estimated by statistical regression methods. An easily applicable multiple regression model is developed that is able to sufficiently estimate the infiltration parameters of the modified HORTON equation from commonly available data.

The hydrological modeling system WaSiM is extended by two components: a surface sealing module that precedes the water movement into the unsaturated zone and a surface routing module using the kinematic wave approach for surface runoff.

The model extensions and the underlying mathematical process descriptions are applied on several spatial scales: On the *plot scale* single experiments from the rainfall simulation database can predict hydrographs better than without the model extensions. Conservational tillage and crop rotation reducing erosion is modeled on the *slope scale* (arable fields on the Scheyern experimental farm) showing a high ratio of interflow in total runoff as delayed runoff component, thus representing the formation of stable macropores. Conventional tillage is modeled on the *lower mesoscale* (Weiherbach catchment) indicating areas prone to surface sealing during high precipitation events in spatial detail.

Inhaltsverzeichnis

Danksagung	v
Kurzfassung	vii
Abstract	ix
Inhaltsverzeichnis	x
Abbildungsverzeichnis	xiv
Tabellenverzeichnis	xviii
1 Einleitung	1
1.1 Erfassung und Modellierung hydrologischer Teilprozesse bei der Abflussbildung und –konzentration auf der Mikroskala	1
1.2 Veranlassung und DFG-Projekt	2
1.3 Aufbau der Arbeit.....	3
2 Grundlagen	5
2.1 Landwirtschaft und Bewirtschaftungsformen.....	5
2.1.1 Landwirtschaftliche Nutzfläche und Ernte in Deutschland	5
2.1.2 Konventionelle Bodenbearbeitung	6
2.1.3 Konservierende Bodenbearbeitung	7
2.1.4 Weitere Bearbeitungsverfahren.....	7
2.2 Infiltration und Abflussbildungsprozesse.....	8
2.2.1 Infiltrationsmodelle.....	9
2.2.1.1 Exponentialmodell nach Horton.....	9
2.2.1.2 Modell von Green & Ampt	10
2.2.1.3 Infiltration aus der Richards-Gleichung	11
2.2.2 Makroporen	12
2.2.3 Oberflächenabfluss und Abflusskonzentration	12
2.3 Bodenwasserbewegung	14
3 Stand der Wissenschaft	17
3.1 Abflussgeschehen auf landwirtschaftlich genutzten Flächen	17
3.1.1 Verschlämmung und Wassererosion	20
3.1.1.1 Teilprozesse der Oberflächenverschlämmung	23
3.1.1.2 Einflussfaktoren.....	24
3.1.2 Abflusskonzentration	28
3.1.3 Einfluss der Bewirtschaftungsform	30
3.2 Modellierungsansätze	32
3.2.1 Modellierung der Abflussbildung auf landwirtschaftlichen Flächen.....	32
3.2.2 Modellierung der Verschlämmung.....	33
3.2.3 Modellierung der Bodenbearbeitung.....	37
3.2.4 Modellierung der Abflusskonzentration	38
3.3 Skalenabhängigkeit der Prozesse der Abflussbildung und –konzentration	40
3.3.1 Plotskale	41
3.3.2 Hangskale	41
3.3.3 Einzugsgebietskale.....	42

4	Methodik	45
4.1	Experimentelle Daten.....	45
4.1.1	Infiltrationsversuche	45
4.1.2	Beschreibung der Beregnungsdatenbank	46
4.2	Grundlagen der Modellerweiterung zur Abflussbildung und –konzentration auf landwirtschaftlich genutzten Flächen.....	52
4.2.1	Modellierung der dynamischen Verschlämmung	54
4.2.2	Abflusskonzentration auf der Bodenoberfläche	55
4.3	WaSiM.....	64
4.3.1	Modellkonzept und -eignung	64
4.3.2	Datenbedarf	65
4.3.3	Relevante Modellansätze.....	67
4.3.4	Modellerweiterungen	72
4.3.4.1	Verschlämmungsmodul (<i>Silting Up</i>)	75
4.3.4.2	Oberflächenabfluss (<i>Surface Routing</i>).....	76
4.4	Parameteroptimierung.....	78
5	Beschreibung der Untersuchungsgebiete	83
5.1	Scheyern.....	83
5.1.1	Klimatische Verhältnisse	84
5.1.2	Geologie und Böden.....	85
5.1.3	Gewässer und Grundwasser.....	86
5.1.4	Landnutzung.....	86
5.1.5	Abflussmessungen.....	88
5.1.6	Datengrundlage für die Modellierung.....	91
5.1.7	Bodenparametrisierung	91
5.1.8	Parametrisierung der Landnutzung.....	95
5.2	Weierbach.....	95
5.2.1	Klimatische Verhältnisse	97
5.2.2	Geologie und Böden.....	97
5.2.3	Gewässer und Grundwasser.....	99
5.2.4	Landnutzung.....	99
5.2.5	Abflussereignisse.....	100
5.2.6	Datengrundlage für die Modellierung.....	101
5.2.7	Bodenparametrisierung	101
5.2.8	Parametrisierung der Landnutzung.....	102
6	Empirische Analysen der experimentellen Daten.....	105
6.1	Analyse der Beregnungsdatenbank	105
6.1.1	Bodenarten in der Beregnungsdatenbank	105
6.1.2	Bildung von Abfolgen	107
6.1.2.1	Zusammenhang zwischen den Messdaten der Beregnungsexperimente.....	110
6.1.2.2	Zusammenhang einzelner Variablen	111
6.1.3	Schätzung der Infiltrationsparameter	114
6.2	Regressionsmodelle für deterministische Ansätze der verschlammungsgesteuerten Infiltration	117
6.2.1	Hauptkomponentenregression	117
6.2.2	Multipl. lineares Modell für modifizierten Horton-Ansatz	117
6.2.3	Überprüfung des Regressionsmodells nach Schröder (2000)	126
6.2.4	Überprüfung des Regressionsmodells nach Zimmermann et al. (2008)	131

6.2.5	Zusammenfassung Regressionsmodelle	133
6.3	Statistisches Abflussmodell der Beregnungsversuche	134
6.3.1	Vorgehensweise	134
6.3.2	Abhängigkeit des Abflussvolumens Q von Randbedingungen	136
6.3.3	Schätzung des Anfangsverlustes P_{tR}	137
6.3.4	Gesamtmodell und Diskussion	139
6.3.5	Zusammenfassung Statistisches Abflussmodell	143
7	Modellierung mit WaSiM	145
7.1	Modellierung der ungesättigten Zone in WaSiM	145
7.1.1	Abflussbildung	145
7.1.2	Verifizierung des Richards-Modells für Bodenfeuchteprofile	149
7.2	Verifizierung der Regressionsmodelle in WaSiM	151
7.2.1	Modellaufbau	152
7.2.2	Modellierung von Beregnungsversuchen	152
7.3	Modellierung der konservierenden Bodenbearbeitung in WaSiM	156
7.3.1	Modellaufbau	156
7.3.2	Einzelereignisse auf integriert bewirtschafteten Flächen	159
7.3.3	Zusammenfassung	165
7.4	Modellierung der konventionellen Bodenbearbeitung in WaSiM	166
7.4.1	Modellaufbau	166
7.4.2	Ereignisbasierte Modellierung	169
7.4.2.1	Kalibrierung ohne Modellerweiterungen	169
7.4.2.2	Schrittweises Zuschalten der Modellerweiterungen	172
7.4.2.3	Kalibrierung mit Modellerweiterungen	175
7.4.3	Kontinuierliche Modellierung	181
7.4.4	Szenario: Konservierende Bearbeitung im Weiherbach	185
7.4.5	Zusammenfassung	188
8	Diskussion	189
8.1	Modellerweiterung	189
8.1.1	Verschlämmungsmodul	189
8.1.2	Abflusskonzentration	190
8.2	Skalenproblematik	191
8.2.1	Räumliche Auflösung	191
8.2.2	Zeitliche Auflösung	192
8.3	Unsicherheiten der Modellierung und der Parametrisierung	193
8.4	Modellkomplexität	194
9	Zusammenfassung und Ausblick	197
	Literaturverzeichnis	201
	Anhang	215
Anhang A	Ausschnitt aus der Steuerdatei mit der Bodenparametrisierung für das Verschlämmungsmodul	217
Anhang B	Ausschnitt aus der Steuerdatei mit der Bodenparametrisierung für Surface Routing	219
Anhang C	Beschreibung des C++ Parsers in der WaSiM-Steuerdatei	221
Anhang D	Darstellung der Regressionsmodelle für die einzelnen Beregnungsversuche	223

Abbildungsverzeichnis

Abb. 2-1: Vergleich der pF-Kurven nach BROOKS & COREY und VAN-GENUCHTEN für einen Schluffboden.....	16
Abb. 3-1: Schema der Abhängigkeit der Abflussbildung von der Landnutzung.....	18
Abb. 3-2: Typische Entwicklung der Bodenbedeckung bei Feldfrüchten in Mitteleuropa, saisonale Verteilung des Niederschlags und der Regenintensität für den Standort Scheyern (nach Fiener et al. 2011a)	19
Abb. 3-3: Prinzipskizze des Verschlammungsprozesses: Durch die mechanische Wirkung der Regentropfen werden Bodenaggregate zerstört, lagern sich in größeren Poren ab und verursachen eine Abtrennung der Infiltrationswege in die Bodenmatrix sowie die Makroporen.....	21
Abb. 3-4: Teilprozesse und Faktoren der Oberflächenverschlammung und der Abflussbildung.....	24
Abb. 4-1: Berechnungsanlagen der einzelnen zusammengefassten Messkampagnen	50
Abb. 4-2: Übersichtskarte der Untersuchungsplots der einzelnen Teildatensätze <i>SY</i> , <i>WB</i> , <i>FS</i> , <i>FB</i> und <i>WS</i>	50
Abb. 4-3: Fließrichtungen in WaSiM von der mittleren Rasterzelle ausgehend	56
Abb. 4-4: Prinzip und Beispiel für multiple Fließrichtungen mit Gewichtungen.....	58
Abb. 4-5: Modellstruktur von WaSiM	66
Abb. 4-6: Flussdiagramm der Abflussbildung und -konzentration in WaSiM bis Version 8.1.1.....	74
Abb. 4-7: Flussdiagramm der Abflussbildung und -konzentration in WaSiM ab Version 8.1.1	75
Abb. 4-8: Darstellung des SCE-Algorithmus im 2-dimensionalen Fall.....	80
Abb. 5-1: Luftbild vor und nach der Umstellung der Bewirtschaftungsform 1991.....	84
Abb. 5-2: Klimadiagramme der beiden Stationen B01 und B02 auf der Klostergut Scheyern.....	84
Abb. 5-3: Flächennutzung und Kleineinzugsgebiete auf dem Gelände des Forschungsguts Scheyern.....	87
Abb. 5-4: Einzugsgebiete auf dem Kehrfield des Klostergutes Scheyern (integrierte Bewirtschaftung).....	88
Abb. 5-5: Einteilung der Ackerschläge auf die Einzugsgebiete und Lage der begrüneten Abflussmulde (Grassed Waterway) auf dem Klostergut Scheyern	90
Abb. 5-6: Gemessene Abflüsse der einzelnen Ereignisse in [mm] auf den Einzugsgebieten des Kehrfieldes	90
Abb. 5-7: Standorte der Hood Infiltrometer Messungen auf dem Kehrfield in Scheyern und die Bodenklassifikation des oberen Bodenhorizonts für die Einzugsgebiete E01-E07; Hintergrund: Standortkundliche Bodenkarte von Bayern (1:25000).....	93
Abb. 5-8: Übersichtskarte über das Einzugsgebiet des Weiherbachs mit Höhenlinien und meteorologischen und hydrologischen Messstationen	96
Abb. 5-9: links: Blick über das landwirtschaftlich geprägte Weiherbachgebiet von den Kuppen im Osten in Richtung Süd-Westen; rechts: das Gerinne des Weiherbachs direkt oberhalb des Pegels Menzingen.....	96
Abb. 5-10: Klimadiagramm der Station WB0 im Einzugsgebiet des Weiherbachs (Zeitraum 1990 - 1996) und Jahresniederschläge von 1991 - 1996	97
Abb. 5-11: Bodentypen im nördlichen Weiherbachgebiet	98
Abb. 5-12: Vegetationszeiten der Haupt- und Zwischenfrüchte im Weiherbachgebiet (verändert nach Plate & Zehe 2008, Ritz 2000).....	103
Abb. 6-1: Verteilung der Bodenartenhauptgruppen (links); Anteile der Bodenart an den Verschlammungsneigungsklassen aus KA5 (rechts); n=209.....	106
Abb. 6-2: Anteil der Bodenarten in der Berechnungsdatenbank.....	106
Abb. 6-3: Bodenartendreieck nach KA5 (links) und der US Soil Classification (rechts).....	107
Abb. 6-4: Beobachtungswerte der Versuche Nr. 41 und 42 aus dem Teildatensatz Scheyern mit Berechnungspause von 30 min	108
Abb. 6-5: Aufbereitung des Berechnungsversuches Nr. 41 und 42 des Teildatensatzes Scheyern, aufgetragen als Infiltrationsrate auf die kumulierte effektive kinetische Energie E_{kin}	109
Abb. 6-6: Zusammenhang zwischen den beobachteten Größen bei einzelnen Abfolgen	110
Abb. 6-7: Scree-Plot der Hauptkomponenten (PCA).....	112
Abb. 6-8: Ladungen der ersten 6 Hauptkomponenten (PC).....	113
Abb. 6-9: Biplot von PC1 gegen PC2.....	113

Abb. 6-10: Kerndichteschätzungen der Infiltrationsparameter nach 100 Optimierungsläufen für einzelne Sequenzen mittels Simulated Annealing am Beispiel SEQ=3900214	115
Abb. 6-11: Beste Übereinstimmung der beiden Optimierungsalgorithmen Simulated Annealing (SA) und Non-Linear Least Squares (NLS) am Beispiel der SEQ=3900214	115
Abb. 6-12: Kerndichteschätzung und Box-Whisker-Plots der optimierten Horton-Variablen f_o , f_e und c_v für n=213 Sequenzen in der <i>HorKal</i> -Datenbank	116
Abb. 6-13: Beziehungen zwischen der Endinfiltrationsrate und Boden- und Bearbeitungskenngrößen (n=213)	118
Abb. 6-14: Simulierte (inkl. Konfidenzintervall) und optimierte Werte für die Multiple Regression und Kerndichtevertelung der Fehler für f_e	119
Abb. 6-15: Der Abflussbeiwert wird zu einem Teil durch die Verschlammungsneigung c_v erklärt (links); Stabile Bodenaggregate hoher Dichte weisen eine niedrigere Verschlammungsneigung auf (rechts)	120
Abb. 6-16: Beziehungen zwischen der Verschlammungsneigung und Boden- und Bearbeitungskenngrößen (n=213)	120
Abb. 6-17: Simulierte (inkl. Konfidenzintervall) und optimierte Werte für die Multiple Regression und Kerndichtevertelung der Fehler für c_v	121
Abb. 6-18: Die Neigung der Infiltrationskurve bestimmt bei der HORTON-Funktion die physikalisch schwer zu erfassende Anfangsinfiltrationsrate f_o (links); kurz nach der Bodenbearbeitung zeigen sich höhere Anfangsinfiltrationsraten, deren Streuung mit der Zeit abnimmt (rechts)	122
Abb. 6-19: Simulierte (inkl. Konfidenzintervall) und optimierte Werte für die Multiple Regression und Kerndichtevertelung der Fehler für f_o	123
Abb. 6-20: BoxPlot der RMSE der optimierten Experimente, sowie den geschätzten Experimenten aus des Kalibrierdatensatzes (<i>HorKal</i>) sowie des Validierungsdatensatzes (<i>HorVal</i>)	124
Abb. 6-21: Simulierte und optimierte Infiltrationsverläufe einzelner Sequenzen aus der Beregnungsdatenbank	125
Abb. 6-22: Kerndichteschätzung und Box-Whisker-Plots bei Anwendung des Approximationsmodells 1 nach SCHRÖDER (2000) für n=169 Sequenzen in der <i>HorKal</i> -Datenbank.....	128
Abb. 6-23: Kerndichteschätzung und Box-Whisker-Plots bei Anwendung des Approximationsmodells 2 nach SCHRÖDER (2000) für n=169 Sequenzen in der <i>HorKal</i> -Datenbank.....	129
Abb. 6-24: Box-Whisker-Plots der RMSE bei den optimierten Datensätzen (n=213) und des Approximationsmodells 2 nach SCHRÖDER (2000)	129
Abb. 6-25: Kerndichteschätzung und Box-Whisker-Plots bei Anwendung der neu geschätzten Koeffizienten von Approximationsmodell 1 nach SCHRÖDER (2000) für n=169 Sequenzen in der <i>HorKal</i> -Datenbank.....	130
Abb. 6-26: Kerndichteschätzung und Box-Whisker-Plots bei Anwendung der neu geschätzten Koeffizienten von Approximationsmodell 2 nach SCHRÖDER (2000) für n=169 Sequenzen in der <i>HorKal</i> -Datenbank.....	130
Abb. 6-27: Box-Whisker-Plots der RMSE bei den optimierten Datensätzen (n=213) und der Anwendung der neu geschätzten Koeffizienten der Approximationsmodelle nach SCHRÖDER (2000).....	131
Abb. 6-28: Kerndichteschätzung und Box-Whisker-Plots bei Anwendung des Regressionsmodells nach ZIMMERMANN et al. (2008) für n=213 Sequenzen in der <i>HorKal</i> -Datenbank	132
Abb. 6-29: Box-Whisker-Plots der RMSE bei den optimierten Datensätzen (n=213) und der Anwendung des Regressionsmodells nach ZIMMERMANN et al. 2008.....	132
Abb. 6-30: Darstellung der simulierten Infiltrationsverläufe nach dem Regressionsansatz von ZIMMERMANN et al. 2008 mit dem niedrigsten bzw. höchsten RMSE und dem optimierten Verlauf.....	133
Abb. 6-31: Typischer Abflussverlauf über das beregnete Volumen (links); Kerndichteschätzung des kumulierten Niederschlags [mm] zum Zeitpunkt t_R (rechts).....	135
Abb. 6-32: Ergebnisse der linearen Modelle auf das Abflussvolumen nach 30 mm Niederschlag und deren Residuen	136
Abb. 6-33: Zusammenhang zwischen einzelnen Einflussfaktoren und P_{tr} bei allen Trockenläufen der Beregnungsdatenbank (n = 327)	138

Abb. 6-34: Simulierte und gemessene Werte für die Gesamtanpassung und Kerndichte- verteilung der Fehler für Q	140
Abb. 6-35: Simulierte Abflussvolumina Q_{px} ($P_{20} - P_{60}$) für verschiedene Parameterkombinationen.....	142
Abb. 6-36: Simulierte und gemessene Abflussraten verschiedener Experimente auf derselben Parzelle (SOIL= 5019)	143
Abb. 7-1: Gemessene und simulierte Abflussraten bei variierender Mächtigkeit der Berechnungsschichten in WaSiM bei einer Beregnungsintensität von $I = 34$ mm/h	147
Abb. 7-2: Abhängigkeit der Diskretisierung der Berechnungsschichten in WaSiM bei konstanter Regenintensität auf den Abflussbeginn t_R	147
Abb. 7-3: Abhängigkeit der Diskretisierung der Berechnungsschichten in WaSiM bei konstanter Regenintensität auf den Abflussbeiwert ψ	148
Abb. 7-4: Bodenfeuchteprofile für Vorläufe aus dem Teildatensatz WB für Simulationen mit HYDRUS1D und WaSiM	150
Abb. 7-5: Vergleich des Vordringens der Feuchtefront in den Boden bei einer Simulationsdauer von einem Monat	151
Abb. 7-6: Ergebnisse der Optimierung der VAN-GENUCHTEN-Parameter für die Bodentypen der Beregnungsversuche des Teildatensatzes WB	153
Abb. 7-7: pF-Kurven der oberen Horizonte beider Bodentypen der Standortmodelle, deren Parameter im Modelllauf ohne Erweiterung innerhalb ihrer Parametergrenzen (grau) optimiert wurden; initiale Werte sind dick dargestellt, minimale und maximale pF-Kurven gestrichelt.....	154
Abb. 7-8: Beispielhafte Ergebnisse der Optimierung der VAN-GENUCHTEN-Parameter der Böden bei der Simulation von Beregnungsversuchen in WaSiM ohne Modellerweiterung.....	154
Abb. 7-9: Beispielhafte Ergebnisse der Optimierung der Koeffizienten der Regressionsgleichungen des Verschlammungsmoduls bei der Simulation von Beregnungsversuchen in WaSiM mit Modellerweiterung	155
Abb. 7-10: Box-Plots der Gütemaße der Simulationen der Beregnungsversuche des Teildatensatzes WB mit WaSiM (ohne/mit Modellerweiterung).....	156
Abb. 7-11: Bodenbedeckungsgrade, Niederschlag und Abfluss auf den Ackerschlägen A17 und A18 in täglichen Zeitschritten	158
Abb. 7-12: Kumulierte Werte der modellierten Abflüsse und des gemessenen Abflussvolumens sowie zeitlicher Verlauf der Verschlammungsspeichers für das Ereignis im Juni 1995 auf den Einzugsgebieten E02 und E03	161
Abb. 7-13: Kumulierte Werte der modellierten Abflüsse und des gemessenen Abflussvolumens sowie zeitlicher Verlauf der Verschlammungsspeichers für das Ereignis im Juli 1996 auf dem Einzugsgebiet E03	161
Abb. 7-14: Kumulierte Werte der modellierten Abflüsse und des gemessenen Abflussvolumens sowie zeitlicher Verlauf der Verschlammungsspeichers für das Ereignis im Mai 1999 auf dem Einzugsgebiet E03	162
Abb. 7-15: Anteil der Abflusskomponenten am Gesamtabfluss bei Einzelereignissen auf den Einzugsgebieten E02 und E03.....	162
Abb. 7-16: Oberflächenabfluss beim Ereignis am 05.07.1996 auf den Einzugsgebieten E05 und E06.....	164
Abb. 7-17: Verteilung der Bodentypen im 50m-Raster bis zum Pegel Menzingen	166
Abb. 7-18: Landnutzung im Einzugsgebiet Pegel Menzingen im 50m Raster für das Jahr 1994.....	168
Abb. 7-19: Landnutzung im Einzugsgebiet Pegel Menzingen im 50m Raster für das Jahr 1995.....	169
Abb. 7-20: Abflussganglinien am Pegel Menzingen für die Ereignisse 1 - 4 nach der Kalibrierung ohne Modellerweiterungen	171
Abb. 7-21: Abflussganglinien am Pegel Menzingen für die Ereignisse 1 - 4 mit optimierten Parametern und aktiviertem <i>Surface Routing</i> Modul	172
Abb. 7-22: Abflussganglinien am Pegel Menzingen für die Ereignisse 1 - 4 mit optimierten Parametern und aktiviertem <i>Surface Routing + Silting Up</i> Modul	174
Abb. 7-23: k_s der verschiedenen Ap-Horizonte im Verhältnis zum Gütemaß RMSE bei der SCE-Kalibrierung von Ereignis 1	175

Abb. 7-24: Abflussganglinien am Pegel Menzingen für die Ereignisse 1 - 4 nach der Kalibrierung mit Modellerweiterungen	176
Abb. 7-25: Verschlämmung und Oberflächenabfluss für das Ereignis 01 am 27.06.1994	177
Abb. 7-26: Entwicklung der Gütewerte mit den Modellierungsansätzen der Einzelereignisse	178
Abb. 7-27: Abhängigkeit des RMSE von den kalibrierten Parameter im SCE-Algorithmus	180
Abb. 7-28: Kontinuierliche Simulation des hydrologischen Sommerhalbjahres der Jahre 1994 und 1995 am Pegel Menzingen	182
Abb. 7-29: Kontinuierliche Simulation des hydrologischen Sommerhalbjahres der Jahre 1994 und 1995 am Pegel Menzingen ohne die Modellerweiterungen	184
Abb. 7-30: Kontinuierliche Simulation des hydrologischen Sommerhalbjahres der Jahre 1994 und 1995 am Pegel Menzingen bei konservierender Bodenbearbeitung	186
Abb. 7-31: Vergleich der simulierten Abflüsse bei Parametrisierung der konventionellen und konservierenden Bodenbearbeitung für das Ereignis am 19.-21.09.1995 am Pegel Menzingen	188

Tabellenverzeichnis

Tab. 4-1: Berechnungs- und Ploteigenschaften der Beregnungsexperimente nach Kampagnen.....	47
Tab. 4-2: Variablenbezeichnungen in der Beregnungsdatenbank	51
Tab. 4-3: Identifikation landwirtschaftlicher Maßnahmen und die dadurch beeinflussten hydrologischen Prozesse aus der Literaturrecherche.....	53
Tab. 4-4: Sonderfälle bei der Bestimmung der Fließrichtung	57
Tab. 4-5: Empirische Koeffizienten a, b, c zur Bestimmung des Rauigkeitskoeffizienten k_{st} für konservierende Bodenbearbeitung.....	60
Tab. 4-6: Erweiterung in WaSiM ab Version 8.1.1	73
Tab. 4-7: Parametrisierung des Verschlammungsmoduls in der Landnutzungstabelle in WaSiM.....	76
Tab. 4-8: Parametrisierung des Verschlammungsmoduls in der Bodentabelle in WaSiM.....	76
Tab. 4-9: Parametrisierung des Surface-Routing-Moduls im Abschnitt [surface_routing] in der WaSiM- Steuerdatei.....	77
Tab. 4-10: Parametrisierung des Surface-Routing-Moduls in der Landnutzungstabelle in WaSiM	78
Tab. 4-11: Gütefunktionen und ihre mathematische Formulierung für die Parameteroptimierung der Kopplung SCE mit WaSiM	81
Tab. 5-1: Abflussereignisse auf den Einzugsgebieten des Kehrfeldes von 1993 - 2001.....	89
Tab. 5-2: Bodenart nach Korngrößenverteilung (Klassifizierung nach KA5)	93
Tab. 5-3: Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit aus den Experimenten.....	94
Tab. 5-4: Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit nach Experimenten und der Analyse der Bodenproben und Anwendung der PTF nach SCHEINOST 1995, CARSEL & PARRISH 1988 und RAWLS & BRAKENSIEK 1989	94
Tab. 5-5: Flächennutzung des Weiherbachgebiets	100
Tab. 5-6: Kenndaten der größten N-A-Ereignisse am Pegel Menzingen	101
Tab. 5-7: Mualem-van-Genuchten-Parameter für die Bodenhorizonte im Weiherbachgebiet.....	102
Tab. 6-1: Einstufung der Verschlammungsneigung nach KA5.....	107
Tab. 6-2: Codierung der Teildatensätze der Beregnungsdatenbank.....	110
Tab. 6-3: Lageparameter der optimierten Parameter des modifizierten HORTON-Modells	116
Tab. 6-4: Bestimmtheitsmaße R^2 der Hauptkomponentenregression.....	117
Tab. 6-5: p-Werte der erklärenden Variablen der multiplen Regressionsansätze für die Schätzung der Infiltrationsparameter in der modifizierten HORTON-Gleichung;.....	123
Tab. 6-6: Im Teildatensatz SY erhobene Bodenkenngrößen für jede Beregnungsparzelle.....	126
Tab. 6-7: Ergebnisse der Anpassung der Approximationsmodelle nach SCHRÖDER (2000) an die optimierten Parameter der Beregnungsdatenbank	127
Tab. 6-8: Zusammenfassung der Gütemaße der Infiltrationsraten [mm/h] über die Regressionsansätze auf die einzelnen SEQ von <i>Horkal</i>	133
Tab. 6-9: Anpassung des Gesamtmodells mit der Methode der kleinsten Quadrate.....	140
Tab. 6-10: Gütemaße für die Anwendung des Gesamtmodells auf die Beregnungsdatenbank	141
Tab. 7-1: Parametrisierung der Bodenschichten (Mittelwerte und Standardabweichung) nach SCHÄFER (1999) für die Simulation der Beregnungsversuche mit Kalibrierung der VAN-GENUCHTEN-Parameter und die Anzahl der Simulationen, bei denen die Kalibrierung ohne Modelleerweiterung an die Parametergrenzen stößt	153
Tab. 7-2: Mittelwerte der Gütemaße bei der Simulation von Beregnungsversuchen des Teildatensatzes WB in WaSiM	156
Tab. 7-3: Charakterisierung der einzelnen für die Modellierung herangezogenen Einzugsgebiete	157
Tab. 7-4: Ausgewählte Niederschlag-Abfluss-Ereignisse und zugehörige Bewirtschaftung auf den Einzugsgebieten E02 und E03.....	159
Tab. 7-5: Ausgewählte Niederschlag-Abfluss-Ereignisse und zugehörige Bewirtschaftung auf den Einzugsgebieten E05 und E06.....	163
Tab. 7-6: Kenngrößen der einzelnen Felder bei den simulierten Ereignissen.....	165

Tab. 7-7: N-A-Ereignisse am Pegel Menzingen zur Simulation der konventionellen Bewirtschaftung	167
Tab. 7-8: Anhaltswerte für den Rauigkeitsbeiwert nach MANNING-STRICKLER	168
Tab. 7-9: Parameter für die SCE-Kalibrierung der Einzelergebnisse	170
Tab. 7-10: RMSE und optimierte Parameter für die SCE-Kalibrierung der einzelnen Ereignisse ohne Modellerweiterungen	171
Tab. 7-11: Werte der Gütefunktionen für die Ereignisse 1 - 4 bei der Kalibrierung ohne Modellerweiterungen	172
Tab. 7-12: Werte der Gütefunktionen für die Ereignisse 1 - 4 mit optimierten Parametern und aktiviertem <i>Surface Routing</i> Modul.....	173
Tab. 7-13: Werte der Gütefunktionen für die Ereignisse 1 - 4 mit optimierten Parametern und aktiviertem <i>Surface Routing + Silting Up</i> Modul.....	174
Tab. 7-14: Werte der Gütefunktionen für die Ereignisse 1 - 4 bei der Kalibrierung mit Modellerweiterungen .	176
Tab. 7-15: Vergleich der beobachteten und simulierten Abflusskenngrößen sowie Anteil der simulierten Abflusskomponenten am Gesamtabfluss für die Ereignisse 1 – 4	179
Tab. 7-16: RMSE und optimierte Parameter für die SCE-Kalibrierung der einzelnen Ereignisse	179
Tab. 7-17: Kenngrößen der Abflussereignisse im hydrologischen Sommerjahr 1994 am Pegel Menzingen ohne (oE) und mit (mE) Modellerweiterungen	181
Tab. 7-18: Kenngrößen der Abflussereignisse im hydrologischen Sommerjahr 1995 am Pegel Menzingen ohne (oE) und mit (mE) Modellerweiterungen	181
Tab. 7-19: Langfristige Aufteilung der Abflusskomponenten der Monate April - Oktober für die Jahre 1994 und 1995 in [mm]	183
Tab. 7-20: Kenngrößen der Abflussereignisse im hydrologischen Sommerjahr 1994 am Pegel Menzingen bei konservierender Bodenbearbeitung (kons) m Vergleich zur konventionellen Bodenbearbeitung (konv)	187
Tab. 7-21: Kenngrößen der Abflussereignisse im hydrologischen Sommerjahr 1995 am Pegel Menzingen bei konservierender Bodenbearbeitung (kons) m Vergleich zur konventionellen Bodenbearbeitung (konv)	187
Tab. 7-22: Langfristige Aufteilung der Abflusskomponenten der Monate April - Oktober für die Jahre 1994 und 1995 in [mm] bei konservierender Bodenbearbeitung.....	187

1 Einleitung

1.1 Erfassung und Modellierung hydrologischer Teilprozesse bei der Abflussbildung und –konzentration auf der Mikroskala

Landnutzung und -bewirtschaftung beeinflussen in vielfältiger Weise das Abflussgeschehen in landwirtschaftlich geprägten Einzugsgebieten. Abflussbildungsprozesse sind sehr heterogen in zeitlichen und räumlichen Skalen. Zusätzlich sind sie äußerst sensitiv bezogen auf die Randbedingungen in der natürlichen Umwelt. Der Erkenntnisstand zur Beschreibung und Modellierung hydrologischer Teilprozesse auf der Mikroskala (< 1 ha) und ihrer Wechselwirkungen ist in den letzten Jahrzehnten vor allem durch Forschungsarbeiten im Bereich der Bodenkunde, -physik und -erosion vorangetrieben worden. Die Abflussbildung auf landwirtschaftlichen Flächen ist eng verknüpft mit dem damit verbundenen Stofftransport.

Ein Großteil von landwirtschaftlichen Flächen wird für den Ackerbau genutzt. Der Ackerbau bezeichnet Flächen mit offenen Böden zwischen der Ernte- und Bewirtschaftungszeit. Durch die nicht durchgehend von Vegetation bedeckten und dadurch vom direkten Regeneinfluss geschützten Böden ergeben sich dynamische Zustände der Abflussbildungsaffinität (MENDEL 2000).

Oberflächenabfluss auf landwirtschaftlichen Flächen und damit einhergehende Erosion entsteht in kritischem Maß unter Starkregenbedingungen. Oft besteht ein komplexes Zusammenspiel zwischen den Eigenschaften des Systems, vor allem zwischen Bestand (Bearbeitungsmethode), Zustand (Bodenfeuchte, Bedeckungsgrad) und Ereignis (Jährlichkeit, Dauer, Höhe, Intensität).

Ein Ziel des modernen Hochwasserschutzes ist der Wasserrückhalt in der Fläche. Dezentrale Maßnahmen im Hochwasserrisikomanagement sind zumeist Teil des Flächenmanagements in Gewässereinzugsgebieten. Diese Eingriffe sind ein relativ junger Bestandteil eines nachhaltigen Flussgebietsmanagements. Sie tragen dann besonders zur Abflussminderung bei, wenn sie in den Oberläufen der Gewässer oder in der ganzen Fläche des Einzugsgebietes eingesetzt werden. Aufgrund des hohen Anteils der Ackerflächen an der landwirtschaftlichen Nutzfläche in Flusseinzugsgebieten kommt den Bewirtschaftungsformen in Bezug auf den Wasserrückhalt in der Fläche eine entscheidende Bedeutung zu (SCHMIDT et al. 2007).

Eine Erhöhung der Infiltrationsleistung hat eine Verringerung des Oberflächenabflusses und damit des Abflussvolumens zur Folge. Durch die wiederkehrende Störung der Bodenstruktur vor allem an der Bodenoberfläche durch Bearbeitung der Äcker mit schwerem Gerät ist es schwierig, die Infiltrationsleistung der Böden eindeutig zu bestimmen.

Die Quantifizierung der Abflussbildung und -konzentration infolge Starkniederschlagsereignissen auf heterogenen Böden mit unterschiedlicher Bedeckung stellt noch immer ein ungelöstes Problem der hydrologischen Grundlagenforschung dar. Zum quantitativen Nachweis der Wirkung von Maßnahmen

zur Hochwasserminderung sind mathematische Simulationsmodelle einzusetzen (z.B. Wasserhaushaltsmodelle) und an die Verhältnisse des jeweiligen Untersuchungsgebiets anzupassen. Ein Hauptproblem und Unsicherheitsherd ist die heterogene Verteilung natürlich vorkommender Böden und deren Regionalisierung und Parametrisierung in numerischen und prozessorientierten Modellen (MAURER 1997, ZEHE 1999, GRUNDMANN 2010). Physikalische Eigenschaften der Bodenoberfläche verändern sich zum Beispiel aufgrund des mechanischen Einflusses des Tropfenaufschlages während eines Starkregenereignisses und müssen daher prozessbasiert modelliert werden, um die Auswirkungen auf das Abflussgeschehen räumlich und zeitlich hochaufgelöst bewerten zu können (ROTH et al. 1995, GERLINGER 1997, SCHRÖDER 2000).

1.2 Veranlassung und DFG-Projekt

Die vorliegende Dissertation entstand im Rahmen des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) geförderten Projektes *Einfluss unterschiedlicher Bewirtschaftungsformen auf die Abflussbildung und -konzentration in landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten* (2006 – 2010). Ziel des Projektes war es, mithilfe eines physikalisch-basierten Niederschlags-Abfluss-Modells den Einfluss der landwirtschaftlichen Bodenbearbeitung und der Landnutzung auf die Prozesse der Abflussbildung und -konzentration zu simulieren, um die Auswirkungen auf einen möglichen Wasserrückhalt in der Fläche ereignisorientiert quantifizieren zu können. Dazu wird das physikalisch basierte Wasserhaushaltsmodell WaSiM um Komponenten der bewirtschaftungsgesteuerten Infiltration (Verschlammungsprozess) und des kleinräumigen Oberflächenabflusses (*Surface Routing*) erweitert. Damit wird ein Instrument zur Optimierung des Abflussrückhalts durch entsprechende Landnutzung und -bewirtschaftung geschaffen. Die Möglichkeiten und Grenzen des dezentralen Hochwasserschutzes können damit auf landwirtschaftlichen Flächen quantifiziert werden.

Die Dissertation soll sich mit folgenden Fragen auseinandersetzen:

- Lassen sich die Prozesse der Abflussbildung und -konzentration mit den Modellerweiterungen in WaSiM genauer abbilden als mit den etablierten Ansätzen innerhalb des Modells?
- Welche räumliche und zeitliche Auflösung ist geeignet, die Auswirkungen der Prozesse der Abflussbildung und -konzentration prozessorientiert zu simulieren?
- Welchen Einfluss hat die Berücksichtigung der dynamischen Abbildung der Landnutzung im Modellierungsprozess?
- Welche Unsicherheiten sind in der Parametrisierung der bodenphysikalischen Parameter zu berücksichtigen?
- Wo liegen die Möglichkeiten und Grenzen eines dezentralen Hochwasserschutzes in der Landwirtschaft (Bewirtschaftungsform und Landnutzung)?

1.3 Aufbau der Arbeit

In Kapitel 2 werden die Grundlagen zum Verständnis der vorliegenden Arbeit gegeben. Zusätzlich zu Definitionen der landwirtschaftlichen Bodenbearbeitung werden landwirtschaftliche genutzte Flächen in Deutschland quantifiziert. Ebenso werden die hydrologischen Grundbegriffe und Grundlagen zur Infiltration, Abflussbildung und Wasserbewegung in der ungesättigten Zone dargestellt.

In Kapitel 3 wird ein aktueller Überblick über den Stand der Wissenschaft gegeben. Die Grundlagen aus Kapitel 2 werden dabei verknüpft und bisherige Erkenntnisse der Abflussbildung auf landwirtschaftlich genutzten Flächen erläutert. Die Abflussbildung beeinflussende Prozesse auf landwirtschaftlichen Flächen (v.a. Verschlammung) und die Abflusskonzentration werden detailliert beschrieben, ebenso bisherige Ansätze in der Modellierung dieser beteiligten Prozesse.

Kapitel 4 stellt die Vorgehensweise der Modellbildung vor, die Datenbank verschiedener Beregnungsversuche, die den empirischen Analysen zugrunde liegt, sowie die Erweiterung des hydrologischen Modellsystems WaSiM.

Die beiden Untersuchungsgebiete Scheyern und Weiherbach werden in ihrer Gebietscharakteristik in Kapitel 5 vorgestellt: von der Topographie, Meteorologie, Geologie sowie Pedologie und Landnutzung zur Übersicht der verfügbaren Daten und bisherigen Forschungsarbeiten.

Kapitel 6 beinhaltet die empirischen Analysen der Beregnungsdatenbank sowie die Auswertung der Beregnungsversuche und die Bildung der Regressionsgleichungen für die Modellerweiterung. Darüber hinaus wird ein weiterer Ansatz zur Beschreibung der Abflussbildung gezeigt, der ohne deterministische Modellvorstellungen auskommt.

Kapitel 7 zeigt die Ergebnisse der Modellierungsarbeit. Dabei wird auf eine didaktische Erweiterung der Skala und der Komplexität der modellierten Ereignisse Wert gelegt. Zunächst werden die Beregnungsversuche im Weiherbachgebiet mit WaSiM modelliert, bevor der Einfluss der Modellerweiterungen auf die Abflussbildung in der unteren Mesoskala (Untersuchungsgebiet Scheyern) gezeigt wird. Die Modellierung von Einzelereignissen im Weiherbachgebiet stellt die Möglichkeit der Abschätzung der Auswirkungen einer angepassten landwirtschaftlichen Bodenbearbeitung dar.

In Kapitel 8 werden die Ergebnisse der empirischen Analysen sowie der Simulationen mit WaSiM diskutiert.

Die Erkenntnisse dieser Arbeit und weitere Ausblicke sind in Kapitel 9 zusammengefasst.

2 Grundlagen

2.1 Landwirtschaft und Bewirtschaftungsformen

2.1.1 Landwirtschaftliche Nutzfläche und Ernte in Deutschland

Die landwirtschaftliche genutzte Fläche in Deutschland betrug im Jahr 2007 rund 17 Millionen Hektar, die von 374 500 Betrieben bewirtschaftet wurden (GURRATH 2009). Damit werden ca. 48 % der Fläche Deutschlands landwirtschaftlich genutzt. In den letzten 10 Jahren hat sich die Zahl der landwirtschaftlichen Betriebe verringert, jedoch ist die bearbeitete Fläche nahezu gleichgeblieben. Dadurch erhöhte sich die durchschnittlich bewirtschaftete Fläche pro Betrieb.

Der größte Anteil der landwirtschaftlichen Flächen entfällt auf Ackerland (mit 11,9 Millionen Hektar, 70,5 %), 4,8 Millionen Hektar auf Dauergrünland (28,3 %), der restliche Anteil wird von Dauerkulturen (Rebland, Obstanlagen, Baumschulen, Weihnachtsbaumkulturen) eingenommen (1,2 %) (GURRATH 2009).

Am bedeutendsten für den deutschen Ackerbau ist der Getreideanbau. Getreide hat mit 7 Millionen Hektar den größten Anteil am Ackerland (59 %). Zudem wurden auf 2,3 Millionen Hektar Futterpflanzen (19 %), auf 1,4 Millionen Hektar Ölfrüchte (12 %) und auf 0,6 Millionen Hektar Hackfrüchte (5 %) (überwiegend Zuckerrüben und Kartoffeln) angebaut. Gemüse und Hülsenfrüchte beanspruchten nur 0,2 Millionen Hektar und die Stilllegungsflächen ca. 0,3 Millionen Hektar.

Im Getreideanbau lässt sich ein starker Anstieg von Weizen und Körnermais in den letzten 10 Jahren beobachten. Die Anbaufläche von Körnermais weist ein Wachstum von 52,6 % gegenüber 1998 auf. Gründe dafür sind im wirtschaftlichen Nutzen und dessen Einzelfaktoren für den Erzeuger zu sehen: Preisentwicklung, Vermarktungsmöglichkeiten, Ertragshöhe, Ertragssicherheit und Qualitätsrisiko (GURRATH 2009).

Von den rund 6,5 Millionen Hektar Anbaufläche für Getreide im Jahr 2011 wurden auf ca. 3,2 Millionen Hektar Reihenkulturen wie Silomais, Körnermais, Kartoffeln, Zuckerrüben und Sonnenblumen gepflanzt (49 %) (DESTATIS 2012). Den weitaus größten Anteil an Reihenkulturen nehmen Körner- und Silomais ein (2,5 Millionen Hektar, 79 % der Reihenkulturen). Neben der Verwendung von Mais als Futtermittel wird er auch in der Biogasproduktion eingesetzt.

Aus der gesamten Nutzfläche der Landwirtschaft in Deutschland und insbesondere des Anteils an Reihenfrüchten lässt sich ein hohes Potential für hydrologische Auswirkungen von landwirtschaftlichen Maßnahmen erkennen.

Zur feineren Aufgliederung der Landnutzung lässt sich der Begriff der Bodenbearbeitung weiter unterteilen. Darunter fallen die Begriffe Bewirtschaftungsform, Bewirtschaftungsmethode, Bestellungssysteme, Feldbestellung und Anbaumethode (MENDEL 2000).

2.1.2 Konventionelle Bodenbearbeitung

Die konventionelle Bodenbearbeitung ist die gegenwärtig am weitesten verbreitete Methode der landwirtschaftlichen Anbautechnik in Deutschland. Konventionelle Landwirtschaft bedeutet im Ackerbau die Berücksichtigung von regionalen Gegebenheiten und die Einhaltung der von den zuständigen Behörden erlassenen Bestimmungen, um den Ernteertrag zu maximieren. Durch den Pflugeinsatz wird bei der Bodenbearbeitung eine Vermischung der organischen Bestandteile in der Krume begünstigt. Der Boden wird gewendet und mit dem Pflug werden aufliegende Pflanzenreste in die oberen 25 – 30 cm eingemischt, der Boden gelockert und Unkraut beseitigt. Ein weiterer Arbeitsgang (z.B. durch Eggen) glättet die Ackerkrume und erzeugt so ein lockeres Gefüge an der Oberfläche zur Saatbettbereitung (GERLINGER 1997). Der Pflugeinsatz dient zum Aufbrechen, Wenden, Lockern, Krümeln und Mischen des Oberbodens. Herkömmliches Pflügen lockert den Boden bis zu einer mittleren Tiefe von ca. 30 cm. Unterhalb dieser gelockerten Schicht entsteht mit der Zeit ein verdichteter sogenannter Pflughorizont, auf dem sich durch die herabgesetzte Porosität infiltrierendes Niederschlagswasser stauen kann (WEIß 2009).

In der konventionellen Landwirtschaft kommen außerdem natürliche (Gülle) und mineralische Dünger zum Einsatz. Das Befahren mit schweren Landwirtschaftsmaschinen sowie die Komplettwendung der obersten Bodenschicht gehen mit einer Verdichtung des Bodens und einer verringerten Infiltrationsleistung einher (MENDEL 2000). Mit vollbeladenem landwirtschaftlichem Gerät kann sich dies bis zu einer Tiefe von 40 cm auswirken, das Porenvolumen kann oberflächennah bis auf unter 3 % fallen (BORCHERT 1988, in MENDEL 2000). Die Infiltrationsraten in Fahrgassen können bei hoher Druckbelastung auf 11 % gegenüber ungestörtem Boden fallen (DANNOWSKI 1994, in MENDEL 2000). Die Bodenpartikel verlagern sich aufgrund der mechanischen Belastung. Feinere Partikel lagern sich in Grobporen ab und verstopfen zunehmend die beim Infiltrationsprozess wichtigen Fließwege (WEIß 2009).

Durch die Entstehung von alternativen Anbaumethoden ist der Begriff „konventionelle Landwirtschaft“ negativ belegt. Die ökologischen Nachteile des Pflügens bestehen aus einer gesteigerten Bodenerosionsgefährdung durch Wasser und Wind. Die Oberflächen gepflügter Böden sind von der Bearbeitung bis zum Aufwuchs der Pflanzendecke schutzlos Wind und Niederschlag ausgesetzt (SIEKER 2002). Regentropfen können durch ihre mechanische Wirkung beim Aufprall die noch lockeren Bodenaggregate zerstören und eine infiltrationshemmende Verschlammung der Bodenoberfläche bewirken (Kap. 3.1.1). Die Abflussbildung auf verschlammten Oberflächen und die Bodenerosion durch Wasser sind eng miteinander verknüpft (AUERSWALD 1993). Ebenso werden durch die Pflugfurche tiefreichende Makroporen untertrennt (ZIMMERLING 2004).

2.1.3 Konservierende Bodenbearbeitung

Die Grundidee der konservierenden Bewirtschaftung im Ackerbau ist eine reduzierte Bodenbearbeitung. Die konservierenden Landbautechniken sind durch eine geringere Bodenbearbeitungsintensität gekennzeichnet. Diese wird durch eine pfluglose, nicht wendende Bearbeitung oder durch die Kombination mehrerer Arbeitsgänge erreicht. Der Boden wird lediglich in den obersten Zentimetern (Bearbeitungstiefe 3 – 15 cm, ZIMMERLING 2004) durch den Einsatz von Grubbern, Scheibeneggen und Fräswellen vermischt. Dadurch bildet sich ein stabiles Bodengefüge mit guter Tragfähigkeit aus.

Ziel der konservierenden Landwirtschaft ist es, die Bodenfruchtbarkeit zu erhalten und dadurch die Rentabilität der Produktion zu steigern (WEIB 2009). Die konservierende Bodenbearbeitung wird häufig in Zusammenhang mit dem Belassen von Pflanzenreststoffen der Vorfrucht oder einer Zwischenfrucht auf der Bodenoberfläche angewendet. Diese Mulchschicht trägt zu einer möglichst ganzjährigen Bodenbedeckung auch nach der Ernte bei, schützt vor Wasser- oder Winderosion und beugt Verschlammung vor. Durch eine verringerte Verschlammungsneigung des Bodens werden der Oberflächenabfluss und die Bodenerosion durch Wasser reduziert (DULEY 1939).

Durch die Umstellung von der konventionellen auf die konservierende Bodenbearbeitung ergeben sich Veränderungen in den infiltrationsbeeinflussenden Bodeneigenschaften. Eine Zusammenfassung der Veränderungen von Bodenmatrizeigenschaften des Oberbodens, der Oberflächeneigenschaften und des Makroporensystems bei der Umstellung findet sich in ZIMMERLING (2004).

Durch den Schutz der Mulchschicht und das verminderte Befahren des Oberbodens wird die Stabilität der Bodenaggregate erhöht, die organische Substanz und damit die Bodenfruchtbarkeit nehmen zu (WEIB 2009). Das Bodenklima verbessert sich, und durch die vermehrte biologische Aktivität von Bodenlebewesen (Regenwürmer) erhöhen sich der Anteil an organischer Substanz in der Bodenkrume und die Ausbildung von stabilen Makroporen in vertikaler und lateraler Richtung ((JOSCHKO et al. 1992)). Weiterhin werden durch den Pflugverzicht sowohl Regenwurmgänge als auch durch alte Pflanzenwurzeln entstandene Makroporen nicht mehr regelmäßig unterbrochen. Die Verdichtung der Bodenmatrix durch mechanische Einflüsse wird reduziert.

Insgesamt ist bei der Umstellung von der konventionellen auf die konservierende Bodenbearbeitung von einer Verbesserung der infiltrationsbeeinflussenden Bodeneigenschaften auszugehen, die in der Literatur bestätigt wird (ZIMMERLING 2004, Kap. 3.1.3).

Im Freistaat Sachsen gibt es Fördermaßnahmen für Landwirtschaftsbetriebe, die ihr Ackerland durch konservierende Bodenbearbeitung bewirtschaften (Stoffeintragsmindernde Bewirtschaftung). Der Umfang der ackerbaulich genutzten Flächen in Sachsen beträgt 719.500 ha, davon werden ca. 248.000 ha (34 %) konservierend bearbeitet (Stand 2011, SMUL 2012).

2.1.4 Weitere Bearbeitungsverfahren

Bei der Direktsaat wird auf jegliche Bodenbearbeitung verzichtet. Diese Anbaumethode erfordert allerdings praktisch immer eine vorherige Herbizidbehandlung. Da diese Bearbeitungsform wenig verbreitet ist, wird von der Berücksichtigung in dieser Untersuchung abgesehen.

Im ökologischen Landbau wird der Verzicht auf mineralische Düngemittel und chemische Pflanzenschutzmittel praktiziert. Durch gezielte Fruchtfolgen soll das massenhafte Auftreten von Unkräutern verhindert werden. Die Grundregeln des ökologischen Landbaus sind in einer EU-Verordnung festgelegt. Die Bodenbearbeitung muss sich aber nicht streng an die Methoden entweder der konventionellen oder der konservierenden Bodenbearbeitung halten, meist beinhaltet der ökologische Landbau Merkmale beider Bearbeitungsmethoden. Der ökologische Landbau orientiert sich allerdings an einer nachhaltigen Bewirtschaftung und wird vorrangig auf der konservierenden Bodenbearbeitung aufbauen. Ihr Anteil an der gesamten Landwirtschaft soll nach dem Bundesministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Verbraucherschutz (BMELV) auf 20 % der landwirtschaftlichen Nutzfläche in Deutschland ausgebaut werden (BUNDESMINISTERIUM FÜR ERNÄHRUNG 2011).

Die ökologische Bewirtschaftung von Ackerland ist ebenso wie die konservierende Bodenbearbeitung charakterisiert durch eine angepasste Fruchtfolgengestaltung, verminderte mechanische Bearbeitung des Bodens und damit erhöhter Bodenbedeckung mit ihren o.g. positiven Auswirkungen auf die Bodenstruktur und die Infiltrationsleistung (SCHNUG et al. 2004). Der Vorteil gegenüber der konservierenden Bodenbearbeitung liegt nach SCHNUG & HANEKLAUS (2002) in einer klaren Definition des ökologischen Landbaus durch die EU Richtlinie (EU 2092/91) sowie durch eine erhöhte Anzahl an Bioporen durch Regenwürmer.

2.2 Infiltration und Abflussbildungsprozesse

Der Begriff Infiltration beschreibt das Eindringen von Wasser durch die Bodenoberfläche in die ungesättigte Zone einer Bodensäule nach Niederschlägen, Beregnung oder Überstauung (DYCK & PESCHKE 1995). Die maximale Rate, mit der das Wasser in den Boden infiltrieren kann, wird Infiltrationskapazität genannt. Diese bestimmt maßgeblich, welcher Anteil des Niederschlages vom Boden aufgenommen werden kann.

Infiltration kann durch zweierlei Arten beschränkt sein: Zum einen durch die Fähigkeit des Bodens, Wasser aufzunehmen (Infiltrationskapazität) und zum anderen durch den Nachschub von Niederschlag oder Bewässerung (Infiltrationsrate). Der Gebrauch des Begriffs Infiltrationsrate impliziert, dass diese geringer ist als die Infiltrationskapazität. Das bedeutet, dass der gesamte Regen, der nicht oberflächlich gespeichert wird (Interzeption, Muldenspeicher), in den Boden infiltrieren kann, es also eine direkte Beziehung zwischen Niederschlagsintensität und Infiltrationsrate gibt. Wenn aber die Niederschlagsintensität über die Infiltrationskapazität steigt, gilt diese Beziehung nicht mehr. Sie kann sich sogar umkehren, da die Infiltrationskapazität während eines Niederschlagsereignisses geringer wird. Dieser Prozess wird von einer Reihe von Faktoren bestimmt, unter anderem dem Zustand der Bodenoberfläche, der Bodenbedeckung sowie dem abwärts gerichteten Bodenwasserstrom (WARD & ROBINSON 2000).

2.2.1 Infiltrationsmodelle

Seit der Modellvorstellung von der Bodenoberfläche als Trennschicht zwischen oberirdischem und unterirdischem Wasser (HORTON 1933) wurde eine Menge von deterministischen Modellen zur Bestimmung des Anteils an Effektivniederschlag am Gesamtniederschlag entwickelt. Ein Teil davon sind Verlustratenansätze, die sich über den Weg der potentiellen Infiltrationskapazität an die Abflusssstehung annähert. Die wichtigsten Modelle sollen hier vorgestellt werden.

2.2.1.1 Exponentialmodell nach HORTON

Der limitierende Prozess an der Bodenoberfläche wird durch das Infiltrationsmodell nach HORTON (1939) und HORTON (1940) beschrieben. Die Infiltrationskapazität der Bodenoberfläche wird mit der Zeit exponentiell geringer, da die Sättigung der bodennahen Schichten eine Abnahme der Saugspannung bewirkt und somit die Infiltration in die Bodenoberfläche limitiert. Die Bodenwasserbewegung sowie die Bodenfeuchteverhältnisse werden in diesem Modell nicht betrachtet.

Auf Grundlage von Infiltrimeter-Messungen stellte HORTON (1939) seine einfache Modellvorstellung des Infiltrationsprozesses vor, die davon ausgeht, dass die Infiltrationskapazität von Böden sich mit der Zeit und der damit zunehmenden Bodenfeuchte während eines Regenereignisses wie eine abfallende Exponentialfunktion verhält und sich asymptotisch einem Endzustand nähert:

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c) \cdot e^{-kt} \quad [2.1]$$

mit	f_c	konstantes Infiltrationsvermögen im stationären Endzustand (=Bodensättigung) [m/s]
	f_0	Anfangsinfiltrationsvermögen zur Zeit $t = 0$ [m/s]
	k	Parameter zur Beschreibung des Abfalls der Infiltrationskapazität [s^{-1}]

Das Modell nach HORTON (Gl. [2.1]) stellt einen Abklingvorgang dar, wie er bei vielen Ausschöpfungs- und Zerfallsprozessen auftritt, d.h. der reziproke Wert des Parameters k ist die Zeitkonstante des Prozesses; er bestimmt, wie schnell sich das Infiltrationsvermögen seinem stationären Wert nähert (DYCK 1980).

Die Vorstellung des Infiltrationsmodells nach HORTON ist mit hydrologischem Verstand und einem komplexen Gedankenmodell verbunden, wie BEVEN (2004) bei einer Begutachtung der HORTON'schen Aufsätze feststellte. So erwiesen sich die Darstellungen des Bodens als Separationsfläche so ausdauernd, dass der Infiltrationsüberschuss nach HORTON in vielen NA-Modellen noch heute als alleiniger Prozess der Abflussbildung enthalten ist. Sein Verständnis der Abflussbildungsprozesse reichte aber weiter, als es die knappe Beschreibung seines Infiltrationsmodells vermuten lässt.

Als empirische Infiltrationsgleichung liefert das HORTON-Modell gute Ergebnisse bei der Anwendung auf Infiltrationsexperimente (Kap. 3.2.2). Um das Modell auch bei einer kontinuierlichen Simulation anwenden zu können, muss über die kumulative Infiltration F iterativ der Zeitpunkt der Aufsättigung bestimmt werden, um die potentielle Infiltrationsrate für den nächsten Zeitschritt zu ermitteln (BEDIENT & HUBER 1992 in LOUCKS et al. 2005, DYCK & PESCHKE 1995).

$$F(t) = f_c t + (f_0 - f_c) \cdot (1 - e^{-kt})/k \quad [2.2]$$

Der große Nachteil des Modells ist die reine Abhängigkeit von der Zeit, weswegen dem HORTON-Modell eine fehlende Physikalität nachgesagt wird (z.B. SCHRÖDER 2000), dessen Verständnis von den zugrunde liegenden Prozessen jedoch weit tiefer geht (BEVEN 2004).

2.2.1.2 Modell von GREEN & AMPT

Die klassische Modellvorstellung von der bereits vor 100 Jahren entwickelten Infiltrationsgleichung von GREEN & AMPT (1911) liegt eine infiltrierende Wasserfront zugrunde, die kolbenförmig und durch eine scharf getrennte Linie vertikal in den Boden infiltriert.

Generell beschreiben eindimensionale Modelle die Infiltration in poröse Medien, also den Verlauf der Infiltrationskapazität, ausgehend von zwei limitierenden Prozessen. Die Infiltrationsgleichung nach GREEN & AMPT (1911) charakterisiert das Bodenfeuchteprofil als eine stufenförmige Funktion. Die in den Boden eindringende Befeuchtungsfront wird als scharfe Linie formuliert, die die Infiltration vorantreibende Saugspannung ausbildet.

Das realistische Bodenfeuchteprofil (Kap. 2.3) wird durch eine gesättigte rechteckige Säule approximiert, wodurch es möglich ist, einen vereinfachten Algorithmus abzuleiten. Ohne Speicherung im ungespannten gesättigten Boden kann man auch die Kontinuitätsgleichung vernachlässigen und kommt so zu einem reduzierten physikalischen Modell (DYCK & PESCHKE 1995).

Dieser als *Piston Flow* bekannte kolbenförmige Wasserkörper bestimmt ausgehend von der DARCY-Gleichung und des effektiven Matrixpotentials an der Feuchtefront S_f die Infiltrationskapazität f zu einem Zeitschritt t :

$$f(t) = k_s \cdot \frac{(z_{\ddot{u}} + S_f + z_f(t))}{z_f(t)} = k_s \cdot \left[\frac{S_f}{z_f(t)} + 1 \right] \quad [2.3]$$

mit $z_f(t)$ Tiefe der Feuchtefront [m]
 k_s gesättigte hydraulische Leitfähigkeit des Bodens [m/s]
 $z_{\ddot{u}}$ Überstauhöhe (wird meist vernachlässigt) [m]

Die verwendeten Parameter haben einen bodenphysikalischen Sinn und sind prinzipiell durch eine Schätzung zugänglich (SCHIFFLER 1992).

Ein Nachteil dieses Modells ist die Anwendung unter natürlichen Niederschlagsbedingungen, da besonders zu Beginn das effektive Matrixpotential so hoch ist, dass die Infiltrationsraten überschätzt werden. Problematisch ist auch die Bestimmung des Matrixpotentials S_f , der vom Anfangswassergehalt des jeweiligen Bodens abhängig ist (SCHIFFLER 1992).

2.2.1.3 Infiltration aus der RICHARDS-Gleichung

Die physikalisch genaueste Beschreibung des Infiltrationsprozesses liefert die aus der DARCY-Gleichung entwickelte RICHARDS-Gleichung für ungesättigte poröse Medien. DARCY entwickelte ein Modell in gesättigten Bodenkörpern, bei dem die Fließgeschwindigkeit des Wassers nur vom hydraulischen Potentialgefälle und der Leitfähigkeit der Bodenmatrix abhängt. RICHARDS (1931) verallgemeinerte dieses Gesetz auf ungesättigte Verhältnisse und verbindet sie mit der Kontinuitätsgleichung der Wasserbewegung. Der vertikale Bodenwasserstrom im homogenen porösen Medium lässt sich beschreiben mit:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(-K(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) \quad [2.4]$$

mit	Ψ	hydraulisches Potential als Summe aus Matrixpotential und geodätischer Höhe [m]
	K	hydraulische Leitfähigkeit [m/s]
	θ	relativer Wassergehalt, vol. [m ³ /m ³]
	t	Zeit [s]
	z	vertikale Koordinate [m]

Die Anwendbarkeit der RICHARDS-Gleichung zur Bestimmung der Infiltration in den Boden ist eigentlich nur durch numerische Probleme beschränkt (SCHRÖDER 2000). Die Differentialgleichung ist bei meist hyperbolischem Verlauf der Saugspannungs-Funktion nur explizit lösbar. Die Verbindung der Abhängigkeit sowohl von der Bodenfeuchte als auch von der Saugspannung wird durch das VAN-GENUCHTEN-Modell beschrieben (Kap. 2.3). Für die Festlegung dieser Funktionen besteht eine Vielzahl von Methoden (Kap. 2.3).

Da die RICHARDS-Gleichung direkt abhängig ist von Bodenfeuchte und Saugspannung, hat der Anfangswassergehalt des Bodens direkte Auswirkung auf die Infiltrationsleistung. Ein trockener Boden bewirkt hohe Adsorptions- und Kapillarkräfte und der dadurch entstehende steile Gradient der Saugspannung bewirkt ein hohes Infiltrationsvermögen, der sich mit weiterer Aufsättigung einem Endstadium, dem rein durch die Gravitation bedingten Potentialgradienten (= hydraulisch gesättigte Leitfähigkeit), annähert.

Die Verwendung der RICHARDS-Gleichung zur Berechnung der Infiltration ist aber ebenso mit Unsicherheiten behaftet, da die Parameter für das VAN-GENUCHTEN-Modell vor allem in der obersten Bodenzone schwer zu bestimmen oder zu schätzen sind. Einzelne Einflüsse, die diese Parameter bestimmen, sind oft miteinander verknüpft und können so nicht isoliert voneinander betrachtet werden (SCHIFFLER 1992, MAURER 1997).

2.2.2 Makroporen

Als Makroporen können Bioporen, Schrumpfrisse, Anisotropie und Inhomogenitäten in skelettreichen Böden bezeichnet werden (DYCK & PESCHKE 1995). Makroporen können definiert werden als Hohlräume im Boden ab etwa 3,0 mm Durchmesser, was einer Bodenwasserspannung von 0,1 kPa oder 1 cmWS entspricht - unabhängig von ihrer Länge, Form und Entstehungsart (BRONSTERT 1994).

BEVEN & GERMANN (1980) unterteilen den Boden in ein Mikroporen- (=Bodenmatrix) und Makroporensystem, wobei das Fließverhalten in letzterem nicht maßgeblich durch Kapillarkräfte beeinflusst ist und somit nicht dem Potentialkonzept (Kap. 2.3) folgt. Wenn die Infiltration in das Matrixsystem den Niederschlag nicht vollständig aufnehmen kann, wird die Infiltration in das Makroporensystem wirkungsvoll (BEVEN & GERMANN 1982). Aber auch bei ungesättigter Matrix kann Niederschlagswasser schnell durch die Makroporen in tiefere Bodenschichten gelangen (SCHERRER 1997). Die Interaktion zwischen den Porensystemen ist zu beachten: Bei nicht gesättigter Matrix herrscht ein Saugspannungsgradient in Richtung Matrix, das Makroporensystem gibt Wasser an die Matrix ab (MERZ 1996). Der umgekehrte Fall ist ebenso denkbar, wird aber meist vernachlässigt (BRONSTERT 1994).

Makroporen können eine schnelle laterale Abflusskomponente durch *präferentielle Fließwege* in der ungesättigten Zone bilden und somit zur Hochwasserentstehung beitragen (BEVEN & GERMANN 1982) oder den Stofftransport auf der Hangskale beschleunigen (ZEHE 1999).

Das Fließverhalten von infiltrierendem Wasser ändert sich gegenüber dem Matrixfluss, sodass man von einem Übergang von laminaren zu turbulenten Strömungsverhältnissen ausgehen muss. Zur Beschreibung der Makroporeninfiltration gibt es empirische Ansätze (WORRESCHK 1985 in BRONSTERT 1994), die Unterteilung der pF-Kurve in dualporöse Systeme (ZUIDEMA 1985, DIEKKRÜGER 1992, SCHEINOST 1995) oder Ansätze nach der kinematischen Welle (GERMANN & BEVEN 1986, MERZ 1996). Eine genauere Betrachtung z.B. einer hydraulischen Modellierung des Fließverhaltens einzelner Makroporen ist aufgrund der hohen Unsicherheiten nicht sinnvoll (BRONSTERT 1994).

Die Bodenbearbeitungsform hat einen enormen Einfluss auf die Bildung und den Erhalt von Makroporen. Durch die reduzierte Bearbeitung des oberen Bodenhorizonts bei der konservierenden Bearbeitung wird die biologische Aktivität in den oberen 5 – 10 cm erhöht und bestehende Makroporengänge werden nicht durchtrennt (SCHMIDT et al. 2001, ZIMMERLING 2004).

2.2.3 Oberflächenabfluss und Abflusskonzentration

Unter Oberflächenabfluss versteht man den Teil des abflusswirksamen Niederschlags, der über die Boden- und Geländeoberfläche dem Vorfluter zufließt. Im deutschen Sprachgebrauch werden auch die Begriffe Landoberflächenabfluss, Überlandabfluss und Überlandfließen verwendet. Die zugehörigen englischen Fachbegriffe sind *surface flow*, *surface runoff* und *overland flow* (MENDEL 2000).

Oberflächenabfluss wird unter natürlichen Umständen durch verschiedene Prozesse gebildet. Generell sind hohe Niederschlagsintensitäten, der Zustand der Bodenoberfläche sowie die Ausgangsbedingungen

zu einem Niederschlagsereignis die ausschlaggebenden Faktoren für das Auftreten von Oberflächenabfluss.

Die folgenden Beschreibungen verschiedener Formen von Oberflächenabfluss sind den Erläuterungen aus BRONSTERT (1994), DYCK & PESCHKE (1995), MERZ (1996), MAURER (1997) und MENDEL (2000) entnommen.

HORTON-Oberflächenabfluss (Infiltrationsüberschuss, HORTON'scher Oberflächenabfluss, *Infiltration Excess Overland Flow*): Wie durch das Infiltrationsmodell nach HORTON beschrieben (Kapitel 2.2.1.1), nimmt die Infiltrationskapazität bis zum Erreichen der minimalen Infiltrationsrate (= Endinfiltrationsrate) exponentiell ab. Bei zunehmender Bodenverdichtung wird die Niederschlagsintensität schnell die Infiltrationskapazität erreichen oder übersteigen. Dieser sogenannte Infiltrationsüberschuss wird dann als schnelle Komponente vor allem auf versiegelten oder verdichteten Flächen abflusswirksam. Bei einer natürlichen dynamischen Bodenverdichtung durch Verschlammung ist dieser Prozess verantwortlich für die Erosion durch Wasser und die Bildung von ereignisabhängigem Abfluss.

Wenn die Niederschlagsintensität hoch und der Boden wenig durchlässig ist (Sonderfall sind versiegelte Flächen), bildet sich bereits in kurzer Zeit nach Niederschlagsbeginn **absoluter HORTON'scher Oberflächenabfluss**. Bei geringerer Niederschlagsintensität oder höherer Durchlässigkeit des Bodens, bildet sich durch zunehmende Befeuchtung und abnehmender Infiltrationsrate zeitlich **verzögerter HORTON'scher Oberflächenabfluss**.

Durch Infiltrationshemmnisse im Boden, starke Hydrophobizität bei ausgetrockneten Bodenpartikeln oder durch chemische Substanzen in einigen Humusformen bedingt, kann **temporärer HORTON'scher Oberflächenabfluss** entstehen.

In den Boden infiltrierte Wasser, welches nach einer kurzen unterirdischen Fließstrecke wieder an die Oberfläche austritt, wird als **Return Flow** bezeichnet. Gründe für den Wiederaustritt von Wasser in der ungesättigten Zone können der Transport in präferentiellen Fließwegen wie großen Bodenröhren (oder Makroporen) oder als Folge von Gefällewechsellern im Hang sowie durch Ausstreichen von Verdichtungshorizonten sein. Auch Return Flow kann zum Oberflächenabfluss gezählt werden.

Beim **Sättigungsflächenabfluss** (gesättigter Oberflächenabfluss, *Saturation Overland Flow*, *Saturation Excess Overland Flow*) handelt es sich um einen Prozess, der auf von unten nach oben aufgesättigten Flächen beobachtet wird, insbesondere in Gewässernähe (Talaue, Hangfuß). Oberflächenabfluss von Sättigungsflächen ist durch Dominanz von Ereignisseigenschaften auf die Abflussbildung ausgezeichnet. Außerhalb urbaner und gebirgiger Gebiete werden die abflussbeitragenden Flächen fast ausschließlich von gesättigten Böden gebildet. Dieser Prozess wird auch als DUNNE'scher Oberflächenabfluss (nach DUNNE 1978) bezeichnet und in hydrologischen Modellen wie TOPMODEL (BEVEN & KIRKBY 1979) als einziger Abflussbildungsprozess verwendet.

Die Abflusskonzentration bezeichnet die Transformation des effektiven Niederschlags – also des als Oberflächenabfluss und/oder Interflow¹ gebildeten Abflusses – zum (Teil-)Gebietsauslass. Die Möglichkeiten zur Beschreibung der Abflusskonzentration werden in Kap. 3.2.4 gegeben.

¹ Interflow (Zwischenabfluss, hypodermischer Abfluss) bezeichnet dasjenige Sickerwasser, das sich nach Infiltration lateral durch die oberen Bodenschichten bewegt, bis es ein Gerinne erreicht oder wieder an die Oberfläche gelangt.

2.3 Bodenwasserbewegung

Die vertikale Wasserbewegung von der Oberfläche über die Infiltration, Versickerung und Perkolation bis hin zum Grundwasser oder Stauwasser ist eine der wichtigsten Komponenten des hydrologischen Kreislaufs. Grund- und Stauwasserkörper bilden sich in und über geologischen und pedologischen Schichten mit geringen Leitfähigkeiten. Das Grundwasser wird nach oben hin durch die Grundwasseroberfläche abgegrenzt, auf der bei ungespannten Verhältnissen atmosphärischer Druck herrscht.

Der Wasserfluss über der Grundwasseroberfläche wird durch verschiedene Kräfte bestimmt. Grundsätzlich wird das Wasser durch Potentialgradienten bewegt; das System im Boden versucht, einen Gleichgewichtszustand zu erreichen. Das Potentialkonzept kann auf alle Bewegungsvorgänge, die innerhalb der ungesättigten Zone ablaufen, angewendet werden. So lassen sich Infiltration, Perkolation und kapillarer Aufstieg auf einen Nenner bringen (SCHEFFER et al. 2010).

Das Gesamtpotential ψ setzt sich dabei zusammen als die Summe aller Teilpotentiale, die durch die verschiedenen im Boden auftretenden Kräfte hervorgerufen werden.

$$\psi = \psi_z + \psi_m + \psi_g + \psi_o \quad [2.5]$$

Das Gravitationspotential ψ_z wird von der Gravitationskraft bestimmt und entspricht der Höhe z über dem Bezugsniveau, auf dem $\psi_z = 0$, also der Grundwasseroberfläche. Der auch als geodätisches Potential bekannte Term erhält ein positives Vorzeichen. Das Matrixpotential ψ_m oder auch Wasserspannung gibt den Einfluss der Kapillarkräfte der Bodenmatrix wieder. Es ist dem Gravitationspotential entgegengesetzt und wird daher mit negativem Vorzeichen beschrieben. Mit abnehmendem Wassergehalt des Bodens wird das Matrixpotential negativer, die Saugspannung (als der Betrag des Matrixpotentials) höher. Die chemische Anreicherung des Wassers bei der vertikalen Bewegung durch die Atmosphäre und die Bodensäule wird mit dem osmotischen Potential ψ_o berücksichtigt. Das Gaspotential ψ_g muss berücksichtigt werden, falls der Luftdruck im Boden nicht mit dem der freien Atmosphäre übereinstimmt. Für die Wasserbewegung durch die ungesättigte Zone sind aber meistens die letzteren beiden Potentiale unbedeutend gegenüber den ersten. Deswegen werden diese auch meist zum hydraulischen Potential ψ_H zusammengefasst.

$$\psi_H = \psi_z + \psi_m \quad [2.6]$$

Die Beziehung zwischen Matrixpotential und Wassergehalt ist für jeden Bodenhorizont charakteristisch und wird durch Matrixpotentialkurven (Saugspannungskurve, pF-Kurve) beschrieben. Sie ist die zugrundeliegende Größe für Wasserbewegungen in der ungesättigten Zone (Kap. 2.2.1.3). Der pF-Wert bezeichnet dabei den logarithmierten Wert des Betrags des Matrixpotentials ($pF = \log \text{cmWS, hPa}$). Der Verlauf der pF-Kurven ist vor allem von der Körnung des Bodenhorizonts und seines Gefüges (Quellung oder Schrumpfung) abhängig. Für den Be- und Entwässerungsvorgang ergeben sich verschiedene Kurven (Hysteresis).

Zur Beschreibung von pF-Kurven gibt es diverse Modelle, die eine stetige und differenzierbare Formulierung der Wassergehalts-Saugspannungs-Beziehung beschreiben können. In den letzten Jahren hat sich vermehrt das Modell nach VAN GENUCHTEN (1980) durchgesetzt.

Das Modell nach VAN-GENUCHTEN wurde entwickelt, als numerische Modelle zur Simulation der Bewegung von Fluiden durch ungesättigte Medien zahlreicher wurden. Probleme der vorhandenen Ansätze waren, dass diese entweder nur tabellarische Werte liefern (MILLINGTON & QUIRK 1961) oder Diskontinuitäten im Bereich des Lufteintrittspunktes aufweisen (BROOKS & COREY 1964). Das VAN-GENUCHTEN-Modell beruht auf dem Ansatz nach MUALEM (1976).

Die MUALEM-Formel beschreibt die relative hydraulische Leitfähigkeit des Bodens in Abhängigkeit der bekannten Saugspannungs-Kurve, d.h. das Verhältnis der Saugspannung ψ und des Wassergehaltes θ ist bekannt. VAN GENUCHTEN (1980) bietet eine Lösung der MUALEM-Gleichung an:

$$K_r = \Theta^{1/2} \left[\int_0^\theta \frac{1}{h(x)} dx / \int_0^1 \frac{1}{h(x)} dx \right]^2 \quad [2.7]$$

mit $h(x)$ Saugspannung [m]
 Θ dimensionsloser Wassergehalt des Bodens $\Theta = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)$, siehe Gl. [2.9]

Daraus ergeben sich die bekannten MUALEM-VAN-GENUCHTEN-Gleichungen [2.8] und [2.9].

$$\theta(\psi) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{1}{1 + (\psi \cdot \alpha)^n} \right)^m \quad [2.8]$$

$$\frac{k(\theta)}{k_s} = \left[\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right]^{1/2} \cdot \left[1 - \left\{ 1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right\}^m \right]^2 \quad [2.9]$$

mit ψ Saugspannung [m]
 α empirischer Parameter [m^{-1}]
 n empirischer Parameter [-]
 m empirischer Parameter [-], $m = 1 - \frac{1}{n}$
 θ aktueller Wassergehalt [vol.]
 θ_r residualer Wassergehalt bei $k(\theta) = 0$ [vol.]
 θ_s Wassergehalt bei Sättigung [vol.]
 $k(\theta)$ hydraulische Leitfähigkeit in Abhängigkeit von θ [m/s]
 k_s gesättigte hydraulische Leitfähigkeit [m/s]

Ein graphischer Vergleich mit dem Modell nach BROOKS & COREY (Gl. [2.10]) zeigt, dass in der Nähe des Lufteintrittspunktes eine andere Form der Saugspannungskurve erreicht wird (Abb. 2-1). Der Lufteintrittspunkt ψ_{ae} ist definiert als das Matrixpotential, bis zu dem ein Boden der Modellvorstellung

nach vollständig gesättigt bleibt, so dass keine Luft in das Porensystem eindringen kann (SCHÄFER 1999). Die Stelle $1/\alpha$ in der VAN-GENUCHTEN-Parametrisierung entspricht dieser Definition in gewissem Maße, jedoch ist der Lufteintrittspunkt nicht als scharfer Punkt dargestellt, sondern als Punkt, um den herum das Medium graduell zu entwässern beginnt. Bei einer gleichmäßigen Porengrößenverteilung würde die hydraulische Leitfähigkeit linear mit dem Wassergehalt steigen. $1/\alpha$ ist ein Ausdruck für die Lage der Porengrößenverteilung (Maximum der Porengrößenverteilung).

$$\begin{aligned} \Theta &= \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right) = \left(\frac{\psi_{ae}}{\psi} \right)^\lambda && \text{für } \psi > \psi_{ae} \\ \Theta &= 1 && \text{für } \psi < \psi_{ae} \end{aligned} \quad [2.10]$$

mit ψ_{ae} Lufteintrittspunkt [m]
 λ dimensionsloser Parameter

Die Parameter der Gleichungen [2.8] und [2.9] lassen sich entweder direkt aufwändig durch Labormessungen an ungestörten Bodenproben (SCHEINOST 1995, SCHÄFER 1999) oder durch inverse Modellierung der Wasserretentionskurven ermitteln. Daneben gibt es zahlreiche Möglichkeiten der indirekten Bestimmung aus routinemäßig bestimmten Daten der Böden wie Körnung, Lagerungsdichte etc., sogenannte *Pedotransferfunktionen* (PTF, SCHEFFER et al. 2010). Je nach vorliegendem Datenumfang können mehr oder weniger komplexe PTF angewendet werden, von denen eine Vielzahl in den letzten Jahrzehnten entwickelt wurden (z.B. CARSEL & PARRISH 1988, VEREECKEN et al. 1989, RAWLS & BRAKENSIEK 1989).

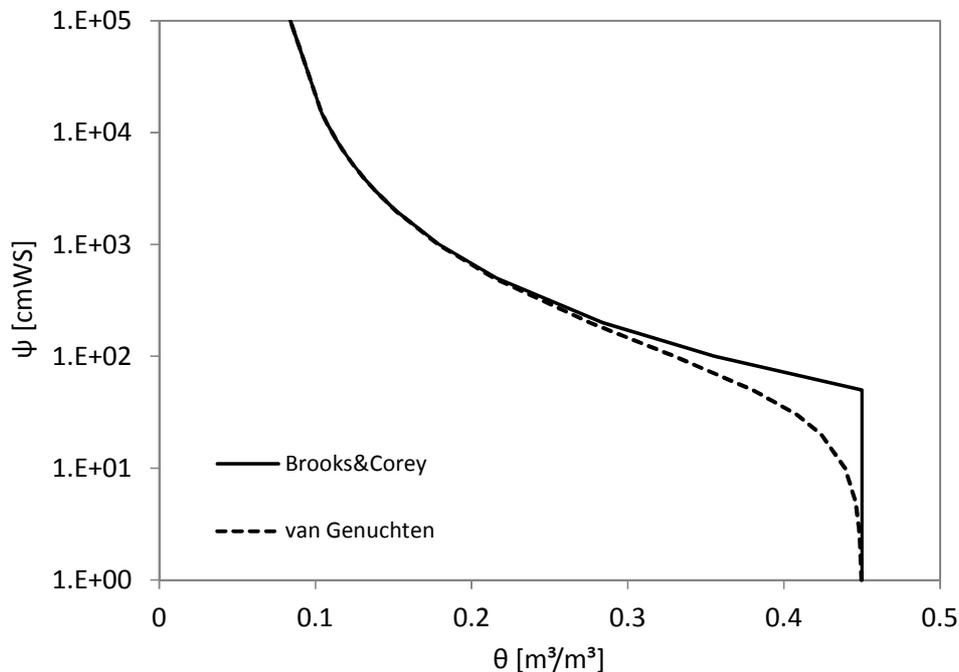


Abb. 2-1: Vergleich der pF-Kurven nach BROOKS & COREY und VAN-GENUCHTEN für einen Schluffboden

3 Stand der Wissenschaft

3.1 Abflussgeschehen auf landwirtschaftlich genutzten Flächen

Die Einflussgrößen des Abflussgeschehens – also der Abflussbildung und –konzentration – in einem Einzugsgebiet können ereignisunabhängig in die beiden Gruppen *Naturräumliche Ausstattung* und *Landnutzung* getrennt werden (FELDWISCH 1999). Unter der naturräumlichen Ausstattung versteht man die langfristig konstanten Eigenschaften eines Gebietes wie die Geologie, Pedologie, Topographie, Klima und Gewässer. Die Landnutzung wird in MENDEL (2000) grob unterschieden zwischen Wald (Nadel-, Laub- und Mischwald), Grünland (im Wesentlichen landwirtschaftlich genutzte Wiesen), Ackerland (unterschieden in Getreideflächen, Hackfrüchte, Brache), Gewässer und versiegelte Flächen (Verkehrswege, urbane Gebiete). Einzelne Faktoren beider Gruppe beeinflussen sich gegenseitig: So ist zum Beispiel die Oberbodenstruktur von der Landnutzung (RIEGER 2012) und von der Bodenbearbeitung (ZIMMERLING 2004) abhängig.

Die Nutzungsformen der landwirtschaftlichen Flächen und ihren Einfluss auf das Abflussgeschehen lassen sich nach Abb. 3-1 schematisch in eine Reihenfolge zunehmender Oberflächenabflussbildung bringen. Die Größe und Länge der blauen Pfeile verdeutlichen dabei die relativen Anteile des Wasserflusses bzw. der Abflusskomponente. Oberflächenabfluss in Waldstandorten tritt in der Regel nicht auf (außer in Verbindung mit flachgründigen Standorten, Kahlschlagflächen oder Verdichtungen im Rückebereich, FELDWISCH 1999). Dauerhaft begrünte Standorte weisen eine hohe durchgängige Bodenbedeckung, ein ungestörtes Bodengefüge und dadurch eine hohe Infiltrationsbereitschaft auf. Oberflächenabflüsse lassen sich vor allem beobachten auf nicht dauerhaft bedeckten ackerbaulich genutzten Flächen, abhängig von der Bearbeitungsintensität, der Anbaumethode sowie der Fruchtfolge (Kap. 3.1.3). Auf Vegetationsflächen mit durchgehender Bedeckung spielt der Zwischenabfluss und die Infiltration durch Makroporen eine größere Rolle. Der Oberflächenabfluss kann durch Landschaftsstrukturelemente gedämpft und verringert werden.

Die Spannweite der Abflussbeiwerte bei einzelnen Ereignissen reicht dabei von nahezu 0 (Grünland oder bedeckte Brache) bis gegen 1,0 (verdichteter oder verschlammter Acker) (MENDEL 2000).

Die Vegetationsperiode der einzelnen Feldfrüchte und die mechanische Bodenbearbeitung tragen zur besonderen Dynamik der abflussrelevanten Größen bei. Auf Ackerflächen ändert sich die Bodenoberfläche deutlich im Verlauf eines Anbauzyklus (VAN WESEMAEL et al. 1995, KNAPEN et al. 2008).

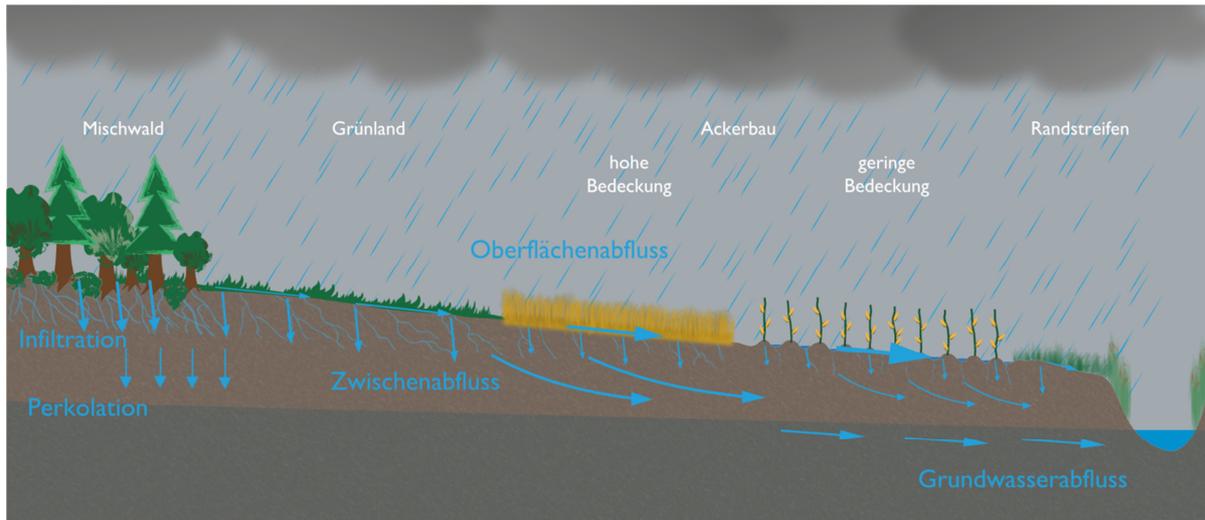


Abb. 3-1: Schema der Abhängigkeit der Abflussbildung von der Landnutzung

Des Weiteren wird die Abflussbildung durch die Niederschlagsintensität gesteuert. Oberflächenabflussbildung auf landwirtschaftlichen Nutzflächen ist ein Teilbereich des komplexen Abflussbildungsprozesses, vor allem unter Starkregenbedingungen (SIEGERT 1978). In der Prozessforschung wird die kinetische Energie des Niederschlags als Einflussgröße für die Abflussbildung verwendet (Kap. 3.1.1.2, MORIN & BENYAMINI 1977, ROTH 1992, FOHRER 1995, SCHRÖDER 2000). Untersuchungen zur Erosivität von Niederschlägen zeigen, dass die erosiven Niederschlagsereignisse in die Zeit der Wachstumsperiode vieler Feldfrüchte fallen (Abb. 3-2, FIENER et al. 2011a). Wegen der fehlenden ganzjährigen Bedeckung des Bodens durch die Kulturpflanzen (Abb. 3-2) fehlt ein effektiver Schutz vor der mechanischen Wirkung des Niederschlags in Form von Regentropfen, die eine Verschlammung des Bodens bei weiteren gegebenen Voraussetzungen bewirken kann (Kap. 3.1.1). Eine verschlammte Bodenoberfläche verringert die Infiltrationskapazität und fördert Oberflächenabfluss und Bodenerosion. Auf landwirtschaftlichen Flächen wird die Infiltration oft von einer verschlammten Oberfläche gesteuert (DULEY 1939). Vor allem lassen sich verschlammte Oberflächen bei Reihenfrüchten wie Zuckerrüben, Silomais und Kartoffeln beobachten (ROTH et al. 1995). Die Bildung von Oberflächenabfluss und die Bodenerosion durch Wasser sind eng miteinander verbunden (SCHWERTMANN et al. 1987, AUERSWALD 1993, RICHTER 1998). Der Einfluss der Verschlammung auf die Abflussbildung auf landwirtschaftlichen genutzten Flächen ist nicht zu vernachlässigen (MOORE 1981a).

Neben der zeitlich extrem variablen Charakteristik von Niederschlägen ist die Bodenbearbeitung ein weiterer Einflussfaktor auf die Abflussbildung (Kap. 3.1.3). Eine Reduzierung der Bearbeitungsintensität stärkt das Bodengefüge und das Vorkommen von Makroporen durch vergrößerte Populationen von Regenwürmern (JOSCHKO et al. 1992). Die Bedeutung der Infiltration durch Makroporen ist gerade bei hohen Niederschlagsintensitäten von großer Bedeutung (SCHIFFLER 1992). Das Belassen von Ernterückständen auf der Bodenoberfläche verbessert das Bodenklima und die Bedingung für Bioaktivitäten (KLADIVKO 2001), schützt die Bodenoberfläche vor Verschlammung (ZIMMERLING 2004) und verringert die Erosion durch erhöhte Aggregatsstabilität des Bodens (AUERSWALD 1993).

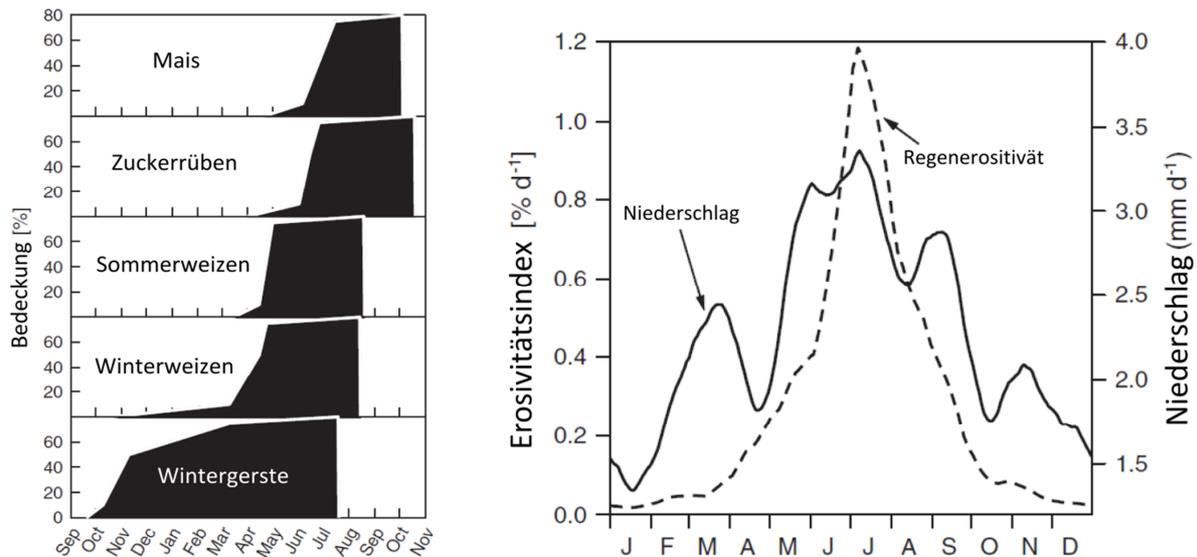


Abb. 3-2: Typische Entwicklung der Bodenbedeckung bei Feldfrüchten in Mitteleuropa, saisonale Verteilung des Niederschlags und der Regenintensität für den Standort Scheyern (nach FIENER et al. 2011a)

Die Quantifizierung der Abflussbildung und –konzentration infolge von Starkniederschlagsereignissen auf heterogenen Böden mit unterschiedlicher Bedeckung stellt noch immer ein ungelöstes Problem der hydrologischen Grundlagenforschung dar. Für die Mikroskala liegen eine Vielzahl von Untersuchungen und physikalisch-basierten Modellansätzen zum Zusammenhang einzelner hydrologischer Teilprozesse und der Bewirtschaftung vor (AHUJA 1983). Der Erkenntnisstand zur Beschreibung und Modellierung hydrologischer Teilprozesse auf der Mikroskala (< 1 ha) und ihrer Wechselwirkungen ist in den letzten Jahrzehnten vor allem durch Forschungsarbeiten im Bereich der Bodenkunde, -physik und -erosion vorangetrieben worden (AUERSWALD 1993, ROTH et al. 1995, GOVERS et al. 2000). Die Auswirkung der Landnutzung auf die Abflussbildung und die Wechselwirkungen der hydrologischen Prozesse auf einem Hangeinzugsgebiet während eines Starkregenereignisses sind hingegen noch nicht eingehend untersucht.

In klimatisch als (semi-)humid einzustufende Regionen sind nach einer Auflistung in MAURER (1997) alle in Kap. 2.2.3 beschriebenen Abflusentstehungsmechanismen an der Abflussbildung beteiligt. Dabei wird auf anthropogen beeinflussten Flächen mit wenig Bedeckung oder Grünland HORTON'scher Abfluss gebildet, auf flach geneigten oder konkaven Hängen mit flachgründigen Böden mittlerer bis niedriger Leitfähigkeit auch zunehmend DUNNE'scher Sättigungsflächenabfluss. Je mächtiger und durchlässiger die Böden und je dichter sie durch Vegetation bedeckt sind, werden auch die Komponenten oberflächennaher Bodenabfluss und Grundwasserabfluss zum Gesamtabfluss beitragen (siehe Abb. 3-1).

Der Einfluss der Landbedeckung auf die Abflussbildung vor allem auf landwirtschaftlich genutzten Flächen erstreckt sich im Wesentlichen auf drei Bereiche (NIEHOFF 2001):

- Bedeckung der Oberfläche und deren Einfluss auf die Oberflächenspeicherung von Wasser durch Interzeption, Streuspeicherung und Benetzung der Bodenoberfläche
- Beschaffenheit der Bodenoberfläche und deren Einfluss auf die Infiltration
- Bodeneigenschaften und deren Einfluss auf die Infiltration und Bodenwasserbewegung

Vor allem die Beschaffenheit der Bodenoberfläche ist bei einem Regenereignis nicht konstant, sondern unterliegt je nach Ausgangsbedingungen und klimatischen Bedingungen des Niederschlagsereignisses Veränderungen, die die Infiltrationskapazität entscheidend beeinflussen können (Kapitel 3.1.1).

SCHIFFLER (1992) erklärte in seiner experimentellen Arbeit die erhöhten Infiltrationsraten unter Starkregenbedingungen auf Ackerstandorten mit einer erhöhten Infiltration in das Makroporensystem, das bis an die Oberfläche reicht. Allein durch die Bodenmatrix können hohe wie bei ihm beobachtete Infiltrationsraten nur bei grobkörnigen Bodenarten auftreten. Bei Niederschlägen mit hohen Intensitäten tritt der Einfluss der Vegetationsart und des Vegetationszustandes auf die Bildung von Oberflächenabfluss in den Hintergrund, wie KLAGHOFER (1985) zeigte. Das Infiltrationsverhalten wird unter diesen Randbedingungen von den aktuellen physikalischen Eigenschaften des Bodens gesteuert. Im Gegensatz dazu sind der Einfluss der momentanen Feldfrucht und der Anfangswassergehalt bei Niederschlägen niedriger Intensität stärker (SIEGERT 1978). Ein Einfluss der Hangneigung auf den Oberflächenabfluss lässt sich kaum nachweisen, bzw. tritt dieser Zusammenhang in den Hintergrund (FELDWISCH 1995, in MENDEL 2000).

Mit zunehmender Größe des betrachteten Einzugsgebiets (meso- und makroskalige Betrachtung) werden die hydrologischen Prozesse auf landwirtschaftlichen Flächen von der Gewässercharakteristik und damit von stationären Faktoren überprägt (BRONSTERT et al. 1995). Gerade bei Niederschlägen hoher Wiederkehrhäufigkeiten (< 5 Jahre) prägen die Gebiets- und Landnutzungseigenschaften das Abflussgeschehen, bei geringeren Wiederkehrhäufigkeiten sind die Niederschlagscharakteristika entscheidend (BRONSTERT et al. 1995).

3.1.1 Verschlämmung und Wassererosion

Als Verschlämmung bezeichnet man grundlegend sowohl den Vorgang (*soil surface sealing*) als auch das Produkt (*soil surface seal*) des Prozesses der Zerschlagung und Verlagerung von Bodenaggregaten, sodass eine dünne Schicht stark verminderter Leitfähigkeit (MCINTYRE 1958) auf der Bodenkrume entsteht. Dadurch wird die Infiltrationskapazität gehemmt sowie die Abflussbildung auf der Oberfläche und die damit einhergehende Wassererosion der obersten Bodenschicht verstärkt (ROTH 1992).

DULEY (1939) war unter den ersten, der die negativen Einflüsse einer fehlenden Bodenbedeckung und die verringerten Infiltrationsraten beschrieb. MCINTYRE (1958) unterteilt die Formation einer Verschlammungsschicht in eine sehr dünne Schicht (bis 5 mm) auf der Bodenoberfläche (*skin seal*) und eine Einwaschungsschicht (*wash in layer*). Die Oberflächenverschlammung kann Infiltrationsvolumen und -raten um bis zu 80 % verringern (MOORE 1981a). Die Verschlammungsschicht vergrößert sich mit zunehmendem Niederschlagsvolumen mit der Zeit, ausgehend von der Aggregatgröße bei Beginn des Niederschlags (FARRES 1978).

Gerade in der englischsprachigen Literatur ergeben sich einige Bezeichnungen für das Phänomen der Verschlammung. Eine temporär begrenzte Versiegelung der Oberfläche ist eine oberflächennahe Verschlammung und wird *seal* genannt (Mächtigkeit: 1 – 5 mm). Wenn die Verschlammungsschicht nach dem Regenereignis austrocknet, wird das Produkt dieser Austrocknung *crust* genannt. Diese 0,5 – 2 cm mächtige Schicht kann mechanisch entfernt werden (SOMBROEK 1986).

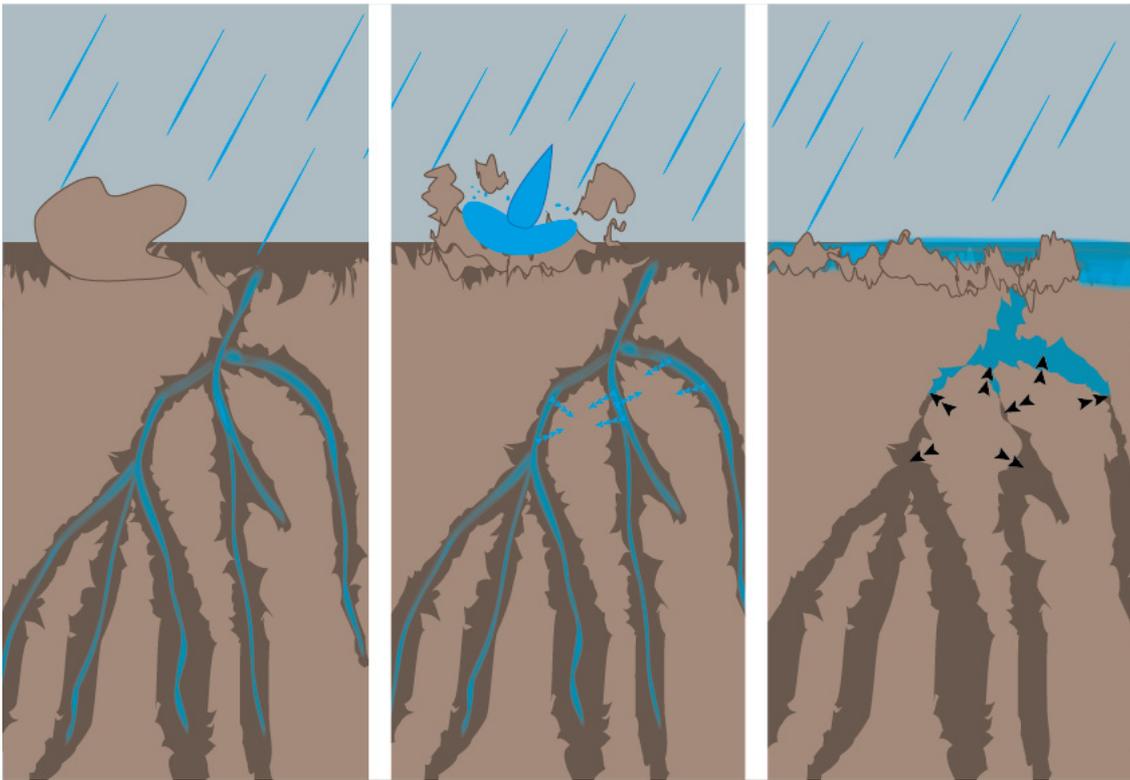


Abb. 3-3: Prinzipskizze des Verschlammungsprozesses: Durch die mechanische Wirkung der Regentropfen werden Bodenaggregate zerstört, lagern sich in größeren Poren ab und verursachen eine Abtrennung der Infiltrationswege in die Bodenmatrix sowie die Makroporen

Die nach einer Bodenbearbeitung lose aneinander liegenden Aggregate werden bei unbedeckten Böden durch Regenereignisse hoher Intensitäten zerschlagen und eingeebnet. Durch den mechanischen Tropfenaufprall werden Partikel abgewaschen und verlagert, was zu einer Umlagerung der zerstörten Aggregate und einer Verlegung durchlässiger Poren führt (Abb. 3-3, ROTH 1992). Mit einer Verringerung der Verschlammungsanfälligkeit durch angepasste Bewirtschaftungsformen kann die Abflussbildung und das Abflussvolumen verringert werden (SCHMIDT et al. 2007).

Die Verbindung zwischen Bodenerosion und Oberflächenabfluss ergibt sich dadurch, dass Niederschlagsereignisse, die als erosiv einzustufen sind ($N > 10 \text{ mm}$ oder $I_{\text{max},30} > 10 \text{ mm/h}$, ROGLER & SCHWERTMANN 1981, in SCHWERTMANN et al. 1987), solch hohe kinetischen Energien aufweisen, dass unbedeckte Bodenaggregate zerschlagen werden und sich eine Verschlammungsschicht auf der Bodenoberfläche bildet, die wiederum die Abflussbildung begünstigt. Die Regenenergie bestimmt dabei die Bildung der Verschlammung, das Niederschlagsvolumen die Abflussmenge (MUALEM et al. 1990).

Die Oberflächenverschlammung bewirkt eine Änderung der physikalischen Eigenschaften der obersten Bodenmillimeter (FOHRER 1995). Zum einen erhöht sich die Lagerungsdichte im Mittel um $0,1 - 0,3 \text{ g/cm}^3$. Die gesättigte Leitfähigkeit von vollständig ausgeprägten Verschlammungsschichten liegt in Laborversuchen von FOHRER (1995) auf lössbürtigen Böden bei $2,4 - 12,0 \text{ cm/d}$ (entspricht $2,8 \cdot 10^{-8} - 1,4 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$).

In der Landwirtschaft haben moderne Technologien zu höheren und sichereren Erträgen geführt, jedoch durch die Vergrößerung der Felder und die Verlängerung von Hängen auch zu mehr Erosion durch Wasser. In der Problematik der Wassererosion kommen sich Landwirtschaft und Wasserwirtschaft nahe wie sonst kaum: Die Landwirtschaft will die Bodenerosion gering halten, um den nährstoffreichen

Oberboden nicht zu verlieren, die Wasserwirtschaft will die Gewässer rein von abgetragenen Düngemitteln halten. Um eine realistische, quantitative Abschätzung der Erosionsgefahr geben zu können, haben SCHWERTMANN et al. (1987) das von WISCHMEIER & SMITH (1978) entwickelte Verfahren nach der USLE (*Universal Soil Loss Equation*) auf deutsche und vorrangig bayerische Verhältnisse angepasst (ABAG – *Allgemeine Bodenabtragungsgleichung*).

Die ABAG hat allerdings zwei wichtige Einschränkungen: (1) Sie ist zur Anwendung auf Einzelschlägen ausgearbeitet worden, auf Einzugsgebietsskala wird sie daher kaum angewendet. (2) Man errechnet damit den mittleren langjährigen Abtrag. Einzelne Jahre oder einzelne Ereignisse können damit nicht ohne weiteres bestimmt werden (SCHWERTMANN et al. 1987). Weiterhin gibt sie keine Aussage über die Abflussbildung an einem Ackerstandort aufgrund der vorherrschenden Topographie, der Eigenschaften des Oberbodens, des Vegetationszustandes und der Bearbeitung der Krume.

Die meisten Infiltrationsexperimente zeigen einen abfallenden Verlauf der Infiltrationskapazität über die Zeit. Ausnahmen sind Versuche, bei denen eine Verschlammungsschicht aufbricht oder durch eine Verringerung der Hydrophobie die Infiltrationsleistung des Bodens zunimmt. Die anfänglichen hohen Infiltrationsraten sind durch gravitative Effekte zusammen mit der hohen Saugspannung des Bodens verbunden, die das Wasser durch die Bodenoberfläche leiten. Im Normalfall ist die Infiltrationsrate durch die Niederschlagsintensität zu Beginn eines Ereignisses begrenzt, d.h. sämtlicher gefallener Niederschlag kann in den Boden infiltrieren. Der Boden verringert seine Aufnahmekapazität nach einer bestimmten *time to ponding* (in dieser Arbeit bezeichnet als t_p), ab der die Infiltrationskapazität konstant abnimmt. Nach einer längeren Beregnungsphase hat sich die Feuchtefront im Boden soweit verschoben, dass der Effekt der kapillaren Saugspannung geringer wird, der Potentialgradient hauptsächlich durch die Gravitation bestimmt wird und die Infiltrationsrate gegen die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit des Bodens strebt. Der Verlauf der abnehmenden Infiltrationskapazität kann in der Lösung der RICHARDS-Gleichung und einer Diskretisierung der Bodenschichten modelliert werden (Kapitel 3.2.2). Jedoch müssen die Zeitschritte sehr klein gewählt werden, um schnelle Änderungen des hydraulischen Gradienten (wie er bei der Verschlammung von Böden auftritt) abbilden zu können. Einfachere analytische Ansätze zur Beschreibung der Infiltration sind also weiterhin nötig (BEVEN 2001). Für eine Integration von verschiedenen Abflussbildungsprozessen eignet sich besser die Bestimmung der Beharrungszeit, d.h. der Differenz von Niederschlags- und Abflussbeginn (entspricht *time to runoff* - in dieser Arbeit bezeichnet als t_R).

Auswirkungen auf bodenhydraulische Eigenschaften und hydraulische Leitfähigkeit des Oberbodens werden bei RAWLS & BRAKENSIEK (1989) zusammengefasst. Auswirkungen der Oberbodenverschlammung sind (FOHRER 1995):

- Reduktion der hydraulischen Leitfähigkeit (AHUJA & SWARTZENDRUBER 1992)
- Reduktion der Infiltrationsrate (DULEY 1939, MCINTYRE 1958)
- Förderung des Oberflächenabflusses (u.a. DULEY 1939)
- Verminderung der Planschablösung (FOHRER 1995)
- Mechanische Anlaufbarriere, verminderter Feldaufgang für die Kulturpflanzen
- Behinderung des Gasaustausches

- Beschränkung des pflanzenverfügbaren Wassers
- Förderung von Nährstoffverlust und Schadstoffaustrag durch Erosion

Mit einer entwickelten verschlammten Oberfläche ändert sich auch der Anteil des Bodens, der zur Abflussbildung beiträgt (LÉONARD et al. 2006).

3.1.1.1 Teilprozesse der Oberflächenverschlammung

Das Zusammenwirken von verschiedenen Prozessen kann die Bildung einer Verschlammungsschicht begünstigen (RÖMKENS et al. 1990). Der prägende Mechanismus ist dabei die mechanische Einwirkung des Regentropfenaufpralls (RÖMKENS et al. 1990) und die dadurch ausgelöste Aggregatszerstörung.

Generell gibt es vier verschiedene Prozesse, die den Aggregatszerfall beschreiben: (1) Luftporensprengung (*slaking*), (2) *microcracking*, (3) *shearing* durch Regentropfenaufprall und (4) physikalisch-chemische Dispersion (LE BISSONNAIS et al. 1998a).

Die Luftporensprengung bezeichnet dabei den Prozess bei trockenen Aggregaten und schneller Befeuchtung, also hohen Niederschlagsintensitäten. Das infiltrierende Wasser schließt die Bodenluft in den Poren ein und komprimiert diese, bis sie explosionsartig entweicht und die Aggregate in kleinere Bestandteile sprengt, die wiederum anfälliger für den Regentropfenaufprall sind (AUERSWALD 1993). *Microcracking* steht für ein langsames Zerfallen von Aggregaten durch Anschwellen von Tonmineralen sowie moderater Luftporensprengung. *Shearing* bezeichnet den auch als *Splash* (ROTH 1992) oder *Plansch* bekannten Prozess der Zerstörung der Bodenaggregate durch die direkte Einschlagwirkung der Regentropfen, abhängig von der kinetischen Energie der Tropfen sowie der Aggregatsstabilität. Eine genaue Beschreibung des Prozesses findet sich bei FOHRER (1995). Die Aggregatsstabilität spielt eine wichtige Rolle auf die Dynamik des Verschlammungsprozesses. Die Stabilität der Aggregate ist wiederum von konstanten und variablen Faktoren abhängig (Kap. 3.1.1.2), die damit die Anfälligkeit eines Bodens gegen Verschlammung charakterisiert (ROTH et al. 1995). Zu den konstanten aggregatsstabilisierenden Faktoren zählen höhere Gehalte an organischer Substanz, Ton und Sesquioxiden (FARRES 1978).

Zur Ausbildung einer Verschlammungsschicht gehört die anschließende Reorganisation von abgelösten Bodenpartikeln durch Verlagerung von Partikeln und den Transport durch Oberflächenwasser oder infiltrierendem Wasser (LE BISSONNAIS et al. 1998b). Diese Einwaschung von Ton und Feinschluff in Suspension findet hauptsächlich bei geringen Niederschlagsintensitäten und langanhaltenden Niederschlägen statt (ROTH et al. 1995).

Diese suspendierten Partikel verstopfen die Poren im Oberboden und führen dadurch (*slumping*) zur Abnahme der Porosität und damit der hydraulischen Leitfähigkeit (Abb. 3-3). Partikel werden durch Oberflächenabfluss und auftretender Turbulenz in Mikrodepressionen abgelagert, wo sie sich weiter kontinuierlich auf die bereits vorhandene Verschlammungsschicht legen und diese stabilisieren. Weitere Verdichtung kann durch Austrocknen auftreten (LE BISSONNAIS et al. 1998b). Wenn die Aggregate mehr oder weniger intakt bleiben, hängt die Verschlammung von ihrer plastischen Verformbarkeit ab (ROTH et al. 1995).

Ein konzeptionelles Modell der verschiedenen Teilprozesse wird von ROTH et al. (1995, Abb. 3-4) vorgestellt.

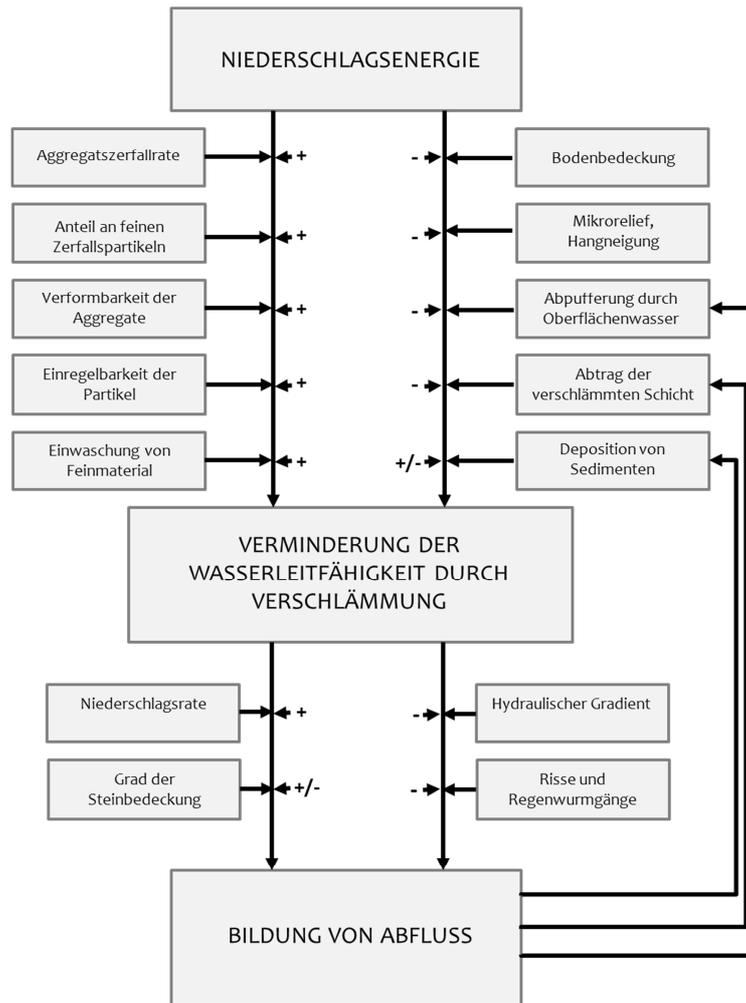


Abb. 3-4: Teilprozesse und Faktoren der Oberflächenverschlammung und der Abflussbildung (+ und - deuten jeweils verstärkende oder kompensierende Wirkung an) (aus ROTH et al. 1995)

3.1.1.2 Einflussfaktoren

Die Verschlammungsanfälligkeit wird auf der einen Seite bestimmt von standortspezifischen Eigenschaften, die mehr oder weniger zeit-invariant sind – je nach Beobachtungsskala (Kap. 3.3) –, auf der anderen Seite von zeitlich variablen Eigenschaften wie der Niederschlagscharakteristik, Eigenschaften der Bodenoberfläche bedingt durch die Bearbeitung und Bodenbedeckung durch Biomasse (FIENER et al. 2011a). Die Verschlammungsneigung von Böden ist also nicht allein von Bodeneigenschaften geprägt, sondern vor allem auch durch instationäre Einflussgrößen wie der Bodenfeuchte oder dem Zeitpunkt der letzten Bodenbearbeitung, die zudem mit den Bodeneigenschaften interagieren (ROTH 1992, AUERSWALD 1993, FOHRER 1995, GERLINGER 1997). Die Einflussfaktoren wurden in der Beschreibung der Teilprozesse im Verschlammungsprozess bereits genannt (Kap. 3.1.1.1), jedoch ist ihre Interaktion sehr komplex und werden nachfolgend eingehender beschrieben.

BODENART

Als verschlammungsanfällig gelten Bodenarten mit hohem Grobschluff- und Feinstsandanteil (Korndurchmesser 20 – 125 μm). Bei Überwiegen dieser Korngrößenfraktionen ist die Konsistenz des Bodens derart beschaffen, dass die Fließgrenze bereits vor Erreichen der vollen Wassersättigung überschritten wird. Dadurch begründet sich die geringe Gefügestabilität (AD-HOC-AG BODEN 2005). Sehr stark zur Verschlämmung neigend sind dabei Sandschluffe (Uu, Us) und Schluffe (Su4, Su3). Ebenso sind pleistozäne Sedimente und Lössböden (ROTH et al. 1995) sowie landwirtschaftlich genutzte Lössböden (LE BISSONNAIS et al. 1995) als besonders verschlammungsanfällig einzustufen.

Tonpartikel ($\phi < 0,002 \text{ mm}$) quellen auf, wenn das ionenarme Regenwasser auf das salzreiche Wasser des Bodens trifft. Besonders auf landwirtschaftlich genutzten Flächen sind oftmals einwertige Kationen durch Düngung künstlich zugeführt, die zu einer Vergrößerung der Wasserhülle um die Tonpartikel führen. Diese Tonquellung schwächt die Stabilität der Aggregate, weil sie die kohäsiven Kräfte der Bodenpartikel durch den vergrößerten Abstand voneinander verringern (RICHTER 1998).

AGGREGATSTABILITÄT UND BODENFEUCHTE

Die Stärke des Aggregatzersfalls ist wiederum abhängig von den Bodeneigenschaften. Bei trockenen Böden wirkt ein hoher Anteil an organischem Kohlenstoff aggregatsstabilisierend, bei feuchten Ausgangssituationen ein hoher Tonanteil in der Korngrößenverteilung des Bodens. Jedoch muss man davon ausgehen, dass noch weitere Bodeneigenschaften mit der Bodenfeuchte interagieren und deren Einfluss auf die Abflussbildung bestimmen (LE BISSONNAIS et al. 1995). Größere Aggregate sind stabiler gegenüber der Wirkung von Regentropfen. Neben der Aggregatsfeuchte und -größe wirken steigende Gehalte an Humus, Ton und mikrobielle Aktivität als stabilisierend, jedoch abhängig von der Bodenart und -nutzung (AUERSWALD 1993, ROTH et al. 1995).

Der Einfluss der Bodenfeuchte auf die Aggregatsstabilität wurde oftmals untersucht (LE BISSONNAIS & SINGER 1993, LE BISSONNAIS et al. 1995). Sowohl sehr trockene als auch befeuchtete Böden zeigen eine hohe Abflussbildung, jedoch aufgrund unterschiedlicher Einflussfaktoren und verschiedener Teilprozesse, die beim Niederschlagsaufprall wirken. Voraussetzung für die Luftsprennung sind das Vorhandensein von trockenen Bodenaggregaten und eine schnelle Befeuchtung, also hohe Niederschlagsintensitäten (AUERSWALD 1993). Durch den Lufteinschluss im Inneren können Drücke bis zu 10^6 Pa vorkommen (RICHTER 1998). Dieser Prozess verstärkt die Ausbildung einer Verschlämmungsschicht und führt zu hohen Abfluss- und Erosionsraten.

Eine Austrocknung des Bodens kann aber auch den Widerstand gegen Aggregatzersfall durch Zementierung und hydrophobe Effekte bewirken (LE BISSONNAIS et al. 1995). Ebenso besitzen trockene Böden einen höheren hydraulischen Gradienten und können so schneller Wasser von der Oberfläche aufnehmen. Eine Bodenbedeckung z.B. durch Mulchaufgabe verhindert das Austrocknen des Oberbodens. Innerhalb der Aggregate wirken hydrophobe Kräfte, durch Humus verursacht, stabilisierend und damit erosionsmindernd (RICHTER 1998).

Untersuchungen der Aggregatsstabilität in Abhängigkeit des Bodenwassergehaltes kommen zu unterschiedlichen Ergebnissen. Bei Befeuchtungsversuchen wird eine gesteigerte Stabilität durch eine höhere Feuchte nachgewiesen, die jedoch nur eine scheinbare Aggregatsstabilität beschreibt, da die zerstörerisch wirkenden Kräfte auf einem feuchten Boden abgemindert werden (AUERSWALD 1993).

Generell wird der Einfluss der Bodenfeuchte bei Regenbeginn unterschiedlich bewertet. In vielen Untersuchungen zur Abflussbildung, die methodisch auf Beregnungsexperimente zurückgreifen, ist diese Größe meist positiv mit dem Oberflächenabfluss korreliert. Jedoch überprägen Standorteigenschaften den Einfluss der Bodenfeuchte (MENDEL 2000). Die Bodenfeuchte kann stabilisierend auf den Boden wirken, vor allem wenn der Boden einen hohen Tongehalt aufweist (GERLINGER 1997). Trockenere Bereiche verschlämmen leichter und weisen früheren Abfluss auf, da der Tropfenaufprall das instabilere Gefüge leichter zerstören kann. Es ist daher sinnvoll, zwischen trockenen und feuchten Vorbedingungen zu unterscheiden.

NIEDERSCHLAG

Niederschlagscharakteristika wie Dauer (MORIN & BENYAMINI 1977), Intensität (RÖMKENS et al. 1990) und kinetische Energie (RÖMKENS et al. 1990, BAUMHARDT et al. 1990) haben Einfluss auf den Verschlämmungsprozess. Bereits Niederschläge mit einer Intensität von 5 mm h^{-1} können auf vorverschlämmten Oberflächen Abfluss bewirken (ROTH et al. 1995).

In der Regel muss aber die Zusammenwirkung von Niederschlagsmenge und Niederschlagsenergie gegeben sein, um eine mechanische Wirkung auf der Bodenoberfläche zu verursachen. Um diese Größe zu quantifizieren, wird nach WISCHMEIER & SMITH (1958) die aufsummierte kinetische Energiedichte E_{kin} [J/m^2] verwendet (Kap. 4.2.1). Für den Regen- und Oberflächenabflussfaktor R der ABAG ergibt sich ein Jahresgang, der eindeutig von Starkniederschlägen im Sommerhalbjahr geprägt ist (AUERSWALD 1984). Niederschlag ist generell in Süddeutschland ausgeglichener über ein Kalenderjahr verteilt als der zugehörige Erosivitätsindex (Abb. 3-2, FIENER et al. 2011a). Die Beschränkung der Erosivität in den Sommermonaten resultiert aus den konvektiven Niederschlagsereignissen mit hohen kinetischen Energien der Regentropfen.

Voraussetzungen für die mechanische Zerschlagung sind hohe kinetische Energie der Regentropfen sowie eine niedrige Aggregatsstabilität. Bei der Scherung der Bodenaggregate ist die mechanische Wirkung vor allem von der Art des Niederschlags und der Charakteristik der Regentropfenverteilung abhängig. Die kinetische Energie von Regentropfen ist abhängig von der Masse der Tropfen und damit auch von der Fallgeschwindigkeit im Quadrat (RICHTER 1998). Durch den Aufprall des Tropfens auf der Bodenoberfläche weicht das Wasser zur Seite aus, da er vertikal auf einen Bruchteil seiner Geschwindigkeit abgebremst wird. Diese radiale Ausweichung des Wasser bewirkt Scherspannungen auf die Bodenoberfläche, die in der Regel höher sind als die Scherfestigkeit des Bodens, und löst damit Teilchen aus ihren Aggregaten (RICHTER 1998).

BODENBEDECKUNG

Die Wirkung des Tropfenaufpralls wird von der Bedeckung des Bodens durch Vegetation oder Steine vermindert. Der Einfluss der Bodenbedeckung zeigt sich vor allem in der Verminderung der Aufprallenergie der Regentropfen und damit dem Anteil der mechanischen Energie des Niederschlags, der effektiv an der Bodenoberfläche ankommt (ROTH et al. 1995). Die erosionsmindernde Wirkung der Bodenbedeckung ist unter anderem in SCHWERTMANN et al. (1987) erwähnt und bei ROTH (1992) experimentell nachgewiesen. Bedeckte Oberflächen können dennoch durch Luftsprennung bei schneller Befeuchtung verschlämmen (ROTH et al. 1995), jedoch bewirkt die Verringerung der Verdunstung unter bedeckten Oberflächen eine Aggregatsstabilisierung, die der Luftsprennung entgegenwirken kann

(AUERSWALD 1993). Allerdings haben FARRES & MUCHENA (1996) gezeigt, dass sich auch unter durch Vegetation bedeckten Böden Verschlammungsschichten bilden können, und zwar abhängig von der Pflanze und deren Entwicklungsstand, nicht vom Zustand des Bodens.

Die Bedeutung der Bodenbedeckung zur Vermeidung der Verschlammung wurde bereits von DULEY (1939) erkannt. Eine der ersten quantitativen Untersuchungen zu Oberflächenabfluss und Bodenabtrag in Deutschland wurde von DIKAU (1986, in MENDEL 2000) in zwei unterschiedlichen landwirtschaftlich genutzten Gebieten durchgeführt. Als wichtigster Steuerfaktor von Abfluss und Abtrag auf den Messparzellen erwies sich die Bodenbedeckung durch Vegetation.

RAWLS & RICHARDSON (1983) stellten bei Bodenbedeckungsgraden mit Mulchmaterial unter 20 % kaum Unterschiede im Oberflächenabfluss im Vergleich zu unbedeckten Oberflächen fest. Der Schutz vor Verschlammung kann also nicht allein durch eine geringe Mulchschicht gewährleistet werden.

Der Grad der Steinbedeckung an der Bodenoberfläche beeinflusst die Abflussbildung positiv wie negativ: Wenn die Steine in die Bodenoberfläche eingebettet sind, fördern sie den Oberflächenabfluss, da sie in den verschlammten Bereich übergehen. Wenn die Steine obenauf liegen, wirken sie wie Mulch und transportieren das Niederschlagswasser auf eine verringerte Bodenoberfläche und erhöhen dadurch die Niederschlagsinfiltration (ROTH et al. 1995).

Berechnungen im Frühjahr ergeben bei vegetationsfreien Flächen einen hohen Oberflächenabfluss, nicht dagegen im Herbst an derselben Stelle nach Brachfallen unter entsprechendem Bewuchs. Grund dafür ist die höhere Bodenstabilität im Herbst (durch längere Bodenruhe seit der letzten Bearbeitung), verbunden mit einer verbesserten Infiltrationsleistung des durchwurzelten Oberbodens (Mikro-/Makroporen) (MENDEL 2000).

MIKRORELIEF

In der zeitlichen Abfolge bildet sich nach dem Niederschlagsbeginn unter den benötigten Voraussetzungen zunächst eine Verschlammungsschicht struktureller Art (z.B. durch die Zerschlagung der Aggregate und Quellung der Tonminerale). Im weiteren Verlauf werden Mulden im Mikrorelief gefüllt. Beim Transport und der Ablagerung der Bodenpartikel mit dem Oberflächenabfluss bildet sich eine ablagerungsbedingte Verschlammungsschicht durch die Verstopfung der Grob- und Feinporen in der Bodenmatrix (BOIFFIN & MONNIER 1985).

Im Lauf des Regenereignisses sammelt sich so mehr freies Wasser an der Oberfläche und fließt auf der Bodenoberfläche ab. Mit zunehmender Wassertiefe erhöht sich auch die Fließgeschwindigkeit. Die Wasserschichtdicke kann aber auch so mächtig sein, dass sie die Bodenaggregate vor weiterer Zerschlagung durch Regentropfen schützt. Man spricht dabei von Wassermulch (AUERSWALD 1993).

Als Rückkoppelungseffekte mit dem Oberflächenabfluss wirken der Schutz der Oberflächenabflussschicht vor dem Tropfenaufrall und der Abtrag der verschlammten Schicht durch die Scherkräfte des Oberflächenabflusses einer Verschlammung entgegen. Durch die Scherkräfte des Abflusses und aufgrund seiner höheren Transportkapazität löst er selbst weiteres Feinmaterial ab, vor allem auf nicht kohäsiven Böden (RICHTER 1998). Dadurch entsteht aus flächigem Abfluss Abfluss in Erosionsrinnen. Durch höhere Oberflächenrauigkeit wie z.B. die Stoppel der Feldfrüchte oder Steinbedeckung kann der Abfluss jedoch abgebremst werden, die Fließgeschwindigkeit verringert werden und somit der Erosion durch Wasser entgegenwirken (Kap. 3.1.2).

Wenn die verschlammte Schicht austrocknet, bildet sich eine Kruste, die auch bei nachfolgenden Niederschlägen die Infiltration hemmt (z.B. SIEKER et al. 2002). Diese kann aber mechanisch entfernt werden, um die Infiltrationskapazität wiederherzustellen.

MAKROPOREN

Nach ELA et al. (1992) sind Makroporen während eines Starkregenereignisses mit verschlammender Wirkung kaum wirksam. Die Makroporen bleiben zwar in der Tiefe vorhanden, jedoch werden sie durch Teilprozesse der Verschlämmung derart gestört, dass sie am Infiltrationsprozess kaum einen Einfluss haben. Zu ähnlichen Ergebnissen kam ROTH (1992) in seinen Experimenten, der nur bei Regenwurmgingen von > 5 mm Durchmesser einen Einfluss auf die Abflussminderung nachweist. Bei kleineren Durchmessern verschlammten diese Makroporen.

3.1.2 Abflusskonzentration

Die Abflusskonzentration wird in landwirtschaftlich geprägten Einzugsgebieten durch landeskulturelle Maßnahmen (Flurordnung), durch Meliorationsmaßnahmen (Entwässerung, Tieflockerung, Tiefumbruch, Tiefdüngung) sowie durch Landschaftsstrukturelemente (Wege, Hecken, Säume etc.) beeinflusst (FELDWISCH 1999). Änderungen der Landnutzung hinsichtlich erosionsmindernder und -damit einhergehend - abflussmindernder Aspekte lassen sich vor allem im Hinblick auf die Abflusskonzentration erreichen. Lineare Landschaftselemente wie Hecken (BIANCHIN 2011) und Grassed Waterways (FIENER & AUERSWALD 2003a) wirken dabei als Abflusssenken.

Auf landwirtschaftlichen Flächen wird bei Oberflächenabflussbildung der Strömungswiderstand aus verschiedenen Faktoren gebildet, darunter Reibungswiderstand der Bodenoberfläche, Vegetationsbestand, Ernterückständen und Steinen auf der Ackeroberfläche (GILLEY et al. 1991). Jeder dieser partiellen Widerstände kann zu einer Gesamtrauigkeit beitragen.

Neben der jahreszeitlich dynamischen Entwicklung der Bodenbedeckung für die Wirkung auf die Abflussbildung ist ebenso die Bildung der einzelnen Stängel der Feldfrucht für die Ausbildung eines dynamischen Widerstandes maßgeblich. Der Fließvorgang unterscheidet sich auf landwirtschaftlichen Flächen vom Abfluss in offenen Gerinnen durch (1) kleine Abflussraten, (2) Pflanzenbestand über den gesamten Fließquerschnitt und (3) den dynamischen Fließwiderstand durch Pflanzenwachstum und Bodenbearbeitung (LINDNER 1982). Unterschiede ergeben sich auch bei verschiedenen Pflanzenarten. Reihenkulturen (wie z.B. Mais, Sorghum) besitzen relativ große Pflanzabstände und ausgeprägte Stängel und der Widerstandskoeffizient ist in etwa proportional zur Besetzungsdichte. Getreide (Weizen, Gerste) haben enge Pflanzabstände und dünne Stängel, der Widerstandskoeffizient nimmt mit der Besetzungsdichte nach einer Funktion höherer Ordnung zu (LINDNER 1982).

Wenn einzelne Rauigkeitselemente vom Oberflächenabfluss überströmt werden, wird ihr Einfluss auf den Strömungswiderstand geringer. Dieser Effekt spiegelt sich wider in abnehmender hydraulischer Rauigkeit bei höheren Reynoldszahlen (GILLEY & FINKNER 1991). Hydraulische Rauigkeitswerte auf landwirtschaftlichen Flächen wurden von Plotversuchen abgeleitet, die in der Erosionsforschung durchgeführt wurden (GERLINGER 1997).

Verschiedene Bearbeitungsformen und landwirtschaftliche Maschinen bewirken ein unterschiedliches Mikorelief. Aus dem Mikorelief lässt sich keine eindeutige hydraulische Rauigkeit ableiten, sondern eine zufällige. GILLEY & FINKNER (1991) haben unterschiedliche Bearbeitungstechniken hinsichtlich ihrer zufälligen Rauigkeit untersucht und Regressionsgleichungen für Rauigkeitsbeiwerte nach MANNING abgeleitet. Jedoch ist dieses gebildete Mikorelief sehr von den physikalischen Bodeneigenschaften (Textur, Porosität, Wassergehalt) abhängig.

Eine wesentliche Verbesserung der hydrologischen Reaktion von landwirtschaftlichen Flächen wird in der konservierenden Landwirtschaft durch das Belassen von Ernterückständen auf der Bodenoberfläche erreicht. GILLEY et al. (1991) haben Regressionsgleichungen entwickelt, um Rauigkeitsbeiwerte nach MANNING in Abhängigkeit von der Reynolds-Zahl und des Bodenbedeckungsgrades zu schätzen. Für die DARCY-WEISBACH-Formel haben GILLEY et al. (1992) ähnliche Regressionen für Stein- und Kiesbedeckung von Ackerflächen abgeleitet.

Grassed Waterways (GWW, auch begrünte Abflussmulden genannt) sind meist lineare Landschaftsstrukturelemente und in den USA üblich, um Tiefenlinienerosion zu vermeiden und Oberflächenabfluss schadlos abzuführen (PERL et al. 1999). Wenn auf den umliegenden Flächen konsequenter Erosionsschutz betrieben wird, können sie auch als (Sukzessions-)Brache gestaltet werden, um Oberflächenabfluss zu vermindern und effektive Abflussinfiltration zu fördern (PERL et al. 1999).

Die Effektivität von GWW wurde in mehreren Arbeiten bestätigt (FIENER & AUERSWALD 2003a, 2003b, 2005, 2006). Die Tiefenerosion nach der Installationsphase einer Abflussmulde auf Feldern des Forschungsguts Scheyern (Kap. 5.1) wurde unterbunden. Im Vergleich mit einem unmittelbar benachbarten Einzugsgebiet ohne GWW ergibt sich eine durchschnittliche jährliche Abflussverminderung von 39 %. Die Gründe dafür sind in der Wirkung während einzelner Regenereignisse zu sehen: Durch die kontinuierliche Bodenbedeckung (Gras bzw. Sukzession) wird einer Verschlammung entgegengewirkt und durch die Verringerung der Fließgeschwindigkeit durch die erhöhte Rauigkeit in der Abflussmulde wird dem Oberflächenabfluss mehr Zeit zur Infiltration gegeben (SCHRÖDER 2000). Durch die Verlangsamung des Oberflächenabflusses durch erhöhte Fließwiderstände wird die sogenannte Nachfluss-Infiltration (Runon-Infiltration) gefördert.

Gerade diese Wirkung wurde in Experimenten unter kontrollierten Abflussbedingungen und einem eindimensionalen Modellansatz nachgewiesen (FIENER & AUERSWALD 2005). Dabei zeigte sich, dass die hauptsächliche Wirkung der Abflussreduktion bei GWW an der Ausgestaltung des Abflussquerschnittes liegt. Flache und breite Abflussquerschnitte sind gegenüber solchen mit klaren Gerinnestrukturen vorzuziehen. Eine Grabenbildung, die den Abfluss im GWW konzentriert, ist möglichst zu vermeiden. Die Mahd auf dem bewirtschafteten GWW sollte berücksichtigen, dass Grashalme umknicken können, wenn eine bestimmte Fließtiefe überschritten wird und sich dann die Rauigkeit der Oberfläche drastisch verringert, was der Abflussreduktion entgegenwirkt (FIENER & AUERSWALD 2005).

Im Jahresverlauf wirkt sich die Effektivität des GWW vor allem in den frühen Sommermonaten bis in den Spätherbst aus. Am wenigsten wirkt diese Maßnahme in den Wintermonaten, wenn durch die Schneebedeckung bedingt die Rauigkeit der Grashalme herabgesetzt ist und mit erhöhtem Zufluss durch Niederschlag und Schneeschmelze zu rechnen ist (FIENER & AUERSWALD 2006).

Gleichzeitig wird die Notwendigkeit der Entwicklung geeigneter Modelle betont, die in der Lage sind, die Wirkung solcher Maßnahmenkombinationen realistisch abzubilden. Dazu müssen Prozesse detailliert

erfasst sowie Eingriffe in die Landschaftsstruktur dynamisch abgebildet werden (FIENER & AUERSWALD 2007).

3.1.3 Einfluss der Bewirtschaftungsform

Die Bewirtschaftungsform kann die Infiltrationskapazität sowohl erhöhen als auch verringern (Kap. 2.3). Die Bodenbedeckung durch Vegetation erhöht die Infiltrationskapazität generell, indem sie den Abfluss an der Bodenoberfläche verlangsamt, lose Bodenaggregate stabilisiert, die mechanische Wirkung von Regentropfen abschwächt und die Bodenstruktur festigt (Kap. 3.1.1.2, WARD & ROBINSON 2000).

Die Bodenbewirtschaftung und die Art und Intensität der Bodenbearbeitung haben Auswirkungen vor allem auf die bodenhydraulischen Eigenschaften (ANGULO-JARAMILLO et al. 2000). Auf Ackerflächen verringert sich die Infiltrationsleistung mit Zunahme der Nutzungsintensität (MENDEL 2000). Nach der Saatbettbereitung weisen bindige Ackerböden ein bearbeitungsbedingtes Aggregatsgefüge auf, das je nach Bearbeitung mehr oder weniger verschlammungsanfällig ist (ROTH et al. 1995).

Mit der Störung der Bodenoberfläche durch die Bearbeitung sind auch Setzungsprozesse verbunden, die durch den nachfolgenden Regen Einfluss auf die Bodendichte, der Bodenrauigkeit und die Erodierbarkeit haben (KNAPEN et al. 2008). Bodensetzung nach Pflugeinsatz wird vor allem kurz nach der Bearbeitung stark durch Regen verursacht. Skeletthaltige Böden leiten Niederschlagswasser zügig durch den Pflughorizont aufgrund höherer Makroporosität und können die kinetische Energie der Regentropfen dämpfen und so einer Verschlämmung entgegenwirken (VAN WESEMAEL et al. 1995).

Konventionell bearbeitete Flächen weisen generell ein geringeres Infiltrationsvermögen auf, das abhängig von der Korngrößenzusammensetzung wiederum verstärkten Oberflächenabfluss zur Folge haben kann (MOSTAGHIMA et al. 1987, in MENDEL 2000). Die vertikale Durchsickerung der ungesättigten Zone ist weit weniger ausgeprägt und die Bodenfeuchte verändert sich nur langsam. Verantwortlich dafür ist die höhere Porosität und geringere Lagerungsdichte im Ap-Horizont durch die Bodenbearbeitung und in der verdichteten Übergangszone (Pflugsohle) (AUERSWALD 1984). Am Hang sorgen nach Beendigung von Niederschlägen hangparallele Abflussprozesse (Interflow, Subsurface Flow) für einen schnellen Abtransport des Bodenwassers vor allem im Pflughorizont.

Konventionelle Bewirtschaftung muss aber nicht zwingend eine Erhöhung des Oberflächenabflusses zur Folge haben. Durch das Pflügen von lehmigen Böden kann ein eventuell entstandener Verdichtungshorizont aufgebrochen werden und kurzzeitig der Bodenwasserspeicher vergrößert werden (WENDT & BURWELL 1985, in MENDEL 2000). Ebenso weisen VAN WESEMAEL et al. 1995 eine niedrigere Trockenrohdichte und höhere Leitfähigkeiten im Pflughorizont nach der Bearbeitung nach.

Die konservierende Bodenbearbeitung hat ein stabiles, wenig verschlammungsanfälliges, gleichzeitig tragfähiges Bodengefüge als vorbeugenden Schutz zum Ziel (SCHMIDT et al. 2007). Die nichtwendende Bodenbearbeitung begünstigt einen höheren Anteil großer Porendurchmesser und führt in der Regel zu schnellerem Beginn der gravitativen Entwässerung. Infiltrierendes Wasser wird gespeichert oder fließt dem Vorfluter lateral und zeitlich verzögert zu. Die Mulchauflage bei der konservierenden Bodenbearbeitung wirkt sowohl direkt als auch indirekt auf das Infiltrationsgeschehen ein (SIEKER 2002). Einerseits schützt Mulch aus Ernterückständen, abgestorbenen Zwischenfruchtbeständen, Stallmist oder Kompost die Bodenaggregate vor der Zerstörung durch die Niederschlagstropfen (AUERSWALD &

HAIDER 1996) und fördert so die Infiltrationsleistung. Andererseits hat Mulch auch die Anreicherung organischer Substanz in der obersten Bodenschicht zur Folge, wodurch sich die biologische Aktivität steigert, da das Mulchmaterial eine Nahrungsgrundlage für Bodenlebewesen darstellt. Ein höherer Kohlenstoffgehalt hat ein stabileres Aggregatsgefüge zur Folge (LE BISSONNAIS & SINGER 1993), die Krume ist widerstandsfähiger gegenüber *Splash*-Effekten.

Die positiven Wirkungen einer weniger intensiven Bodenbearbeitungstechnik hinsichtlich der Erosionsraten ist nicht allein auf höhere Bodenbedeckungsgrade zurückzuführen, sondern auch auf eine höhere Bodenfeuchte an der Bodenoberfläche und die geringere Belastung der Bodenaggregate durch die Bearbeitung (AUERSWALD 1993). Die Auswirkung der Bodenfeuchte auf den Oberflächenabfluss ist gering und nicht eindeutig zu belegen (AUERSWALD 1984). Hohe Anfangsbodenfeuchten deuten auf eine vorverschlämmte Oberfläche hin, die ihrerseits einen früheren Abflussbeginn erklärt. Die Anfangsbodenfeuchte sagt also wenig über den zu erwarteten Zeitpunkt des Abflusses aus, da die für die Periode und Feldfrucht typische Struktur wichtiger zu sein scheint (AUERSWALD 1984).

Wegen der deutlich herabgesetzten Intensität der Bodenbearbeitung können sich vertikale Makroporengänge durch die Grabungsaktivität von Regenwürmern bilden, die nicht durch den Pflughorizont regelmäßig unterbrochen werden (SIEKER 2002). Durch den Zusammenhang zwischen Mulch, Regenwurmaktivität und Makroporenhäufigkeit (JOSCHKO et al. 1992) ist angesichts der verringerten Bodenbearbeitung ein deutlich erhöhter Makroporenfluss festzustellen (SHIPITALO & EDWARDS 1996). Wasserflüsse können sich in konservierend bearbeiteten Böden nach CARTER et al. (1999) bis zu einem Anteil von 83-97 % in Makroporen ereignen, allerdings nur bei Extremereignissen.

Bei Vergleichen zwischen unterschiedlichen Bodenbearbeitungsformen (konventionell, konservierend, no-tillage) überprägt die Bedeutung der Mulchung die der einzelnen Bearbeitungsmethoden (MUELLER et al. 1984, in MENDEL 2000). Der Einfluss der bewirtschaftungsbedingten Bodenrauigkeit auf den Oberflächenabfluss wurde ebenfalls in einigen Studien analysiert und modelliert (GILLEY et al. 1991, GOVERS et al. 2000, DARBOUX et al. 2002).

Die positiven Auswirkungen von Fruchtwechseln auf die Erosion und den Oberflächenabfluss wurden in mehreren Untersuchungen bestätigt (Zusammenfassung in MENDEL 2000). Maisanbau zeigte dabei die höchsten Abflussbeiwerte innerhalb der Beobachtungsphase von 3 - 4 Jahren. Weidewirtschaft brachte eine Verminderung des Abflusses gegenüber der Monokultur auf ein Fünftel. Die Änderung der Bewirtschaftungsform kann sich aber auch auf den Gebietsabfluss auswirken. Durch Erhöhung der Infiltration und damit der Retention vor allem im Winter und Frühjahr werden Spitzenabflüsse reduziert und der Basisabfluss erhöht (POTTER 1991, in MENDEL 2000).

Infolge des verstärkten Maisanbaus in Europa seit den 1970er Jahren (Kap. 2.1.1) beschäftigten sich mehrere Autoren mit dem Oberflächenabflussverhalten von mit Mais bepflanzten Flächen. Beim Maisanbau als Reihenkultur fehlt lange Zeit die geschlossene Bedeckung der Bodenoberfläche, dabei wird durch Evaporation der Boden ausgetrocknet, was bei einsetzenden Starkniederschlägen zur mechanischen Zerstörung der Bodenaggregate durch *Splash* und Luftsprengung und zur Ausbildung einer Verschlämmungsschicht führen kann. Durch die Ausbildung einer Verschlämmungskruste wird der Boden schlechter belüftet und die biologische Aktivität und der natürliche Gefügebau werden stärker unterbunden (KLAGHOFER 1985). Mais und Zuckerrüben sind wegen ihrer späten Aussaat und Bodenbedeckungsentwicklung besonders erosionsgefährdet (GERLINGER 1997).

3.2 Modellierungsansätze

3.2.1 Modellierung der Abflussbildung auf landwirtschaftlichen Flächen

Einflüsse der Landwirtschaft auf die Entstehung von Oberflächenabfluss oder auf die Hochwasserentstehung können mit klassischen Niederschlag-Abfluss-Modellen meist nicht abgebildet werden. Diese verwenden zur Beschreibung von Abflussbildung oft - jedoch nicht ausschließlich - Bodenfeuchte- oder Sättigungsflächenansätze. Da jedoch gerade auf landwirtschaftlich genutzten Flächen die Abflussbildung durch Infiltrationsüberschuss eine besondere Rolle spielt, muss die Dynamik und die räumlich verteilte Infiltrationskapazität simuliert werden können, um Änderungen im Abflussgeschehen von einzelnen Landflächen darstellen zu können.

Modellvergleiche (FELDWISCH 1999) zeigen, dass die Abbildung von Einflussfaktoren der Landwirtschaft auf die Abflussbildung in der Mikroskale oder in der unteren Mesoskale hauptsächlich von Erosionsmodellen abgedeckt wird, da für die Erosionsforschung die Bewirtschaftung und deren Einfluss auf den Bodenabtrag von großer Bedeutung sind. Diese zeichnen sich jedoch durch einen hohen Datenbedarf aus, der in der Regel nur in Forschungsprojekten zur Verfügung steht.

Als Beispiele zur detaillierten Erfassung von Landnutzung und –bewirtschaftung in der Abfluss-Modellierung sind die Ansätze der Erosionsmodelle LISEM (de ROO et al. 1996) und WEPP (FLANAGAN & NEARING 1995) zu nennen. Der Nachteil dieser Modelle liegt im räumlich auf wenige Quadratkilometer begrenzten Einsatzbereich (WEPP) bzw. dem Fehlen einer Zwischen- und Grundwasserabflussmodellierung (LISEM). Diese Einschränkung besitzen geeignete N-A-Modelle nicht, es fehlt aber an einer detaillierten physikalisch-basierten Abbildung der hydrologischen Auswirkungen von Landnutzung und –bewirtschaftung.

Die am meisten verbreitete Methode zur Berechnung der Abflussbildung in vielen konzeptionellen Erosions- und Niederschlag-Abfluss-Modellen ist das SCS *Curve Number* (CN) Verfahren des *US Department of Agriculture* (USDA, zusammenfassend dargestellt in BEVEN 2001).

Dieser Ansatz hat trotz seiner weiten Verbreitung und einfachen Anwendbarkeit einige Schwachstellen hinsichtlich der Anforderungen an einer physikalisch-basierten Simulation der Abflussbildung auf landwirtschaftlichen Flächen (LINDENSCHMIDT et al. 2004):

- Der Ansatz ist rein empirisch und lässt keine Interpretation und Analyse der zugrundeliegenden Prozesse zu (BEVEN 2001).
- Trotz der Übertragung der CN-Werte von semiariden und ariden Klimaten auf mitteleuropäische Verhältnisse (LUTZ 1984) bleibt der Abflussbildungsprozess auf den HORTON'schen Oberflächenabfluss beschränkt.
- Das SCS-Verfahren kann die Bodenfeuchte vor einem Starkregenereignis berücksichtigen, allerdings nur klassifiziert über den Zeitraum der vergangenen 5 Tage. Ebenso verhält es sich mit verschiedenen Bodenarten und Landnutzungstypen. Es können verschiedene Feldfrüchte unterschieden werden, allerdings nicht während ihrer Vegetationsphase.

Physikalisch-basierte Wasserhaushaltsmodelle, die differenzierte Landnutzungsmaßnahmen abbilden können, wurden in den letzten Jahren aus bestehenden Modellsystemen entwickelt, indem diese um Komponenten erweitert wurden, die hinreichend genau Fruchtfolgen- und Bodenbearbeitungseinflüsse beschreiben.

Um den Einfluss von Landnutzungsänderungen auf die Hochwasserentstehung zu quantifizieren, erweiterte NIEHOFF (2001) das Modell WaSiM-ETH in der TOPMODEL-Version um ein Makroporen- und Verschlammungsmodul (Kap. 3.2.2) sowie um ein Modul zur Abbildung versiegelter Flächen mit angeschlossener Kanalisation. Der Einsatzbereich der Modellerweiterungen beschränkt sich auf die mittlere Mesoskala (100 – 500 km²), somit lässt sich die Abbildung von komplexen Prozessen auf einzelnen landwirtschaftlichen Flächen als unsicher bewerten.

Im Rahmen des Weiherbachprojektes (Kap. 5.2.6) wurde das physikalisch basierte Modell CATFLOW entwickelt, um Niederschlags-Abfluss-Prozesse auf der unteren Mesoskala räumlich und zeitlich differenziert zu simulieren (MAURER 1997, ZEHE 1999). Das Einzugsgebiet wird im Modell durch Einzelhänge und ein Gewässernetz diskretisiert. In der Hangfalllinie wird ein zweidimensionales orthogonales Netz zur Berechnung der Bodenwasserbewegung durch die RICHARDS-Gleichung konstruiert, die Variabilität quer zur Hangfalllinie wird vernachlässigt. Die Infiltration wird nach der zweidimensionalen RICHARDS-Gleichung und den MUALEM-VAN-GENUCHTEN-Parametern beschrieben. Präferentielle Fließaktivitäten lassen sich mittels eines Makroporositätsfaktors (ZEHE 1999) berücksichtigen.

SCHERER (2008) erweiterte das System CATFLOW um eine prozessorientierte Erosionskomponente zu CATFLOW-SED, um erosive Abflussereignisse im Weiherbachgebiet auf verschiedenen Skalen zu simulieren. Dabei wurde die Abflussbildung auf die gesättigte Leitfähigkeit an der Bodenoberfläche durch Lösen der RICHARDS-Gleichung beschränkt, erweitert um einen Makroporositätsfaktor, um die Leitfähigkeit des Oberbodens linear abhängig von dem relativen Sättigungsgrad zu erhöhen. Mit den verwendeten Methoden konnte durch Kalibrierung des Makroporositätsfaktors eine gute Übereinstimmung mit den beobachteten Abflussvolumen der Beregnungsexperimente erreicht werden, jedoch wurde der Prozess der Oberflächenverschlammung nicht berücksichtigt. Die Auswirkungen der Landnutzung werden somit nur über die Parametrisierung der Makroporendichte mit in die Modellierung einbezogen.

Die große räumliche Heterogenität einzelner hydrologischer Teilprozesse, wie der Bodenverschlammung auf Ackerflächen (ASSOULINE & MUALEM 2002), sowie die Auswirkungen von Landschaftsstrukturelementen, kann mit großen Rasterweiten nicht bzw. nur durch geeignete Übertragungsfunktionen abgebildet werden. Ein grundsätzliches Problem hinsichtlich der Modellkalibrierung stellt die mangelnde Überprüfbarkeit räumlich heterogener hydrologischer Teilprozesse durch Abflussmessungen am Gebietsauslass mesoskaliger Einzugsgebiete dar.

3.2.2 Modellierung der Verschlammung

Seit den 1960er Jahren gab es vielfältige Untersuchungen, die Infiltration in verschlammten Böden zu modellieren (LE BISSONNAIS et al. 1998a). Dazu wurden die unterschiedlichen Infiltrationsansätze aus

Kap. 2.2.1 an veränderte Randbedingungen angepasst, um den Verschlammungsprozess oder die Infiltration in verschlammte Böden zu beschreiben.

AHUJA & SWARTZENDRUBER (1992) unterscheiden bei Modellen zur Berechnung der Infiltration in ein verschlammtes Bodenprofil Modelle, die von einer bestehenden Verschlammungsschicht mit konstanten hydraulischen Eigenschaften ausgehen und Modelle, die von einer dynamischen Verschlammungsbildung mit veränderlichen hydraulischen Eigenschaften ausgehen. FOHRER (1995) gibt einen Überblick über die Modellierungsansätze einer konstanten Verschlammungsschicht und einer sich bildenden Verschlammung.

Die Ausbildung der Verschlammungsschicht gliedert sich im Modell nach BAUMHARDT et al. (1990) in drei Phasen. In der Befeuchtungsphase (1) am Anfang der Beregnung tritt keine Änderung der Leitfähigkeit auf. Wenn die Oberfläche befeuchtet ist, geht sie rapide vom unverschlammten in einen verschlammten Zustand in Abhängigkeit der aufgetragenen kinetischen Energie über (2) und nähert sich dann einem Gleichgewichtszustand (3), bei dem der Einfluss der Regentropfen durch die Erosionswirkung der Regenintensität kompensiert wird.

Numerisch fassen LE BISSONNAIS et al. (1998b) die bestehenden Modelle zur Infiltration in verschlammte Böden in drei Kategorien zusammen: Modelle vom HORTON-Typ, angepasste GREEN-AMPT-Gleichungen und die Lösung der RICHARDS-Gleichung für geschichtete Böden.

Die hydraulische Leitfähigkeit der Verschlammungsschicht ändert sich im Laufe des Verschlammungsprozesses (MOORE 1981a). Diese variable Leitfähigkeit wurde in Infiltrationsmodelle nach dem GREEN-AMPT-Ansatz (MOORE et al. 1981) und in die Lösung der RICHARDS-Gleichung integriert (DIEKKRÜGER 1992, DIEKKRÜGER & BORK 1994), um die Wasserbewegung zu modellieren. Eine Verschlammungsschicht ändert nur die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit an der Bodenoberfläche, der gesättigte Wassergehalt oder die Saugspannungskurve bleiben konstant (MOORE 1981b). Weitere Ansätze gehen von einer exponentiellen Abnahme der Leitfähigkeit an der Bodenoberfläche aus (MOORE et al. 1981), in Anlehnung an eine Funktion vom HORTON-Typ.

GREEN-AMPT

MOORE et al. (1981) zeigten eine Modifikation der Erweiterung von MEIN & LARSON des GREEN-AMPT-Ansatzes, in dem die hydraulischen Leitfähigkeiten der Verschlammungsschicht zur gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit des unterliegenden Bodens in Verbindung gesetzt werden. Ebenso wird die Leitfähigkeit der Verschlammungsschicht dynamisch über einen negativen exponentiellen Ansatz in Anlehnung an das HORTON-Infiltrationsmodell beschrieben (MOORE 1981a, MOORE et al. 1981). MOORE (1981a) integrierte diese variable Leitfähigkeit k_f in ein Infiltrationsmodell auf Grundlage der RICHARDS-Gleichung.

In vielen Arbeiten zur eindimensionalen Lösung des Verschlammungsprozesses und dessen Auswirkung auf den Infiltrationsprozess wurden analytische und numerische Lösungen gesucht. AHUJA (1974) sowie darin zitiert HILLEL & GARDNER (1969) bildeten die kumulierte Infiltration mit dem analytischen GREEN-AMPT-Ansatz ab.

RICHARDS-GLEICHUNG

ABOUJAOUDE et al. (1991) beschreiben den Infiltrationsprozess bei verschlammender Oberfläche mit einer numerischen Lösung der RICHARDS-Gleichung, in der die Verschlämmungsschicht dynamisch als Impedanz des hydraulischen Widerstandes abgebildet wird. BAUMHARDT et al. (1990) verwenden ebenso die Lösung der RICHARDS-Gleichung für die Modellierung der Infiltration während des Verschlämmungsprozesses. Sie berücksichtigen dabei den Einfluss der Verschlämmung durch einen hydraulischen Widerstand in der Verschlämmungsschicht.

ASSOULINE & MUALEM (1997) stellen ein Modell vor, das die Dynamik einer sich bildenden Verschlämmungsschicht über eine Zunahme der Bodendichte und des Regentropfenspektrums des Niederschlags auf die bodenhydraulischen Parameter abbildet. In einer Anwendung auf gemessene Daten zeigte sich eine hohe Sensitivität mit der kumulierten kinetischen Energie des applizierten Regens (ASSOULINE & MUALEM 2000).

HORTON

MORIN & BENYAMINI (1977) verwenden den Infiltrationsansatz nach HORTON, um die abnehmende Leitfähigkeit einer sich bildenden Verschlämmungsschicht zu beschreiben. Nur die kumulierte Niederschlagsenergie geht in das Modell mit ein, andere Einflussfaktoren der Bodenoberfläche werden vernachlässigt. SCHRÖDER (2000) übernahm die Idee von MORIN & BENYAMINI (1977) und erweiterte in seinem Modell H-KIN die Einbeziehung der Bodenbedeckung und der Erholungsphase des verschlammten Bodens. Die Nutzungsabhängigkeit wird dadurch berücksichtigt, dass die mechanische Energie des Niederschlags um den Bedeckungsgrad durch Vegetation reduziert wird. Die allmähliche Rückbildung der Verschlämmungsschicht in niederschlagsfreien Perioden oder nach einer landwirtschaftlichen Bodenbearbeitung wird durch eine erneute Zunahme der Infiltrationsrate abgebildet. Durch den Bezug der Infiltrationsrate auf die kumulierte effektive kinetische Energie werden Experimente mit verschiedenen Beregnungsintensitäten vergleichbar (Kap. 4.2.1).

LE BISSONNAIS et al. (1998b) zeigen Probleme verschiedener Modelle bis zu diesem Zeitpunkt auf, die in den nachfolgenden Jahren untersucht wurden: (1) Die fehlende Quantifizierung der zur Verschlämmung nötigen qualitativen Prozesse, (2) die räumliche Variabilität der Verschlämmungscharakteristik und (3) die Erweiterung der zeitliche Skala auf saisonale Bedingungen.

ERWEITERUNG VON BESTEHENDEN WASSERHAUSHALTSMODELLEN

In SCHRÖDER & AUERSWALD (2000) wird das Verschlämmungsmodell H-KIN in das hydrologische Modell NASIM (Hydrotec Ingenieurgesellschaft mbH) integriert. Ziel der Implementierung ist es, auch andere Ursachen der Abflussbildung außer der Verschlämmung abbilden zu können. Das Modell eignete sich gut, die Beregnungsversuche auf dem Kloostergut Scheyern (Kap. 5.1) nachzubilden, jedoch waren die statistischen Beziehungen zwischen den Bodeneigenschaften und der Modellparameter schwach. Der Einfluss der Nutzung wurde ebenfalls im Modell abgebildet. In Scheyern werden erosionsmindernde Anbauverfahren mit möglichst kontinuierlich hoher Bedeckung durch Pflanzen, Mulch oder Zwischenfrüchte eingesetzt (Kap. 5.1.4, AUERSWALD et al. 2000). Szenariorechnungen beinhalteten (1) die nur durch die Vegetation Mulchaufgabe reduzierte Bodenbedeckung, (2) konventionellen Anbau von Nutzpflanzen in Monokultur und (3) Schwarzbrache ohne Bedeckung. Es wurde gezeigt, dass die

Schwarzbrache sowie eine Maismonokultur die verschlammungsgesteuerte Infiltration negativ beeinflussen und durch die fehlende Bedeckung am meisten Oberflächenabfluss bilden. Eine Fruchtfolge mit nahezu durchgehender Bodenbedeckung von $\geq 50\%$ erwies sich im Modell am wirkungsvollsten gegen Verschlämmung.

Gerade in kleinen, landwirtschaftlich intensiv genutzten Einzugsgebieten zeigt sich der Einfluss von Verschlämmung und Oberflächenabfluss an der Entstehung von hohen Abflussvolumina und Erosionsraten (SCHRÖDER 2000).

NIEHOFF (2001) erweiterte das Modell WaSiM-ETH in der TOPMODEL-Version um eine verschlammungsabhängig verringerte Leitfähigkeit anhand eines linearen Proportionalitätsfaktors der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit. Dabei wird ein nutzungsabhängiger maximaler Verschlämmungsfaktor definiert, der die hydraulische Leitfähigkeit an der Bodenoberfläche beeinflusst.

$$k_{silt} = k_f \cdot C_{silt} \quad [6.11]$$

mit k_{silt} Hydraulische Leitfähigkeit des verschlammten Bodens [m/s]
 k_f Unverschlämmte hydraulische Leitfähigkeit aus der Bodentabelle [m/s]
 C_{silt} Aktueller Verschlämmungsfaktor aus Formel [6.12]

$$C_{silt} = C_{max} + (1 - C_{max}) \cdot \frac{C_{cover} + C_{PI}}{2} \quad [6.12]$$

mit C_{max} Maximaler Verschlämmungsfaktor [-] (üblicher Wertebereich: 0,1 – 0,3)
 C_{cover} Verschlämmungsfaktor des aktuellen Bodenbedeckungsgrades [-] (Wertebereich: 0 - 1)
 C_{PI} Verschlämmungsfaktor der aktuellen Niederschlagsintensität [-] (Wertebereich: 0 - 1)

Bei der Modellanwendung zeigte sich die Verschlämmungserweiterung als sehr sensitiv, was auch daran liegt, dass konvektive Ereignisse nur im Juni und Juli stattfanden und dort der Bedeckungsgrad der einzelnen Feldfrüchte immer über 0,7 lag. Nur bei einem konvektiven Ereignis im September konnte das Verschlämmungsmodell aufgrund der vorangegangenen Ernte anspringen, allerdings überschätzt es das Abflussvolumen deutlich. Bei advektiven Ereignissen wurden die für die Abnahme der Leitfähigkeit benötigten Niederschlagsintensitäten nur während einzelner Zeitschritte geringfügig überschritten. Damit kann der Verschlämmung kein Einfluss auf das Abflussvolumen und –maximum bei advektiven Ereignissen zugesprochen werden.

Verschlämmungseffekte treten vor allem in Verbindung mit Starkniederschlägen auf, die einer hohen zeitlichen und räumlichen Dynamik unterliegen. Nach ROTH et al. (1995) sind Starkniederschläge ab einer Intensität von mindestens 5 – 10 mm/h Auslöser für Verschlämmung. Von daher sollte die Modellierung auch des Oberflächenabflusses nach SCHERZER et al. (2006) unter Verwendung kleiner Zeitschritte erfolgen (≤ 1 h).

3.2.3 Modellierung der Bodenbearbeitung

SIEKER (2002) hat den Unterschied zwischen konventioneller und konservierender Bodenbearbeitung in NASIM über den Einfluss der Verschlämmung parametrisiert. Diese wird in diesem Ansatz bei der konventionellen Bearbeitung mit einer modifizierten nichtlinearen Bodengleichung abgebildet, die bei maximaler Bodenfeuchte den Wert Null annimmt und bei minimaler Bodenfeuchte (= permanenter Welkepunkt) die bodenspezifische maximale Infiltrationsrate. Für die Modellierung der konservierenden Bodenbearbeitung wird die Infiltrationsrate bei maximaler Bodenfeuchte angehoben.

Bei der Regionalisierung des Ansatzes auf Einzugsgebietsebene wurden Szenarien der landwirtschaftlichen Bewirtschaftungsformen berechnet. Der geringeren Bearbeitungsintensität bei konservierender Bearbeitung und der Mulchauflage wurden im Modell durch Anpassung des Erosionswiderstandes, des Bodenbedeckungsgrades und des Makroporositätsfaktors Rechnung getragen. Bei der Anpassung des letzteren Faktors konnten für einzelne Ereignisse Verminderungen des Oberflächenabflusses von etwa 40 % simuliert werden (SIEKER 2002).

PÖHLER (2006) modifizierte das hydrologische Modellsystem WaSiM-ETH, um Landnutzungs- und Klimaszenarien in mesoskaligen Einzugsgebieten simulieren zu können. Dabei ergaben sich gewisse Grenzen der Parametrisierung und des Prozessverständnisses in der Modellierung von Landnutzungsänderungen. So wurde die Umstellung von konventioneller auf konservierende Bodenbearbeitung im Modell durch die statische Anpassung der konzeptionellen Parameter (k_{rec} , d_r , Kap. 4.3) und der gesättigten Leitfähigkeit k_s abgebildet. Für eine Anpassung dynamischer Prozesse fehlte eine geeignete Erweiterung in WaSiM-ETH. Zudem verhält sich das Modell in den älteren Modellversionen bei ähnlichen Einzugsgebieten unterschiedlich auf die angepasste Parametrisierung der Bodentypen. So wird zwar bei der konservierenden Bodenbearbeitung der Direktabfluss signifikant bei Einzelereignissen verringert, jedoch durch die verbesserte Entwässerungsmöglichkeiten der Interflow erhöht, sodass im Mittel Ereignisse unter konservierender Bodenbearbeitung um ca. 5 % erhöhte Abflussspitzen aufweisen (PÖHLER 2006). Dieses Ergebnis deckt sich jedoch nicht mit denen aus Simulationen zur Modellierung der konservierenden Bewirtschaftungsform (NIEHOFF 2001, SIEKER 2002, RIEGER 2012).

Bei WEIB (2009) wird die Änderung des Abflussverhaltens auf landwirtschaftlich genutzten Flächen bei der Umstellung von konventionellem auf ökologischen Landbau untersucht. Dabei werden für einzelne Bodenarten (Ut2, Ut3, Ut4) die maximalen Infiltrationskapazitäten um 42 % erhöht. Damit wurde mit statistischen Niederschlagsereignissen ($T = 0,5 - 100$ a) die Abnahme des Scheitelabflusses absolut und relativ nachgewiesen. Die Scheitelabminderung wirkt sich aber nur bei Hochwasserereignissen geringer Jährlichkeiten bedeutend aus (z.B. 14 % auf Kartoffelacker bei einem HQ1). Zum Nachweis der konservierenden Bodenbearbeitung wurden die maximalen Infiltrationsraten sukzessiv auf bis zu 175% des Ausgangswertes erhöht. Die Scheitelreduzierung steigt linear mit der maximalen Infiltrationsrate. Der Verschlammungsprozess ist im verwendeten konzeptionellen Niederschlag-Abfluss-Modell NASIM (Hydrotec Ingenieurgesellschaft mbH) nicht direkt berücksichtigt. Auf der Makroskala wurde mit dem Modell NAXOS (Leichtweiß-Institut, TU Braunschweig) simuliert, das die Abflussbildung mittels des SCS-Verfahrens abbildet. In beiden Modellansätzen wird die dynamische Abflussbildung nicht beschrieben.

RIEGER (2012) untersuchte verschiedene Parametrisierungen von dezentralen Hochwasserschutzmaßnahmen in einem mesoskaligen Einzugsgebiet in Süddeutschland und deren

Auswirkungen auf Starkniederschlags- und Abflussereignisse unterschiedlicher Jährlichkeiten. Unter anderem wurden in dieser Arbeit Maßnahmen in der Landwirtschaft (v.a. konservierende Bodenbearbeitung) in WaSiM-ETH (RICHARDS) untersucht. Die Parametrisierung erfolgte für konventionelle und konservierende Bodenbearbeitung nach den Vorgaben der Bodenkundlichen Kartieranleitung KA04. Unterschiede zwischen den Bewirtschaftungsformen der konventionellen und konservierenden Bearbeitung ergeben sich vor allem in der vertikalen Diskretisierung der Bodensäulen durch die Pflugsohle in ca. 20 – 30 cm Tiefe. Der Pflugeinsatz durchtrennt präferentielle Fließwege vor allem durch Makroporen, weswegen diese mit 0,3 m (konventionell) und 0,6 m Tiefe (konservierend) parametrisiert wurden. Eine Verschlammungsschicht kann zudem über die Bodentabelle parametrisiert werden, jedoch verhält sich diese nicht dynamisch, wie es gerade bei konvektiven Niederschlagsereignissen in der Realität der Fall ist.

Die Ergebnisse von RIEGER (2012) zeigen, dass gerade bei Ereignissen geringer Jährlichkeit ($T = 10$ a) die konservierende Bearbeitung durch eine verbesserte Infiltrationsfähigkeit die Hochwasserspitzen um ca. 15 % dämpfen kann, allerdings im Abflussvolumen kaum positive Änderungen bewirkt. Die Anteile der Abflusskomponenten verändern sich bei der konservierenden Bodenbearbeitung hinsichtlich einer Erhöhung des Zwischenabflusses, der wiederum mit einer Verzögerung des Ganglinienanstiegs einhergeht. Mulchsaat und deren Auswirkung auf die Abflussbildung und –konzentration wurde in dieser Arbeit nicht berücksichtigt.

3.2.4 Modellierung der Abflusskonzentration

Die Abflusskonzentration bezeichnet die Transformation des effektiven Niederschlags – also des als Oberflächenabfluss und/oder Interflow gebildeten Abflusses – zum (Teil-)Gebietsauslass. Der wichtigste Vorgang ist die Ermittlung der Impulsantwort, also die Ermittlung der zeitlichen Verteilung der Direktabflussmenge bis zum Ausflussquerschnitt des Teileinzugsgebiets.

Bei der Transformation der Effektivniederschlagsganglinie in die Durchflussganglinie kommt es sowohl zu einer zeitlichen Verschiebung der Ganglinie ohne Formveränderung durch Transport (Translation) als auch zu einer Verformung durch Speicherung (Retention).

In flächenkonzentrierten Modellen wird oft auf einfache traditionelle Verfahren der Abflusskonzentration zurückgegriffen, die sich alle auf die Konzentrationszeit des Teileinzugsgebiets stützen. Die Unterteilung des Teileinzugsgebietes erfolgt zunächst in Isochronen (diskretisierte Linien gleicher Fließzeit eines Wasserteilchens im Einzugsgebiet bis zum Auslass). Wenn alle Teilflächen zum Abfluss beitragen, spricht man von der Konzentrationszeit. Ein verbreiteter Ansatz für die Schätzung der Konzentrationszeit ist die KIRPICH-Formel (MAIDMENT 1993). Das Prinzip der Konzentrationszeit findet sich in Verfahren zur Abschätzung des Gesamtabflusses eines Einzugsgebiets wie der *Rational Method* und im *SCS-Verfahren*.

Die Erstellung einer Einheitsganglinie (*Unit Hydrograph*) als Systemantwort eines (Teil-)Einzugsgebiets erfordert beispielsweise die Ganglinienseparation aus gemessenen Abflussganglinien (DYCK & PESCHKE 1995) oder die empirische Ableitung aus Gebietseigenschaften (LUTZ 1984). Die Direktabflussganglinie wird daraufhin als Faltungsintegral durch Superposition aus entsprechenden Impulsantworten gebildet.

Zur Anwendung kommt das Einheitsganglinienverfahren vor allem bei kleinen hydrologisch homogenen Einzugsgebieten.

Das einfachste Modell zur Abbildung der Retentionswirkung eines Einzugsgebiets ist der Einzellinearspeicher. Ein einzelner Linearspeicher ist ein Speichertyp, dessen Ausfluss sich beschreiben lässt nach:

$$q = \frac{1}{K} \cdot S \quad [3.13]$$

mit q Ausfluss [m^3/s]
 K Speicherkonstante [s]
 S Speicherinhalt in [m^3]

Zusammen mit der Kontinuitätsgleichung in der Form

$$p = q + \frac{dS}{dt} \quad [3.14]$$

(Zufluss $p =$ Ausfluss $q +$ Speicheränderung $\frac{dS}{dt}$) ergibt sich eine Differentialgleichung erster Ordnung, die sich allgemein lösen lässt durch:

$$q(t) = q(t_0) \cdot e^{-\frac{t-t_0}{K}} + \int_{t_0}^t p(\tau) \cdot \frac{1}{K} \cdot e^{-\frac{t-\tau}{K}} d\tau \quad [3.15]$$

Der erste Summand entspricht dem Leerlaufen des Speichers, der zweite Summand entspricht den sich aus bestimmten Zuflüssen $p(\tau)$ ergebenden Ausfluss $q(t)$ und damit dem Faltungsintegral (DYCK & PESCHKE 1995).

Dementsprechend lässt sich die Impulsantwort des Einzellinearspeicher zum Zeitpunkt $t = 0$ ausdrücken als:

$$q(t) = \frac{1}{K} \cdot e^{-\frac{t}{K}} \quad [3.16]$$

Die Speicherkonstante K kann aus dem abfallenden Ast einer Hochwasserganglinie abgeschätzt werden.

Eine bessere Beschreibung der Retentionseffekte eines Einzugsgebietes gibt eine Serie von einzelnen Linearspeichern, die sogenannte Speicherkaskade nach NASH (DYCK & PESCHKE 1995). Der Ausfluss aus einem Speicher ist dabei der Zufluss des nachfolgenden Speichers.

Weiterhin gibt es Kombinationen von Translations- und Retentionsgliedern, sogenannte Isochronen-Linearspeicher-Modelle. CLARK (1945, aus LUTZ 1984) beschreibt die Systemantwort des Einzugsgebiets durch das Isochronenverfahren (Translationskomponente). Am Gebietsauslass wird die translationsbehaftete Systemfunktion durch einen linearen Speicher transformiert (Retentionskomponente). Eine weitere Variante bietet das Modell nach DOOGE (1973). Es verwendet Isochronen-Teilflächen, um die Translation zu berücksichtigen. Der Abfluss aus jeder Isochronen-

Teilfläche gelangt in einen Linearspeicher, wodurch insgesamt eine Speicherkaskade entsteht. Es ergeben sich also mit Translationsgliedern kombinierte Speicherkaskaden, die längs des zu einem Einzelvorfluter zusammengeklappten Gerinnesystems angeordnet sind. Für alle Speicher wird dieselbe Speicherkonstante angenommen. Die Speicheranzahl n , die ein Wasserteilchen zu durchlaufen hat, ist dann eine Funktion des Abstandes vom Ausflussprofil des Einzugsgebietes bzw. von den entsprechenden Laufzeiten T .

Die meisten konzeptionellen Modelle des Wasser- oder Stofftransportes in einem Einzugsgebiet verwenden die oben genannten Ansätze, so z.B. TOPMODEL (BEVEN & KIRKBY 1979), WaSiM-ETH-Version 1 (SCHULLA 1997).

Zur Modellierung der Abflusskonzentration können auch Verfahren herangezogen werden, die den Strömungsprozess in offenen Wasserläufen vereinfacht beschreiben. Der instationäre Durchflussprozess wird in eindimensionaler Richtung durch die SAINT-VENANT-Gleichungen beschrieben, die aus der dynamischen Grundgleichung und der Kontinuitätsgleichung bestehen (DYCK & PESCHKE 1995, Kap. 4.2.2). Für den Oberflächenabfluss auf Hängen wird eine Vereinfachung der SAINT-VENANT-Gleichungen verwendet, der Ansatz der kinematischen Welle (Kap. 4.2.2).

Physikalisch-basierte Modelle verwenden häufig den Ansatz der kinematischen Welle, beispielsweise ARC/EGMO (PFÜTZNER 2002), HILLFLOW3D (BRONSTERT 1994), CATFLOW (MAURER 1997).

LINDNER (1982) hat den Oberflächenabfluss auf landwirtschaftlichen Flächen auf Grundlage der empirischen Fließformel nach DARCY-WEISBACH erweitert. Dazu addiert er zum Widerstandskoeffizienten der Sohle den Widerstandskoeffizienten der durchflossenen Vegetation. Beide Widerstandsbeiwerte können aus definierten und messbaren Charakteristika von Boden (Korndurchmesser des Bodenmaterials) und Vegetation (Pflanzenabstände) bestimmt werden (Kap. 4.2.2).

PASCHE (1984) erweiterte das Modell von LINDNER (1982) durch die Bestimmung der relativen Anströmgeschwindigkeit zur Berechnung des Widerstandsbeiwerts der Vegetation anhand von Messungen in einer dem durchflossenen Vorland nachempfundenen Versuchsrinne und anschließender Mehrfachregression (Kap. 4.2.2).

3.3 Skalenabhängigkeit der Prozesse der Abflussbildung und –konzentration

In der gegenwärtigen Auffassung der Hydrologie ist es Konsens, dass es kein optimales und einziges Einzugsgebietsmodell für die Gesamtheit der räumlichen und zeitlichen Diskretisierungen der Problemstellungen geben kann. Je nach Anwendungsfall muss beispielsweise der räumlichen Variabilität der Bodeneigenschaften mehr oder weniger Aufmerksamkeit geschenkt werden (PLATE & ZEHE 2008).

Die Skalenproblematik ist in der hydrologischen Forschung immer wieder Gegenstand von Unsicherheitsanalysen und Modellerweiterungen. Oftmals ist eine Betrachtung einzelner auf kleiner Raumskala beschreibbarer Prozesse bei der Regionalisierung auf größere Skalenbereiche (*Upscaling*) nicht mehr erkennbar und rechnerisch nicht mehr vertretbar. Eine Verbesserung der prozess-basierten

Beschreibung der Abflussbildung und –konzentration bedeutet eine Reduzierung der Unsicherheit in der mathematischen Formulierung dieser Prozesse.

Beim Upscaling hydrologischer Modelle müssen die prozess-orientierten Ansätze zur Abflussbildung und –konzentration mathematisch oder physikalisch vereinfacht werden, da die erforderlichen Parameter nicht in der gewünschten räumlichen oder zeitlichen Ausdehnung vorhanden sind und um Rechnerleistung zu schonen. Dabei wird z.B. auf die Ausweisung von Hydrotopen (DIDSZUN 2004) oder auf konzeptionelle Bodenwassermodelle (TOPMODEL, BEVEN & KIRKBY 1979) zurückgegriffen.

In der vorliegenden Arbeit wird von detailliert beschreibbaren Prozessen im räumlichen Maßstab weniger Quadratmeter (*Plotskale*) auf Prozesse geschlossen, die auf Ackerschlägen von mehreren Hektar Größe ablaufen (*Hangskale*), um schließlich die Wirkung dieser Prozesse in der unteren Mesoskale zu beschreiben (*Einzugsgebietskale*).

3.3.1 Plotskale

PLATE & ZEHE (2008) nennen diese Skale *Punkt-* oder *Plotskale*, wobei sie streng genommen nur Flächen $< 1 \text{ m}^2$ und damit beispielsweise Säulenversuche im Labor definieren, in denen nur der vertikale Wasser- und Stofftransport eine Rolle spielt. Bei UHLENBROOK & LEIBUNDGUT (1997) wird diese Skale *Raumskale 1* (Bodenzone) genannt. In dieser Arbeit werden alle Beregnungsversuche (bis 40 m^2) der Plotskale zugeordnet.

Auf der Punktskale (engl. *plot scale*) werden laterale Prozesse der Wasser- und Stoffbewegung oft vernachlässigt. Es werden möglichst genau physikalische, biologische und chemische Gesetze in einer eindimensionalen Betrachtung und deswegen nur vertikal nachgebildet. Die wichtigsten die Abflussbildung beeinflussenden Modellgrößen sind daher die Schichtung des Bodenprofils und die bodenhydraulischen Funktionen und Transportparameter der einzelnen Bodenhorizonte. Der Wasserhaushalt wird ebenso von der Landnutzung und deren Verknüpfung mit der Energie- und Stoffbilanz bestimmt, wie Evapotranspiration und Interzeption.

Experimentelle Plots sind jedoch meist räumlich homogene Bereiche und in den seltensten Fällen repräsentativ für die Prozesse eines heterogen aufgebauten Einzugsgebiets (LE BISSONNAIS et al. 1998a). Beispielsweise erreicht der Abfluss auf einem Beregnungsplot sofort oder nach kurzer Zeit den Auslass am unteren Ende, wohingegen in einem Einzugsgebiet Prozesse der Abflusskonzentration berücksichtigt werden müssen.

Der Erkenntnisstand zur Beschreibung und Modellierung hydrologischer Teilprozesse auf der Mikroskala ($< 1 \text{ ha}$) und ihrer Wechselwirkungen ist in den letzten Jahrzehnten vor allem durch Forschungsarbeiten im Bereich der Bodenkunde, -physik und –erosion vorangetrieben worden, die bereits in den Kap. 3.1.1 und 3.2.2 dargestellt sind.

3.3.2 Hangskale

Nach PLATE & ZEHE (2008) gilt die *Hangskale* von Flächen mit wenigen Quadratmetern bis hin zu einigen Hektar. Modelle in dieser Skale sollten in der Lage sein, prozessorientiert die Wasser- und

Stofftransporte auf Grundlage der Kontinuumsphysik simulieren zu können. Dazu gehören vor allem auch Modelle, welche die komplexen Prozesse der Abflussbildung und -konzentration darstellen sollen. UHLENBROOK & LEIBUNDGUT (1997) nennen diese Skale *Raumskale 2*.

Um Aussagen über die Modellierung der Abflussbildung und vor allem der Abflusskonzentration treffen zu können, sind rein eindimensionale Betrachtungen nicht geeignet. Sobald gerichtete Prozesse stattfinden, die in mehreren Raumdimensionen ablaufen, werden weitere Anforderungen an die physikalisch-basierte Modellierung gestellt (PLATE & ZEHE 2008):

- die Erweiterung der RICHARDS- und Transportgleichung auf zwei oder drei Dimensionen und
- die Einführung zusätzlicher Modellgleichungen zur Beschreibung der Abflussdynamik an der Erdoberfläche und im Gewässer.

Die zusätzliche Parametrisierung v.a. der bodenhydraulischen Eigenschaften sollte durch Messungen von räumlich verteilten Messpunkten belegt, durch geostatistische Analysen charakterisiert und durch geeignete Interpolationsmethoden regionalisiert werden.

Faktoren, die die Abflussbildung beeinflussen, ändern sich im zeitlichen und räumlichen Maßstab sehr schnell. FIENER et al. (2011a) zeigen, dass auf einzelnen Feldern, in denen die Bodeneigenschaften vergleichbar sind, sich die von der Bearbeitungsform abhängigen Bodeneigenschaften wie Trockenrohdichte und Bodenbedeckung durch den Zeitpunkt der Bearbeitung anhand eines verschachtelten periodischen theoretischen Semivariogramms beschreiben lassen. Zum zufälligen Nugget-Effekt der zeitlichen Varianz wird ein periodischer Effekt beobachtet, der die Abflussbildung dahingehend beeinflusst, dass der jährliche Verlauf der Bodenentwicklung und der Regencharakteristik die Prozesse der Abflussbildung beeinflusst.

Im Weiherbachprojekt wurden einige Modelle auf dieser Skale entwickelt und angewendet (Kap. 5.2.6, BRONSTERT 1994, MAURER 1997). Das Modell HILLFLOW (BRONSTERT 1994) berücksichtigt alle Prozesse, die auf dieser Skale von Bedeutung sind: Interzeption, Verdunstung (Interzeptionsverdunstung, Transpiration der Vegetation, Boden evaporation), Infiltration in die Bodenmatrix und das Makroporensystem, Oberflächenabfluss, oberflächennaher schneller Zwischenabfluss sowie die Wasserbewegung in der Bodenmatrix. Jedoch fehlt eine Beschreibung der Prozesse im Fließgewässer sowie die Interaktionen (Ex-/Infiltration aus/in das Gewässer) mit den Hangelementen.

Innerhalb der Hangskale oder – wie in der agrarisch geprägten Hydrologie genannt – Feldskale ergeben sich große kleinräumige Variabilitäten der Bodeneigenschaften (SCHEINOST et al. 1997, RIEGER et al. 2010) sowie der Niederschlagscharakteristika (FIENER & AUERSWALD 2009). Eine systematische Quantifizierung der Einflüsse agrarischer Nutzung auf die Abflussbildung in der Hangskale ist bisher nicht gelungen (NIEHOFF 2001).

3.3.3 Einzugsgebietsskale

Die in dieser Arbeit als *Einzugsgebietsskale* bezeichnete Skale bezeichnet im Sinne von PLATE & ZEHE (2008) die Mesoskale von kleinen Einzugsgebieten mit einer Ausdehnung von 1- 10 km². In dieser Skale überschneiden sich die Anwendungsgebiete von Prozessmodellen und konzeptionellen Modellen zur

Beschreibung des Wasser- und Stofftransports. Die für die Modellierung erforderlichen Parameter können nicht mehr direkt durch Messungen im Feld bestimmt werden, sondern werden aus empirischen Verfahren geschätzt. UHLENBROOK & LEIBUNDGUT (1997) bezeichnen diese Skale mit *Raumskale 3*, unterscheiden jedoch nicht zwischen kleinen und großen Einzugsgebieten.

Landwirtschaftlich genutzte Einzugsgebiete zeichnen sich vor allem in Mitteleuropa durch eine zergliederte Landschaft aus, die in viele einzelne Felder oder Ackerschläge aufgeteilt sind. Diese agrarwirtschaftlichen Einheiten unterscheiden sich sowohl in ihrer Landnutzung als auch in ihrer hydrologischen Antwort auf Niederschläge aufgrund der bereits erwähnten Faktoren der Bodenbearbeitung und der Bepflanzung. Das Zusammenwirken der hydrologischen Systemantworten solch komplexer Landschaftselemente ist somit höchst asynchron und verbietet es, ohne weiteres Ergebnisse von homogenen Plots auf die untere Mesoskale zu regionalisieren (FIENER et al. 2011a).

Die Anwendbarkeit von physikalisch-basierten Modellansätzen in hydrologischen Fragestellungen ist meist durch die jeweilige Datenverfügbarkeit begrenzt. Detaillierte Informationen zu Böden und deren bodenhydraulischen Funktionen und der Makroporosität liegen häufig nur in gut dokumentierten Forschungseinzugsgebieten vor (PLATE & ZEHE 2008).

In einem Versuch, Beobachtungen von Bodenverschlammung und Erosion von Plots auf die Einzugsgebietsskale zu regionalisieren, fanden LE BISSONNAIS et al. (1998a) einige Schwierigkeiten in den saisonalen und räumlichen Unterschieden der Oberflächeneigenschaften (Verschlammung, Bodenbearbeitung). Die zeitliche Skale eines Prozesses ändert sich gleichsam mit der räumlichen (GRAYSON & BLÖSCHL 2001).

Die räumliche Heterogenität von mesoskaligen Einzugsgebieten und die notwendige Regionalisierung von Erkenntnissen aus der Mikroskale tragen zur Unsicherheit der Beschreibung von Abflussbildungsprozessen bei. Einzelne hydrologische Umsatzräume in der Mikroskale können durch experimentelle Arbeiten ausgewiesen und so die systematische hydrologische Ereignisreaktion beschrieben werden. Im Gegensatz dazu liefert die Arbeit auf der Einzugsgebietsskale integrale Erkenntnisse über die hydrologische Reaktion von ganzen Teilgebieten, also hydrologischen Systemen, die aus zahlreichen verschiedenen Umsatzräumen zusammengesetzt sind (UHLENBROOK & LEIBUNDGUT 1997).

4 Methodik

4.1 Experimentelle Daten

4.1.1 Infiltrationsversuche

Infiltrationsversuche können sowohl im Labor als auch im Feld mit und ohne Einwirkung von Regentropfen durchgeführt werden. Bei letzteren wird auf Infiltrometer in verschiedenen Ausführungen zurückgegriffen, z.B. Doppelring-Infiltrometer (BEN-HUR et al. 1987), Tensionsinfiltrometer (ANGULO-JARAMILLO et al. 2000) oder Haubeninfiltrometer (SCHWÄRZEL & PUNZEL 2007). Gleich bleibt jedoch die Methodik, einen Behälter mit Wasser zu befüllen und in die Bodenoberfläche zu treiben. Die Infiltration wird dann über die Wasserstände im Behältnis direkt gemessen und die Raten über die Zeit bestimmt. Da der infiltrationsantreibende Potentialgradient abnimmt, gehen durch die Auffüllung des Porenraums die Infiltrationsraten mit der Zeit zurück. Dadurch, dass sich ein unnatürlicher Wasserfilm auf der Bodenoberfläche befindet, werden z.T. die Abflüsse überschätzt und die Prozesse bei der Abflussbildung bleiben unberücksichtigt (AUERSWALD 1993). Durch das Fehlen der Einwirkung der Regentropfen für Experimente der Abflussbildung zeigen sich im Vergleich mit Beregnungsexperimenten niedrigere Endabflussraten, da verschlammende Oberflächen nicht auftreten (BEN-HUR et al. 1987).

Bei Experimenten durch Doppelringinfiltrometer auf Agrarflächen zeigte sich eine merkliche Abnahme der Infiltration bei verdichteten tonigen Böden. Auf Fahrspuren und Schlepperspuren ist schnellerer Oberflächenabfluss zu erwarten als durch die Verschlämmung bedingte Verdichtung der Bodenoberfläche (SCHÄFER 1981 in MENDEL 2000). Beregnungsversuche auf Maisflächen nach der Bestellung und nach der Ernte verdeutlichen den Einfluss der Vegetation und der Bearbeitung. Nach der Ernte wurde eine deutlich erhöhte Oberflächenabflussbildung durch die Verdichtung der Bodenbearbeitung beobachtet.

Beregnungsversuche (engl. *artificial rainfall experiments*) werden durchgeführt, um unter kontrollierten Niederschlags- und Bodenbedingungen den Oberflächenabfluss und die Wassererosion zeitlich hochaufgelöst und räumlich eingegrenzt zu erfassen. Sie sind weit verbreitete Experimente im Labor (z.B. FARRIS 1978, DE ROO & RIEZEBOS 1992, LE BISSONNAIS et al. 1995, VAN WESEMAEL et al. 1995, FOHRER 1995) oder im Freiland (WISCHMEIER & SMITH 1958, ZIMMERLING 2004, SCHERRER et al. 2007), die durch ihre Methodik erlauben, verschiedene Prozesse zu untersuchen, die sich auf der Bodenoberfläche abspielen, wie Bildung von Oberflächenabfluss, Bodenerosion (AUERSWALD 1993), Mobilisierung von Nährstoffen und agro-chemischen Stoffen (FIENER et al. 2011b) oder um präferentielle Fließwege besser simulieren zu können (KLAUS 2011). Gegenüber langjährigen Beobachtungsreihen von natürlichen Messungen des Niederschlag-Abfluss-Geschehens auf

landwirtschaftlich genutzten Flächen schränken sie jedoch das mögliche Beobachtungsspektrum ein. Der Feldzustand ist ständigen Veränderungen unterworfen (Kap. 2.1) und es ist nötig, einen typischen mittleren Feldzustand zum Zeitpunkt der Beregnung zu erfassen (AUERSWALD 1984).

Parzellenversuche eignen sich besser, natürliche Abflussbildungsprozesse nachzubilden, da durch die Anordnung der beregneten Parzelle Abflüsse (und der Bodenabtrag durch Wassererosion) direkt gemessen werden können. Auf die Infiltrationsraten kann aus den applizierten Regenintensitäten sowie den gemessenen Abflussraten geschlossen werden. Beregnungsexperimente werden häufig sequentiell in unterschiedlichen Beregnungszyklen unterteilt, ursprünglich um den Einfluss der Bodenfeuchte auf die Abflussbildung zu untersuchen. Auf eine Erstberegnung, den sogenannten *Trockenlauf*, folgt nach vorher definierter Regenpause und einer Austrocknung der Bodenoberfläche entweder eine oder zwei Nachfolgeberegnungen (*Feucht-* und/oder *Nasslauf*). AUERSWALD (1993) stellte fest, dass die Unterteilung in *Trocken-*, *Feucht-* und *Nassläufe* und die Aufsättigung der Böden nicht mehr zur Erklärung des Oberflächenabflussbeginns beiträgt als vielmehr die Ausbildung einer Verschlammungsschicht. Da während sommerlicher Starkregen vor allem die Abflussbildung nach HORTON überwiegt, wird im Weiteren bei Oberflächenabfluss von Abflussbildung durch Infiltrationsüberschuss ausgegangen. Die Verschlammungsdynamik kann dabei durch die Abnahme der Infiltrationsraten (Endinfiltrationsrate bzw. Krümmung der Infiltrationskurve) charakterisiert werden (MORIN & BENYAMINI 1977, MORIN et al. 1981, ROTH 1992).

Rückschlüsse auf laterale Fließbewegungen in der ungesättigten Zone lassen diese Experimente allerdings nur bedingt zu. Ein Vorteil ist die oft minutengenaue Aufzeichnung der Abflussdaten, anhand derer Aussagen über die Dynamik der Infiltrationskapazität abgeleitet werden können.

Eine Abschätzung des Einflusses der Landwirtschaft auf die Abflussbildung und Entstehung von Hochwasserereignissen ist bisher aufgrund der unterschiedlichen Einflussfaktoren nur unzureichend untersucht. Zur Untersuchung von Teilprozessen der Abflussbildung auf landwirtschaftlich genutzten Flächen auch unter Starkregenbedingungen wurden in der Vergangenheit Beregnungsanlagen auf ausgesuchten Experimentierflächen (Bodenart, Hangneigung) und kontrollierten Randbedingungen (Anfangsbodenfeuchte, Bewirtschaftung, Art und Stand der Vegetation) aufgebaut (MENDEL 2000). Diese Experimente können jedoch nur als Annäherung an natürliche Starkregen verstanden werden.

Da Beregnungsversuche aufwändig sind, aber bereits von zahlreichen Forschergruppen durchgeführt wurden, wurde als Grundlage dieser Arbeit auf eine Beregnungsdatenbank zurückgegriffen, die nachfolgend ausführlicher beschrieben wird.

4.1.2 Beschreibung der Beregnungsdatenbank

Datengrundlage dieser Arbeit ist eine relationale Datenbank, die von SEIBERT et al. (2011) zusammengestellt und veröffentlicht wurde. Diese enthält Daten zu insgesamt 726 Einzelexperimenten (24384 Abflussmessungen), die mit derselben Beregnungsdüse (*Veejet*, siehe SEIBERT et al. 2011) und vergleichbaren Randbedingungen auf 209 verschiedenen landwirtschaftlich genutzten Plots durchgeführt wurden. Die Kombination verschiedener Kampagnen verbindet die Arbeit mehrerer Wissenschaftler, Regionen, Beregnungsanlagen, Böden, Bedeckungsgrade und Bewirtschaftungsformen. Dennoch führen unterschiedliche Messmethoden und die Aufnahme unterschiedlicher Variablen zu Datenlücken, die in

der Homogenisierung der Daten und einer Metaanalyse größtenteils geschlossen wurden (SEIBERT et al. 2011, FIENER et al. 2011b). Nachfolgend werden die Teildatensätze der Datenbank – zusammengestellt aus den Arbeiten von MARTIN (1988), HAIDER (1994), GERLINGER (1997), SCHRÖDER & AUERSWALD (2000) und MICHAEL (2000) - kurz in chronologischer Reihenfolge beschrieben. Weiterführende Informationen zu den Teildatensätzen können aus der zitierten Literatur entnommen werden.

Einen Überblick über den Umfang der Beregnungsversuche und deren Durchführungsweise gibt Tab. 4-1, für eine weitere Deskription der aufgenommenen Parameter sowie Umfang und Metadaten der Experimente sei auf SEIBERT et al. (2011) und FIENER et al. (2011b) verwiesen.

Tab. 4-1: Beregnungs- und Ploteigenschaften der Beregnungsexperimente nach Kampagnen

Kampagne	Böden n	Läufe				Beregnungseigenschaften		Ploteigenschaften	
		n	Tro	Feu	Nas	Dauer ohne Nachfluss [s]	Intensität [mm/h]	Fläche [m ²]	Gefälle [%]
FB	43	77	x		x	1380...6180	31...56	44	6...18
FS	47	86	x		x	590...3626	29...99	7	9...20
SY	57	111	x		x	1605...3807	58...74	6...7	2...24
WB	30	30	x			2893...5940	34...65	24	9...18
WS	32	422	x	x	x	723...3603	41...80	8	8...10
gesamt	209	726	x	x	x	590...6180	29...99	6...44	2...24

Der Teildatensatz *Weihenstephan (WS)* entstammt der Arbeit von MARTIN (1988). Es ist der größte Teildatensatz in der vorliegenden Untersuchung. Insgesamt wurden 422 Beregnungsexperimente auf 32 unterschiedlichen Böden (Ap-Horizonte wurden von verschiedenen Standorten in Bayern auf dem Unterboden des Parzellenstandortes aufgebracht) durchgeführt. Die Oberböden wurden kurz vor der Beregnung gelockert und waren vorher unter längerer Schwarzbrache. Daher wird die gesamte Bodenbedeckung nur durch die Bedeckung mit Kies und Steinen bestimmt (0,4 – 28,9 %). Die 8 Versuchspartzen (Länge 8 m, Breite 1 m, Gefälle 9 %) wurden gleichzeitig mit derselben Intensität beregnet, meist unterteilt in Trocken-, Feucht- und Nasslauf. Versuche liegen aus den Jahren 1985 – 1987 vor.

Aus diesen Versuchen ließen sich keine eindeutigen Zusammenhänge zwischen der Infiltration von Wasser in Böden unter Schwarzbrachebedingungen finden. Lediglich die qualitative Aussage, dass die Endinfiltration mit hohem Anteil an Feinsubstrat (Partikeldurchmesser $\leq 20 \mu\text{m}$) abnimmt und ein hoher Gehalt an organischer Substanz das Erreichen der Endinfiltrationsrate verzögert, konnte gezeigt werden (MARTIN 1988). Organische Stoffe wirken so unter Schwarzbrache aggregatsstabilisierend und verzögern die Bildung einer Verschlammungsschicht.

Der Teildatensatz *Freising (FS)* stammt aus den Arbeiten von HAIDER und AUERSWALD (HAIDER 1994, AUERSWALD & HAIDER 1996). Er besteht aus 86 Beregnungsexperimenten auf 47 Lössböden und tertiären Sedimenten sowie Tonschiefer aus drei verschiedenen Standorten. Jede Parzelle wurde mindestens 18 Tage vor der Beregnung bearbeitet. Hintergrund der Arbeit von HAIDER (1994) waren Transportprozesse von Herbiziden in Oberflächenwasser und Bodenerosion nach Starkregen. Deswegen wurden zwei parallele Plots ohne Bewuchs und mit Gerste über den Reifezyklus mehrfach beregnet, um so die Effekte von sich entwickelnder Vegetation, den Tagen seit Bodenbearbeitung und der bedeckten

Bodenoberfläche zu separieren. Ein Teildatensatz wurde in Schmallenberg, Nordrhein-Westfalen, generiert. Diese Böden bestehen zu ca. 63 % aus Kies und Steinen und sind damit die skeletthaltigsten im gesamten Datenpool. Die Größe der Parzellen beträgt 7 m² (1,5 m Breite auf 4,6 m Länge), die Hangneigung reicht von 9 – 20 %. Die Durchführung ähnelt den Versuchen des Teildatensatzes *SY*: Einem 60minütigen Trockenlauf folgte eine Pause von 15 Minuten, danach wurde in einem zweiten Beregnungslauf (Nasslauf) weitere 30 Minuten beregnet. Ebenso enthält dieser Teildatensatz Standorte, die bereits in den Teildatensätzen *SY* und *WS* enthalten sind.

In seinen Versuchen fand HAIDER (1994) einen nicht-linearen Zusammenhang zwischen der Bildung von freiem Wasser an der Oberfläche (gleichbedeutend mit der Niederschlagssumme zum Zeitpunkt t_p) und der Beregnungsintensität. Auf die gemessenen Abflusswerte hatte die Beregnungsintensität jedoch keinen Einfluss. Im Gegensatz zu MCINTYRE (1958), der mit steigender Beregnungsintensität eine Verringerung der Infiltrationskapazität feststellt, wird der nahezu gleiche Verlauf der Infiltrationsraten dadurch begründet, dass durch die höheren Niederschlagsintensitäten zwar schneller eine Verschlammungsschicht entstehe, diese jedoch durch die höhere Erosionswirkung von Oberflächenwasser wieder zerstört wird (ROTH 1992, HAIDER 1994). Ebenso wird der Einfluss der Bodenbedeckung durch Vegetation gezeigt und die Regenintensität mit der Niederschlagsmenge zum Zeitpunkt t_R in Verbindung gebracht. Bei gleicher Bodenbedeckung und höherer Regenintensität verringert sich die Zeit, bis Oberflächenabfluss beobachtet wurde, allerdings nicht linear zu höheren Bedeckungsgraden. Für die Versuche in Schmallenberg konnte gezeigt werden, dass die Bodenbedeckung durch Steine einen höheren Schutz vor Verschlammung darstellten als durch Vegetation. Es musste wesentlich mehr Niederschlag auf die Parzelle fallen, bis der Oberflächenabfluss einsetzte.

Der Teildatensatz *Scheyern (SY)* wurde im Rahmen der Arbeiten von SCHRÖDER & AUERSWALD (2000) und SCHRÖDER (2000) erstellt. Die Daten umfassen 111 Beregnungsexperimente auf 57 Böden auf dem Gelände des Forschungsverbunds Agrarökosysteme München (FAM) in Scheyern (Kap. 5.1.6). Die Experimente wurden auf Parzellen von 1,5 m Breite und 4,5-4,6 m Länge durchgeführt. Entsprechend den topographischen Verhältnissen im Einzugsgebiet waren die Beregnungspartellen schwach bis mäßig geneigt bei Hangwinkeln von 1 – 13°. Die Böden wurden nach Ernte von kleinkörnigem Getreide (Gerste, Hafer, Raps) von Vegetation und Ernterückständen befreit sowie ein neues Saatbett erstellt. Vor Beginn der Beregnung wurde jeweils die Ausgangsbodenfeuchte an der Oberfläche bestimmt. Die Beregnung erfolgte dann mit einem Trockenlauf von 60 min, gefolgt von einem Nasslauf von 30 min nach einer halbstündigen Beregnungspause (SCHRÖDER 2000, FIENER et al. 2011b).

Die Daten aus Scheyern wurden zur Entwicklung von Transferfunktionen für das Infiltrationsmodell H-KIN (SCHRÖDER 2000) verwendet (Kap. 4.2.1).

Der Teildatensatz *Weierbach (WB)* stammt aus dem Untersuchungsgebiet Weierbach (Kap.5.2) und wird in der Arbeit von GERLINGER (1997) beschrieben. Die 30 Parzellen wurden im Einzugsgebiet verteilt auf vorwiegend schluffreichen Böden (68 – 82 % Schluffgehalt), hauptsächlich Lehm- oder Tonschluffe, installiert. Die Feldzustände sind durch die verschiedenen Eigentümer der Ackerschläge im Einzugsgebiet sehr variabel (z.B. Bodenbedeckung durch Pflanzen 0 – 90 %, Tage seit Bodenbearbeitung 0,5 – 66 d). Ungleich der anderen Experimente wurden im Teildatensatz Weierbach nur Erstberegnungen (Trockenläufe) durchgeführt, jedoch nicht mit einer festgelegten Beregnungsdauer, sondern bis sich stationäre Verhältnisse, also gleichmäßige Abfluss- und Infiltrationsraten, eingestellt

haben, mindestens aber 60 Minuten. Die Beregnungsanlage (Abb. 4-1) wurde über Plots mit 24 m² Fläche aufgestellt (2 m Breite, 12 m Länge).

Ziel der experimentellen Arbeit von GERLINGER (1997) war es, den Erosionswiderstand zur Modellierung des Abtrags auf landwirtschaftlichen Nutzflächen und die Variabilität der Erosionsneigung im Laufe der Vegetationsperiode und im jahreszeitlichen Verlauf zu bestimmen. Bei der Korrelation von Bodeneigenschaften mit der gemessenen Sedimentkonzentration im Abfluss der Beregnungsversuche zeigten sich als drei maßgebliche Faktoren der Tongehalt, die organische Substanz sowie die Bodenfeuchte. Es ist zu berücksichtigen, dass sich diese Faktoren gegenseitig beeinflussen können. Eine Verringerung der Erosion durch eine Umstellung der Bearbeitungsverfahren konnte nachgewiesen werden.

Der Teildatensatz *Freiberg (FB)* besteht aus 77 Einzelversuchen (Trocken- und Nassläufe) und wurde in der Arbeit von MICHAEL (2000) dazu verwendet, empirische Verfahren für die Parameterschätzung des Erosionsmodells EROSION 2D/3D zu entwickeln. Die 43 Parzellen zeigen sowohl eine große Variabilität an der Korngrößenzusammensetzung ihrer Böden (bis zu 60 % Sandgehalt, bis zu 86 % Schluffgehalt) als auch ihrer Randbedingungen wie der gesamten Bodenbedeckung (1 – 90 %) und der Tage seit der letzten Bodenbearbeitung (3 – 227 d). Ebenso wurde der volumetrische Bodenfeuchtegehalt vor der Beregnung erfasst. Die Parzellen sind mit 44 m² die größten im gesamten Datensatz (2 m Breite, 22 m Länge). Es wurde dieselbe Beregnungsanlage (Abb. 4-1) wie im Teildatensatz *WB* benutzt, jedoch mit niedrigeren Intensitäten (31 – 56 mm/h). Die Versuche wurden mit einem Trockenlauf unterschiedlicher Dauer (60 – 100 min) und einem anschließenden Nasslauf (30 – 70 min) durchgeführt.

Aus den Beregnungsexperimenten bestimmte MICHAEL (2000) die Rauigkeitsbeiwerte nach MANNING sowie die Parameter Erosionswiderstand und Skinfaktor (= Maß für den Makroporenfluß bzw. den Verschlämmungsgrad) aus multipler Regression. Für die Schätzung der Parameter wurden die Versuche weiter unterschieden in die Bodenartengruppen (Sand-, Schluff-, Tonböden) und die Bearbeitungsform (konservierend/ konventionell). Die Gütemaße der Schätzungen zeigen eine hohe Variabilität (R^2 zwischen 0,219 und 0,997). Zur Vorhersage des Skinfaktors wurden die im Experiment bzw. im Labor bestimmten Variablen Lagerungsdichte, organischer Kohlenstoff, Anfangswassergehalt, Tongehalt und Schluffgehalt herangezogen. Einschränkungen ergeben sich aus der geringen Stichprobenanzahl bei der Unterteilung der Experimente in Bodenartengruppen und Bearbeitungsform, die eine statistische Absicherung der Regressionsgleichungen erschweren.

Die Datenbank besteht aus vier Tabellen, die über eine fünfte Tabelle relational verlinkt sind. Die zeitlich aufgelösten Messwerte des Oberflächenabflusses wurden mit den jeweiligen Tabellen für sowohl die Randbedingungen des Experiments (u.a. Dauer der Beregnung, applizierte Niederschlagsintensität, spezifische Energie des Beregners), den Bodeneigenschaften (u.a. Geometrie des Plots, Körnungsgrößen des Oberbodens, Bodenart) als auch den Landnutzungseigenschaften zum Zeitpunkt der Durchführung des Experimentes (u.a. Tage seit der letzten Bodenbearbeitung, Bodenbedeckungsgrad durch Vegetation, Residuen und Steinen) zusammengefasst. Die zur weiteren Analyse berücksichtigten Variablen werden nach Tab. 4-2 deklariert. Die weitere Beschreibung des Aufbaus der Datenbank und der einzelnen Variablen und Beobachtungen können SEIBERT et al. (2011) entnommen werden.



Abb. 4-1: Beregnungsanlagen der einzelnen zusammengefassten Messkampagnen (aus SEIBERT et al. 2011) – im Uhrzeigersinn von links oben: *WS, FS* und *SY, WB, FB*

Eine Übersicht über die geographische Lage der Untersuchungsgebiete zeigt Abb. 4-2.

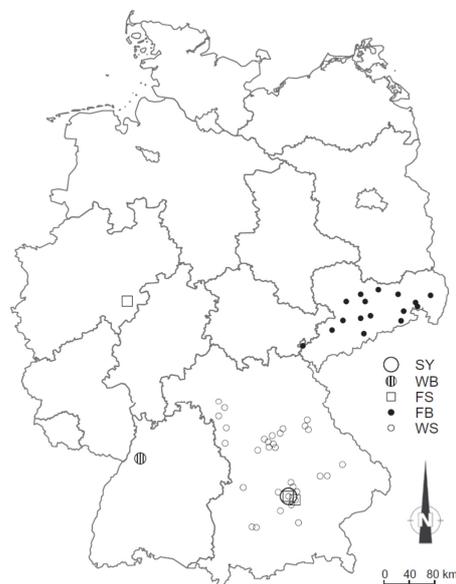


Abb. 4-2: Übersichtskarte der Untersuchungsplots der einzelnen Teildatensätze *SY, WB, FS, FB* und *WS* (aus SEIBERT et al. 2011)

Die Daten der Beregnungsversuche gliedern sich in die Unterteilung der Experimente in Trocken-, Feucht- und Nassläufe. Zweck war ursprünglich, den Einfluss der Anfangsbodenfeuchte auf derselben Bodenoberfläche zu erkennen. Durch den Prozess der Bodenverschlämzung treten nach AUERSWALD

(1993) bei niedrigeren Bodenfeuchtegehalten die höchsten Abflussraten auf und die nachfolgenden Regenereignisse verlängern nur die Erstberegnung und werden von denselben Randbedingungen gesteuert. Aus diesem Grund wurden die Datensätze aus mehreren Beregnungsversuchen zu einer einheitlichen Abfolge (*Sequenz*, SEQ) zusammengefügt (Kap. 6.1.2).

Tab. 4-2: Variablenbezeichnungen in der Beregnungsdatenbank (nach SEIBERT et al. 2011)

Variablenname	Beschreibung	Einheit	Wertebereich	verfügbar zu ... %
eN	spezifische kinetische Energie der Beregnerdüse	$\text{J m}^{-2} \text{mm}^{-1}$	12 – 20	100
duration	Dauer einer Beregnung	s	1795 – 6000	100
p	Beregnungsintensität	mm h^{-1}	31 – 99	100
TsT	Zeit seit der letzten Bodenbearbeitung	d	0,3 – 227	100
CovTot	Bodenbedeckungsgrad (Summe aus Bedeckung aus Vegetation, Ernterückständen und Kies und Steine)	%	0,4 – 94,9	100
CovVeg	Bodenbedeckung durch Vegetation	%	0 – 90	88
CovRes	Bodenbedeckung durch Ernterückstände	%	0 – 11,9	77
CovStone	Bodenbedeckung durch Kies und Steine	%	0 – 35	88
Theta_surf	Volumetrische Bodenfeuchte vor dem Experiment an der Bodenoberfläche (0 – 3 cm Tiefe)	-	0,02 – 0,26	29
Theta_plough	Volumetrische Bodenfeuchte vor dem Experiment im Pflughorizont (bis 30 cm Tiefe)	-		
slope	Neigung des Beregnungsplots	%	1,6 – 23,6	100
ClTot	gesamter Tongehalt ($< 2 \mu\text{m}$) ²	%	1,5 – 61,4	100
SiTot	gesamter Schluffgehalt ($2 - 63 \mu\text{m}$) ²	%	5,5 – 86,4	100
SaTot	gesamter Sandgehalt ($63 - 2000 \mu\text{m}$) ²	%	2,0 – 86,8	100
vfU	sehr feiner Schluff ($2 - 6,3 \mu\text{m}$) ²	%	0 – 27,1	100
fU	feiner Schluff ($6,3 - 20 \mu\text{m}$) ²	%	1,0 – 32,7	100
mU	mittlerer Schluff ($20 - 36 \mu\text{m}$) ²	%	1,2 – 31,1	100
cU	Grobschluff ($36 - 63 \mu\text{m}$) ²	%	0,7 – 34,6	100
vfS	Feinstsand ($63 - 100 \mu\text{m}$) ²	%	0,3 – 18,7	100
fS	Feinsand ($100 - 200 \mu\text{m}$) ²	%	0,2 – 48,7	100
mS	Mittelsand ($200 - 630 \mu\text{m}$) ²	%	0,4 – 61	100
cS	Grobsand ($630 - 2000 \mu\text{m}$) ²	%	0,2 – 35,2	100
vfSt	Feinkies ($2 - 6,3 \text{mm}$) ²	%	0,4 – 31,3	100
fSt	Mittelkies ($6,3 - 20 \text{mm}$) ²	%	0,2 – 15,6	100
mSt	Grobkies ($20 - 63 \text{mm}$) ²	%	0 – 15,6	100
Skeleton	Bodenskelett (Summe der Grobbodenanteile, 2 – 200 mm)	%	0,6 – 62,5	100
dg	Geometrischer Korngrößendurchmesser	μm	1 – 737	100
sigma_g	Standardabweichung von d_g	μm	5 – 43,4	100
BD	Lagerungsdichte	kg m^{-3}	1070 – 1750	40

² alle Korngrößenklassen sind in [kg/kg] angegeben

ThetaTot	Gesamtes Porenvolumen des Oberbodens (=1-BD/2650)	-	0,34 – 0,60	40
Corg	Organischer Kohlenstoffgehalt	%	0,5 – 3,5	100
OS	Organische Substanz (= Corg*1,72)	%	0,9 – 6,1	100
pH	pH-Wert des Oberbodens	-	4,5 – 7,5	79

Durch die Zusammenführung der einzelnen Datensätze in eine komplette Datenbank ist es möglich, Abflussbildung und Infiltration auf landwirtschaftlichen Nutzflächen auf eine breitere Datengrundlage zu stellen. Ebenso wird es möglich, durch die große Datenfülle zumindest teilweise Unsicherheiten und systematische Fehler einzelner Versuche und Messungen zu verringern. Die Aussagekraft wird dadurch erhöht. Auf der anderen Seite konzentrierten sich die einzelnen Versuchskampagnen in ihren wissenschaftlichen Zielen auf bestimmte Situationen im Vegetations- und Bearbeitungszyklus (FIENER et al. 2011b).

Um Beziehungen aus den einzelnen Bodeneigenschaften zu den Abflussraten herstellen zu können, wird auf statistische Methoden zurückgegriffen. Der Prozess der Oberflächenverschlammung ist von vielen Faktoren abhängig, die bisher nur unzureichend erklärt werden können (Kap. 3.1.1.2). Eine detaillierte Beschreibung des physikalischen Wirkungsweges ist bisher nicht gefunden worden. Die statistische Analyse der Bodeneigenschaften erlaubt es, aus einem Datenkollektiv mögliche Einflussgrößen zu bestimmen und genauer zu untersuchen. Somit können verallgemeinerte Aussagen zu den Einzelergebnissen getroffen werden. Damit wird es möglich, Auswirkungen auf die Infiltrationsfähigkeit bei sich ändernden Randbedingungen zu erhalten. Eine ähnliche Vorgehensweise zur Bodenerodierbarkeit ist in AUERSWALD (1993) gewählt worden.

4.2 Grundlagen der Modellerweiterung zur Abflussbildung und –konzentration auf landwirtschaftlich genutzten Flächen

Die landwirtschaftlich beeinflussten hydrologischen Prozesse aus Kapitel 3 lassen sich wie in Tab. 4-3 zusammenfassen. Es wird dabei klar, dass zusätzlich zu den bisher verwendeten Ansätzen in der physikalisch-basierten Modellierung noch Erweiterungen der Modellstruktur nötig sind.

Ziel ist es, die Abflussbildung aus einfach zu bestimmenden oder zu schätzenden Boden- und Bearbeitungsparametern vorherzusagen, um Aussagen über eine angepasste Bewirtschaftung auf verschlammungsgefährdeten Ackerstandorten geben zu können.

Eine Umstellung der Bodenbearbeitung weg von der konventionellen Bearbeitung hat umfangreiche Auswirkungen auf die Abflussbildung und –konzentration: Durch eine ganzjährig angestrebte Bodenbedeckung (entweder durch Anbau einer Zwischenfrucht und/oder Belassen von Ernterückständen auf der Ackerkrume) wird die Verschlammungsneigung der Böden verringert, das Mikroklima in Bodennähe verbessert und die Infiltrationsleistung erhöht (Kap. 3.1.3). Durch die Kombination von Arbeitsgängen und den Verzicht auf Pflugeinsatz ist mit höherer biologischer Aktivität in der Oberbodenzone zu rechnen, was sich positiv auf die Ausbildung von stabilen vertikalen und lateralen Makroporen auswirkt.

Tab. 4-3: Identifikation landwirtschaftlicher Maßnahmen und die dadurch beeinflussten hydrologischen Prozesse aus der Literaturrecherche

	Landwirtschaftliche Maßnahmen	Beeinflusste Prozesse
Abflussbildung	• durchgängige Bodenbedeckung	⇒ Verringerung der Oberflächenverschlammung (ungesättigter Abfluss = HORTON'scher Oberflächenabfluss)
	• Pflanzenreste auf dem Boden	⇒ Infiltration in Makroporen und erhöhter Muldenspeicher
	• Pfluglose Bearbeitung	⇒ Infiltration in Makroporen
	• Breitreifen + selteneres Befahren der Flächen durch kombinierte Bearbeitungsschritte	⇒ Infiltration (vor allem gesättigter Abfluss = - DUNNE'scher Oberflächenabfluss)
Abflusskonzentration	• Mulchsaat	⇒ Erhöhung des Fließwiderstands (Abflussgeschwindigkeit, Nachfluss-Infiltration)
	• Bearbeitungsrichtung	⇒ Veränderung des Muldenspeichers
		⇒ Erhöhung des Fließwiderstands
		⇒ Fließrichtung (Abflussgeschwindigkeit, Abflussdauer, Nachfluss-Infiltration)
		⇒ Veränderung des Zuflusses in andere Flächen, z.B. Grassed Waterway (GWW), Grasfilterstreifen
	• Aufteilung großer Felder	⇒ Zeitliche Gliederung abflussliefernder Flächen, d.h. Runon-Infiltration nimmt zu
		⇒ Räumliche Gliederung abflussliefernder Flächen, d.h. veränderte Wellenform
• Grasfilterstreifen / Grassed Waterways	⇒ Verringerung der Abflussgeschwindigkeit bei hoher Infiltrationskapazität (Runon-/ Nachfluss-Infiltration) ³	

Pflanzenreste auf dem Boden erhöhen den Fließwiderstand und verringern die Geschwindigkeit des Oberflächenabflusses. Dieser kann durch Runon-Infiltration auf ungesättigten Flächen in den Boden gelangen. Dadurch erhöhen sich wiederum die Speicherwirkung des Bodens sowie der verfügbare Wasservorrat für die Feldfrucht. Durch die Aufteilung großer Felder wird die Abflusscharakteristik verändert, einer schnelleren Konzentration des Oberflächenabflusses wird entgegengewirkt, die Retention wird erhöht und der Wellenverlauf abgeflacht. Durch Anlegen von begrünten Abflussmulden

³ Effektivität v.a. der GWWs ist wesentlich abhängig vom durchflossenen Querschnitt, d.h. die Abbildung im Raster ist problematisch.

(Grassed Waterways, GWW) in Gebietssenken wird die Fließgeschwindigkeit weiter verringert und die Infiltrationskapazität der Böden besser genutzt (Kap. 3.1.2).

4.2.1 Modellierung der dynamischen Verschlämmung

Der Erweiterung des hydrologischen Modells WaSiM (Kap. 4.3) mit einem Verschlammungsmodul liegt der Ansatz von SCHRÖDER (2000) und SCHRÖDER & AUERSWALD (2000) zugrunde, die ein hydrologisches Teilmodell (H-KIN) zur verschlammungsgesteuerten Infiltration von landwirtschaftlichen Nutzflächen in ein konzeptionelles hydrologisches Modell (NASIM, Hydrotec Ingenieurgesellschaft mbH) integrierten.

Zur Vereinfachung kann die Infiltration durch eine Verschlammungsschicht als eine eindimensionale Bewegung durch eine dünne Schicht an der Bodenoberfläche betrachtet werden (FOHRER 1995).

Das Modell von SCHRÖDER & AUERSWALD (2000) begründet sich auf einer modifizierten Formel nach dem Ansatz von HORTON (1939, 1940) zur Infiltration, bei dem nach MORIN & BENYAMINI (1977) die kumulierte kinetische Energie die verschlammungsgesteuerte Infiltration bestimmt. Dabei wirkt nur der direkt auf die Bodenoberfläche fallende Niederschlag verschlammungsfördernd. Ist der Oberboden durch Vegetation u.ä. geschützt, so wird die Niederschlagsenergie um den entsprechenden Flächenanteil reduziert (SCHRÖDER 2000). Die die Abnahme der Infiltrationskapazität beschreibenden Parameter Anfangsinfiltrationsrate f_0 und Endinfiltrationsrate f_e sowie die Verschlammungsneigung c_v hängen von Bodeneigenschaften ab.

Die zugrundeliegende abgeänderte Gleichung für die verschlammungsgesteuerte Infiltration lautet:

$$f_{pot}(t) = f_e + (f_0 - f_e) \cdot e^{-c_v \cdot E_{kin}(t)} \quad [4.1]$$

mit	$f_{pot}(t)$	potentielle Infiltrationsrate [mm/h]
	f_0	Anfangsinfiltrationsrate [mm/h]
	f_e	Endinfiltrationsrate [mm/h]
	c_v	Verschlammungsneigung des Bodens [m ² /J]
	$E_{kin}(t)$	kumulative Niederschlagsenergie an der Bodenoberfläche zur Zeit t [J/m ²]

Unter Einbeziehung der Bedeckung des Bodens durch Vegetation, Mulch, Steine u.ä. kann die kumulative Niederschlagsenergie bis zum Zeitpunkt t bestimmt werden als:

$$E_{kin}(t) = \int_{t_0}^t e_N(s) \cdot (1 - BBG(s))^{k_{veg}} ds \quad [4.2]$$

mit	$e_N(s)$	Energiedichte des Niederschlages zum Zeitpunkt s [J/m ²]
	$BBG(s)$	Bodenbedeckungsgrad zum Zeitpunkt s
	t_0	Beginn des Niederschlagsereignisses
	k_{veg}	Nutzungsabhängiger Korrekturfaktor

Die Aufprallenergie der Regentropfen auf den Boden wird bestimmt durch Durchmesser und Geschwindigkeit der Regentropfen. Üblich ist es, die Energie aus der Niederschlagsintensität abzuleiten. Dabei wird die Beziehung der Niederschlagsintensität $n(t)$ [mm/h] zur Niederschlagsenergie $e(t)$ [J/m²] nach WISCHMEIER & SMITH (1958) und SCHWERTMANN et al. (1987) verwendet.

$$e_N(t) = \begin{cases} 0 & n(t) < 0,05 \\ [11,89 + 8,73 \log(n(t))] \cdot n(t) & 0,05 < n(t) < 76,2 \\ 28,33 \cdot n(t) & n(t) > 76,2 \end{cases} \quad [4.3]$$

Zwischen zwei Niederschlagsereignissen regenerieren sich der Boden bzw. dessen Infiltrationseigenschaften. Die aktuelle Infiltrationsrate für ein Folgeereignis wird gleich der aktuellen Infiltrationsrate am Ereignisende gesetzt. In Zeitintervallen ohne Niederschlag nimmt die aktuelle Anfangsinfiltrationsrate zu und optional die Verschlammungsneigung ab und nähert sich asymptotisch den Ausgangswerten. Zum Zeitpunkt einer Bodenbearbeitung werden aktuelle Anfangsinfiltrationsrate und Verschlammungsneigung wieder auf den Anfangswert zurückgesetzt.

Oberflächenabfluss entsteht, wenn die Niederschlagsrate über der Infiltrationsrate liegt. Ist dies nicht der Fall, kann der gesamte Niederschlag in einem Zeitschritt infiltrieren und bestimmt die aktuelle Infiltrationsrate. Die kumulierte kinetische Energie wird aufsummiert, solange keine Regenpause vorliegt, die die minimale Regenpause überschreitet.

Der modifizierte HORTON-Ansatz wird auf die Berechnungsversuche in der Berechnungsdatenbank (Kap. 4.1.2) angewendet, um eine Abhängigkeit der Infiltrationsparameter (f_0 , f_c und c_i) von Boden- und Bearbeitungseigenschaften festzustellen, um damit das Verhalten verschiedener Böden und bewirtschafteter Flächen vorhersagen zu können (Kap. 6.2.2).

4.2.2 Abflusskonzentration auf der Bodenoberfläche

Grundlage für die Beschreibung der Oberflächenwasserbewegung zur Entwicklung eines neuen Moduls für die Abflusskonzentration sind die SAINT-VENANT-Gleichungen. Diese bestehen aus der Kontinuitätsgleichung zur Massenerhaltung und der dynamischen Grundgleichung (DYCK & PESCHKE 1995).

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{1}{b} \cdot \frac{\partial(A \cdot v)}{\partial x} \quad [4.4]$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + v \cdot \frac{\partial v}{\partial x} - g \cdot \frac{\partial h}{\partial x} - g \cdot (I_0 - I_E) = 0 \quad [4.5]$$

mit h, v, b Flusstiefe [m], Fließgeschwindigkeit [m/s], Fließbreite [m]
 A durchflossener Querschnitt [m²]
 g Erdbeschleunigung [m/s²]

I_0, I_E Hanggefälle, Energiehöhengefälle [-]

Um den Rechenaufwand in akzeptablem Rahmen zu halten und eine stabile Numerik zu wahren, werden die SAINT-VENANT-Gleichungen auf den Ansatz der kinematischen Welle reduziert: Bei geringen Wassertiefen, wie sie bei Oberflächenabfluss auf Hängen zu erwarten sind, können die lokale Beschleunigung $\partial v / \partial t$, die konvektive Beschleunigung $v \cdot (\partial v / \partial x)$ sowie der Druckterm $g \cdot (\partial h / \partial x)$ in Gl. [4.5] vernachlässigt werden, da die Gravitation die anderen Kräfte um etwa zwei Größenordnungen übertrifft (DYCK & PESCHKE 1995).

Durch die Definition eines minimalen dynamischen Zeitschritts, bis zu dem der Berechnungsschritt unterteilt werden kann, wird eine quasi-stationäre Annäherung an instationäre Verhältnisse erreicht. Für jeden Teilzeitschritt werden Gradienten und die Rauigkeit neu berechnet und anschließend geroutet. So sind zwischen zwei Teilzeitschritten unterschiedliche Gradienten und somit unterschiedliche Fließgeschwindigkeiten möglich. Um numerische Instabilitäten zu vermeiden, wird der minimale Teilzeitschritt genügend klein gegen den Berechnungsschritt gewählt ($1/4 - 1/10 \Delta t$). Durch den quasi-stationären Ansatz können bei klein genug gewählten Teilzeitschritten auch Rückstauereffekte berücksichtigt werden.

Für jeden Teilzeitschritt muss die Fließgeschwindigkeit nach der MANNING-STRICKLER-Gleichung ermittelt werden. Diese ist abhängig von der Rauigkeit, vom Energieliniengefälle und diese wiederum von der Fließrichtung. Alle Größen werden dynamisch und iterativ bestimmt.

FLIEBRICHTUNG

Im Regelfall ist jede Rasterzelle in einem flächendetaillierten Modell von 8 weiteren Rasterzellen umgeben, für die im Folgenden die Richtungen wie in Abb. 4-3 definiert sind.

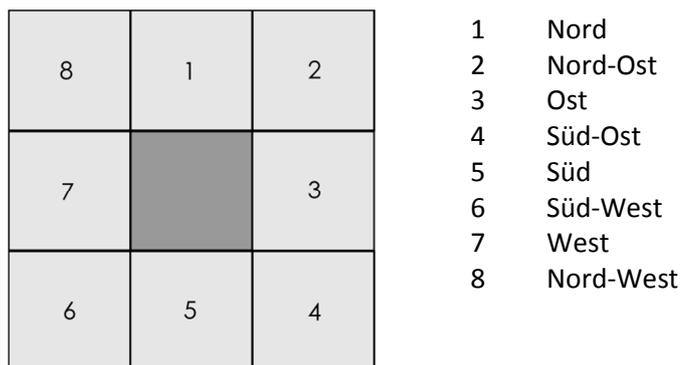


Abb. 4-3: Fließrichtungen in WaSiM von der mittleren Rasterzelle ausgehend

Das Gefälle oder der Gradient berechnet sich nach der größten positiven Differenz der topographischen Höhe der mittleren Zelle zu denen der benachbarten Zellen 1-8, mit einer Reduktion von $\sqrt{2}$ für diagonale Zellen (Gl. [4.6]).

$$S = \max_{1 \leq i \leq 8} \left(\frac{(h_0 + h_{w,0}) - (h_i + h_{w,i})}{c_s \cdot f_i} \right) \quad [4.6]$$

mit	S	Gefälle [-]
	h_0	absolute Höhe der aktuellen Zelle üNN aus DGM [m]
	$h_{w,0}$	Wasserstand auf der aktuellen Zelle [m]
	h_i	absolute Höhe ü.NN der benachbarten Zelle i nach Codierung 1 – 8 von 1 = Norden im Uhrzeigersinn
	$h_{w,i}$	Wasserstand der Zelle i [m]
	c_s	Zellengröße [m]
	f_i	richtungsabhängiger Gewichtungsfaktor:
		senkrecht: 1.0
		diagonal: $1,4142 = \sqrt{2}$

Die Hauptfließrichtung oder Exposition Ω [° von Norden aus] wird aus der Richtung des höchsten Gradienten bestimmt (in 45° - Schritten). Sonderfälle (Tab. 4-4) treten ein, wenn es (1) mehrere Gradienten mit demselben Wert gibt (tritt im Grunde nur auf, wenn der Wasserstand nicht berücksichtigt wird), wenn (2) kein Gefälle vorhanden ist oder wenn (3) die betrachtete Zelle am Rand eines betrachteten Gebiets liegt.

Tab. 4-4: Sonderfälle bei der Bestimmung der Fließrichtung

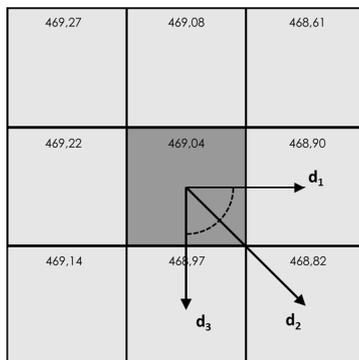
(1) mehrere Gradienten mit demselben Wert		
Exposition wird berechnet zu		
$\Omega = 180 - \arctan\left(\frac{H}{G}\right) + 90 \cdot \left(\frac{G}{ G }\right) \quad [4.7]$		
mit	Ω	Exposition, auf die nächste Hauptfließrichtung in 45°-Schritten gerundet
	G	Nord-Süd-Gradient, siehe Gleichung [4.8]
	H	West-Ost-Gradient, siehe Gleichung [4.8]
(2) kein Gefälle vorhanden		
S (Gl. [4.6]) und Ω werden zu 0 gesetzt		
(3) Randbereiche → benachbarte Zellen fehlen		
Fehlende Zellen werden durch jeweils durch den Höhenabstand von der mittleren Zelle aus zu der fehlenden gegenüberliegenden Zelle extrapoliert, danach wird Gleichung [4.7] angewendet		

Ob sich Oberflächenabfluss in nur einer oder mehreren Fließrichtung ausbreitet, wird durch die Krümmung der betrachteten Modellzelle bestimmt (Gleichung [4.8]).

$$\omega = 2 \cdot \frac{DH^2 + EG^2 - FGH}{G^2 + H^2} \quad [4.8]$$

mit	D	$((h_1 + h_5)2 - h_0) / c_s^2$ siehe Gleichung [4.6]
	E	$((h_3 + h_7)2 - h_0) / c_s^2$ siehe Gleichung [4.6]
	F	$((h_2 + h_6) - (h_4 + h_8)) / 4c_s^2$ siehe Gleichung [4.6]
	G	$(h_5 - h_1)2c_s$ siehe Gleichung [4.6]
	H	$(h_7 - h_3)2c_s$ siehe Gleichung [4.6]

Ist ω positiv, so gibt es von dieser Zelle aus eine eindeutige und einzige Fließrichtung. Wenn ω negativ wird, so wird die Fließrichtung aufgeteilt in eine Hauptfließrichtung und zwei Nebenfließrichtungen ($\pm 45^\circ$ vom Hauptvektor). Die Nebenfließrichtungen werden auf einen positiven Gradienten getestet. Sollte eine der Nebenfließrichtungen einen negativen Gradienten aufweisen, wird die Gewichtung gleich 0 gesetzt. Ansonsten erhält die Hauptfließrichtung die Gewichtung 1,0 und die Nebenfließrichtungen 0,7071 ($=\cos 45^\circ$). Die Gewichtungen werden auf 1 normiert, sodass sich im Normalfall mit Hauptfließrichtung und zwei Nebenfließrichtungen die Gewichtungen ergeben zu $0,4142 + 2 \cdot 0,2929 = 1$. Abb. 4-4 soll dieses Konzept verdeutlichen. Im divergierenden Gelände sind mehrere Fließwege möglich, im konvergierenden Gelände ist nur eine Fließrichtung möglich (die des steilsten Gradienten). Die Fließrichtungen werden je nach ihrer Anordnung gewichtet (bei divergierendem Gelände im Normalfall 45° links und 45° rechts der Hauptfließrichtung).



$$w_1 = 0,2929$$

$$w_2 = 0,4142$$

$$w_3 = 0,2929$$

$$w_1 + w_2 + w_3 = 1$$

Abb. 4-4: Prinzip und Beispiel für multiple Fließrichtungen mit Gewichtungen

FLIEßGESCHWINDIGKEIT

Die Fließgeschwindigkeiten werden abhängig vom Gefälle, der Rauigkeit und des Wasserstands nach der MANNING-STRICKLER-Gleichung (Gleichung [4.9]) berechnet. Der Wasserstand wird dabei als konstant über die Zelle angenommen, über einen Konzentrationsfaktor können präferentielle Fließwege berücksichtigt werden. Die Unterteilung des Zeitschrittes erfolgt bei Bedarf dynamisch bei der Iteration der Fließgeschwindigkeiten.

$$v_i = k_{st} \cdot R_H^{2/3} \cdot S_i^{1/2} \quad [4.9]$$

mit	S_i	Gefälle in Richtung i [-]
	k_{st}	Rauigkeitskoeffizient nach MANNING-STRICKLER (siehe unten) [$m^{1/3}/s$]
	R_H	hydraulischer Radius = Wassertiefe
	v_i	Fließgeschwindigkeit in Richtung i [m/s]

Gleichung [4.9] wird iterativ gelöst, da R_H , v und teilweise k_{st} voneinander abhängen. Der Startwert von v_i wird zu $v_{i,0} = 0,1$ m/s gesetzt. Der Startwert von R_H berechnet sich aus:

$$R_H = \frac{q_i}{v_{i,0} \cdot c_s} \quad [4.10]$$

$$q_i = \frac{Q_{in,total} \cdot c_s^2 \cdot w_i}{1000 \cdot \Delta t} \quad [4.11]$$

mit	q_i	Abflussrate in Richtung i [m^3/s]
	$v_{i,0}$	Startwert der Fließgeschwindigkeit in Richtung i [m/s]
	w_i	Gewichtung des Abflusses in Richtung i (siehe Abb. 4-4))
	Δt	Zeitschritt [s]
	$Q_{in,total}$	Zufluss zur Zelle für den Zeitschritt [$mm/\Delta t$]

Die Iteration läuft solange, bis eines der Abbruchkriterien erreicht ist.

$$(|v_{i,n} - v_{i,n-1}| \leq v_{max}) \vee (n > n_{max}) \quad [4.12]$$

mit	n	Zähler für Iterationsschritte
	n_{max}	maximale Anzahl von Iterationsschritten
	v_{max}	maximale Differenz der Fließgeschwindigkeit zweier aufeinanderfolgender Iterationsschritte

RAUIGKEITSBEIWERT

Die Rauigkeiten in der MANNING-STRICKLER-Gleichung [4.9] k_{st} werden für verschiedene Anbautechniken auf landwirtschaftlichen Flächen über verschiedene Ansätze abgeschätzt. Auf bewachsenen Flächen ist k_{st} die Summe aus der Bodenrauigkeit $k_{st,g}$ und der Vegetationsrauigkeit $k_{st,v}$.

- Einheitliche Rauigkeit für unkultivierte Flächen (z.B. Wälder)

Alle Flächen, die nicht als landwirtschaftliche Flächen definiert werden, erhalten einen zeitlich konstanten Rauigkeitsbeiwert k_{st} , da im Normalfall kein instationärer Oberflächenabfluss auf diesen Landschaftseinheiten anfällt (Wälder) bzw. relativ genau bestimmt werden kann (versiegelte Flächen).

- Landnutzungsabhängige Parameter für konservierende Bodenbearbeitung

Konservierende Bodenbearbeitung beeinflusst die Oberflächenrauigkeit dahingehend, dass der Abfluss auf der Oberfläche durch das Verbleiben von Ernterückständen oder Mulchsaat abgebremst wird. Die Rauigkeit k_{st} ist demnach abhängig von der Fließgeschwindigkeit v , und des hydraulischen Radius R_H . Zur Charakterisierung des Fließverhaltens wird die dimensionslose Reynolds-Zahl berechnet.

$$Re = \frac{4 \cdot v_i \cdot R_H}{\nu} \quad [4.13]$$

mit Re Reynolds-Zahl
 ν kinematische Viskosität des Wassers bei 20°C = 1,0·10⁻⁶ m²/s
 R_H hydraulischer Radius

Der Rauigkeitsbeiwert k_{st} wird nach GILLEY et al. (1991) ermittelt aus

$$k_{st} = \frac{Re^c}{a \cdot f_{veg}^b} \quad [4.14]$$

mit f_{veg} Bodenbedeckungsgrad durch Vegetation [%]
 a, b, c feldfruchtspezifische Koeffizienten [-]

Aus den Gleichungen [4.13] und [4.14] ergibt sich der Anteil des Rauigkeitskoeffizienten, der von der Vegetation verursacht wird. Die Rauigkeit des Bodens fließt hier nicht mit ein. Die drei empirischen Parameter werden je nach Berechnung der Reynolds-Zahl aus Tab. 4-5 ermittelt.

Tab. 4-5: Empirische Koeffizienten a, b, c zur Bestimmung des Rauigkeitskoeffizienten k_{st} für konservierende Bodenbearbeitung (GILLEY et al. 1991)

Feldfrucht	Re < 20000			Re ≥ 20000		
	a	b	c	a	b	c
Mais	0,00496	0,89200	0,03110	0,00519	1,20000	0,17700
Baumwolle	0,00896	0,67800	0,00930	0,00473	0,70000	-0,03260
Erdnüsse	0,02730	0,70300	0,19100	0,00773	0,41100	-0,05090
Kiefer	0,00539	1,04000	0,19200	0,000332	1,23000	0,00311
Sorghum	0,07850	0,48800	0,01980	0,03	0,71400	0,18900
Soja	0,04510	0,91300	0,35800	0,00159	0,96100	0,05100
Sonnenblume	0,04130	0,43900	0,08930	0,00411	0,85800	0,03300
Weizen	0,00207	1,46000	0,30200	0,000192	1,03000	-0,09780
andere	0,01890	0,71200	0,14200	0,01890	0,71200	0,14200

Parameter für Feldfrüchte, die hier nicht aufgeführt sind, werden so parametrisiert, dass sie einer untersuchten Feldfrucht am nächsten kommen.

- Dynamische Parameter für durchflossene Vegetation (für konventionelle Bodenbearbeitung)

Bei der konventionellen Bodenbearbeitung ist der Pflugeinsatz obligatorisch. Dieser Ansatz berücksichtigt vegetationspezifische Parameter im Jahresgang und hydraulische Eigenschaften der Vegetation sowie die Rauigkeit des Bodens. Der Ansatz folgt den Algorithmen nach PASCHE (1984) und HEINEMANN & FELDHAUS (2003), dem der Ansatz von LINDNER (1982) zugrunde liegt. Die Rauigkeit der Vegetation wird erst ab einem definierten Grenzwert der Tiefe des Wasserfilmes benutzt, da ansonsten numerische Schwierigkeiten auftreten können. Die Rauigkeit der Bodenoberfläche wird berechnet aus dem Widerstandskoeffizienten nach den Fließformeln von DARCY-WEISBACH, MANNING-STRICKLER und DE CHEZY (PASCHE 1984):

$$\lambda_g = \frac{8 \cdot g}{R_H^{1/3} \cdot k_{st,g}^2} \quad [4.15]$$

mit	λ_g	Rauigkeit der unbedeckten Bodenoberfläche [-]
	$k_{st,g}$	Manning-Strickler-Koeffizient für die unbedeckte Bodenoberfläche [m ^{1/3} /s]
	R_H	hydraulischer Radius [m]
	g	Gravitationskonstante = 9,81 m ² /s

Die Rauigkeit der Vegetation wird nach dem folgenden Schema bestimmt. Zunächst wird die Reynolds-Zahl für die durchflossene Vegetation geschätzt (HEINEMANN & FELDHAUS 2003).

$$Re_{veg} = \frac{v \cdot d_p}{\nu} = \frac{v \cdot d_p}{10^{-6}} \quad [4.16]$$

mit	Re_{veg}	Reynolds-Zahl für durchflossene Vegetation [-]
	v	Fließgeschwindigkeit (iterativ bestimmt) [m/s]
	d_p	Halmdurchmesser der durchflossenen Vegetation [m]
	ν	kinematische Viskosität des Wassers bei 20°C (=10 ⁻⁶) [m ² /s]

Der Formwiderstand eines einzelnen kreisförmigen Zylinders $c_{w,\infty}$ wird aus Re_{veg} abgeleitet (LINDNER 1982):

$$\begin{aligned} c_{w,\infty} &= 3,07 \cdot Re_{veg}^{-0,168} & \text{für} & \quad Re_{veg} < 800 \\ c_{w,\infty} &= 1,0 & \text{für} & \quad 800 \leq Re_{veg} < 8000 \\ c_{w,\infty} &= 1,2 & \text{für} & \quad 8000 \leq Re_{veg} < 10000 \end{aligned} \quad [4.17]$$

Für Reynolds-Zahlen $Re_{veg} > 10000$ wird ein unveränderlicher Parameter für $c_{w,\infty}$ definiert, der den Formwiderstand eines kreisförmigen Zylinders in einer Gruppe zusammenfassen soll (LINDNER 1982).

Für die Betrachtung der Turbulenz hinter einem umflossenen kreisförmigen Zylinder werden noch die beiden Größen berechnet, die den Wirbel hinter den umflossenen Getreidehalmen charakterisieren, die Nachlaufänge a_{WL} und die Nachlaufbreite a_{WW} (nach PASCHE 1984).

$$a_{WL} = 128,9 \cdot c_{w,\infty} \cdot d_p \cdot \left(1 + \frac{g \cdot a_{WL} \cdot I_E}{v^2/2}\right)^{-2,14} \quad [4.18]$$

mit a_{WL} Nachlaufänge [m]
 I_E Gradient (eigentlich Energiegefälle, hier Geländegefälle)
 v Fließgeschwindigkeit [m/s]

Gl. [4.18] impliziert bereits eine iterative Lösung, da a_{WL} abhängig von sich selbst ist. Die Iteration kann über Startwerte (nach HEINEMANN & FELDHAUS 2003 $a_{WL} = 50 \cdot d_p$) und maximale Iterationsschritte gesteuert werden.

Um stabile Werte zu erreichen, wird der effektive Gradient beschränkt auf

$$\frac{c_{w,\infty} \cdot I_E}{v^2} > 0,04 \quad \rightarrow \quad I_E = \frac{v^2}{25 \cdot c_{w,\infty}} \quad [4.19]$$

Damit kann nun a_{WW} berechnet werden (PASCHE 1984):

$$a_{WW} = 0,24 \cdot a_{WL}^{0,59} \cdot (c_{w,\infty} \cdot d_p)^{0,41} \quad [4.20]$$

mit a_{WW} Nachlaufbreite [m]

Um den Formwiderstand der Vegetation c_{wr} (Widerstand eines unter mehreren befindlichen Kreiszyllinders, PASCHE 1984) abzuleiten, muss die relative Fließgeschwindigkeit zwischen der Geschwindigkeit vor und nach einem umflossenen kreisförmigen Zylinder (abhängig von a_{WL} und a_{WW}) berechnet werden (HEINEMANN & FELDHAUS 2003).

$$\left(\frac{v_b}{v_a}\right)^2 = 1,15 \cdot \left(\frac{a_{WL}}{a_x}\right)^{-0,48} + 0,5 \cdot \left(\frac{a_{WW}}{a_y}\right)^{1,1} \quad [4.21]$$

mit v_b Fließgeschwindigkeit vor dem Hindernis [m/s]
 v_a Fließgeschwindigkeit nach dem Hindernis [m/s]
 a_x Abstand zwischen den Stängel der Feldvegetation in Fließrichtung [m]
 a_y Abstand zwischen den Stängel der Feldvegetation senkrecht zur Fließrichtung [m]

Des Weiteren muss noch ein Korrekturterm für die Skaleneffekte Δc_w gefunden werden (LINDNER 1982, HEINEMANN & FELDHAUS 2003), der wiederum von der Froude-Zahl Fr abhängig ist:

$$Fr = \frac{v}{\sqrt{g \cdot R_H}} \quad [4.22]$$

mit Fr Froude-Zahl: $Fr < 1$: laminare Strömung, $Fr > 1$: turbulente Strömung [-]

$$\Delta c_w = \frac{2}{Fr^2} (1 - y) \quad \text{mit} \quad y = 2 \cdot Fr \cdot \frac{\left(y - \frac{a_y}{a_y - d_p}\right)}{y^2 - 1} \quad [4.23]$$

mit y internes Zwischenergebnis

Das interne Zwischenergebnis y wird wiederum iterativ gelöst und falls nötig durch untere Randbedingungen stabilisiert. Danach kann der rechnerische Widerstandsbeiwert c_{wr} berechnet werden.

$$c_{wr} = 1,31 \cdot c_{w,\infty} \cdot \left(\frac{v_b}{v_a}\right)^2 + \Delta c_w \quad [4.24]$$

Der rechnerische Formwiderstand c_{wr} wird bei der Bestimmung der Vegetationsrauigkeit verwendet (LINDNER 1982):

$$\lambda_{veg} = \frac{4 \cdot R_H \cdot d_p}{a_x \cdot a_y} \cdot c_{wr} \quad [4.25]$$

Die gesamte Rauigkeit ergibt sich dann aus der Summe der Bodenrauigkeit und der Vegetationsrauigkeit:

$$\lambda_{total} = \lambda_{veg} + \lambda_g \quad [4.26]$$

Diese wird dann zur Bestimmung des Rauigkeitskoeffizienten nach MANNING-STRICKLER verwendet und in Gleichung [4.9] eingesetzt:

$$k_{st} = \sqrt{\frac{8 \cdot g}{\lambda_{total} \cdot R_H^{1/3}}} \quad [4.27]$$

Auf der Zelle verbleibendes Wasser wird gespeichert und im nächsten Zeitschritt wieder als Teil des Inputs $Q_{in,total}$ an das Modul oder an die ungesättigte Zone (je nach Konfiguration des Modells) abgegeben.

4.3 WaSiM

WaSiM (früher: WaSiM-ETH) ist ein physikalisch-basiertes deterministisches hydrologisches Modellsystem mit konzeptionellen Ansätzen, das zur Modellierung in alpinen Gebieten entwickelt wurde, um die Auswirkungen des Klimawandels auf den Wasserhaushalt abzuschätzen (SCHULLA 1997). Das Modell wurde an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich in der Schweiz entwickelt (ETH) und seit seiner ersten Anwendung außerhalb der ETH Zürich stetig erweitert und ergänzt. Seit 2012 wird das Modell nur noch mit WaSiM (Wasserhaushalts-Simulations-Modell) abgekürzt (SCHULLA 2012).

Das Modell arbeitet flächendetailliert und zeichnet sich durch hohe Flexibilität bezüglich seiner Einsatzmöglichkeiten aus (z.B. NIEHOFF 2001, KREITER 2006, PÖHLER 2006, HEINISCH 2010, GRUNDMANN 2010, PAKOSCH 2011, RIEGER 2012). Die räumliche Diskretisierung der im Modell verwendeten Rasterzellen kann beliebig klein oder groß sein. Die Berechnungen der vertikalen Flüsse werden einzeln für jede Gitterzelle in den aktivierten Teilmodellen durchgeführt. Die zeitliche Auflösung kann bis auf Minutenschritte eingestellt werden und bietet daher eine für verschiedene Niederschlagscharakteristika nötige Dynamik an. Durch die freie Verfügbarkeit und der Open-Source-Vereinbarung mit den Modellentwicklern wurde das Modell ständig auch an der Universität der Bundeswehr München weiterentwickelt. Die detaillierte Modellbeschreibung findet sich in SCHULLA (1997) und SCHULLA & JASPER (2007). Die umfassendste Darstellung der aktuellen Modellversion und der Weiterentwicklungen finden sich in SCHULLA (2012).

Im Folgenden wird das Modellkonzept sowie die wichtigsten Teilmodelle vorgestellt, die die Abflusststehung, die Wasserbewegung in der Bodenzone sowie die Abflusskonzentration betreffen, sowie ihre mathematischen Modellierungsansätze beschrieben.

4.3.1 Modellkonzept und -eignung

Seit seiner Entwicklung ist WaSiM stetig erweitert worden, um die konzeptionellen Teilmodelle weiter in Richtung eines physikalischen Modellansatzes zu entwickeln. Die wichtigste Erweiterung der letzten Jahre ist das Modul zur Berechnung des Wasserflusses in der ungesättigten Zone, das den konzeptionellen TOPMODEL-Ansatz nach BEVEN & KIRKBY (1979) ersetzt hat. Der Fluss des Wassers durch die ungesättigte Bodenzone wird auf Grundlage der RICHARDS-Gleichung beschrieben (Kap. 2.2.1.3) und ermöglicht somit eine physikalisch begründete Beschreibung der Bewegungsprozesse. Einzelne Bodentypen können durch geschichtete Böden auf jeder einzelnen Modellzelle dargestellt werden. Interflow wird aufgrund einer Rezessionskonstanten aus jeder Berechnungsschicht gebildet (Kap. 4.3.3). Der Infiltrationsansatz nach GREEN & AMPT (Kap. 2.2.1.2) wurde mit der Umstellung auf das RICHARDS-Bodenmodell deaktiviert und die Infiltration wird ebenfalls durch Lösen der RICHARDS-Gleichung berechnet. Durch die geschichtete Bodenparametrisierung wird es möglich, Pflugsohlen und Untergrundverdichtungen durch Bodenbearbeitung zu simulieren. Der schematische Modellierungsverlauf ist Abb. 4-5 zu entnehmen.

Gerade zur Abschätzung von Landnutzungsänderungen auf den Wasserhaushalt ist WaSiM geeignet (NIEHOFF 2001, SCHERZER et al. 2006, PÖHLER 2006). Die Vegetation kann geschichtet abgebildet

werden und die dynamischen Eigenschaften können über Parametrisierungen an Stützstellen detailliert beschrieben werden. Dadurch ist es möglich, einzelne gemessene Parameter wie z.B. Bodenbedeckungsgrade auf den Feldern korrekt in das Modell zu implementieren.

Um die Abflussbildung und –konzentration prozessnah und unter Berücksichtigung hydrologischer Wechselwirkungen im Einzugsgebietsmaßstab modellieren zu können, müssen folgende Voraussetzungen erfüllt sein (FELDWISCH 1999):

- kontinuierliche physikalisch-basierte Modellierung des Bodenwasserhaushalts einschließlich Abflussbildung und -konzentration in Einzugsgebieten der unteren Mesoskale (0,1 - 10 km²) mit der prinzipiellen Möglichkeit, die Modellierung auf die obere Mesoskale (100 - 1000 km²) auszuweiten
- physikalisch-basierte Abbildung bewirtschaftungsbeeinflusster hydrologischer Teilprozesse
- Erfassung der hohen räumlichen Heterogenität der Landnutzung und –bewirtschaftung

Um die Auswirkungen der ereignisbasierten Prozesse der Abflussbildung simulieren zu können, muss außerdem eine hohe zeitliche Auflösung gegeben sein. Für die Modellierung der zeitlichen Dynamik von Starkregen- und Hochwasserereignissen ist es notwendig, in Zeitschritten von ≤ 1 h zu simulieren (FELDWISCH 1999, SIEKER 2002). Zur Abschätzung des Einflusses auf die Hochwasserentstehung muss gewährleistet sein, dass das zu verwendende Modell einzelne Starkniederschlagsereignisse simulieren kann, um die dynamischen Prozesse während des Ereignisses berücksichtigen und quantifizieren zu können.

4.3.2 Datenbedarf

RÄUMLICHE DATEN

Für die räumliche Diskretisierung werden in WaSiM Angaben zur topographischen Ausprägung, zur Landnutzung und zur Bodencharakterisierung benötigt. Die räumlichen Daten werden in WaSiM mit der binären Version des Export-Formats für Rasterdaten aus dem Geographischen Informationssystem ArcGIS (Version 9.3) beschrieben.

Aus einem digitalen Geländemodell erstellen die Programme zum Preprocessing (u.a. TANALYS, SCHULLA & JASPER 2007) Rastergitter (im Weiteren Grid genannt) zur Exposition, zum Gefälle, zur Fließrichtung und zur Fließgeschwindigkeit sowie zur Gewässerstruktur und zu Teileinzugsgebieten. Die Daten zur Landnutzung und zur Bodenbeschaffenheit werden mit tabellarischen Werten beim Simulationslauf verknüpft; somit kann jeder Rasterzelle eine Kombination von Landnutzung und Bodenart zugewiesen werden.

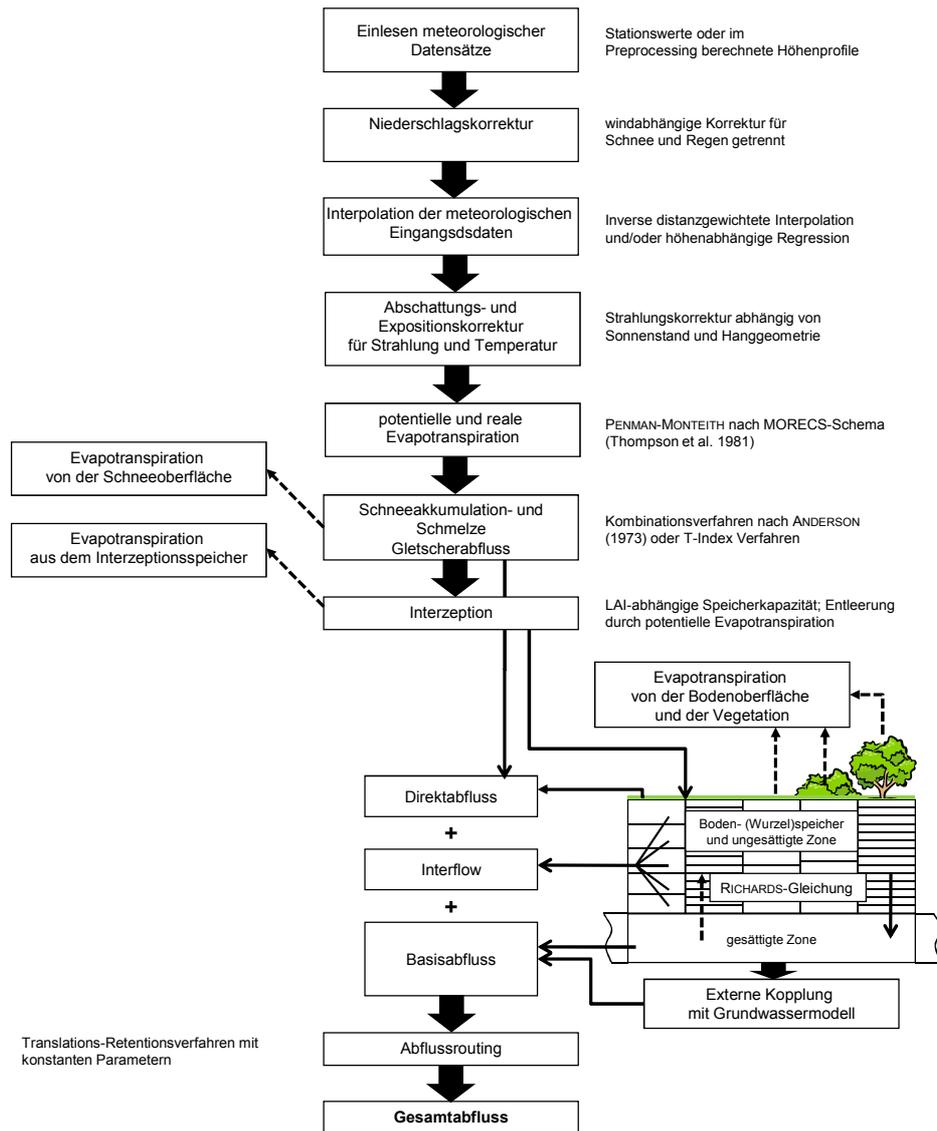


Abb. 4-5: Modellstruktur von WaSiM, verändert nach SCHULLA & JASPER (2007)

METEOROLOGISCHE/KLIMATOLOGISCHE DATEN/ HYDROLOGISCHE DATEN

Als Eingangsdaten für die hydrologische Modellierung werden vor allem Daten benötigt, die den Input und Output der energetischen und hydrologischen Bilanz bis zur Bodenoberfläche beschreiben. Diese sind vorrangig (1) der Niederschlag [mm], (2) die Lufttemperatur [°C], (3) die relative Luftfeuchte [-] oder der Wasserdampfdruck [hPa], (4) die Windgeschwindigkeit [m/s] sowie (5) die Globalstrahlung [W/m²] oder die relative Sonnenscheindauer [-].

Verschlammungsinduzierende konvektive Niederschläge müssen zeitlich äußerst detailliert erfasst werden, um die Abflussdynamik korrekt zu simulieren. Die Regenerosivität ist vor allem im hydrologischen Sommerhalbjahr am höchsten (FIENER et al. 2011a), Abfluss aus Schneeschmelze sowie die korrekte Parametrisierung des Schneemoduls werden daher vernachlässigt. Zur Kalibrierung und Validierung müssen außerdem Beobachtungsdaten von hydrologischen Größen am Gebietsausgang vorhanden sein (Abflussganlinien, Bodenfeuchte, Abflussvolumen). Die meteorologischen Inputdaten werden aus der Punktinformation auf das gesamte simulierte Einzugsgebiet interpoliert, entweder durch die Thiessen-Polygon-Methode oder das IDW (*Inverse-Distance-Weighting*)-Verfahren.

4.3.3 Relevante Modellansätze

POTENTIELLE UND AKTUELLE EVAPOTRANSPIRATION

Die potentielle Verdunstung wird in WaSiM getrennt für Transpiration der Vegetation, Evaporation von der Bodenoberfläche und Interzeptionsverdunstung berechnet. Die potentielle Transpiration wird nach dem Ansatz von PENMAN-MONTEITH bestimmt (MONTEITH 1975, in BRUTSAERT 1982). Die reale Evapotranspiration wird dann anhand der aktuellen Bodenfeuchte reduziert. Obwohl konzeptionelle Ansätze nach WENDLING, HAMON und HAUDE ebenso verfügbar wären, sollte bei Anwendungen von WaSiM in Zeitschritten < 1 Tag der physikalisch-basierte Ansatz nach PENMAN-MONTEITH verwendet werden. Vegetationsspezifische Größen für die Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration wie Blattflächenindex, Oberflächenwiderstand, Wurzeltiefen und Rauheitsbeiwert sind in den Landnutzungstabellen hinterlegt (Kap. 4.3.3).

SCHNEEAKKUMULATION UND –SCHMELZE

Die Schneeakkumulation und –schmelze wird in WaSiM als Speichergröße in Abhängigkeit von der Lufttemperatur behandelt. Für die Berechnung des Anteils an Schnee am Gesamtniederschlag sind für die Berechnung 2 Lufttemperaturangaben zu definieren: die Temperatur, bei der 50 % des Niederschlags als Regen fallen sowie die Spannweite des Übergangsbereiches von Regen zu Schnee. Die Schneeschmelze wird entweder abhängig von der Lufttemperatur (Temperatur-Index-Verfahren) oder von der Lufttemperatur und der Windgeschwindigkeit (Temperatur-Wind-Index-Verfahren) berechnet. Da in dieser Arbeit hauptsächlich Niederschlagsereignisse im späten Frühjahr und Sommer betrachtet werden, wird nicht weiter auf die Schneeakkumulation und –schmelze eingegangen.

INTERZEPTION

Die Interzeption der Vegetation ist in WaSiM als einfacher Überlaufspeicher integriert, der sich abhängig vom Blattflächenindex LAI , dem Bodenbedeckungsgrad VCF und einem Faktor für die maximale Mächtigkeit der Interzeptionsschicht füllt. Überschüssiges Wasser wird vom Bestandsniederschlag abgezogen und fällt auf die Bodenoberfläche durch. Für die Berechnung der Verdunstung wird zuerst der Interzeptionsspeicher geleert, höhere Evapotranspirationsraten werden dann aus der Bodenfeuchte berechnet.

LANDNUTZUNGSDATEN

Der Auswirkung verschiedener Feldfrüchte auf die Abflussbildung und (in der erweiterten Modellversion) Abflusskonzentration muss durch die Parametrisierung in der Landnutzungstabelle innerhalb der Steuerdatei für einen WaSiM-Modelllauf angenähert werden, die wiederum mit der räumlichen Verteilung im Einzugsgebiet durch das Landnutzungsgrid verknüpft ist.

Die Vegetation wird in WaSiM über folgende Parameter an beliebigen Stützstellen von Julianischen Tagen definiert:

- Albedo α [-]
- Stomatawiderstand r_c [s/m]

- Blattflächenindex LAI [m^2/m^2]
- aerodynamische Rauheitslänge z_0 [m] (ca. $0,132 \cdot h$, EHLERS 1996)
- Vegetationsbedeckungsgrad VCF [m^2/m^2]
- Wurzeltiefe z [m]

Zwischen den einzelnen Einträgen wird linear interpoliert, um eine kontinuierliche Zeitreihe für jeden Simulationszeitschritt zu erhalten. Diese Parameter werden zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration nach PENMAN-MONTEITH und des Interzeptionsspeichers genutzt. Die Wurzeltiefe beeinflusst die Transpiration der Pflanzen durch Entnahme von Wasser aus der ungesättigten Zone.

In der Modellerweiterung haben die Parameter zusätzliche Bedeutungen. Der Vegetationsbedeckungsgrad wird im erweiterten Verschlammungsmodul zur Berechnung der effektiven kinetischen Niederschlagsenergie verwendet (Kap. 4.3.4.1). Ebenso wird die Landnutzungstabelle um Einträge zum Zeitpunkt der Bodenbearbeitung und durch Parameter ergänzt, die die Konzentration des Oberflächenabflusses beeinflussen (Kap. 4.3.4.2).

Auf die Besonderheiten der Parametrisierung wird in Kapitel 5 zu den Untersuchungsgebieten eingegangen. Sofern keine Messungen der o.g. Parameter vorhanden waren, wurde auf Literaturwerte in BRUTSAERT (1982), DEMIRCAN (1995), EHLERS (1996), MAURER (1997), NIEHOFF (2001), BREUER et al. (2003) und SCHERZER et al. (2006) zurückgegriffen.

MAKROPORENFLUSS

Eine konservierende Bodenbearbeitung führt zur Ausbildung stabiler und durchgehender Makroporengänge in den oberen Bodenschichten (Kap. 2.1.3 und 3.1.3). Diese Makroporen spielen bei der Abflussbildung eine wesentliche Rolle (BRONSTERT 1994, MERZ 1996). Gerade die Bewirtschaftungsform wirkt sich auf die Makroporenbildung aus (SCHEINOST 1995, SCHMIDT et al. 2001).

Der Wasserfluss durch die Makroporen wird in WaSiM durch das modifizierte *Bypass-Flow-Concept* nach JANSSON & KARLBERG (2001) in SCHERZER et al. (2006) beschrieben. Dabei werden die Makroporen durch drei Parameter beschrieben: Tiefe der Makroporen (*MacroDepth*), ihre Kapazität (*MacroCapacity*) und Kapazitätsabnahme mit der Tiefe (*CapacityRedu*). Makroporen leiten nur Niederschlagswasser ab, wenn die Niederschlagsintensität einen bestimmten Grenzwert übersteigt. Dieser Grenzwert (P_{grenz}) wird ebenso wie die anderen Parameter in [mm/h] einem bestimmten Bodentyp (= einem Eintrag in der Bodentabelle von WaSiM) zugeordnet. Die tatsächliche Menge an Makroporeninfiltration hängt von dem Bodenfeuchtegehalt der jeweiligen angrenzenden Bodenschicht ab. Wenn die freie Kapazität dieser Bodenschicht überschritten wird, kann das Wasser nicht von den Makroporen aufgenommen werden (SCHULLA & JASPER 2007).

Die Annahmen dieses Ansatzes decken sich teilweise mit der Abbildung der Makroporeninfiltration nach BRONSTERT (1994), wobei zuerst die Infiltration in die Mikroporen stattfindet und nach Überschreitung der potentiellen Infiltrationsrate in die Bodenmatrix das Makroporensystem anspringt. Die Makroporen können bis zu ihrer Vollfüllung das Wasser ohne zeitliche Verzögerung aufnehmen. Der hydraulische Fließvorgang wird dabei vernachlässigt, da die Makroporeninfiltration ein sehr schneller Prozess ist. Ebenso wird das Makroporensystem nur bis zu einer gewissen vertikalen Ausstreckung berücksichtigt.

Das in die Makroporen infiltrierte Wasser wird dann durch das Mikroporensystem in die angrenzenden Bodenschichten abgegeben, dabei werden die Schichten von unten nach oben bis zur Sättigung aufgefüllt. Wenn die gerade betrachtete Schicht gesättigt ist, wird das Wasser in die darüber liegende Bodenschicht abgegeben. Innerhalb eines Zeitschritts wird das komplette Makroporenwasser an die umgebenden Bodenschichten abgegeben oder kommt als Interflow zum Abfluss (siehe Abflusskonzentration). Da die Makroporeninfiltration vom Sättigungsdefizit des Bodens abhängig ist, kann der aktuelle Makroporenfluss gegenüber dem potentiellen reduziert sein (SCHERZER et al. 2006).

Die Interaktion von Makroporen und Matrixfluss ist von entscheidender Bedeutung in der Abflussbildung auf der Hangskala (MERZ 1996). Makroporenabfluss wird im Modell vor allem zu Beginn eines Starkregenereignisses gebildet (SCHULLA 2012, persönliche Mitteilung) und entspricht damit der konzeptionellen Vorstellung der Bedeutung von präferentiellen Fließwegen bei der Abflussbildung (Kap. 2.2.3).

WASSERBEWEGUNG VON DER BODENOBERFLÄCHE IN UND DURCH DIE UNGESÄTTIGTE ZONE

Wie in Kap. 4.3.1 erwähnt, kann der Fluss durch die ungesättigte Zone in WaSiM mit dem Speicheransatz von TOPMODEL oder durch die numerische Lösung der RICHARDS-Gleichung (Kap. 2.2.1.3) und deren Parametrisierung nach VAN-GENUCHTEN (Kap. 2.3) modelliert werden. Da in dieser Arbeit WaSiM nur in der RICHARDS-Version verwendet wird, wird diese Darstellung der Bodenwasserflüsse im Folgenden erläutert.

Auf jeder Rasterzelle im Modell wird die eindimensionale RICHARDS-Gleichung diskretisiert (SCHULLA 2012) und auf einer vertikal diskretisierten Bodensäule (bestehend aus einem oder mehreren Horizonten) iterativ für jeden Simulationszeitschritt gelöst.

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta t} = \frac{\Delta q}{\Delta z} = q_{in} - q_{out} \quad [4.28]$$

mit q_{in} Zufluss in die betrachtete Bodenschicht [m/s]
 q_{out} Abflüsse aus der Bodenschicht (einschließlich Interflow, Dränung) [m/s]

Die Iteration wird mit dem Finite-Differenzen-Verfahren gelöst und ist ausführlich in SCHULLA (2012) beschrieben.

Die Parametrisierung der Bodentypen erfolgt im Modell über eine Bodentabelle, die in der Steuerdatei enthalten ist und mit der räumlichen Information, dem Bodentypen-Grid, verknüpft wird. In der Bodentabelle können verschiedene Bodenhorizonte und ihre vertikale Diskretisierung und die zugehörigen VAN-GENUCHTEN-Parameter definiert und modifiziert werden.

Die Bestimmung der Parameter wird explizit im Preprocessing durch Messungen oder geeigneten Pedotransferfunktionen (PTF) durchgeführt. Unsicherheiten der Parametrisierung des Bodenmodells in WaSiM werden in Arbeiten von GRUNDMANN (2010), RIEGER et al. (2010) und RIEGER (2012) dargestellt.

Als zweite Abflusskomponente wird aus dem Bodenmodell der Interflow generiert. Interflow wird dabei nur gebildet, wenn die folgenden Bedingungen erfüllt sind:

- topographisches Gefälle existiert
- hydraulische Leitfähigkeit nimmt zwischen zwei numerischen Berechnungsschichten ab
- Bodentiefe < 2 m
- genug freies Wasser ist verfügbar (Saugspannung < 3.45 m, also Wassergehalt $>$ Feldkapazität)

Die Abnahme der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit mit der Tiefe wird in einem Parameter k_{rec} für jeden Bodentyp definiert (Gl. [4.29]) und als Kalibrierparameter verwendet. Zudem wird die Skalierung des Interflows mit dem konzeptionellen Parameter d_r kalibriert, der das Verhältnis von Direktabfluss und Interflow modifiziert.

$$k_{s,z} = k_s \cdot k_{rec}^z \quad [4.29]$$

mit	$k_{s,z}$	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit in der Tiefe z [m/s]
	k_s	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit an der Bodenoberfläche [m/s]
	k_{rec}	Rezessionskonstante [-]
	z	Tiefe [m]

Die Berechnung der aktuellen Infiltrationsraten erfolgt ebenso mittels der diskreten Form der RICHARDS-Gleichung.

Des Weiteren werden im Bodenmodell die In- und Exfiltration aus dem und in das Gewässernetz berücksichtigt, weitere Bodencharakteristika wie Stauhorizonte oder Drainagen können optional aktiviert werden.

ABFLUSSKONZENTRATION UND –ROUTING

Die Abflusskonzentration in den Teileinzugsgebieten wird getrennt für die einzelnen Abflusskomponenten Basisabfluss (Q_b), Interflow (Q_i) und Direktabfluss/Oberflächenabfluss (Q_o) berechnet. Diese Abflusskomponenten werden jeweils am Ende eines Simulationszeitschritts für jedes Teileinzugsgebiet zum Gesamtabfluss (Q_G) summiert.

Der Basisabfluss wird dabei über einen Linearspeicher gebildet und über ein Teileinzugsgebiet gemittelt.

Die Abflusskomponenten Oberflächenabfluss und Interflow werden nach dem Kaskadenansatz nach DOOGE (Kap. 3.2.4) zum Teileinzugsgebietsauslass geroutet. Die Translation für Q_o und Q_i wird aus den Fließzeiten abgeleitet, die bei der Datenaufbereitung aus dem digitalen Höhenmodell (DHM) und der Fließgeschwindigkeit nach MANNING-STRICKLER bestimmt werden. Zunächst werden die Fließgeschwindigkeiten im Flussnetz für jedes Teileinzugsgebiet iterativ bestimmt. Die Geschwindigkeiten werden dann in Fließzeiten umgerechnet und auf die einzelnen Zellen des Flussnetzes aufgeteilt.

Für die Zellen, die nicht von einem Gewässer durchflossen werden, werden die Fließgeschwindigkeiten ebenfalls nach MANNING-STRICKLER berechnet, jedoch wird zur Vereinfachung eine konstante Fließtiefe (hydraulischer Radius) von $R_H = 1$ cm und ein Rauigkeitsbeiwert von $k_{st} = 10$ m^{1/3}/s angenommen. Die Fließgeschwindigkeit ist daher nur vom Gefälle abhängig. Diese Fließgeschwindigkeiten werden dann

ebenso in Fließzeiten bis zum Gebietsauslass des Teileinzugsgebietes (Pegel, Beobachtungspunkt) umgerechnet und eine Zeit-Flächen-Funktion erstellt. Diese Isochronen (oder die diskreten Fließzeitzone) sind abhängig vom jeweiligen Simulationszeitschritt, da eine Fließzeitzone so definiert ist, dass der dort gebildete Q_D oder Q_I in einem Zeitschritt durchlaufen wird.

Für die reine Translation über die Isochronen werden zu Beginn jeden Zeitschrittes die Inhalte der einzelnen Fließzeitzone (Q_D und Q_I) um eine Zone nach unten verschoben. Die oberste Zone (= am weitesten vom Auslass entfernt) ist somit leer. Das Wasser, das pro Zeitschritt effektiv dem Gesamtabfluss am Teilgebietsauslass zugerechnet wird, ist demnach das Wasser, das aufgrund der Retention in der untersten Zone gespeichert ist plus dem Zufluss aus der vorletzten Zone (Gl. [4.30], SCHULLA 2012). Die Retention wird dabei über einen ELS berücksichtigt, der nach jeder Translation durch die Fließzeitzone durchlaufen wird und durch die Retentionskonstante (k_D bzw. k_I) beschrieben wird (SCHULLA 2012, persönliche Mitteilung).

$$Q_{D_i} = Q_{D_{i-1}} \cdot e^{-\frac{\Delta t}{k_D}} + \hat{Q}_D \cdot (1 - e^{-\frac{\Delta t}{k_D}}) \quad [4.30]$$

mit	Q_{D_i}	durch ELS transformierter Direktabfluss im Intervall i [mm]
	$Q_{D_{i-1}}$	Direktabfluss aus dem vorhergehenden Intervall $i-1$ [mm]
	\hat{Q}_D	im Intervall i in der untersten Fließzeitzone zur Verfügung stehende Direktabflussmenge bezogen auf das gesamte (Teil-)Gebiet [mm]
	Δt	Zeitintervall [h]
	k_D	Speicherkonstante für den Direktabflussspeicher [h]

Der in den einzelnen Gridzellen gebildete Interflow wird ebenfalls über das Fließzeitengrid nach der Isochronenmethode zum Gebietsauslass hin geroutet (Translation und Retention). Der pro Zelle gebildete Interflow wird der jeweiligen Fließzeitzone zugeschlagen.

Der Ausfluss aus der untersten Fließzeitzone ist schließlich der Interflow des jeweiligen Teilgebiets zum Zeitpunkt i . Der Nachteil bei dieser Methode ist, dass die Fließzeiten über die Tiefe hinweg gleich angenommen werden und so langsamere Komponenten des Interflows nicht abgetrennt werden können und nur unzureichend dargestellt werden (RIEGER 2012). Sämtlicher in den Berechnungsschichten gebildeter Interflow auf einer Modellzelle wird dem Interflowspeicher der jeweiligen Fließzeitzone zugerechnet. Ebenso ist es unrealistisch, dass für beide Abflusskomponenten dieselben Konzentrationszeiten zum Gebietsauslass gelten. Gerade bei der Modellierung von einzelnen verschieden bewirtschafteten Flächen ist eine dynamische Betrachtung der Oberflächenabflusskonzentration nötig.

4.3.4 Modellerweiterungen

Für eine räumlich differenzierte Abbildung der Abflussbildung und -konzentration wurde der Modellablauf von WaSiM um zwei modulare Bausteine auf Grundlage von Kap. 4.2.1 und Kap. 4.2.2 ab der Programmversion 8.1.1 erweitert, die unabhängig voneinander die Prozesse auf landwirtschaftlichen Flächen zeitlich detailliert und dynamisch simulieren können.

Da landwirtschaftlich genutzte Böden je nach Textur und Bodenbearbeitung unterschiedlich auf Starkniederschläge reagieren und sich durch die Ausbildung einer Verschlammungsschicht die hydraulischen Eigenschaften der Bodenoberfläche dynamisch verändern, wird dem Bodenmodell in WaSiM das Verschlammungsmodul *Silting Up* (SU) vorgeschaltet. Für die Herleitung der verschlammungsgesteuerten Infiltrationsgleichung sei auf Kapitel 4.2.1 verwiesen. Die pro Zeitschritt und Zelle berechnete aktuelle Infiltrationskapazität wird mit der aktuellen Niederschlagsrate verglichen, Infiltrationsüberschuss wird dann abgeschlagen und zur Direktabflusskomponenten der jeweiligen Zelle zugerechnet (Kap. 4.3.4.1). Das infiltrierende Wasser wird in die ungesättigte Zone geleitet und dient damit dem Bodenmodell als Input, wo es nach den Ansätzen in Kap. 4.3.3 in die tieferen Bodenschichten perkoliert oder in der Bodenmatrix gebunden wird. Die Parameter des Infiltrationsmodells werden aus der Bodenparametrisierung für WaSiM abgeleitet (Kap. 6.2.2). Für jeden Bodentyp müssen bestimmte zusätzliche Angaben über die Bodenbeschaffenheit getroffen werden (Kap. 4.3.4.1, Anhang A).

Das Verschlammungsmodul (SU) wird nur auf landwirtschaftlichen Flächen angewendet, da nur auf jahres- und vegetationszeitlich bedingt unbedeckten Oberflächen die Infiltration durch die temporäre Versiegelung der Bodenoberflächen bestimmt wird. Für eine Aktivierung des SU-Moduls genügt ein Eintrag in den Landnutzungstabellen der Steuerdatei.

Die Abflusskonzentration wird im Kleinskaligen vor allem von der Geländeneigung und der Oberflächenrauigkeit bestimmt. Infiltrationsüberschuss, sei es durch die plötzliche Herabsetzung der Aufnahmekapazität aufgrund der Verdichtung der Oberfläche oder durch Aufsättigung der Bodenschichten bis zur Ackerkrume, sammelt sich an der Oberfläche, bis der Muldenspeicher gefüllt ist. Dann beginnt das freie Wasser zu fließen und sich je nach Geländeneigung flächig auszubreiten (Kap. 4.3.4.2). Das Modul *Surface Routing* (SR) gibt den Oberflächenabfluss Q_b direkt von Zelle zu Zelle weiter, je nach Fließrichtung. Die Fließrichtung wird dabei für jeden Zeitschritt aus der Höhe des gespeicherten Wassers neu bestimmt und kann multiple Richtungen annehmen: Je nach der Krümmung des Geländes aus den umliegenden Zellen ist so mehr als eine Fließrichtung möglich. Die Fließgeschwindigkeit wird bestimmt durch das Energieliniengefälle, durch die Mächtigkeit des Wasserfilms und die Oberflächenrauigkeit des Oberbodens. Die Rauigkeit und damit der Fließwiderstand sind von der Art der Bewirtschaftungsform des jeweiligen Flurstücks abhängig und werden durch angepasste Parametrisierungen beschrieben (Kap. 4.3.4.2).

Durch den Zellenaufbau und die separate Berechnung der Einzelprozesse in WaSiM kann eine diverse Landnutzung innerhalb einer Landschaftseinheit abgebildet werden. Dadurch kann auch der Prozess der *Runon-Infiltration* (CORRADINI et al. 1998) berücksichtigt werden. Entsteht Oberflächenabfluss auf einer verschlammten Bodenoberfläche, so kann es dennoch möglich sein, dass der abfließende Niederschlag auf einer unverschlammten oder durch Mulchbedeckung geschützten Landschaftseinheit zum Teil versickert, da dort die Infiltrationsfähigkeit des Oberbodens noch hoch genug ist.

Die Erweiterungen im Vergleich zu den Vorgängerversionen von WaSiM sind in Tab. 4-6 zusammengefasst.

Tab. 4-6: Erweiterung in WaSiM ab Version 8.1.1

	WaSiM	ab Version 8.1.1	
Bodenbearbeitung	keine Betrachtung	konservierende Bodenbearbeitung	konventionelle Bodenbearbeitung
Abflussbildung	RICHARDS-Modul	optionales dynamisches Verschlämmungsmodul	
Translation	Isochronen	kinematische Welle	
Retention	ELS-Kaskade		
Rauigkeit	einheitlicher stationärer Wert	abhängig von Ernterückständen	dynamische Parameter für durchflossene Vegetation
Fließweg	von der Zelle zum Gebietsauslass	von Zelle zu Zelle	
Runon-Infiltration	nicht möglich	möglich	

Vor der Erweiterung des Modells mit den Modulen *SU* und *SR* lief die Abflussbildung und –konzentration in WaSiM nach dem Schema in Abb. 4-6. Das Bodenmodul (RICHARDS-Ansatz) generiert drei Abflusskomponenten: Direktabfluss (Q_D), Interflow (Q_I) und Basisabfluss (Q_B). Über ein Fließzeitengrid werden Q_D und Q_I getrennt wie in Kap. 4.3.3 beschrieben zum Teileinzugsgebietsauslass geroutet. Die Komponenten Q_B' , Q_I' und Q_D' werden am Teilgebietsauslass aufsummiert zum Gesamtabfluss Q_G' , der dann in das Abflussrouting-Modul gegeben wird.

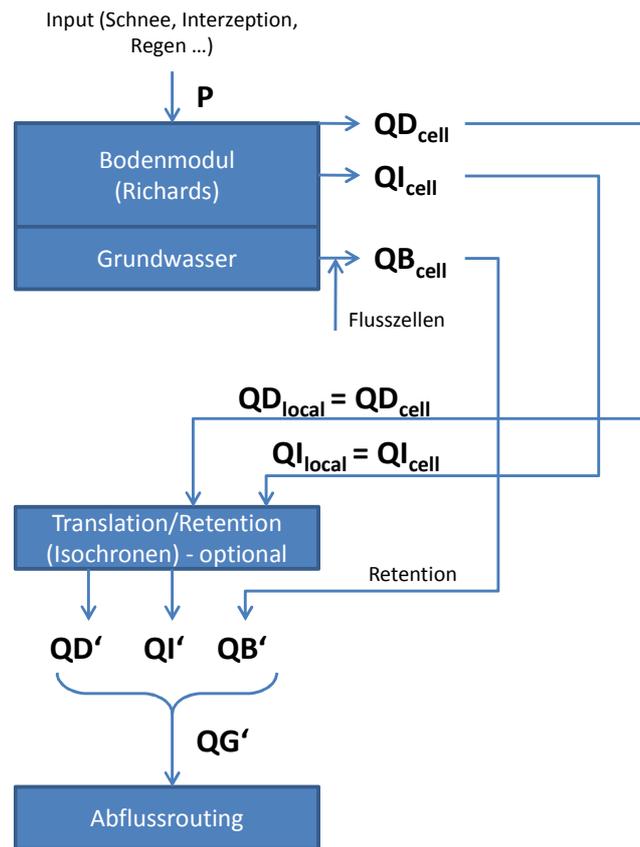


Abb. 4-6: Flussdiagramm der Abflussbildung und -konzentration in WaSiM bis Version 8.1.1

In den Versionen ab WaSiM 8.1.1 werden optional die zwei neuen Module *SU* und *SR* für die Abflussbildung und –konzentration benutzt (Abb. 4-7). Diese können auch unabhängig voneinander aktiviert werden. Abb. 4-7 zeigt die Modellkonfiguration mit gleichzeitig aktiviertem *SU* und *SR*. Diese werden nachfolgend erläutert.

Durch das Verschlammungsmodul wird ein Teil des Inputs abgetrennt als Direktabfluss QD_{su} . Das folgende RICHARDS-Schema ist identisch mit dem vorigen, außer dass der vom Bodenmodul gebildete Direktabfluss zu QD_{su} addiert wird. *SR* ist zwischen dem Bodenmodul und dem (optionalen) Translations/Retentions-Modul geschaltet. Letzteres ist optional und kann durch Anpassung des Fließzeitengrids oder mittels der Parameter k_d und k_r abgeschaltet werden (Kap. 4.3.3). Das *SR*-Modul berechnet den Oberflächenabfluss nach dem Ansatz der kinematischen Welle (Kap. 4.2.2), bis eine Flusszelle erreicht wird. Erst dann wird der Oberflächenabfluss aus den Zellen in der Statistik sichtbar und über das Abflussrouting zum Gesamtabfluss gerechnet.

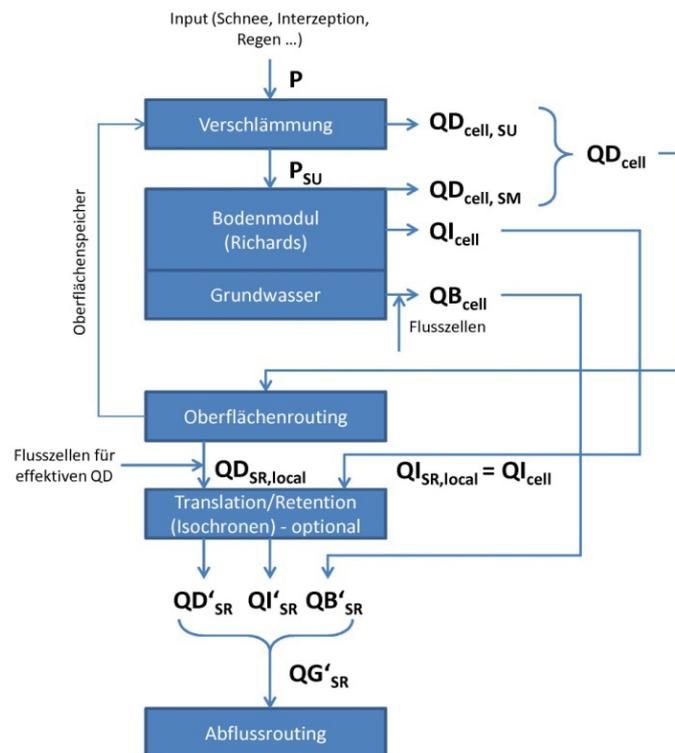


Abb. 4-7: Flussdiagramm der Abflussbildung und -konzentration in WaSiM ab Version 8.1.1

4.3.4.1 Verschlammungsmodul (*Silting Up*)

Das Verschlammungsmodul (*SU*) wird - wenn aktiviert - zwischen dem Schneemodul und dem Modul der ungesättigten Zone ausgeführt. Der Oberflächenabfluss, der aus dem Verschlammungsmodul generiert wird, wird separat von den Abflüssen aus dem Schneemodul und dem Modul zur Wasserbewegung in der ungesättigten Zone (Bodenmodul) behandelt. Nach Berechnung des Bodenmoduls werden die generierten Oberflächenabflüsse addiert ($QD_{cell,SU}$ und $QD_{cell,SM}$) und über das *SR*-Modul (Kap. 4.3.4.2) Zelle für Zelle berechnet. Wenn der Oberflächenabfluss auf ein Gewässer trifft, wird der Abfluss über das Gewässerrouting zum Auslass des Teilgebiets abgeführt. Wenn der Oberflächenabfluss innerhalb eines Zeitschritts auf kein Gewässer trifft, wird das Wasser auf der aktuellen Zelle für den nächsten Berechnungszeitschritt zwischengespeichert und wieder in die Abflussbildungsmodule geleitet.

Ab Version 8.10.0 ist ein Parser in das *SU*-Modul integriert, mit dem die Berechnungen des verschlammungsgesteuerten Oberflächenabflusses flexibel angepasst werden können. Durch die Implementierung ist es möglich, verschiedene eigens definierte Regressionsbeziehungen in der Steuerdatei zu definieren. Somit ist es dem Benutzer freigestellt, welche Gleichungen er für die Schätzung der HORTON-Parameter verwendet.

Die gesamte potentielle Infiltration für einen Modellierungszeitschritt berechnet sich, indem man die potentielle Infiltrationsrate mit dem Zeitschritt multipliziert. Die aktuelle Infiltration ergibt sich je nach tatsächlichem Input in die Zelle und bereits vorhandenem Wasser aus dem letzten Berechnungszeitschritt:

$$\begin{aligned} I_{act}(t) &= p(t) + q_{in}(t) && \text{wenn} && I_{pot}(t) > (p(t) + q_{in}(t)) \\ I_{act}(t) &= I_{pot}(t) && \text{wenn} && I_{pot}(t) \leq (p(t) + q_{in}(t)) \end{aligned} \quad [4.31]$$

mit $I_{act}(t)$ aktuelles Infiltrationsvolumen für den Zeitschritt t [mm]
 $p(t)$ Niederschlagsinput in Zelle für Zeitschritt t [mm]
 $q_{in}(t)$ Zufluss aus anderen Zellen und Speichern aus letztem Zeitschritt [mm]

Der Oberflächenabfluss für den betrachteten Zeitpunkt ergibt sich dann zu:

$$QD_{SU}(t) = p(t) + q_{in}(t) - I_{act}(t) \quad [4.32]$$

Zusätzlicher Oberflächenabfluss kann zusätzlich zu diesem Infiltrationsüberschuss aus dem RICHARDS-Ansatz im Bodenmodul addiert werden ($QD_{cell,SM}$). Die eigentliche aktuelle Infiltration ist damit das Minimum der Infiltrationsraten aus dem RICHARDS-Ansatz und den Gleichungen [4.1] und [4.31].

Die Schätzung der Parameter in der modifizierten HORTON-Gleichung wird in Kap. 6.2.2 ausführlich erläutert. Die zusätzlich zur Berechnung des SU-Moduls benötigten Eingaben in die Landnutzungs- und Bodentabelle der WaSiM-Steuerdatei sind in Tab. 4-7 und Tab. 4-8 gezeigt.

Tab. 4-7: Parametrisierung des Verschlämmungsmoduls in der Landnutzungstabelle in WaSiM

Parameter	Einheit	Beschreibung
SoilTillage	Julianische Tage	Beliebiges Set von Tagen mit Bodenbearbeitung

Tab. 4-8: Parametrisierung des Verschlämmungsmoduls in der Bodentabelle in WaSiM

Parameter	Einheit	Beschreibung
GrainSizeDist	[-]	Optionale Korngrößenverteilung des obersten Bodenhorizonts für Sand, Schluff, Ton und Steine ⁴ ; Summe muss 1,0 ergeben
SU_Par01 - SU_Par08	[-]	Bis zu 8 optionale Parameter zur Verwendung im Expression-Parser im Abschnitt [SiltingUp] in der Steuerdatei

4.3.4.2 Oberflächenabfluss (*Surface Routing*)

Die Abflusskonzentration in WaSiM folgt bis zur Version 8.1.1 dem konzeptionellen Ansatz eines DOOGE-Modells (Kap. 4.3.3). Die schnelleren Abflusskomponenten des Direktabflusses (Oberflächenabfluss und oberflächennaher Interflow) werden dabei separat über zwei Einzellinearspeicherkaskaden und einem topographieabhängigen Isochronenmodell zum Gebietsauslass geleitet. In mesoskaligen Anwendungen ist diese Herangehensweise gut zu rechtfertigen, da die

⁴ Stones1 = 2 - 6,3 mm, Stones2 = 6,3 - 20 mm, Stones3 = 20 - 63 mm, Stones4 = 63 - 200 mm

Heterogenität der Gridzellen nur selten die Prozesse der kleinräumigen Abflusskonzentration trennen lässt. Die Translation über diskrete Fließzeitzone berücksichtigt, dass die räumliche Auflösung der einzelnen Modellzellen so gering ist, dass sich der Oberflächenabfluss auf der Geländeoberfläche selbständig in linearen Strukturen und natürlichen Abflusskanälen (Unebenheiten im Gelände, Wegränder oder Gräben) organisiert und somit schneller als über die Rauigkeit der Bodenoberfläche zum Abfluss kommt. Unter dieser Voraussetzung ist es nicht nötig, die Wasserbewegung von Zelle zu Zelle zu simulieren, da das Oberflächenwasser dann weitgehend aus dem Wirkungskreis der Runon-Infiltration fällt.

Für Anwendungen auf kleinen Skalen (Mikroskala und untere Mesoskala) und landwirtschaftlichen Flächen wurde in WaSiM ab Version 8.1.1 das Modul zum Oberflächenabflussrouting (*SR*) implementiert. Ursprünglich im Zusammenhang mit dem Verschlämmungsmodul verwendet, können die beiden zusätzlichen Module auch unabhängig voneinander verwendet werden. Als Input in das *SR*-Modul dienen die Abflüsse aus dem *SU*-Modul und dem Bodenmodul (sowie Direktabfluss aus dem Schneemodul).

Der Oberflächenabfluss wird durch den Ansatz der kinematischen Welle je nach dynamischer Fließrichtung der nächsten Zelle zugeführt. Auf der Oberfläche verbleibendes Wasser, das nicht in die angrenzende Zelle fließt oder nicht vom Boden aufgenommen werden kann, wird weiterhin in der Komponente Direktabfluss gespeichert.

Der Oberflächenabfluss durchfließt das Grid Zelle für Zelle, bis eine Flusszelle erreicht wird, dann wird der Abfluss an das Routing im Gewässersystem übergeben (wenn keine Flusszelle vorhanden ist, wie z.B. auf einzelnen Plots, wird kein Abfluss geroutet). Das *SR*-Modul berücksichtigt mehrere Konfigurationen, welche Fließrichtungen erlaubt sind und welche Gradienten den Fließrichtungen zugrunde gelegt werden. Die Konfiguration und Parameter des *SR*-Moduls sind in Tab. 4-9 dargestellt.

Tab. 4-9: Parametrisierung des Surface-Routing-Moduls im Abschnitt [surface_routing] in der WaSiM-Steuerdatei

Beschreibung Parameter	Mögliche/bispielhafte Werte
Methode: 1 = Multiple Fließwege für divergierende Flächen, 2 = einfache Fließwege (höchster Gradient), 3 = Multiple Fließwege (inkl. Wassertiefe), 4 = einfache Fließwege (inkl. Wassertiefe)	1,2,3,4
Maximale Nachlauflänge a_{NL} für Iteration	0,001
Maximale Anzahl der Iteration für a_{NL}	40
Maximale Fließgeschwindigkeit für Iteration	0,0001
Maximale Anzahl der Iteration für v	40
Kürzester Teilzeitschritt in [s]	30
Längster erlaubter Teilzeitschritt in [s]	300
Minimaler Wasserstand für die Berücksichtigung der Vegetationsrauigkeit in [m]	0,04
Konzentrationsfaktor für den Oberflächenabfluss	3,0

Das SR-Modul bedingt einige zusätzliche Einträge in der Landnutzungstabelle der Steuerdatei (Tab. 4-10, Beispiel siehe Anhang B), die vor allem die Bodenbearbeitung und die Nutzung der Fläche kennzeichnen sollen. Wenn keine Werte angegeben werden, benutzt WaSiM die Default-Werte, die bereits im Programmcode integriert sind.

Tab. 4-10: Parametrisierung des Surface-Routing-Moduls in der Landnutzungstabelle in WaSiM

Parameter	Einheit	Beschreibung
SR_cultivation		Mögliche Werte: conserving (<i>c</i>), nonconserving (<i>nc</i>), other (<i>o</i>) Art der Bodenbearbeitung; je nach Wert werden zusätzliche Einträge in der Landnutzungstabelle erwartet
SR_StemDiameter	[m]	Durchmesser der einzelnen Stängel der Feldfrucht im Jahresverlauf; für Bodenbearbeitung <i>nc</i>
SR_ResidCovrg	[-]	Anteil der Bodenbedeckung durch Vegetationsrückstände, Mulch und Steinen im Jahresverlauf; für Bodenbearbeitung <i>c</i>
SR_CropDistX	[m]	Abstand der Feldfrüchte in Fließrichtung; für Bodenbearbeitung <i>nc</i>
SR_CropDistY	[m]	Abstand der Feldfrüchte in rechtem Winkel zur Fließrichtung; für Bodenbearbeitung <i>nc</i>
SR_K_ST	[m ^{1/3} /s]	MANNING-STRICKLER-Rauigkeitsbeiwert der Bodenoberfläche; für Bodenbearbeitung <i>nc</i> und <i>o</i>
SR_C_WR	[-]	Widerstandsbeiwert für einen umflossenen unter mehreren kreisrunden Zylindern; für Bodenbearbeitung <i>nc</i>
SR_rough_coeff1	[-]	Koeffizienten für die Schätzung von k_{st} für Reynolds-Zahlen < 20000 (Tab. 4-5); für Bodenbearbeitung <i>c</i>
SR_rough_coeff2	[-]	Koeffizienten für die Schätzung von k_{st} für Reynolds-Zahlen ≥ 20000 (Tab. 4-5); für Bodenbearbeitung <i>c</i>

Interflow und Basisabfluss werden nur vom Bodenmodul erzeugt und daher im SR-Modul nicht mehr verändert, sondern an das Routingmodul weitergegeben (Abb. 4-7).

4.4 Parameteroptimierung

Die erfolgreiche Kalibrierung der Modellparameter bestimmt wesentlich die Realitätsnähe eines hydrologischen Modells. Infolge der numerischen Komplexität der Bestimmung einer Vielzahl zumeist interdependenter Parameter ist mit enormem Zeitaufwand und suboptimaler Realitätsnähe der Modelle zu rechnen.

Generell werden bei der Kalibrierung eines Wasserhaushaltsmodells die folgenden Schritte durchlaufen:

1. Definition einer Gütefunktion oder einer Reihe von Gütefunktionen, die den Grad der Übereinstimmung von einem oder mehreren Modelloutputs mit den korrespondierenden beobachteten Werten erfasst.
2. Wiederholung der Modellsimulationsläufe mit variierenden Modellparametern, entweder manuell abgeändert oder durch die Verwendung von Optimierungsalgorithmen, sodass konsekutiv verbesserte Werte der Gütefunktion erreicht werden. Da dieser Prozess nicht unendlich fortgeführt werden kann, werden Abbruchkriterien vor der Modelloptimierung festgelegt.

Die beschriebene Optimierung oder Kalibrierung kann entweder manuell oder automatisiert durchgeführt werden. Die manuelle Kalibrierung erfolgt meist nach dem *Trial and Error*-Prinzip und erfordert sowohl einen hohen Zeitaufwand als auch ein extrem gutes Prozess- und Modellierungsverständnis des Modellierers. Der automatische Ansatz formuliert die Modellkalibrierung als ein Optimierungsproblem, die dann durch geeignete Algorithmen die optimalen Modellparameter lokalisieren. Einen Überblick über etablierte lokale und globale Optimierungsalgorithmen in konzeptionellen Wasserhaushaltsmodellen gibt DUAN (2003a).

Ein verbreitetes Problem bei der Parameteroptimierung ist die Equifinalität der Parameter, das heißt, dass unterschiedliche Kombinationen von Parametern ähnlich gute Gütemaße und damit Modellergebnisse ergeben. Das bedeutet im Umkehrschluss, dass es schwierig ist, den optimalen Parametersatz und damit das globale Optimum zu finden. Gerade der Fall, dass die Optimierung eine lokale Senke trifft, soll verhindert werden.

Für die Modelloptimierung von WaSiM wurde der globale Optimierungsalgorithmus *Shuffled Complex Evolution* (SCE-UA, DUAN et al. 1992, DUAN et al. 1993, DUAN et al. 1994) verwendet, der an der University of Arizona, USA, entwickelt wurde. Der SCE-Algorithmus wurde so mit dem Modell gekoppelt, dass beliebige Parameter in der Steuerdatei innerhalb ihrer Gültigkeitsgrenzen zufällig variiert werden konnten und diverse Gütemaße als Zielfunktionen gewählt werden können (ZIMMERMANN & PAKOSCH 2008, unveröffentlicht). Die Kopplung WaSiM mit dem SCE-Algorithmus ist sowohl auf Windows- als auch auf UNIX-Plattformen lauffähig.

Die Theorie von SCE-UA wird in DUAN (2003b) ausführlich erläutert. Die Idee des SCE-Algorithmus basiert auf der zufälligen biologischen Evolution und verbindet deterministische mit zufälligen Ansätzen. Die Methode verwendet Clustering und die systematische und konkurrierende Entwicklung einzelner Komplexe. Das Optimum wird nicht durch einen einzelnen Punkt gesucht, sondern durch parallele Populationen von Punkten.

Beim Ablauf des Algorithmus werden nach DUAN et al. (1992) und DUAN (2003b) folgende Schritte durchlaufen (Abb. 4-8):

1. zufällige Generierung von S Parametersets im p -dimensionalen Parameterraum (sog. Population P) und Berechnung des Kriterium für jedes S
2. Sortierung der Kriterien und der zugehörigen S , angefangen beim niedrigsten Wert
3. Aufteilung der Population in p Komplexe C , wobei jeweils der $p(k-1)+k$ -te Wert zum gleichen Komplex C gehört ($k = 1, 2, \dots, m$)

4. Unabhängige Entwicklung der Komplexe durch Reflektion, Kontraktion und/oder Mutation des schwächsten Punktes bis zu einer maximalen Anzahl von Evolutionsschritten b
5. Auflösung der einzelnen Komplexe C
6. Erneute zufällige Aufteilung der Population mit anschließender unabhängiger Entwicklung der Komplexe
7. Die Punkte 3 bis 6 werden solange wiederholt, bis sich alle Komplexe im globalen Optimum eingefunden haben.

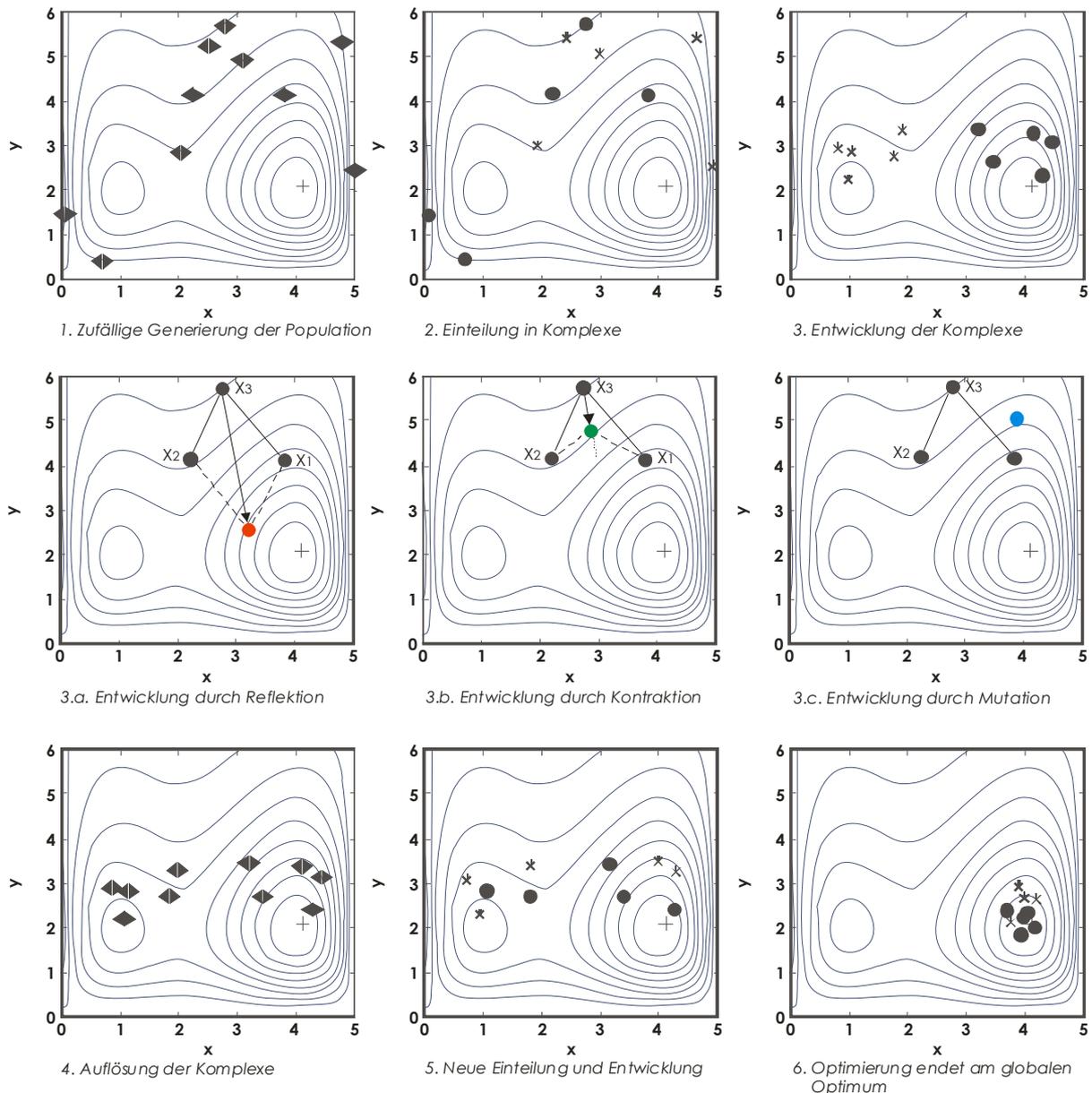


Abb. 4-8: Darstellung des SCE-Algorithmus im 2-dimensionalen Fall (verändert nach DUAN et al. 1992, DUAN et al. 1993, DUAN et al. 1994)

Die Randbedingungen der Optimierung wie die Zahl der Komplexe, in die die Population geteilt wird, oder die Anzahl der Wiederholungen sind in 10 Parametern festgelegt, die nach DUAN et al. (1992) definiert werden. Für ein 13-parametriges Problem reichen nach DUAN et al. (1994) eine Anzahl von 4 Komplexen aus.

PAKOSCH (2007, unveröffentlicht) hat mehrere Randbedingungen zur SCE-Optimierung mit WaSiM getestet. Dabei zeigte sich, dass die Herabsetzung der Anzahl der Komplexe und der darin enthaltenen Punkte ausgehend von der in DUAN et al. (1992) empfohlenen Einstellung zu schnelleren und ähnlich guten Ergebnissen führt. Als Gütekriterium mit den effektivsten Ergebnissen wurde der RMSE (Tab. 4-11) identifiziert.

Die Kopplung des Modells WaSiM mit dem Optimierungsalgorithmus SCE wird über die Steuerdatei ausgeführt, in dem Parameter, die durch die zufällige Änderung in SCE-UA modifiziert werden sollen, mit einem String gekennzeichnet werden. Diese werden wiederum innerhalb festgelegter Parametergrenzen variiert und für jeden Parametersatz wird ein Modelllauf ausgeführt. Die Gütefunktion, auf die der SCE-Algorithmus die oben beschriebene Sortierung der Ergebnisse ausführt und neue Komplexe zusammenstellt, wird ebenso vor dem Optimierungslauf festgelegt. Weiterhin werden die Parametervektoren sowie die zugehörigen Gütemaße nach jedem Modelllauf gespeichert. Am Ende des Algorithmus, wenn der sich optimale Komplex und damit die optimale Parameterkombination gebildet hat, wird der bestmögliche Lauf einmal mehr durchgeführt, um die einzelnen Zeitreihen der Abflusskomponenten visualisieren und verwenden zu können. Die Zeitreihen eines jeden Modelllaufes davor werden wieder bei neuer Parameterwahl überschrieben. Die Ergebnisse können damit sowohl als statistische Zufallswahl als auch zur Sensitivitätsanalyse genutzt werden.

Als Gütemaße, die den Erfolg der Kalibrierung und Parameteroptimierung objektiv und mathematisch belegen sollen, wurden die Werte der Funktionen RMSE (*root mean square error*, mittlere Standardabweichung), VE (*volume error*, Volumenfehler), NS (Nash-Sutcliffe-Index) und R^2 (Bestimmtheitsmaß) verwendet (Tab. 4-11).

Tab. 4-11: Gütefunktionen und ihre mathematische Formulierung für die Parameteroptimierung der Kopplung SCE mit WaSiM

Gütefunktion	Abkürzung	Gleichung
Root Mean Square Error	RMSE	$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - O_i)^2}$
Volumenfehler	VE	$VE = \frac{\sum_{i=1}^N S_i}{\sum_{i=1}^N O_i}$
Nash-Sutcliffe	NS	$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (S_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2}$
Bestimmtheitsmaß	R^2	$R^2 = \left(\frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [(S_i - \bar{S})(O_i - \bar{O})]}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - \bar{S})^2} \cdot \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2}} \right)^2$

mit S_i : simulierte/modellierte Werte; O_i : gemessene/beobachtete Werte; N : Anzahl der Werte

5 Beschreibung der Untersuchungsgebiete

Die vorliegende Arbeit basiert auf dem Gedanken, vertiefte mesoskalige hydrologische Modellierungserfahrung mit fundiertem Wissen über mikroskalige, landnutzungsgesteuerte Prozesse zu koppeln und dabei langjährige Messungen und Auswertungen von Oberflächenabfluss und -abtrag aus landwirtschaftlichen Flächen zu nutzen. Damit wird eine realistische Modellierung des Abflusses unter Berücksichtigung von Landnutzung und -bewirtschaftung möglich. Dies ist insbesondere von Bedeutung, wenn der Einfluss von Landnutzungsänderungen auf Oberflächenabfluss und Hochwasserentstehung abgebildet werden soll, da pauschalierende bzw. „gefittete“ Modelle nur innerhalb des Kalibrierungsbereichs eingesetzt werden und daher die Auswirkungen veränderter Landnutzungen nicht korrekt abbilden können. Für die Modellierung der in Kapitel 4.3.4 entwickelten Ansätze sollen die Datensätze des *Forschungsverbundes Agrarökosysteme München* sowie Daten des Projektes *Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet* (1989-1997) – auch bekannt als *Weierbach-Projekt* - verwendet werden.

5.1 Scheyern

Das Forschungsgut Scheyern liegt auf dem Gebiet der gleichnamigen Gemeinde in der Nähe von Pfaffenhofen, Oberbayern, und wurde im Rahmen des Projektes *Forschungsverbund Agrarökosysteme München* (FAM, Laufzeit 1992- 2002) aus dem ehemaligen Klostergut Prielhof umgestaltet und mit umfangreichen Messinstrumenten ausgestattet. Das Gelände gehört zum Tertiär-Hügelland, einer landwirtschaftlich bedeutenden Region in Süddeutschland, die ungefähr 30% der landwirtschaftlichen Nutzflächen in Bayern umfasst (AUERSWALD et al. 2001). Zielstellung des FAM war es, durch eine Extensivierung und Ökologisierung der Nahrungsmittelproduktion vor allem wissenschaftliche Fragestellungen zum Stoffhaushalt in Verbindung mit Ökosystemprozessen zu beobachten und quantitativ zu beschreiben. Die Forschungsziele waren nach SCHRÖDER et al. (2004):

- die Analyse des Verhaltens der Agrarökosysteme bei unterschiedlicher Bewirtschaftung
- die Erfassung und Vorhersage von Entwicklungstrends der beeinflussten Ökosysteme
- die Bewertung der eingeführten Bewirtschaftungssysteme anhand der Schutzziele nachhaltiger Landwirtschaft

1992 wurde zum Start des Projektes eine Flurbereinigung durchgeführt, die die bewirtschafteten Flächen neu ordnete und eine nach der topographischen Gliederung angepasste Bewirtschaftungsweise einführte (AUERSWALD et al. 2001). Diese Grundinventur gliederte das Klostergut Scheyern in zwei betriebliche Einheiten, den ökologischen Betrieb und den integrierten Betrieb. Die Einteilung der Flächen orientierte sich an der Hauptwasserscheide im Gebiet von Süd-Westen nach Nord-Osten (Abb. 5-1).



Abb. 5-1: Luftbild vor und nach der Umstellung der Bewirtschaftungsform 1991 (Quelle: HELMHOLTZ-ZENTRUM MÜNCHEN)

Übergeordnetes Ziel des Projektes war es, anhand zweier unterschiedlicher Bewirtschaftungsformen in einem einheitlichen Landschaftsausschnitt die ökologischen Folgen zu beobachten sowie die Interaktion zwischen biotischen (Arten, Lebensgemeinschaften) und abiotischen (Boden, Wasser, Luft) Faktoren zu verstehen. Es sollten dabei „neue Wege der Landwirtschaft aufgezeigt werden, die wirtschaftliche Landnutzung mit der Erhaltung und Wiederherstellung der natürlichen Lebensgrundlagen unserer Agrarlandschaften zu vereinen“ (HELMHOLTZ-ZENTRUM MÜNCHEN).

5.1.1 Klimatische Verhältnisse

Scheyern ist durch ein feuchtes, humides Klima geprägt. Die mittlere Lufttemperatur beträgt $8,2\text{ }^{\circ}\text{C}$, der mittlere jährliche Niederschlag 810 mm (SCHWIENTEK 2008). Die Werte aus der Beobachtungsperiode von 1994 – 2001 ergeben das Klimadiagramm in Abb. 5-2 der beiden Stationen auf dem Gelände von 1994 – 2001 (Abb. 5-4).

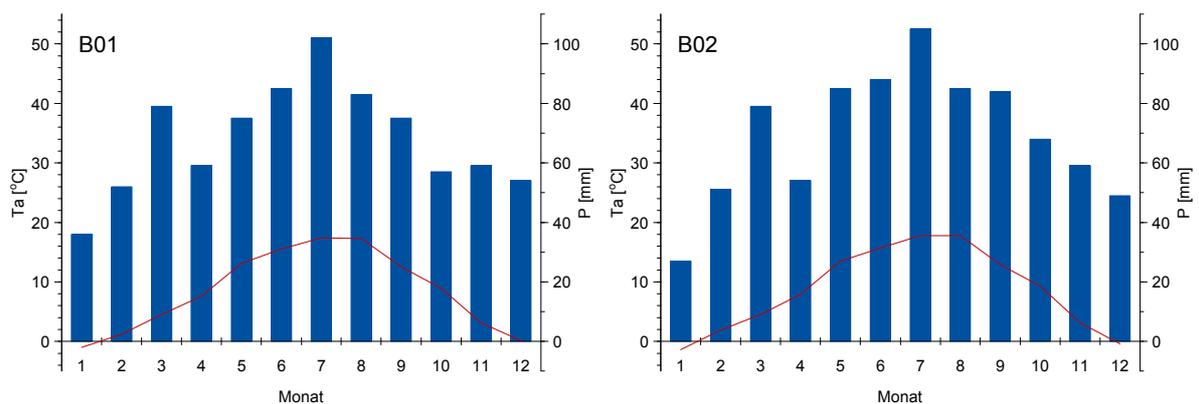


Abb. 5-2: Klimadiagramme der beiden Stationen B01 und B02 auf der Klostersgut Scheyern (Zeitraum 1994 - 2001)

Die durchschnittliche Lufttemperatur beträgt $8,3$ bzw. $8,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, der mittlere Jahresniederschlag liegt bei 816 bzw. 834 mm für B01 bzw. B02. Der Unterschied ist wahrscheinlich der exponierten Lage von B02 auf den höheren Lagen des Geländes zuzuweisen (FIENER & AUERSWALD 2009).

Die Verteilung der Niederschläge in Winter- und Sommerhalbjahre wird bestimmt aus den Anteilen der Niederschlagssummen von November – April und Mai – Oktober. Dabei ergibt sich eine mittlere Verteilung von 40 % der Jahresniederschläge in den Wintermonaten und 60 % in den Sommermonaten.

5.1.2 Geologie und Böden

Der Klosterhof Scheyern liegt in der tertiären Hügellandschaft Süddeutschlands, ca. 40 km nördlich von München. Das Relief ist nicht zu stark ausgeprägt, sondern wird durch leichte wellige Landschaftsformen bestimmt. Die parallel verlaufenden Täler durchziehen die Gegend in ost-westlicher und nord-südlicher Richtung. Der maximale Höhenunterschied von den Hügelrücken bis ins Tal beträgt ca. 50 m. Die südlich und östlich exponierten Hänge sind moderater geneigt (ca. 10 %) als die nördlich und westlich exponierten (bis zu 30 %) (AUERSWALD et al. 2001).

Pedologisch gesehen zeigt sich ein breites Spektrum an verschiedenen Bodenarten allein auf dem Gelände des FAM. Die tertiären Sedimente bestehen größtenteils aus Sand mit einem variierenden Anteil an gröberem Material. Im Sandkörper eingebettet finden sich mehrere Tonlinsen. Lösssedimente, die die tertiären Schichten bedecken, sind geringmächtiger auf den Hügelkuppen, während sie sich in den Tälern mit präferentiellen oberflächlichen Fließpfaden auf bis zu 2 m mächtige Kolluvien akkumulieren können. Mindestens zwei Tonlinsen sind beobachtet worden, auf denen nach längeren Regenfällen Grundwasser exfiltrieren kann. Durch das hohe Spektrum an Sand-, Schluff- und Tonsubstraten ist eine große Bandbreite an Bodenarten und charakteristischen Merkmalen gegeben (AUERSWALD et al. 2001).

Durch die große Variation an Texturklassen in den Bodenproben kann davon ausgegangen werden, dass die Erkenntnisse aus dem FAM auf ähnliche Gebiete übertragen werden können. Pflanzenverfügbares P und K decken sich beispielsweise mit der Klassenverteilung für ganz Deutschland (AUERSWALD et al. 2001).

Ein umfangreiche Untersuchung der Bodeneigenschaften hatte zum Ziel, einen orthogonalen Datensatz in einem 50x50 m Raster für das gesamte Gebiet des Forschungsgutes Scheyern zur Verfügung zu stellen, um dreidimensionale Informationen ableiten zu können. Mit der Untersuchung der Böden auf 471 Gitterpunkten wurde durch Geostatistik (SINOWSKI et al. 1997) und der Entwicklung einer eigenen Pedotransferfunktion (SCHEINOST 1995, SCHEINOST et al. 1997) die Möglichkeit gegeben, die Böden auch in sehr hoher Auflösung für eine spätere Modellanwendung zu parametrisieren. Bodenproben von 10 cm Durchmesser wurden bis in eine Tiefe von 1,2 m an allen Knotenpunkten entnommen, eine Gesamtanzahl von 2448 Bodenhorizonten wurde identifiziert. Aus jedem Horizont wurden die folgenden Bodeneigenschaften bestimmt: Trockenrohdichte, Bodentextur, pflanzenverfügbares P und K , pH-Wert, organische Substanz sowie Stickstoff.

Zusätzlich wurden aufgrund der Kartierungsergebnisse des Bodenprobenrastergrids 19 Standorte ausgewählt, die als Musterprofile die im Gebiet vorkommenden Böden erfassen sollten und die in ihren Basiseigenschaften mit den Proben der Gitterpunkte in ihren Histogrammen übereinstimmen (SCHEINOST 1995).

Das Gebiet ist charakterisiert durch laterale Fließbewegungen durch die ungesättigte Zone. Pedologische Gründe sind eine verringerte Perkolation in der Hangcatena durch abrupte Texturänderungen in

vertikaler Richtung oder durch konsolidierte Sedimente am Hangfuß. Ebenso ist durch die Bewirtschaftung bis 1992 eine anthropogene Verdichtung durch den Pflugeinsatz für eine verminderte vertikale Wasserbewegung verantwortlich (AUERSWALD et al. 2001).

5.1.3 Gewässer und Grundwasser

Hydrologisch gesehen ist das Klostergut Scheyern nach allen Himmelsrichtungen hin gut abgrenzbar, da im Norden, Westen und Osten Wasserscheiden die Einzugsgebiete begrenzen. Vom Süden her ist nur ein sehr geringer Zufluss zu erwarten, da der südliche Rand des Versuchsgutes von Mischwald begrenzt wird (AUERSWALD et al. 2001). Jedoch formt das Gebiet kein geschlossenes hydrologisches System der Oberflächengewässer.

Zwei kleine Gewässer durchfließen das Gebiet, der Schnatterbach von Westen nach Osten und der Waldbach von Süden nach Norden. Beide werden durch Fischteiche geleitet, was wiederum auf die ursprüngliche Bewirtschaftung durch das Kloster zurückzuführen ist. Es sind nur vom obersten Fischteich des Waldbaches Zuflussaufzeichnungen vorhanden (AUERSWALD et al. 2001). Allerdings liegt dieser Bereich zu weit südlich für die Untersuchungen in dieser Arbeit.

Durch das hügelige Relief des Gebietes liegt der Flurabstand zum regionalen Grundwasserleiter zwischen wenigen Metern und 60 m Tiefe. Auf der lokalen Skala befinden sich begrenzte Tonschichten, die schwebende Grundwasserleiter von geringer Ausdehnung und nicht exakt definierter räumlicher Einordnung bilden (SCHWIENTEK 2008). Die grundsätzliche Fließrichtung des Grundwassers lässt sich mit Süd-Süd-West nach Nord-Nord-Ost beschreiben (AUERSWALD et al. 2001). Die Oberflächengewässer stehen nicht im Kontakt mit dem regionalen Aquifer. Als Basisabfluss dienen lediglich die lateralen Flüsse der schwebenden Grundwasserleiter (*perched aquifer*). Nur während und nach Niederschlagsereignissen lassen sich die Auswirkungen von Oberflächenabfluss und Interflow nachweisen (HELLMEIER 2001).

Eine der Erkenntnisse der Beobachtungen der Umstellung von der großräumigen Einteilung der Landschaft hin zur kleinräumigen Gestaltung des Klostergutes nach 1992 war, dass durch die schonende Bodenbearbeitung Erosionsverluste quasi ausbleiben. Dafür war aber der Zwischenabfluss verstärkt beobachtbar und gekoppelt mit einer hohen Stofffracht. Die Ursache ist eine Erhöhung des Makroporenabflusses (*preferential flow, bypass-flow*), so dass die Reinigungskraft der mikrobiellen Umsetzungen durch den schnellen Transport von Stoffen in der ungesättigten Bodenzone nicht mehr zum Tragen kommen kann (SCHRÖDER et al. 2004).

5.1.4 Landnutzung

Nach der Umgestaltung des Geländes 1992 wurden auf den insgesamt 114 ha großen agrarwirtschaftlich genutzten Flächen zwei unterschiedliche betriebliche Einheiten und Bewirtschaftungsformen eingeführt: der ökologische Betrieb (68 ha) und der integrierte Betrieb (46 ha) (AUERSWALD et al. 2000). Die 80,6 ha Fläche, die vor der Umstellung ackerbaulich genutzt wurden, teilten sich in 30 ha integrierte Ackerbewirtschaftung, 31,2 ha ökologische Ackerbewirtschaftung, 7,4 ha Grünland, 7 ha

Stilllegungsflächen und 5,2 ha Landschaftselemente (AUERSWALD et al. 2000). Das vor der Umstellung vorhandene Grünland wurde überwiegend übernommen.

Die Umstellung der Ackerflächen folgte den Prinzipien einer optimierten und nachhaltigen Landnutzung: Die Ackerschläge wurden verkleinert und in ihrer Form der Arbeitsbreite der Landmaschinen angepasst. Die Ausrichtung der Felder erfolgte entlang der Höhenlinien, weniger nach dem Gefälle, um Abflüsse und Erosion zu verringern. Das durch die Umgestaltung der Ackerflächen zunächst ungenutzte Land wurde durch verschiedene Maßnahmen genutzt: Grassed Waterways (Kap. 3.1.2, FIENER & AUERSWALD 2003a), kleine Rückhaltebecken (WEIGAND et al. 1995) oder Totholzhecken (AUERSWALD et al. 2000). Die durchschnittliche Feldgröße der 21 ackerbaulich genutzten Schläge betrug nach der Umstellung 2,9 ha.

Einen Überblick über das Gelände des Forschungsguts Scheyern zeigt Abb. 5-3 (links). Das gesamte Untersuchungsgebiet lässt sich in 14 kleine Wassereinzugsgebiete von 0,8 ha bis 16,8 ha Größe einteilen (Abb. 5-3 rechts).

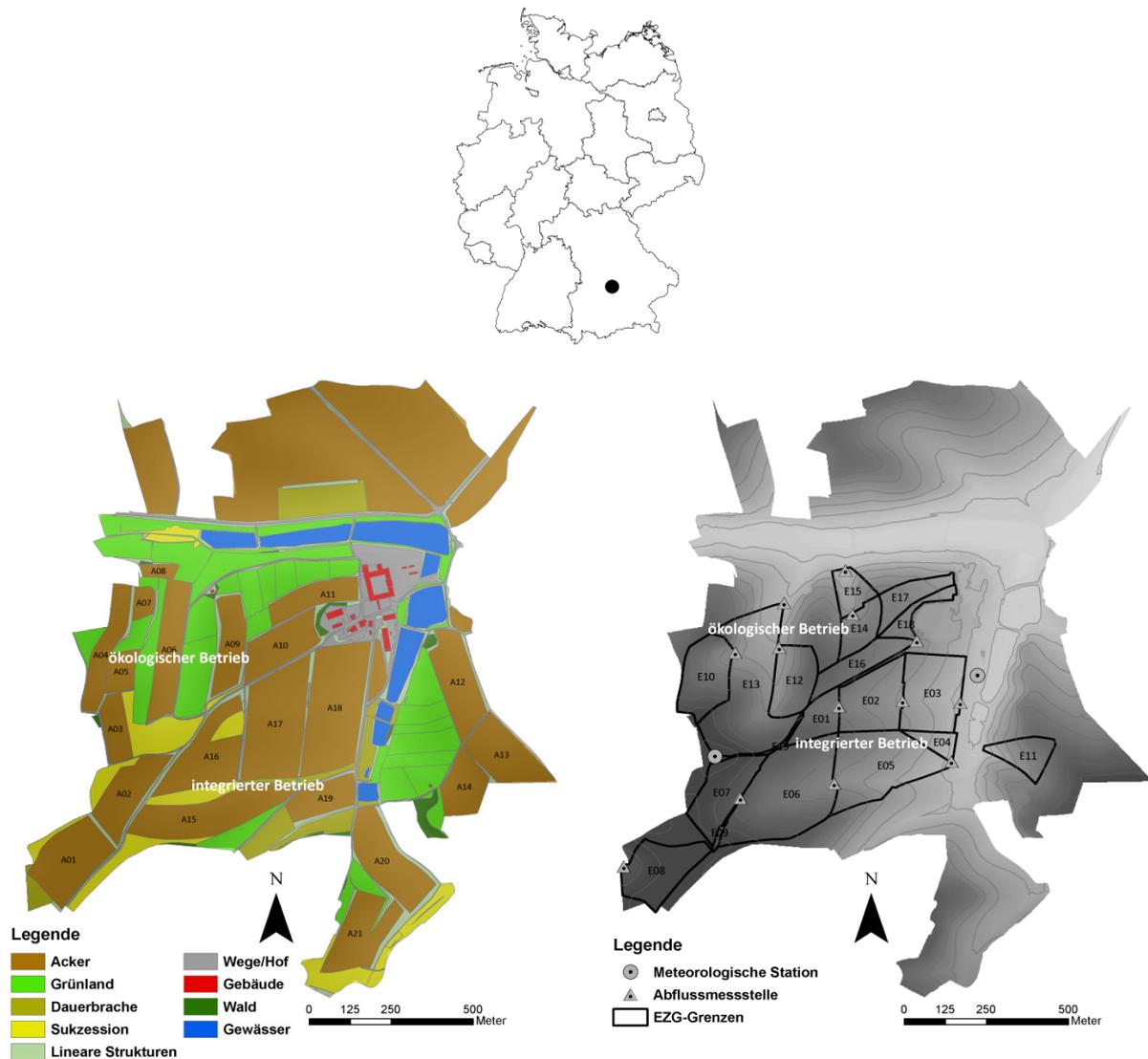


Abb. 5-3: Flächennutzung und Kleineinzugsgebiete auf dem Gelände des Forschungsguts Scheyern

Vor allem auf den Flächen des integrierten Betriebes (E01 – E08) wurde eine bodenschonende und erosionsmindernde Bearbeitung verfolgt. Diese wurde durch eine Reduktion der Bodenbearbeitung (Verzicht auf Pflugeinsatz), Mulchsaat zur dauernden Bedeckung, den Einsatz von Breitreifen und Gerätekombinationen (Kombination von Arbeitsgängen) erreicht. Die 4-feldrige Fruchtfolge auf diesen integriert bewirtschafteten Flächen waren im Wechsel Kartoffeln → Winterweizen (anschl. Zwischenfrucht) → Mais → Winterweizen (anschl. Zwischenfrucht). Zielsetzung war eine möglichst ganzjährige und hohe Bodenbedeckung durch eine zeitgerechte Aussaat der Kulturen (gute Vorwinterentwicklung), Verwendung von Sorten mit hohen Reststoffmengen, Belassen der Reststoffe an der Bodenoberfläche sowie Ansaaten von Schutzfrüchten vor den Reihenkulturen (SCHRÖDER et al. 2004). Der Einsatz von Dünge- und Pflanzenschutzmitteln wurde auf das ökonomische Optimum reduziert.

5.1.5 Abflussmessungen

Abflussdaten wurden auf dem Gelände des FAM an den Gebietsauslässen der einzelnen Kleineinzugsgebiete (siehe Abb. 5-3) zwischen Januar 1994 und Dezember 2001 volumetrisch erfasst. Am jeweils niedrigsten Punkt der Einzugsgebietsflächen wurde der Direktabfluss (Oberflächenabfluss und schneller Interflow) durch Kunststoff-Abflussrohre und Coshocton-Räder aufgenommen (FIENER & AUERSWALD 2003a). Die Räder entnahmen ein Aliquot von etwa 0,5 % des Abflussvolumens und sammelten dieses in Auffangbehältern verschiedener Größe (1 – 3,5 m³) an den Auslässen. Nach zwei Jahren wurden die Coshocton-Systeme an den Einzugsgebieten E01, E02 und E06 durch Kippwagen ersetzt. Dabei wurden die Abflüsse der Einzugsgebiete E01, E02, E03 und E06 einzeln und getrennt erfasst, nur E05 entwässert auch E06.

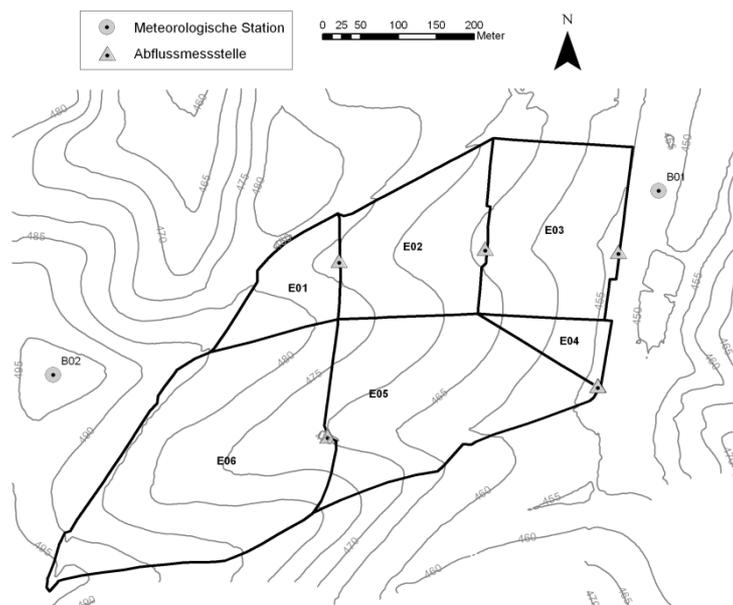


Abb. 5-4: Einzugsgebiete auf dem Kehrfield des Klosters Scheyern (integrierte Bewirtschaftung)

Größere Oberflächenabflüsse beschränken sich vor allem auf die Einzugsgebiete E01 – E06 auf dem sogenannten Kehrfield des FAM (Abb. 5-4). Pegel E05 fasst das gesamte Einzugsgebiet der Teilgebiete E06 und E05 zusammen. Die Gesamtfläche dieses Pegels beträgt somit 13,52 ha. In Abb. 5-5 ist die zweigeteilte begrünte Abflussmulde (Grassed Waterway, GWW) dargestellt, die im Oberhang (E06) der natürlichen Sukzession seit 1993 überlassen wurde und im Unterhang (E05) als Grünfläche mit jährlicher Bearbeitung (Mähen) im Sommer angelegt wurde. Insgesamt ergeben sich für den GWW eine Länge von 650 m und eine Breite von 10 – 50 m (FIENER & AUERSWALD 2003a).

Tab. 5-1: Abflussereignisse auf den Einzugsgebieten des Kehrfieldes von 1993 - 2001

Messstelle	EZG- Fläche [ha]	Anzahl Ereignisse	Maximum		Mittelwert	
			[mm]	[m ³]	[mm]	[m ³]
E02	3,56	270	46,9	1670	2,6	92
E03	4,22	222 ⁺	42	1772	1,5	63
E05	13,52 [*]	233	38,1	5151	1,3	175
E06	7,81	229	11,3	882	0,4	31

⁺ab 1994

^{*}inkl. E06

Eine Darstellung der Abflussvolumina von den einzelnen Einzugsgebietsflächen des Kehrfieldes zeigt Tab. 5-1 und Abb. 5-6. Im südlichen Kehrfield (Einzugsgebiete E06, E05) zeigen sich deutlich niedrigere Werte als im nördlichen Kehrfield (E02, E03), was auf die abflussreduzierende Wirkung des GWW zurückzuführen ist (SCHRÖDER 2000, FIENER & AUERSWALD 2003a). Von 361 insgesamt von 1993 – 2001 registrierten Ereignissen wurden auf E02 die höchsten Abflüsse gemessen, auf E06 die geringsten und wenigsten Ereignisse. Die unbewirtschaftete Abflussmulde auf E06 ist dabei wirksamer (90 % Abflussreduktion) als die bewirtschaftete auf E05 (10 % Abflussreduktion, Abb. 5-6, FIENER & AUERSWALD 2003a). Dies ist jedoch mehr der größeren Fläche und des flachen Fließquerschnitts im Oberhang geschuldet als der Bewirtschaftungsform (FIENER & AUERSWALD 2003a). Höhere Abflüsse auf E05 als auf dem benachbarten E03 lassen sich auf die Wirkung eines Bewirtschaftungswegs am Rand von E05 (siehe Abb. 5-5) zurückführen.

Aufgrund der erosionsverhindernden Anbautechnik sind nutzungsbedingte Unterschiede in den Abflussvolumina im Vergleich von einzelnen Vegetationsperioden und Jahreszeitreihen nicht erkennbar. Sie werden vermehrt durch die Variabilität der Böden begründet (SCHRÖDER 2000).

Für die Kalibrierung der Modellerweiterung wurde auf die Pegel der Einzugsgebiete E03, E02, E05 sowie E06 auf dem Kehrfield zurückgegriffen.

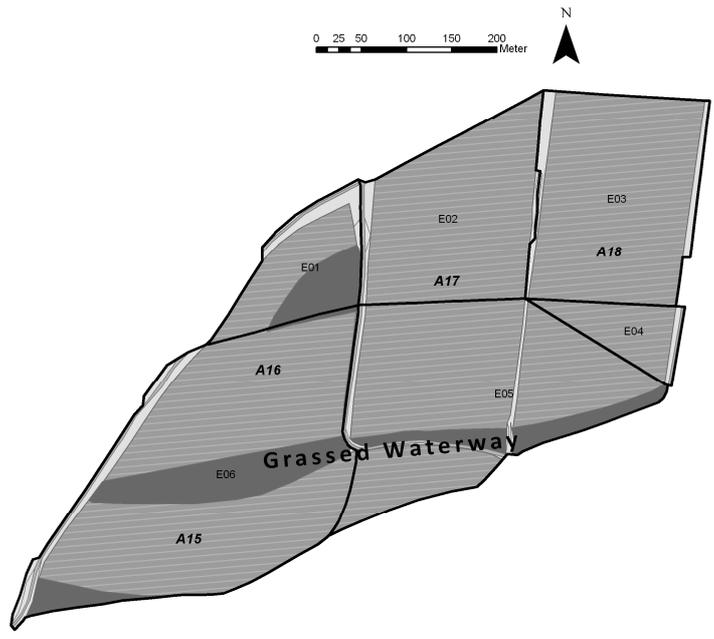


Abb. 5-5: Einteilung der Ackerschläge auf die Einzugsgebiete und Lage der begrüneten Abflussmulde (Grassed Waterway) auf dem Klostergut Scheyern

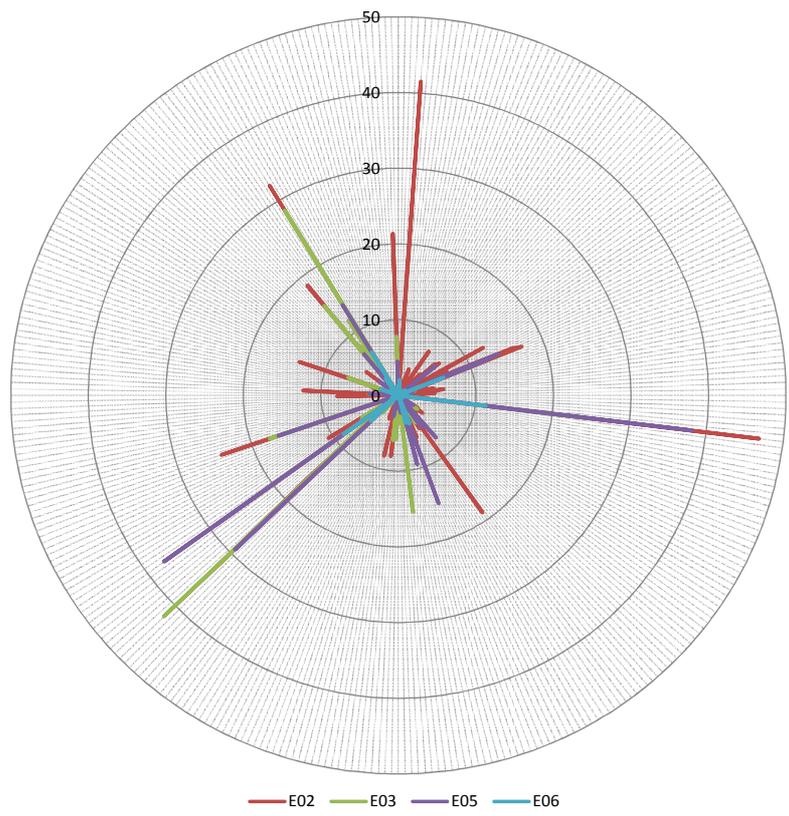


Abb. 5-6: Gemessene Abflüsse der einzelnen Ereignisse in [mm] auf den Einzugsgebieten des Kehrfeldes

5.1.6 Datengrundlage für die Modellierung

Die meteorologischen Daten wurden an zwei Stationen auf dem Versuchsgut gemessen (1994 bis 2001). Zwischen 1994 und 1998 waren dreizehn Regenmesser installiert, um die räumliche Verteilung des Niederschlages innerhalb des Versuchsgutes zu ermitteln (JOHANNES 2001, FIENER & AUERSWALD 2009). Sämtliche für die Modellierung benötigten meteorologischen Eingangsdaten sind in stündlichen Schritten für beide Stationen vorhanden.

Für das gesamte Versuchsgut liegen punktuell gemessene Bodeneigenschaften in einem 50 x 50 m Raster aus den Bodeninventurjahren 1991 und 2001 und geostatistisch flächenhaft interpolierte Daten in einem 12,5 x 12,5 m Raster vor. Bodenfeuchtemessungen erfolgten kontinuierlich an 8 Stationen mit Lysimetern und TDR Sonden. In einer Reihe von Beregnungsversuchen auf den unterschiedlichen Bodenstandorten wurde unter anderem die Verschlammungsneigung der Böden auf dem Versuchsgut ermittelt (SCHRÖDER & AUERSWALD 2000, Kap. 4.1.2).

Kontinuierliche Daten zu Landnutzung und Bewirtschaftung liegen für alle Felder vor, wobei jede Bodenbearbeitung, Düngung, Pestizidausbringung usw. erfasst wurden. Darüber hinaus wurde vier Jahre lang (1993-1997) alle zwei Wochen die Bodenbedeckung an jeweils drei Stellen von 15 Feldern in den Kleineinzugsgebieten gemessen.

Aus terrestrischen Vermessungen und einer Laserscanner-Befliegung liegt ein digitales Geländemodell in einem 5 x 5 m Raster vor.

Hydrologische Modellierungen des Oberflächenabflusses im Untersuchungsgebiet Scheyern wurden beispielsweise durch die Darstellung von Beregnungsversuchen mit einem modifizierten SCS-Verfahren (AUERSWALD & HAIDER 1996) durchgeführt. Denselben Ansatz nutzen auch LANG et al. (2001) in ihrem *Agricultural Information System* (AIS) zur Vorhersage von Auswirkungen veränderter Landnutzung und Fruchtfolgen. ZIMMERMANN 2001 modellierte den Wiesenbach, zu dessen Einzugsgebiet auch die Hänge des FAM-Geländes gehören, mit dem Wasserhaushaltsmodell NASIM (Hydrotec Ingenieurgesellschaft mbH), um die Abflusskomponenten quantifizieren zu können. In FIENER et al. (2005) wurde die Wirksamkeit der ungesteuerten Rückhaltebecken an den Einzugsgebieten E01 und E02 simuliert. Modellierungen der Effektivität des GWW wurden durch FIENER & AUERSWALD (2005) für ein Experiment mit kontrollierten Abflussbedingungen und zur Abschätzung der saisonalen Variabilität (FIENER & AUERSWALD 2006) durchgeführt. Auf zwei Feldern des Kehrfields (E03 und E04) wurden von FIENER et al. (2008) einzelne Ereignisse mit einem erweiterten Erosionsmodell simuliert.

5.1.7 Bodenparametrisierung

Aus einer intensiven Messkampagne der Böden im Untersuchungsgebiet wurden die pF-Kurven von 396 Proben im Labor bestimmt (SCHEINOST et al. 1997). Da die Variabilität der Böden die Anwendbarkeit der Pedotransferfunktion (PTF) nach VERECKEN et al. (1989) überstieg, wurde eine Erweiterung dieser PTF durch SCHEINOST (1995) und SCHEINOST et al. (1997) entwickelt, um die Parameter des VAN-GENUCHTEN-Modells vorhersagen zu können. Der geometrische Korngrößendurchmesser d_g und dessen Standardabweichung σ_g wurden nach SHIRAZI et al. (1988) gebildet. Der Kehrwert des Wendepunktes der pF-Kurve α wurde in Abhängigkeit von d_g geschätzt, der Parameter n ist abhängig von $1/\sigma_g$. Die

Koeffizienten der Regressionsgleichung sind dabei nach der Unterteilung der Körnungsklassen bei der Bildung von d_g zu wählen, jedoch sind die Bestimmungskoeffizienten beider Varianten sehr zuverlässig (SCHEINOST et al. 1997). Die Schätzung von θ_s und θ_r erfolgte durch die Gleichungen von VERECKEN et al. (1989).

$$\theta_s = 0,85 \cdot F + 0,13 \cdot clay_x \quad [5.1]$$

$$\theta_r = 0,51 \cdot clay_x + 1,7 \cdot 10^{-3} \cdot C_{org} \quad [5.2]$$

$$\alpha = 0,23 \cdot 10^{-3} + 7,0 \cdot 10^{-3} \cdot d_g \quad [5.3]$$

$$n = 0,33 + 2,6 \cdot \sigma_g^{-1} \quad [5.4]$$

mit F Porosität, aus der Trockenrohddichte BD nach $F = 1 - \frac{BD}{2,65}$ [-]
 $clay_x$ Tongehalt Grobboden (inkl. Skelettanteil) [-]
 C_{org} Organische Substanz [Gew.-%]

Die PTF verwendet eine modifizierte Form von Gleichung [2.8] mit $m = -1$. Dadurch entfällt der Zusammenhang der beiden Parameter n und m (Kap. 2.3). α legt die Lage des Wendepunktes der Retentionskurve bezüglich ψ fest. Für das Untersuchungsgebiet Scheyern lagen insgesamt die Daten für 998 Bodenhorizonte vor, für die die Parameter der VAN-GENUCHTEN-Gleichung geschätzt werden konnten.

Die von SCHEINOST (1995) entwickelten PTF schätzen eine bimodale, doppelt sigmoide Retentionskurve, die durch Überlagerung zweier Modelle nach VAN-GENUCHTEN erzeugt wird (Mikroporen- und Makroporenkomponente). In dieser Arbeit wird jedoch nur auf die Verteilung der Matrix-Komponente eingegangen, da der Makroporenfluss in WaSiM durch das parametrisierbare Bypass-Flow-Konzept simuliert wird (Kap. 4.3.3).

Die Schätzung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit erfolgte durch keine neue Anpassung von Gleichung [2.9] an die Messerergebnisse, sondern durch multiple Regression aus den Auswertungen der Bodeninventur (SCHEINOST 1995). Dabei wird k_s [cm d⁻¹] durch den Teil der Poren ermittelt, der hauptsächlich zu k_s beiträgt. Dieser Teil wird als effektive Porosität Φ_e [m³ m⁻³] bezeichnet und aus der Differenz der Porosität F und dem Wassergehalt bei 330 hPa gebildet. Für die Scheyerner Böden ergibt sich nach SCHEINOST (1995) folgende Beziehung:

$$k_s = 60000 \cdot \Phi_e^{2,6} \quad [5.5]$$

Die für die Modellerstellung benötigten VAN-GENUCHTEN-Parameter wurden aus den vorhandenen Bodendaten und der PTF nach SCHEINOST (1995) und SCHEINOST et al. (1997) bestimmt.

In einer Messkampagne haben WINTER & DISSE (2010) mit einem Hood-Infiltrimeter (SCHWÄRZEL & PUNZEL 2007) eine stichprobenartige Überprüfung der Standortkundlichen Bodenkarte von Bayern (Maßstab 1:25000) durchgeführt. Es zeigte sich, dass nur eine der fünf Proben den Angaben der Bodenkarte entspricht, die anderen Standorte erwiesen sich im Labor weitaus sandiger (Tab. 5-2). Verglichen mit der Bodenmesskampagne von SCHEINOST (1995) und SCHEINOST et al. (1997) stimmen

die Bodenarten der Bodenkarte besser überein. Ebenso muss darauf geachtet werden, dass die experimentell im Feld ermittelten gesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten von den Spannweiten in der Bodenkundlichen Kartieranleitung (KA5, AD-HOC-AG BODEN 2005) abweichen (Tab. 5-3). Verglichen mit verschiedenen PTF (SCHEINOST 1995, CARSEL & PARRISH 1988, RAWLS & BRAKENSIEK 1989), die auf die im Labor analysierten Bodenproben aus den Hood-Infiltrometer-Experimenten angewendet wurden, zeigen sich deutliche Unterschiede von bis zu zwei Größenordnungen in der Varianz der Ergebnisse (Tab. 5-4). Die PTF nach SCHEINOST liegt deutlich über den anderen PTF und deutlich über den direkten Messungen im Feld.

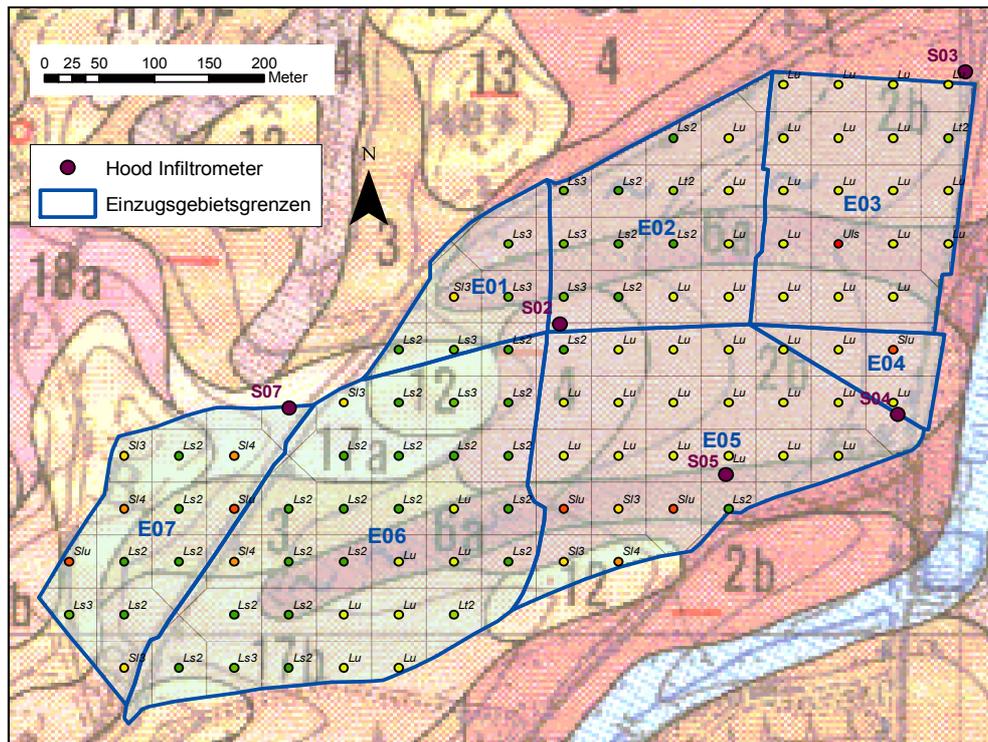


Abb. 5-7: Standorte der Hood Infiltrometer Messungen auf dem Kehrfeld in Scheyern und die Bodenklassifikation des oberen Bodenhorizonts für die Einzugsgebiete E01-E07; Hintergrund: Standortkundliche Bodenkarte von Bayern (1:25000)

Tab. 5-2: Bodenart nach Korngrößenverteilung (Klassifizierung nach KA5)

Messpunkt	Hood Infiltrometer Bodenproben	Standortkundliche Bodenkarte von Bayern	Bodeninventur
S02	Us	Lu	Ls2
S03	Su3	Lu	Lu
S04	Us	Lu	Lu
S05	Us	Lu	Lu
S07	Si4	Si2	Si3

Tab. 5-3: Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit aus den Experimenten, nach KA5 und SCHEINOST et al. (1997)

Messpunkt	Hood Infiltrrometer	Standortkundliche Bodenkarte von Bayern		Bodeninventur
	In-Situ-Messung	min	max	PTF SCHEINOST
k_s [m/s]				
S02	7,22E-06	4,63E-06	1,16E-05	1,82E-05
S03	1,13E-05	4,63E-06	1,16E-05	2,06E-05
S04	1,49E-05	4,63E-06	1,16E-05	2,01E-05
S05	1,97E-06	4,63E-06	1,16E-05	2,52E-05
S07	1,62E-05	1,16E-05	3,47E-05	7,39E-05

Tab. 5-4: Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit nach Experimenten und der Analyse der Bodenproben und Anwendung der PTF nach SCHEINOST 1995, CARSEL & PARRISH 1988 und RAWLS & BRAKENSIEK 1989

Messpunkt	Hood Infiltrrometer	Bodenproben		
	In-Situ-Messung	PTF SCHEINOST	PTF CARSEL&PARRISH	PTF RAWLS&BRAKENSIEK
k_s [m/s]				
S02	7,22E-06	1,80E-05	2,89E-06	3,94E-07
S03	1,13E-05	6,34E-05	1,25E-06	3,30E-06
S04	1,49E-05	4,44E-05	1,25E-06	3,73E-06
S05	1,97E-06	2,78E-05	1,25E-06	7,86E-07
S07	1,62E-05	6,34E-05	1,23E-05	1,85E-05

Verwirft man die Ergebnisse von S05, überschätzt die PFT nach SCHEINOST die In-Situ-Messungen mit dem Hood-Infiltrrometer um etwa das Vierfache (Tab. 5-4). Generell war der Tongehalt der zusätzlichen Bodenproben gering, weshalb die effektive Porosität und damit die hydraulische Leitfähigkeit zu hoch geschätzt werden. Die PTF nach RAWLS & BRAKENSIEK (1989) verwendet den Sand- und Tongehalt sowie die Gesamtporosität des Bodens zur Schätzung von k_s . Diese Werte fallen nahezu immer geringer aus als die experimentell im Feld bestimmten (Tab. 5-4), was an einer Unterschätzung der Gesamtporosität in den Bodenproben liegen kann. Wenn letztere PTF auf die Korngrößenverteilung aus der Bodeninventur angewendet wird, ergeben sich noch niedrigere Werte. Die PTF nach CARSEL & PARRISH (1988) verwendet tabellierte Werte zur Schätzung der Parameter der VAN-GENUCHTEN-Gleichung [2.8] und k_s . Diese Werte liegen um einen Faktor 2 unter den gemessenen Werten (Tab. 5-4).

Dies verdeutlicht, dass trotz eingehender Untersuchungen und detaillierter Informationen zur Bodenbeschaffenheit und deren Verteilung in Untersuchungsgebiet dennoch erhebliche Unsicherheiten in der Bestimmung der bodenhydraulischen Eigenschaften, die bei der Abflussbildung eine besondere Rolle spielen, zu berücksichtigen sind.

5.1.8 Parametrisierung der Landnutzung

In der Datenbank des FAM finden sich detaillierte Angaben zur Art der Bewirtschaftung der einzelnen Schläge im integrierten Betrieb sowie im ökologischen Betrieb zur Aufbringung von Düngern (Menge per Flächeneinheit, Art), Bearbeitungsabschnitte (Aussaat, Bodenlockerung, Ernte), Zeitpunkt des Bearbeitungsabschnitts und Erträge. Ebenso wurden in den Jahren 1993 bis 1996 im zweiwöchentlichen Turnus die Bodenbedeckungsgrade sowie die Wuchshöhe der Feldfrucht für alle Schläge gemessen. Für die Simulation des Wasserhaushaltes werden weitere Parameter benötigt, die entweder aus der Literatur oder durch Erfahrungswerte im jährlichen Verlauf ergänzt werden müssen, vor allem für die Jahre 1997 – 2001. Die Phänologiestadien der einzelnen Feldfrüchte wurden der Modellbeschreibung des Pflanzenwachstumsmodells der FAO (AquaCrop, STEDUTO et al. 2009, RAES et al. 2010) entnommen. Einen umfangreichen Überblick zu Interzeptionskapazität, Blattflächenindex (LAI), Albedo, Stomata-Leitfähigkeit, Wuchshöhe und Wurzeltiefe von Feldfrüchten, Grünland und Waldbeständen geben BREUER et al. (2003). Ansätze zur Abschätzung der aerodynamischen Rauigkeitslänge wurden aus LÖPMEIER (1983) verwendet. Für die mittleren Bedeckungsgrade wurde auf die Tabellen der Ad-Hoc-Arbeitsgruppe zurückgegriffen. Erfahrungen mit der Modellierung von Landnutzungsänderungen mit WaSiM sind im Abschlussberichts des Forschungsvorhabens KliWEP (SCHERZER et al. 2006) zusammengefasst, dort finden sich ebenfalls ausführliche Tabellen zum Abgleich mit den Literaturwerten. Ergänzende Angaben wurden den Arbeiten von DEMIRCAN (1995), EHLERS (1996), MAURER (1997) und NIEHOFF (2001) entnommen.

5.2 Weiherbach

Das Einzugsgebiet des Weiherbaches liegt im Kraichgau am Ostrand der Rheinebene zwischen Odenwald im Norden und Schwarzwald im Süden (Abb. 5-8). Die Lösslandschaft des Kraichgaus ist geprägt von landwirtschaftlich genutzten Flächen. Das Weiherbachgebiet liegt etwa 30 km nordöstlich von Karlsruhe auf der Gemarkung der Stadt Kraichtal zwischen den Ortsteilen Münzesheim, Neuenbürg und Menzingen.

Der Großteil der Untersuchungen im Rahmen des BMFT-Verbundprojekts *Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet* (1989-1997) wurde im nördlichen, vorwiegend ackerbaulich genutzten Teil des Gebietes durchgeführt (bis Pegel Menzingen).

Das oberirdische Einzugsgebiet umfasst 6,3 km² bis zum Pegel Gochsheim, das der Weiherbach auf einer Länge von 4 km durchfließt (Abb. 5-8). Der nördliche Teil des Einzugsgebiets, welches für diese Untersuchung herangezogen wurde, umfasst 3,5 km² bis zum Pegel Menzingen.

Einen Überblick über das Einzugsgebiet und das Gerinne des Weiherbaches gibt Abb. 5-9.

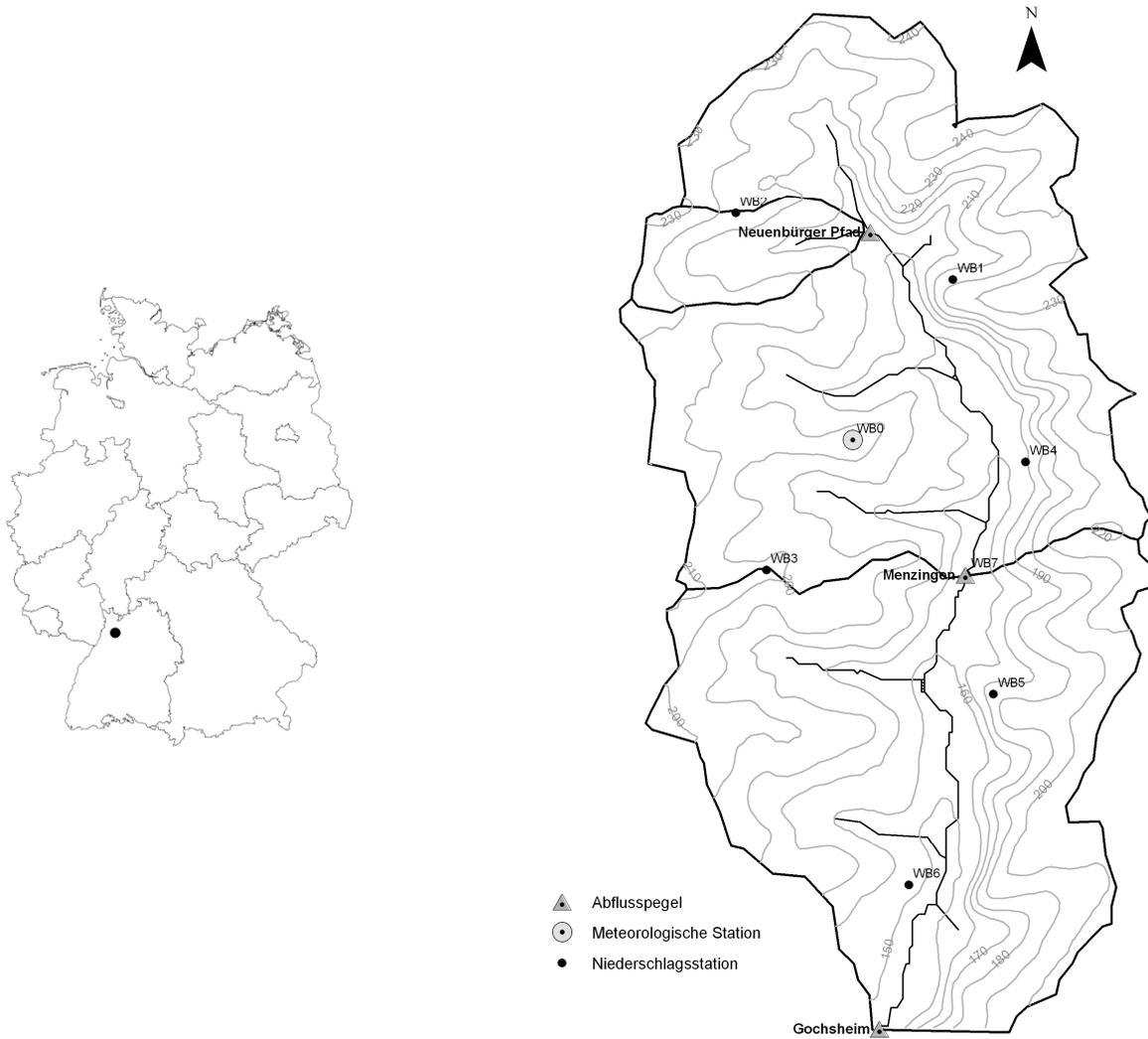


Abb. 5-8: Übersichtskarte über das Einzugsgebiet des Weierbaches mit Höhenlinien und meteorologischen und hydrologischen Messstationen



Abb. 5-9: links: Blick über das landwirtschaftlich geprägte Weierbachgebiet von den Kuppen im Osten in Richtung Süd-Westen; rechts: das Gerinne des Weierbaches direkt oberhalb des Pegels Menzingen

5.2.1 Klimatische Verhältnisse

Der Kraichgau zählt zu den klimatisch im Vergleich zum übrigen Bundesgebiet begünstigten Gebieten. Die mittlere Jahrestemperatur beträgt 9 °C, der mittlere Jahresniederschlag 750 – 850 mm. Typisch für den Kraichgau sind häufige Starkregen in den Monaten Mai bis Juni, mit maximalen Niederschlagshöhen bis über 75 mm/Tag (PLATE & ZEHE 2008).

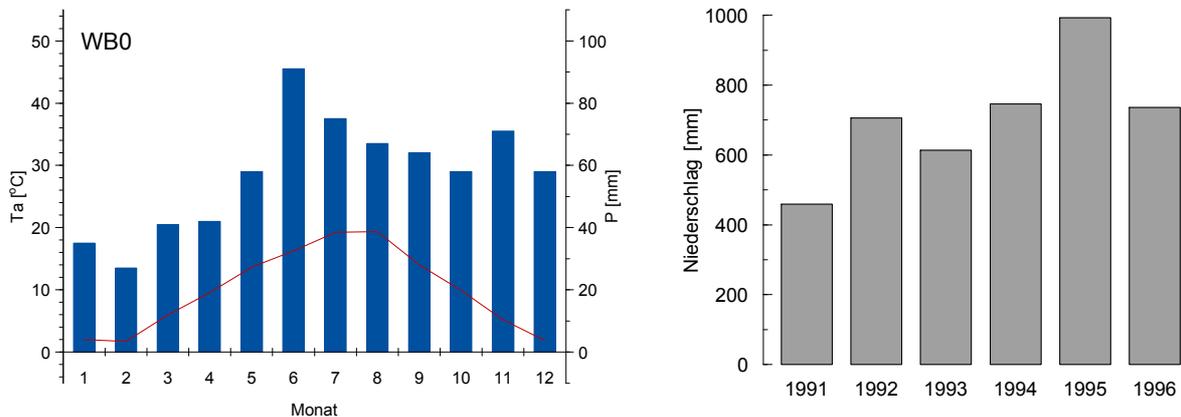


Abb. 5-10: Klimadiagramm der Station WB0 im Einzugsgebiet des Weiherbachs (Zeitraum 1990 - 1996) und Jahresniederschläge von 1991 - 1996

Das Klimadiagramm für die Jahre 1990 – 1996 (Abb. 5-10) zeigt die niederschlagsreichsten Monate Juni und Juli. In den beiden Jahren 1994 und 1995 wurde ein höherer Jahresniederschlag als in den vorangegangenen Jahren des Betriebs der Messungen registriert (Abb. 5-10). Die mittlere Strahlungsbilanz beträgt 57,9 W/m², die potentielle Evapotranspiration liegt bei 781 mm (KOLLE & FIEDLER 1996 in MAURER 1997). Durch den stark schwankenden Jahresniederschlag ergeben sich für die klimatische Wasserbilanz Werte zwischen 43-395 mm, die zur Bodenspeicherauffüllung oder Grundwasserneubildung beitragen (MAURER 1997).

5.2.2 Geologie und Böden

Das bestimmende geologische Element des Weiherbachgebietes ist die mächtige quartäre Lössbedeckung. Löss ist ein äolisches Sedimentationsgestein und dadurch gut sortiert mit engem Maximum der Korngrößenverteilung im Grobschluffbereich (PÉCSI & RICHTER 1996). Der Löss im Weiherbachgebiet ist mit 25 bis 30 Gew.-% relativ kalkreich, sein Grobschluffgehalt liegt bei 50 bis 55 Gew.-% und seine Porosität zwischen 0,45 und 0,50 (GEROLD et al. 1992). Die Lössmächtigkeiten im Untersuchungsgebiet schwanken zwischen 0 und 15 Metern (PLATE & ZEHE 2008). In den oberen Formationen befinden sich rein silikatische Gesteine des Unteren und Mittleren Keupers (PLATE & ZEHE 2008).

Morphologisch zeigt sich eine deutliche Gliederung des Gebietes von West nach Ost. Westlich des Weiherbaches fallen schwach geneigte Hänge mit mächtigen Löss-Kolluvien zum Weiherbach hin ab, östlich davon steigt das Gelände steil an und geht in flache Kuppen über bis zur Einzugsgebietsgrenze. Morphogenetisch ist diese Asymmetrie nicht eindeutig geklärt, verschiedene Autoren machen das

Osteinfällen der geologischen Schichten oder die Exposition der Hänge im Frost-Tau-Zyklus der Kaltzeiten verantwortlich (weiterführende Literatur zur Thematik findet sich bei PLATE & ZEHE (2008)).

Der Löss ist auch das Ausgangssubstrat der im Weiherbachgebiet vorkommenden Böden. Seine ablagerungsbedingt lockere Feinstruktur ergibt bei gleichzeitig schluffigem Charakter eine hohe Porosität und ein günstiges Verhältnis zwischen der Wasser haltenden und Wasser leitenden Wirkung (PLATE & ZEHE 2008).

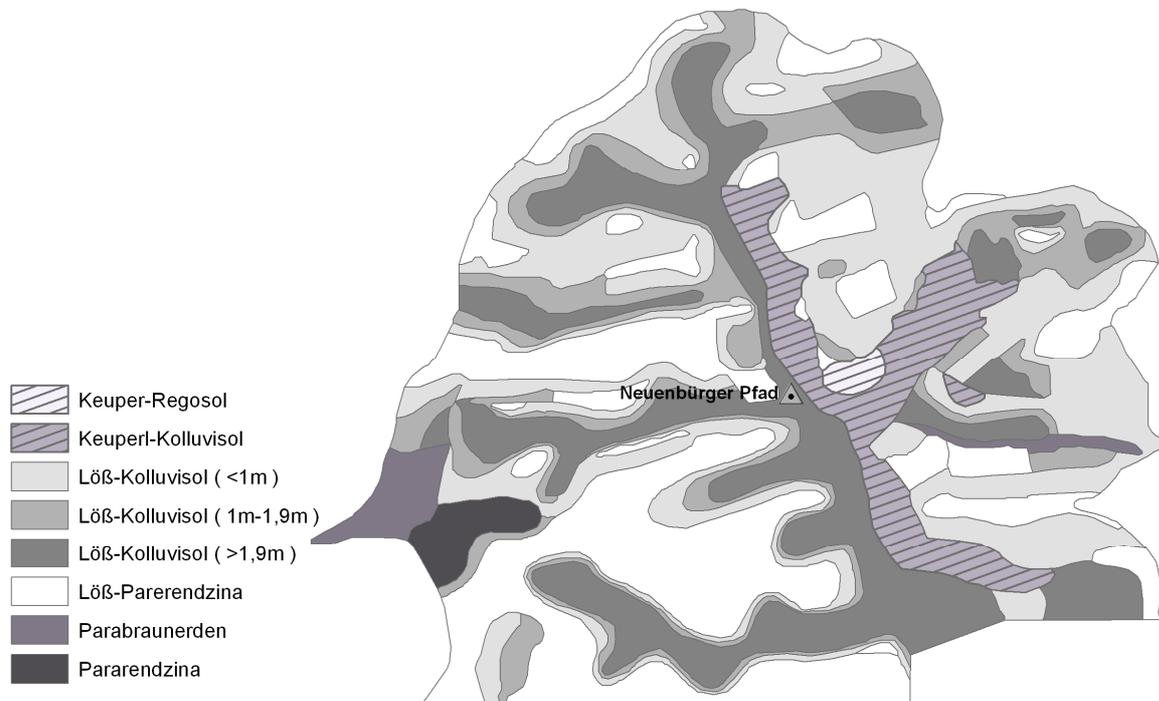


Abb. 5-11: Bodentypen im nördlichen Weiherbachgebiet (nach GEROLD et al. 1992)

Die Parabraunerde ist der typische Boden von Lösslandschaften. Dieser Bodentyp kommt im Weiherbachgebiet jedoch nur noch auf Flächen ohne landwirtschaftliche Nutzung vor. Die rezente Verteilung der unterschiedlichen Bodenmächtigkeiten wurde und wird daher von der Erosionsvorgeschichte, dem Relief, den Abtragungsmöglichkeiten, der Dauer der Nutzung, der Art der Bearbeitungsweisen und der aktuellen wie der ehemaligen Bearbeitungsrichtungen gesteuert (PLATE & ZEHE 2008). Die typische Hangcatena im Gebiet ist somit eine Folge der Bewirtschaftung und der natürlichen Bodenentwicklung. So zeigen sich in den Senken der landwirtschaftlich genutzten Zonen mächtige Kolluvial-Böden (>2 m Mächtigkeit), die sich hangaufwärts über geringmächtige Löss-Pararendzina-Kolluvisole bis hin zur Parabraunerde erstrecken. Neben diesen Lösskolluvien finden sich auch Keuperkolluvien, bevorzugt in Senken am Fuß der Keuperhänge. Im Bereich der Steilhänge an der Ostflanke des Weiherbachtals sind die Verhältnisse kleinräumig stärker gegliedert und zeigen eine weniger intensive landwirtschaftliche Nutzung (PLATE & ZEHE 2008). Abb. 5-11 zeigt die räumliche Verteilung der im nördlichen Einzugsgebiet vorkommenden Bodentypen mit unterschiedlicher Mächtigkeit der Kolluvisole.

5.2.3 Gewässer und Grundwasser

Der Weiherbach durchfließt das Gebiet in nord-südlicher Richtung auf einer Länge von ca. 4 km und mündet bei Münzesheim in den Kraichbach. Im Rahmen der Flurbereinigung erhielt der Weiherbach in seinem Oberlauf ein naturfernes, trapezförmiges Bachbett mit steilen Uferböschungen und ohne Gehölzstreifen, neben dem asphaltierte Wege zu den landwirtschaftlichen Anwesen führen (siehe Abb. 5-9 rechts). Im Unterlauf fließt der Weiherbach streckenweise in seinem natürlichen Bett (PLATE & ZEHE 2008).

Oberflächenabfluss tritt nach stärkeren Regenfällen intermittent, Grundwasserabfluss über Quellen und Dräne auf. Der Oberflächenabfluss wird an den Pegeln Menzingen (Einzugsgebiet 3,5 km²) und Gochsheim (6,3 km²) aufgezeichnet. Der Pegel Neuenbürg zeichnet den Abfluss des Teileinzugsgebiets Neuenbürger Pfad auf, in dem der Intensivmesshang des Weiherbachprojektes liegt (DELBRÜCK 1997).

Die komplizierten Grundwasserverhältnisse des Kraichgaus waren zu Beginn des Weiherbachprojektes Bestandteil einiger Untersuchungen. Es konnte gezeigt werden, dass im Einzugsgebiet des Pegels Menzingen zwei weitgehend unabhängige Grundwasserfließsysteme existieren. Das obere in der bis zu 20 m mächtigen Lössbedeckung ist in einem heterogenen Grundwasserleitersystem in pleistozänen Fließerden an der Basis des Lösses ausgebildet. Der untere Kluftgrundwasserleiter liegt zum größeren Teil außerhalb des oberirdischen Einzugsgebietes des Weiherbachs, trägt aber maßgeblich zum Wasserhaushalt des Gebietes mit einer mittleren Schüttung von 5-6 l/s bei (ACKERMANN 1997 in PLATE & ZEHE 2008). Für die Abflussbildung bei Starkregenereignissen sind aber vorrangig die hohe Makroporosität und die Konnektivität der oberen Bodenschichten mit den Ackerdränagen verantwortlich. Die Abstandsgeschwindigkeit liegt dabei im Bereich von m/s, währenddessen sie in der Lössmatrix bei 1-2 m/a liegen (PLATE & ZEHE 2008). Der Grundwasserabfluss aus dem unteren Fließsystem spielt bei der Modellierung des dynamischen Prozesses der Abflussbildung aus direktem Niederschlag keine Rolle (PLATE & ZEHE 2008).

Der Abfluss wird hauptsächlich von lokalem Grundwasser aus Quellen und Drainagen bestimmt. Nur während starker Regenereignisse trägt vermehrter Oberflächenabfluss zum Gesamtabfluss des Weiherbachs bei, andere Abflusskomponenten sind weniger relevant (ZEHE et al. 2005).

5.2.4 Landnutzung

Das Gebiet des Weiherbaches wird wie der gesamte Kraichgau bereits seit der Ansiedlung durch Menschen landwirtschaftlich genutzt. Der nördliche Teil des Gebietes wurde in den 1960er Jahren flurbereinigt. Die verbleibenden landwirtschaftlichen Höfe bewirtschaften das Gebiet vorwiegend im Ackerbau, aber auch im Futter- und Veredelungsbetrieb. Tab. 5-5 zeigt einen Überblick der Flächennutzung im Weiherbachgebiet und verdeutlicht die vorrangige Bedeutung der landwirtschaftlich bearbeiteten Flächen und die geringen Anteile an Wald und Siedlungsflächen.

Tab. 5-5: Flächennutzung des Weiherbachgebiets (BEUDERT 1997 aus PLATE & ZEHE 2008)

Flächennutzung	%
Ackerfläche	69,1
Grünland	1,3
Obst/Streuobst	4,2
Flächenstilllegung	15,8
Wald	7,0
Landwirtschaftliche Anwesen	1,0
Wirtschaftswege	1,5

Das Grünland befindet sich überwiegend an den westexponierten Keuperanschnitten, die Ackernutzung erfolgt auf den flurbereinigten Lössflächen. Hauptkulturen sind Getreide (Winterweizen, Sommergerste), Hackfrüchte (Mais, Zuckerrüben) und Ölfrüchte (Sonnenblumen, Raps) (PLATE & ZEHE 2008).

Im Laufe des Weiherbachprojektes wurde aufgrund der Erosionsanfälligkeit und des damit verbundenen Nährstoffeintrags in Oberflächengewässer durch Umstellung der Bewirtschaftungsweise hin zu konservierenden Maßnahmen wie Pflugverzicht und Mulchsaat der Bodenerosion entgegengewirkt. Die Kartierung der Zwischenfrucht im Jahr 1994 lag jedoch nicht flächendeckend vor. Erst ab der Ernte 1995 wurde flächendeckend mit Zwischenfrüchten gearbeitet. In den niederschlagsreichen Jahren 1994 und 1995 (Kap. 5.2.1) überwog jedoch die konventionelle Bewirtschaftung (MAURER 1997).

5.2.5 Abflussereignisse

Die größten Niederschlags-Abfluss-Ereignisse am Pegel Menzingen sind in Tab. 5-6 zusammengefasst. Die Abflussbeiwerte sind selbst bei den Ereignissen mit den höchsten Abflussscheiteln sehr niedrig. Beim größten Ereignis am 27.06.1994 beträgt der Abflussbeiwert nur 11 %. Das größte Ereignis wurde außerdem nicht direkt aufgezeichnet, sondern invers durch hydraulische Modellierung nachträglich bestimmt, da der Messpegel Menzingen während des Ereignisses umflossen wurde (MAURER 1997).

DELBRÜCK (1997) zeigte in seinem Tracer-Experiment am Messhang Neuenbürger Pfad im Nordwesten des Gebiets eine Geschwindigkeit des lateralen Flusses im Hang von 96 ± 24 cm/a. Dies verdeutlicht die Rolle von lateralem Fließen in der Bodenmatrix auf die Abflussbildung und –konzentration von Hochwasserereignissen. Der Abfluss im Gerinne während Starkniederschlägen wird daher von HORTON'schem Oberflächenabfluss und der Infiltration in die Makroporen bestimmt. MERZ (1996) erklärt das Auftreten von Oberflächenabfluss aus Infiltrationsüberschuss mit den relativ geringen Infiltrationsraten auf Lössböden und der Verschlammungsanfälligkeit.

Tab. 5-6: Kenndaten der größten N-A-Ereignisse am Pegel Menzingen (MAURER 1997)

Datum	Niederschlags- höhe [mm]	Niederschlags- dauer [h]	Scheitelabfluss [l/s]	Abflussbei- wert [%]	Anstiegszeit [h]
21.07.1992	26,9	1,5	788	2,5	0,90
20.12.1993	56,2	30,0	143	3,6	0,81
25.04.1994	8,3	1,5	447	3,4	0,39
27.06.1994	83,1	3,0	7920	11,0	0,54
12.08.1994	34,8	1,5	997	2,9	0,61
13.08.1994	7,0	0,5	264	2,7	0,44
18.03.1995	30,4	18,0	259	2,4	0,59
22.07.1995	32,1	1,0	627	1,9	0,35
07.08.1995	33,2	1,5	400	1,4	0,90
13.08.1995	67,1	2,0	3165	8,1	0,71

5.2.6 Datengrundlage für die Modellierung

Die Daten des Weiherbach-Projektes stehen in Form einer umfangreichen, gut dokumentierten Datenbank zur Verfügung, die zur Parametrisierung des Modells im Falle einer konventionellen Bodenbearbeitung herangezogen werden kann. Die vorherrschenden Anbaufrüchte sind Winterweizen, Wintergerste, Mais, Rüben und Sonnenblumen, teilweise wurde Senf als Zwischenfrucht verwendet. Auch wenn ähnlich detaillierte Daten zur Landnutzung und –bewirtschaftung wie im FAM fehlen, sind die vorhandenen Daten zur Parametrisierung des zu entwickelnden Modells für konventionelle Landwirtschaft gut geeignet.

Für das Weiherbachgebiet wurden bereits mehrere Wasser- und Stofftransportmodelle erstellt. Dazu zählen ein Mehr-Schichten-Modell für die gesättigte und ungesättigte Infiltration (SUMKIM, SCHIFFLER 1992), ein hydrologisches Modellsystem zur Hangwasserdynamik (HILLFLOW, BRONSTERT 1994), ein Teilgebietsmodell mit erweitertem Infiltrationsmodell, Zwischenabfluss und vereinfachtem Bachabfluss (SAKE, MERZ 1996), ein prozessorientiertes Modellsystem mit Gebietszerlegung nach Hangsegmenten und deren Falllinie (CATFLOW, MAURER 1997), sowie eine Erweiterung von CATFLOW durch die Berücksichtigung von Stofftransportprozessen (CATFLOW 2.0, ZEHE 1999) und Erosions- und Depositionsprozessen (CATFLOW-SED, SCHERER 2008).

5.2.7 Bodenparametrisierung

Beim Modellaufbau des Weiherbach-Gebietes wurde für die Parametrisierung der Böden auf die Arbeit von SCHÄFER (1999) zurückgegriffen. Darin wurden die bodenhydraulischen Eigenschaften im Weiherbachgebiet gemessen und die Saugspannungskurven sowohl experimentell bestimmt als auch invers modelliert. Dadurch konnten die VAN-GENUCHTEN-Parameter für charakteristische Böden des

Weierbachgebiets bestimmt werden. Ebenso wurden Vergleiche verschiedener Pedotransferfunktionen durchgeführt und die beste Übereinstimmung mit den PTF von CARSEL & PARRISH (1988) und RAWLS & BRAKENSIEK (1989) gefunden. Die bodenhydraulischen Parameter für den C-Horizont stellten sich dabei homogen für alle Bodentypen im gesamten Einzugsgebiet dar. Die verwendeten Parameter inklusive ihrer Unsicherheiten finden sich in Tab. 5-7. Jedoch kann diese Lösung nur eine Näherung an die Realität darstellen, da die von Natur aus gegebenen Unsicherheiten der Beschreibung der bodenhydraulischen Eigenschaften durch PTF weiter verstärkt werden (vgl. SCHIFFLER 1992, DELBRÜCK 1997, SCHÄFER 1999).

Tab. 5-7: MUALEM-VAN-GENUCHTEN-Parameter für die Bodenhorizonte im Weierbachgebiet (nach SCHERER 2008 und SCHÄFER 1999)

Bodentyp	Horizont	k_s [m/s]	θ_s [m ³ /m ³]	θ_r [m ³ /m ³]	α [1/m]	n [-]	γ [-]
Pararendzina	Ap	$1,114 \cdot 10^{-6}$ $\pm 1,106 \cdot 10^{-5}$	0,440 $\pm 0,029$	0,049 $\pm 0,033$	1,62 $\pm 1,05$	1,296 $\pm 0,110$	0,74 $\pm 0,86$
Löss-Kolluvium	Ap, M	$1,096 \cdot 10^{-6}$ $\pm 8,584 \cdot 10^{-6}$	0,441 $\pm 0,031$	0,055 $\pm 0,035$	2,03 $\pm 1,18$	1,170 $\pm 0,065$	0,48 $\pm 0,67$
Keuper-Kolluvium	Ap, M	$1,848 \cdot 10^{-6}$ $\pm 1,182 \cdot 10^{-6}$	0,420 $\pm 0,026$	0,106 $\pm 0,054$	10,56 $\pm 4,00$	1,166 $\pm 0,048$	0,41 $\pm 0,2$
Parabraunerde	Ap, Bt	$2,569 \cdot 10^{-7}$ $\pm 8,804 \cdot 10^{-6}$	0,460 $\pm 0,011$	0,013 $\pm 0,005$	0,60 $\pm 0,24$	1,339 $\pm 0,113$	0,95 $\pm 0,83$
Parabraunerde	Al	$1,210 \cdot 10^{-6}$ $\pm 3,018 \cdot 10^{-6}$	0,450 $\pm 0,001$	0,028 $\pm 0,020$	0,60 $\pm 0,10$	1,654 $\pm 0,156$	1,53 $\pm 0,61$
Alle Bodentypen	C	$6,803 \cdot 10^{-7}$ $\pm 9,654 \cdot 10^{-6}$	0,444 $\pm 0,033$	0,066 $\pm 0,035$	0,51 $\pm 0,17$	2,240 $\pm 0,449$	0,71 $\pm 0,64$

5.2.8 Parametrisierung der Landnutzung

Die Landnutzungsdaten der einzelnen Feldabschnitte sind für das Weierbachgebiet in den Jahren 1994 – 2001 aufgezeichnet worden. In den hydrologisch aktiven Jahren 1994 und 1995 wurde noch keine konservierende Bearbeitung der Ackerböden vorgenommen, weswegen man bei den Niederschlag-Abfluss-Ereignissen in diesen Jahren von einer konventionellen Bewirtschaftung ausgehen kann. Zwischenfrüchte wurden flächendeckend erst nach der Ernte 1995 angebaut. Die vorherrschenden Anbaufrüchte sind Winterweizen, Wintergerste, Mais, Rüben und Sonnenblumen. Für diese Feldfrüchte wurden aus der Literatur (DEMIRCAN 1995, EHLERS 1996, MAURER 1997, RITZ 2000, NIEHOFF 2001, SCHERZER et al. 2006 und SCHERER 2008) Werte übernommen, die für die Abflusskonzentration im erweiterten Modell obligatorisch sind (Kap. 4.3.4.2, Anhang B). Im Gegensatz zu den Daten in Scheyern sind keine Aussaat- und Erntezeitpunkte protokolliert, daher werden die Vegetationszyklen nach Abb. 5-12 angenommen.

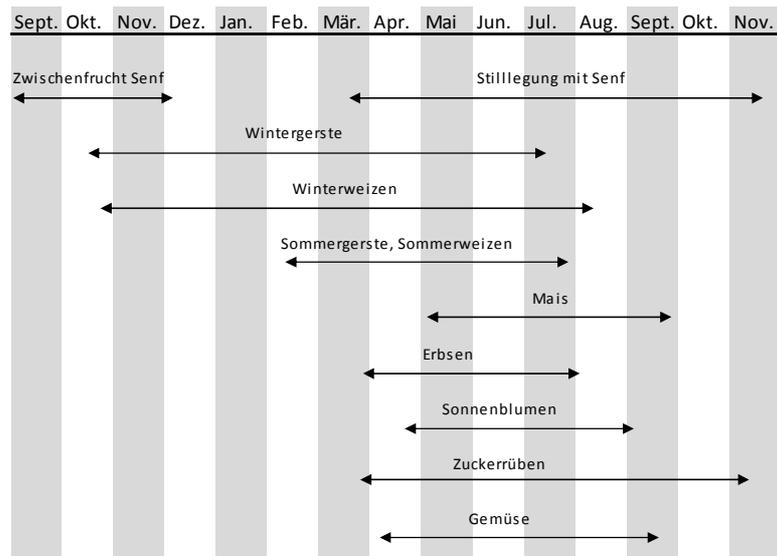


Abb. 5-12: Vegetationszeiten der Haupt- und Zwischenfrüchte im Weiherbachgebiet (verändert nach PLATE & ZEHE 2008, RITZ 2000)

6 Empirische Analysen der experimentellen Daten

6.1 Analyse der Berechnungsdatenbank

Die a-priori Festlegung eines deterministischen oder stochastischen Modells zur Beschreibung der Abflussbildung auf landwirtschaftlichen Flächen ist zunächst dem jeweiligen Begriffsmodell unterworfen. Unabhängig davon wurde die in Kap. 4.1.2 beschriebene Berechnungsdatenbank in ihrer Gesamtheit in unterschiedlichen Analysen ausgewertet. Die Datensätze weisen eine ähnliche Methodik in ihrer Entstehung auf, beinhalten jedoch eine große Variabilität der Randbedingungen. Ziel der Datenbankanalyse ist es, Abhängigkeiten von Boden- und Bewirtschaftungseigenschaften mit den abflusssteuernden Prozessen zu finden, um entstehenden Oberflächenabfluss in seiner zeitlichen Auflösung vorhersagen zu können.

Modelle, die mit Transferfunktionen arbeiten und deswegen das empirische Herangehen an physikalische Prozesse mit mehr oder weniger einfach gehaltenen Ansätzen zum Gegenstand haben, sind darin angreifbar, dass gewisse Faktoren, die nicht-lineare Wirkungsketten in der Natur beschreiben, nicht durch lineare Ansätze unabhängiger Variablen oder nur mit hoher Unsicherheit geschätzt werden können. Transferfunktionen, die auf diese Weise entwickelt wurden (SCHEINOST 1995, SCHRÖDER 2000) sind immer innerhalb eines Untersuchungsgebietes oder einer Region entstanden und sind daher hoch anfällig für eine Regionalisierung des Modells und eine Extrapolation der Ergebnisse auf unbekannte Gebiete.

Eine Idee, diese limitierende Aussagekraft zu übergehen, liegt in der Zusammenführung von Experimentdaten verschiedener Forschergruppen innerhalb einer klimatischen Region (Kap. 4.1.2). Allerdings kann sich das Problem ergeben, dass allgemein formulierte Transferfunktionen bei Vergrößerung des Datenpools keine Gültigkeit mehr besitzen oder zumindest in ihrer Güte stark abnehmen. Die Voraussetzungen unabhängiger Variablen und additiver Gesetzmäßigkeiten wären nicht mehr gegeben. Eindeutige Zusammenhänge zwischen Bodeneigenschaften und beispielsweise Infiltrationsparameter können eventuell nicht eindeutig nachgewiesen werden.

6.1.1 Bodenarten in der Berechnungsdatenbank

Die Verteilung der Bodenhauptgruppenarten der in der Berechnungsdatenbank vorkommenden Berechnungsplots ($n = 209$) zeigt nach Abb. 6-1 mit insgesamt 85,6 % Schluffe und Lehme das Vorherrschen landwirtschaftlich genutzter Böden. Betrachtet man die Bodenartengruppen (Abb. 6-2), zeigt sich die Dominanz der Tonschluffe (31,1 %), Normallehme (22,5 %), Lehmschluffe (14,8 %) und Sandlehme (13,9 %), die sich allesamt durch hohe Schluffgehalte (bis 92 %) und mittlere Tongehalte (8-35 %) auszeichnen.

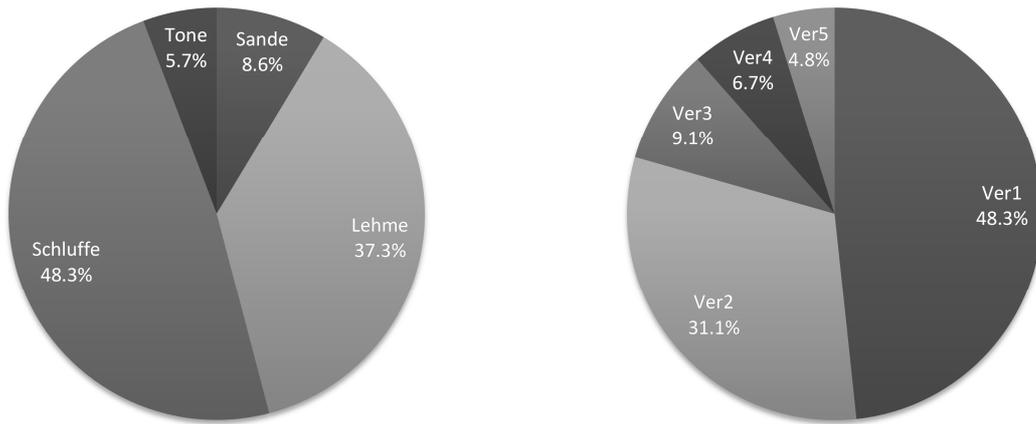


Abb. 6-1: Verteilung der Bodenartenhauptgruppen (links); Anteile der Bodenart an den Verschlammungsneigungsklassen aus KA5 (rechts); n=209

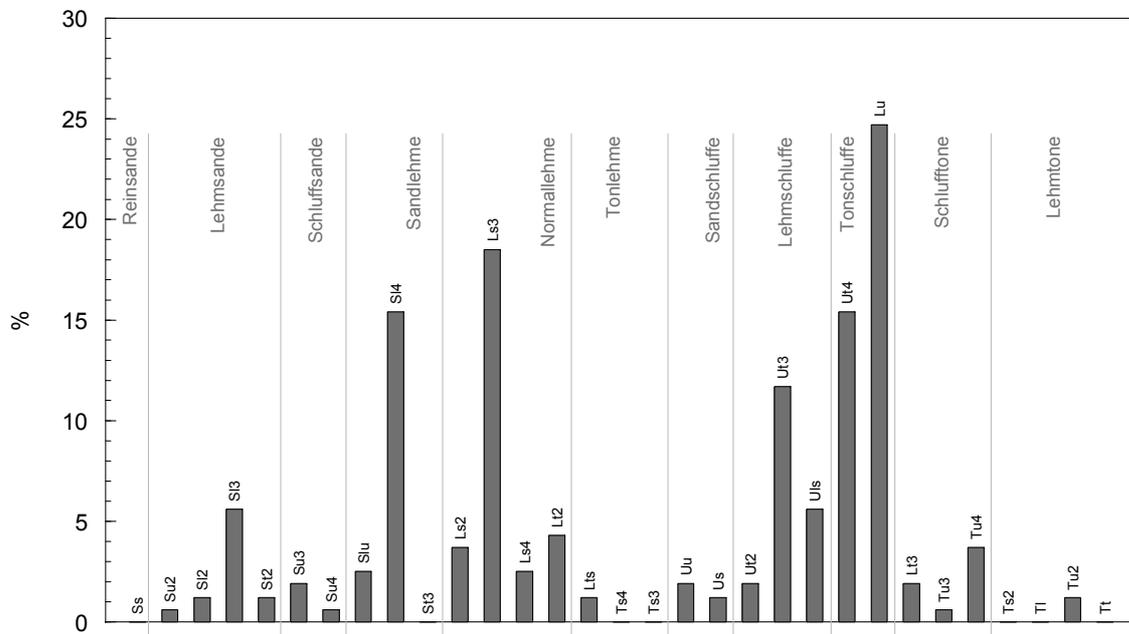


Abb. 6-2: Anteil der Bodenarten in der Beregnungsdatenbank

Nach der Klassifizierung der AD-HOC-AG BODEN (2005) gibt es 5 Klassen der Verschlammungsneigung von Bodenarten. Dabei sind über die Hälfte der betrachteten Böden schwach bis sehr stark verschlammungsgefährdet (Ver2 – Ver5: 51,7 %, Abb. 6-1). Diese Verteilung spiegelt die Heterogenität der Datenbank wieder, die eine Modellbildung aufgrund von verschlammungsgefährdeten Bodenarten und anderer dynamischer Eigenschaften absichern kann. Böden geringerer Verschlammungsneigung haben ein stabileres Gefüge und reagieren anders auf einen intensiven Niederschlagsimpuls.

Tab. 6-1: Einstufung der Verschlammungsneigung nach KA5 (AD-HOC-AG BODEN 2005)

Bodenart Kurzzeichen ^{*)}	Verschlammungsneigung	
	Kurzzeichen	Bezeichnung
Alle nachfolgend nicht aufgeführten Bodenarten	Ver1	sehr schwach
Ut4, Lu, (Sl3, Slu)	Ver2	schwach
Ut3, (Uls, Sl2)	Ver3	mittel
Ut2, fS, (Uls, Su2, Sl2)	Ver4	stark
Uu, Us, Su3, Su4, ffS, (Su2)	Ver5	sehr stark

^{*)} für die in Klammern angegebenen Bodenarten gibt es verschiedene Zuordnungsmöglichkeiten

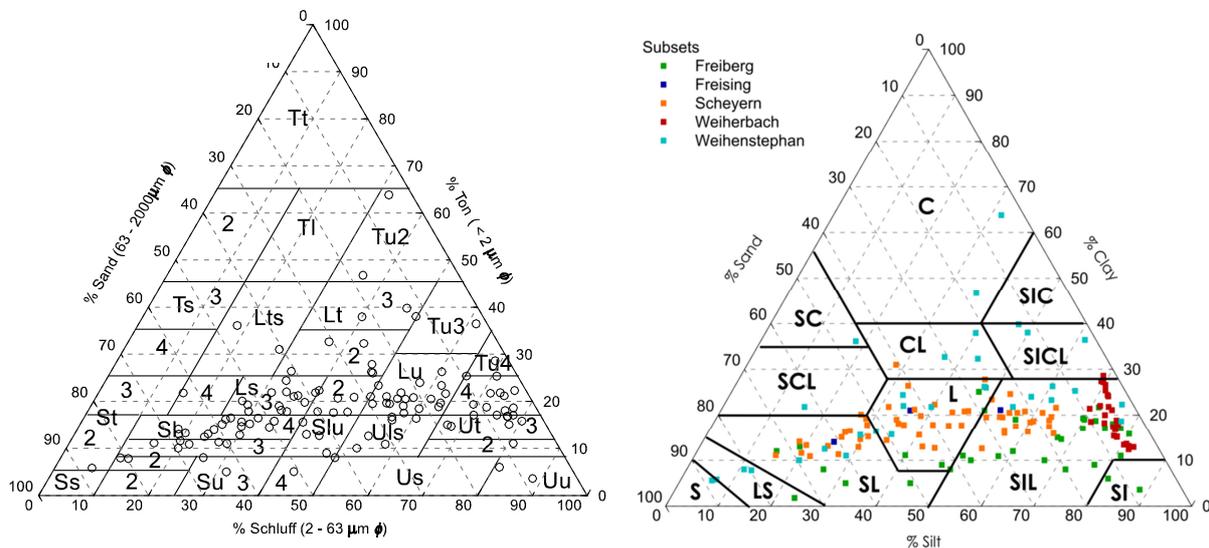


Abb. 6-3: Bodenartendreieck nach KA5 (links) und der US Soil Classification (rechts)

Abb. 6-3 zeigt die Bodenartendreiecke aller in der Beregnungsdatenbank vorkommenden Böden nach der Unterteilung der Bodenkundlichen Kartieranleitung und der US-Soil-Classification, letztere weiter unterteilt in die einzelnen Teildatensätze. Dabei wird deutlich, dass die Homogenität einzelner Messkampagnen (Weiherbach) oder geringer Variation (Freising) durch die Zusammenfügung überwunden wird und sich eine heterogene Verteilung der Bodenarten im Gesamtdatensatz zeigt, die allgemeine statistische Aussagen über das Abflussverhalten auf verschiedenen Bodenarten zulässt.

6.1.2 Bildung von Abfolgen

Insgesamt beinhaltet die Datenbank 728 Beregnungsversuche, die aus Trocken-, Feucht- und Nassläufen bestehen. In den Rohdaten der Experimente sind die einzelnen Abflussmessungen abgelegt, also in Beregnungsphase *trocken*, *feucht* (falls vorhanden) und *nass* (falls vorhanden). Beispielhaft zeigt sich der Verlauf der Messwerte in den Rohdaten wie in Abb. 6-4. Nach einer ersten Beregnung mit definierter Intensität der Beregnungsanlage unter den vorherrschenden meteorologischen Bedingungen – dem

sogenannten Trockenlauf – wird eine Regenpause abgewartet, ehe derselbe Versuchsplot mit derselben oder einer abgeänderten Intensität beregnet wurde (abhängig vom Untersuchungsziel der Kampagne einmal oder zweimal). Die gemessenen Abflussraten zeigen einen ähnlichen Endzustand, was einer konstanten Infiltrationskapazität entspricht. Der Verlauf bis zum Erreichen dieses Endzustandes variiert im Normalfall bei veränderten Randbedingungen.

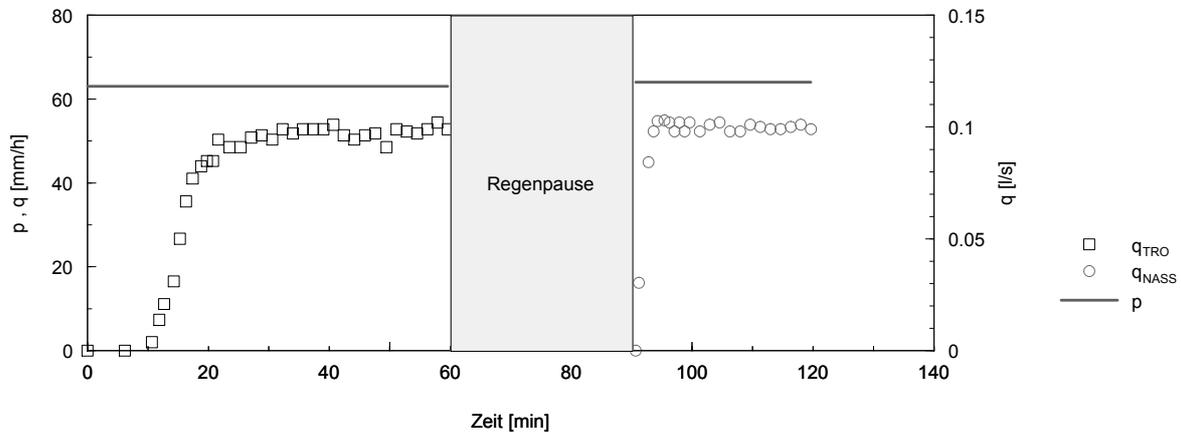


Abb. 6-4: Beobachtungswerte der Versuche Nr. 41 und 42 aus dem Teildatensatz Scheyern mit Beregnungspause von 30 min

AUERSWALD (1993) zeigte, dass die höhere Abflussbereitschaft in den Feucht- und Nassläufen nicht durch die verschiedenen Feuchtezustände des Oberbodens bestimmt wurden (MARTIN 1988), sondern durch die Ausbildung einer Verschlammungshaut, die das Abflussgeschehen der weiteren Beregnungsphasen erklärt. Die Erstberegnung und die dabei auftretende Bodenfeuchte bestimmt das Abtragsverhalten der nachfolgenden Beregnungen. Die Feucht- und Nassläufe der Beregnungsexperimente stellen damit nur eine Verlängerung der Trockenläufe dar (AUERSWALD 1993). Deswegen ist die Zusammensetzung der Einzelläufe eine wesentliche Voraussetzung zur Analyse der Prozesse, die zur Oberflächenverschlammung führen. Datensätze, die den folgenden Randbedingungen nicht genügten, wurden aus der Datenbank entfernt:

- Datensätze ohne Trockenlauf
- die ersten 5 Minuten aller Feucht- und Nassläufe
- Läufe, die beim Nasslauf höhere Infiltrationsraten aufweisen als im Trockenlauf
- Läufe, die stetig abnehmen und keine stabile Endinfiltrationsrate aufweisen
- Läufe, die in den letzten 10 Werten zu stark variieren
- Läufe, die zu wenig Messpunkte aufweisen ($n < 25$)
- Läufe, bei denen $E_{kin} < 500 \text{ J/m}^2$

Aus den gemessenen Abflussraten der Einzelexperimente wurden dann die Lücken derart geschlossen, dass Trocken-, Feucht- und Nassläufe zu jeweils einer Abfolge (SEQ) zusammengefasst wurden, um eine durchgehende Ganglinie des Abflussbildungsprozesses zu erhalten.

Aus den Messwerten und der Tabelle der Randbedingungen wurde aus den Bodenbedeckungsgraden zum Zeitpunkt der Beregnung (Vegetation, Residuen und Steinbedeckung) auf die effektive kumulierte Niederschlagsenergie (E_{kin} , Gl. [4.2]) geschlossen und als Abszisse zur Abbildung der Abflussmesswerte verwendet. Der Prozess der Oberflächenverschlammung wird nach ROTH (1992) eher von der Niederschlagsenergie als von der gefallen Niederschlagsmenge bestimmt. Als Infiltrationsraten wurde die (p-q)-Kurve bestimmt, die den Infiltrationsverlauf nur teilweise genau wiedergibt. HORTON (1940) bezeichnet die (p-q)-Kurve nicht als wahre Infiltrationsverlaufskurve, da sie den Muldenverlust unberücksichtigt lässt. In der vorliegenden Arbeit wird jedoch diese Unsicherheit vernachlässigt. Als Ergebnis ergibt sich eine nahezu durchgängige zeitliche Darstellung des Infiltrationsverlaufs (Abb. 6-5).

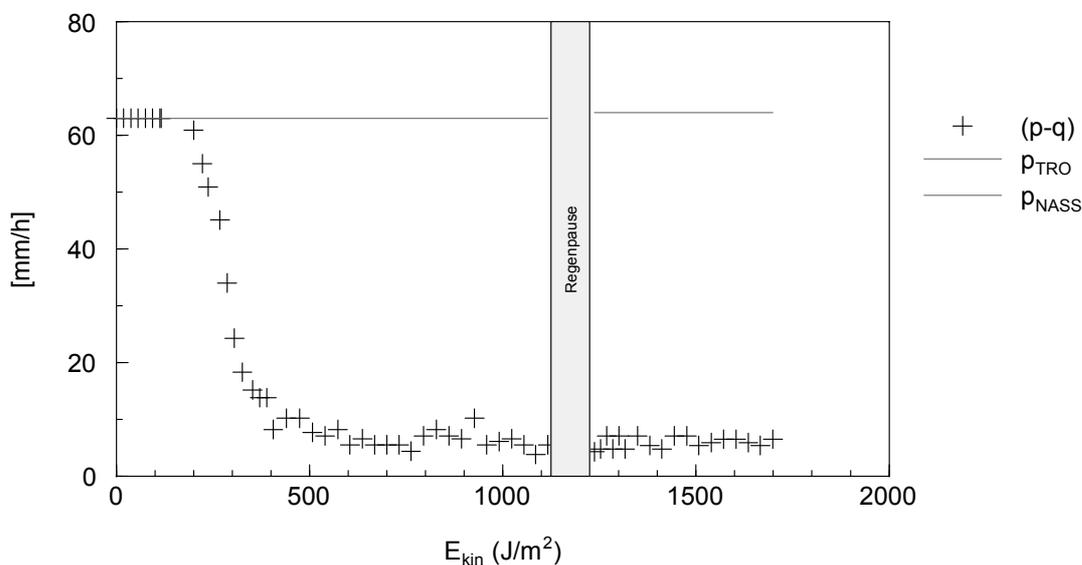


Abb. 6-5: Aufbereitung des Beregnungsversuches Nr. 41 und 42 des Teildatensatzes Scheyern, aufgetragen als Infiltrationsrate auf die kumulierte effektive kinetische Energie E_{kin}

In den Verläufen der zusammengesetzten Abfolgen (SEQ) stellt sich der Infiltrationsprozess unter dem Einfluss der Oberflächenverschlammung folgendermaßen dar: Die Beregnung bewirkt durch den Aufprall der Regentropfen eine mechanische Wirkung auf die Bodenaggregate, die je nach Bedeckung durch Vegetation oder Residuen mehr oder weniger stark ausfallen kann. Die Infiltrationskapazität des Oberbodens ist demnach anfangs gleichbedeutend mit der Beregnungsintensität. Durch die Einwirkung der Regentropfen bildet sich auf unbedeckten Böden aufgrund unterschiedlicher stationärer oder dynamischer Randbedingungen mehr oder weniger schnell eine dünne Verschlammungsschicht, die die Oberflächenabflussbildung begünstigt und die Infiltrationskapazität so herabsetzt, bis ein gewisser Endzustand erreicht ist, der durch weitere Beregnung nicht mehr verändert wird. Das Maß für die Geschwindigkeit des Abfalls wird weiterhin Verschlammungsneigung c_v genannt.

Mit der beschriebenen Prozedur wurden insgesamt 252 Abfolgen (SEQ) gebildet, die die Grundlage für die weiteren Analysen bilden. Für jede Abfolge wurde eine Identifikationsnummer vergeben, um einzelne Experimente direkt ansprechen zu können. Die erste Ziffer der Identifikationsnummer bezeichnet jeweils die Zugehörigkeit zu einem der Teildatensätze (Tab. 6-2).

Tab. 6-2: Codierung der Teildatensätze der Beregnungsdatenbank

Erste Ziffer der Abfolge	Teildatensatz
1	FB (= Freiberg)
2	FS (= Freising)
3	SY (= Scheyern)
4	WB (= Weiherbach)
5	WS (= Weihenstephan)

6.1.2.1 Zusammenhang zwischen den Messdaten der Beregnungsexperimente

Aus allen Beregnungsexperimenten, die in der Datenbank zu geordneten Abfolgen SEQ zusammengefügt werden konnten, wurden die Randbedingungen (Bodeneigenschaften, Landnutzungsbedingungen und Eigenschaften der Beregnungsanlage) zu einer Tabelle zusammengefasst und auf Korrelationen untereinander und mit den gemessenen Abfluss- und Niederschlagsvolumina untersucht.

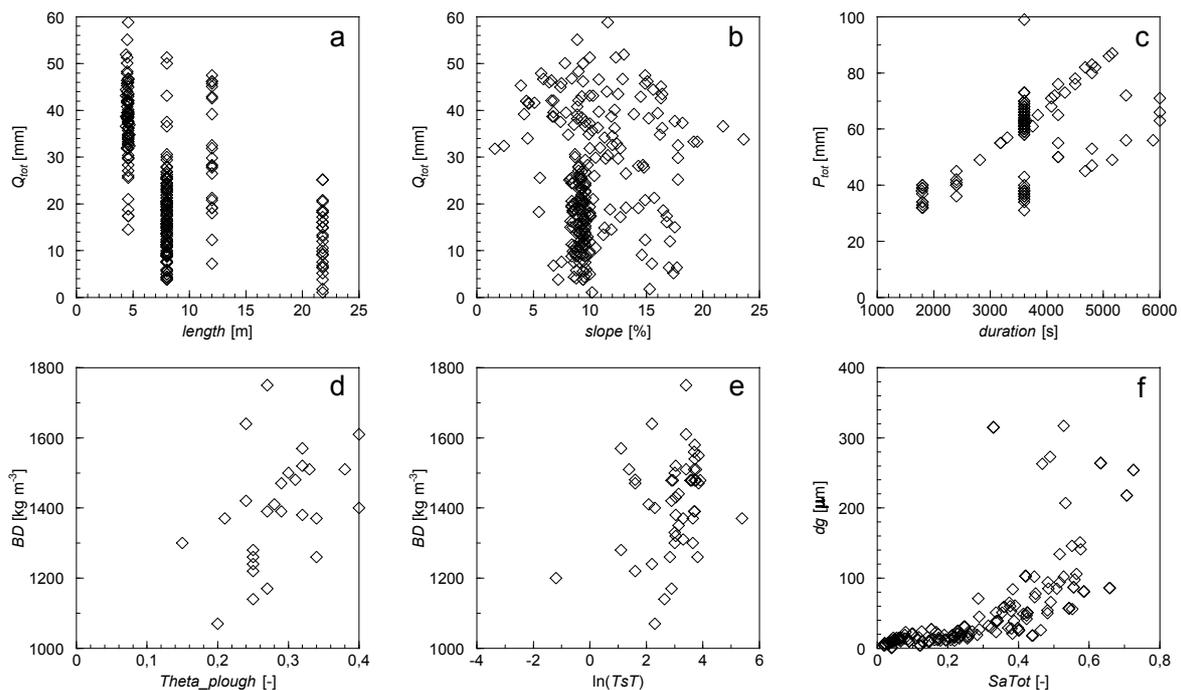


Abb. 6-6: Zusammenhang zwischen den beobachteten Größen bei einzelnen Abfolgen

So zeigen sich deutlich höhere Abflussvolumina auf den kürzeren Beregnungsplots (Abb. 6-6 a). Auf dem Beregnungsplot von 22 m Länge beim Versuchsaufbau in Freiberg (FB) trägt der längere Abflussweg zu erhöhter Infiltration bei. Allerdings wurden dabei auch geringere Beregnungsintensitäten verwendet. Jedoch ist das Ziel einer holistischen Betrachtung aller einzelnen Versuche, eine Unabhängigkeit der Beobachtungen zu gewährleisten.

Ein höherer Sandgehalt wirkt sich auf größere geometrische Mittelwerte der Korngrößenverteilung aus (Abb. 6-6 f). Längere Berechnungsdauern haben höhere Niederschlagsvolumina zur Folge (Abb. 6-6 c). Wo der Bodenfeuchtegehalt in der Pflugsohle gemessen wurde, zeigt sich eine gewisse Abhängigkeit von der Bodendichte (Abb. 6-6 d). Dichtere Böden bleiben feuchter, da die Adhäsionskräfte im Boden stärker gegen den kapillaren Wasseraufstieg und somit Verdunstung schützen. Die Bodenfeuchte bewirkt allerdings entgegen gerichtete Effekte: Ein Boden mit hohem Wassergehalt kann weniger Niederschlag aufnehmen und wird früher Abfluss bilden, allerdings weist er auch eine höhere Aggregatsstabilität auf, vor allem bei hohem Tongehalt (GERLINGER 1997). Mit zunehmender Anfangsbodenfeuchte ist die Wasseraufnahmefähigkeit der berechneten Böden früher erschöpft (AUERSWALD 1993). Es besteht ein hoher positiver Zusammenhang von $\ln(TsT)$ und BD (Abb. 6-6 e), der die Setzung des Bodens nach der Bearbeitung dokumentiert und so die Stabilität der Bodenaggregate mit der Zeit erhöht. Ein Einfluss der Hangneigung auf den Oberflächenabfluss lässt sich kaum erkennen (Abb. 6-6 b), bzw. tritt dieser Zusammenhang in den Hintergrund (siehe auch FELDWISCH 1995, in MENDEL 2000).

Die stärkste Kollinearität zeigen die Plotdimensionen: Die Plots waren immer länger als breit und so ist dieser Punkt der Realität entgegengesetzt, da bewirtschaftete Felder gegen oder mit dem Gefälle ausgerichtet sein können (FIENER et al. 2011b). Deswegen wird die Plotgeometrie nicht in der weiteren Analyse verwendet.

6.1.2.2 Zusammenhang einzelner Variablen

In einem multivariaten Datensatz ist es oft der Fall, dass einzelne Variablen korreliert sind. Grafisch lässt sich diese statistische Abhängigkeit dadurch visualisieren, wenn man die Scatterplots zweier Variablen gegenüberstellt. In einem n-dimensionalen Variablenraum ist dies jedoch oft nicht ausreichend. Mit der Hauptkomponentenanalyse (HKA) soll versucht werden, die Originalvariablen einer Datenmatrix durch eine kleinere Anzahl „verbundener Variablen“ zu ersetzen. Sie ist eine multivariable Analysemethode und ähnlich der Faktorenanalyse. Die Originalvariablen werden orthogonal transformiert und durch sogenannte Hauptkomponenten (*Principal Components*, PC) ersetzt. Die Hauptkomponenten sind Linearkombinationen der ursprünglichen Variablen und erhalten dadurch neue Werte (*Scores*). Die einzelnen Originalvariablen tragen mit ihrer jeweiligen Faktorladung (*Loadings*) zur Bildung der Hauptkomponente bei. Daraus kann man aus einer mehrdimensionalen Betrachtung die Dimensionalität verringern. Die HKA wird üblicherweise in den geochemischen Wissenschaften oder in der qualitativen Hydrologie angewendet (REIMANN et al. 2008, LISCHIED 2009).

Es wurden zeitinvariante (Bodenparameter: $CITot$, $SiTot$, $SaTot$, dq , Sg , $Skeleton$, BD , $Corg$, $ThetaTot$) und zeitvariable Variablen (Berechnungsparameter: p , $CovTot$, TsT) in der Datenbank betrachtet, die lückenlos in den Datensätzen vorhanden waren. Die Trockenrohdichte wurde nicht überall gemessen, sondern musste über einen Regressionsansatz aus Schluff- und Sandgehalt, geometrischem Korngrößendurchmesser und dessen Standardabweichung sowie $Corg$ geschätzt werden ($R^2 = 0.99$). Der gesamte Porenraum ergibt sich aus $1 - BD/2650$. Daraus ergeben sich $m = 12$ Variablen, bei denen Einfluss auf die Abflussbildung vermutet wird. Die HKA wurde auf insgesamt $n = 252$ Datensätze angewendet, das entspricht der Anzahl der in Kapitel 6.1.2 gebildeten SEQ aus den Einzelexperimenten.

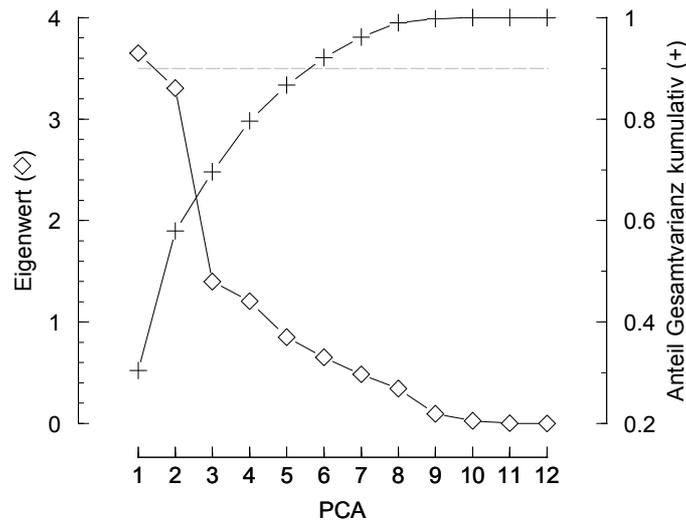


Abb. 6-7: Scree-Plot der Hauptkomponenten (PCA)

Der Scree-Plot (Abb. 6-7) zeigt, dass bereits die ersten 6 Hauptkomponenten über 90 % der Gesamtvarianz erklären, die letzten 4 tragen kaum noch zur Erklärung bei (jeweils <1% der Gesamtvarianz). Das bedeutet, dass die innere Dimensionalität der Variablen nicht so hoch ist wie die Anzahl der Variablen im Datensatz. Der Eigenwert der Hauptkomponenten sinkt nach PC4 unter den Wert 1, d.h. dass die Varianz der Hauptkomponente größer ist als die der Originalvariablen.

Die ersten 6 Hauptkomponenten (PC1 – PC6) zeigen kaum Koeffizienten (= *Loadings*) in der Korrelationsmatrix, die Werte von $> \pm 0,50$ annehmen (Abb. 6-8). Somit gibt es keine einzelne Originalvariable, deren Beitrag zur Bildung der Hauptkomponente eindeutig und dominant ist, sondern die PCs müssen durch Kombinationen der Originalvariablen interpretiert werden. PC1 repräsentiert dabei vor allem die Körnung und die Textur der größeren Klassen, die höchsten Korrelationen mit der Hauptkomponente zeigen *SaTot* (0,43), *dg* (0,43) als integraler Parameter und *Skeleton* (0,40). Die zweite Hauptkomponente enthält hohe Korrelationen bei den Parametern, die den Porenraum des Bodens direkt beschreiben (*ThetaTot*, -0,47) oder beeinflussen (*BD*: 0,47, *Corg*: -0,40, *ClTot*: -0,30). PC3 repräsentiert den Einfluss der kinetischen Energie der Regentropfen (*p*: -0,54, *CovTot*: 0,46), PC4 beinhaltet die integrale Beschreibung der Texturklassen (*Sg*: -0,57, *dg*: 0,35), PC5 beschreibt die Ruhezeit des Bodens (*TsT*: -0,65). PC6 erklärt nur 5 % der Gesamtvarianz und zeigt keine eindeutigen Korrelationen zwischen den Variablen.

Die ersten beiden Hauptkomponenten erklären bereits 58 % der Gesamtvarianz (Abb. 6-7). Im Biplot (Scores und Ladungen der beiden Hauptkomponenten PC1 und PC2, Abb. 6-9) zeigt sich, dass zur Beschreibung der ersten beiden Hauptkomponenten vor allem Korngrößen und Textureigenschaften der Böden beitragen. Die variablen Größen *p* und *TsT* haben weniger Bedeutung (und sind erst in PC3 und PC5 bedeutender). *BD* und *TsT* besitzen eine ähnliche Richtung, aber unterschiedliche Ladungen. Sie wirken aber sowohl bei PC1 als auch bei PC2 in positive Richtung und verstärken sich dadurch. Der enge Zusammenhang von *SaTot* und *dg* verdeutlicht sich in PC1 sowohl in ihrer Richtung als auch ihrer Ladungen. In PC2 fallen sie kaum ins Gewicht. Eindeutig lassen sich aber PC1 und PC2 nicht voneinander trennen, da die Textur des Bodens (PC1) den Porenraum (PC2) beeinflusst.

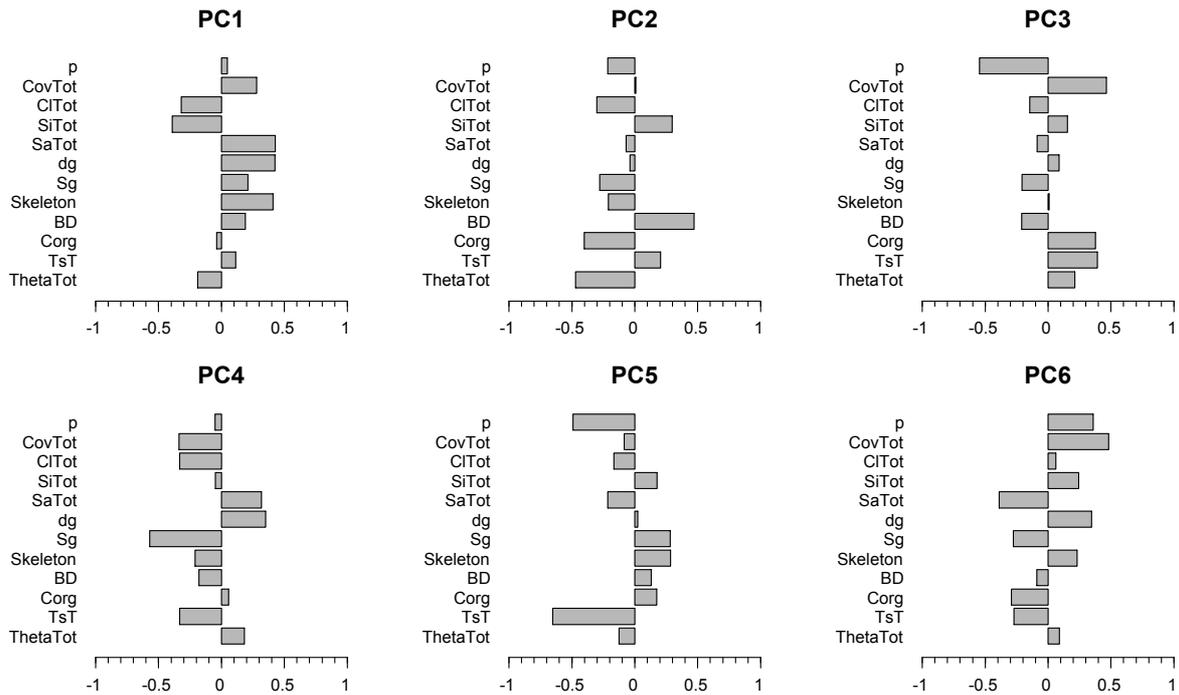


Abb. 6-8: Ladungen der ersten 6 Hauptkomponenten (PC)

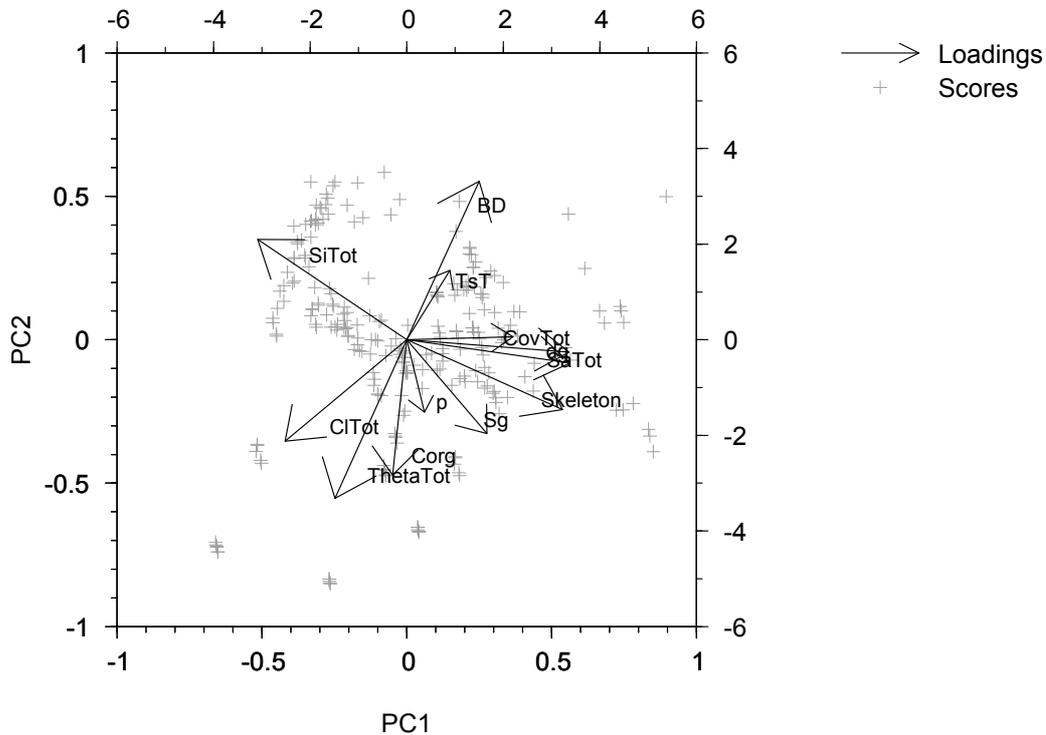


Abb. 6-9: Biplot von PC1 gegen PC2

Aus den hier gebildeten Hauptkomponenten kann eine Hauptkomponentenregression durchgeführt werden (Kap. 6.2.1).

6.1.3 Schätzung der Infiltrationsparameter

Für $n=252$ Berechnungsabfolgen (SEQ) werden die gemessenen Infiltrationsverläufe auf das modifizierte HORTON-Modell angepasst. Zu Beginn der Beregnung kann der Boden in Abhängigkeit von den vorherrschenden Bodenfeuchtegehalten das gesamte Niederschlagswasser aufnehmen, bis sich die Infiltrationskapazität aufgrund der Prozesse Verschlämmung und Aufsättigung erschöpft. Die Zielfunktion ist dabei das Minimum aus der Intensität der Beregnung und der negativen Exponentialfunktion, die die Abnahme der Infiltrationskapazität beschreibt:

$$f_{pot}(t) = \min[(f_0 - f_e) \cdot e^{-c_v \cdot E_{kin}(t)} + f_e; p] \quad [6.1]$$

mit

- $f_{pot}(t)$ potentielle Infiltrationsrate [mm/h]
- f_0 Anfangsinfiltrationsrate [mm/h]
- f_e Endinfiltrationsrate [mm/h]
- c_v Verschlämmungsneigung des Bodens [m^2/J]
- $E_{kin}(t)$ kumulative Niederschlagsenergie an der Bodenoberfläche zur Zeit t [J/m^2], (Gl. [4.2])
- p Niederschlagsintensität der Beregnung [mm/h]

Das globale Optimierungsverfahren des *Simulated Annealing* (SA) ist ein probabilistisches Verfahren, welches verwendet wird, um numerische Probleme auf möglich effiziente Weise zu ermitteln. SA wurde in Analogie zu Abkühlungsprozessen in der Metallurgie entwickelt. Geschmolzene Metalle werden beim Abkühlen einen energetisch niedrigen, durch zwischenzeitliche Erwärmung stabilen Zustand ihrer Kristallgitterstruktur erreichen. SA simuliert diesen Prozess, indem es nicht nur förderliche, sondern auch nachteilige Veränderungen der Suche nach dem Optimum zulässt und so auch lokale Optima wieder verlassen kann. Die Vorteile von SA liegen in der einfachen Anwendbarkeit des Algorithmus. Die Nachteile liegen in der langsamen Geschwindigkeit der Konvergenz und der stochastischen Auswahl der Stichproben in jedem Schritt, der dadurch erschwerten Erfüllung der Abbruchkriterien und der nicht reproduzierbaren Ergebnisse, wenn die Randbedingungen des Algorithmus nicht eindeutig auf das Optimierungsproblem abgestimmt sind (DUAN 2003b).

Die nichtlineare Regression nach der Kleinsten-Quadrate-Methode (NLS) wird verwendet, um nicht-lineare numerische Probleme zu lösen (R DEVELOPMENT CORE TEAM 2009).

Eine Kombination aus SA und NLS soll die robustesten Werte für die Infiltrationsparameter liefern. Die Optimierung der einzelnen SEQ und die Schätzung der Infiltrationsparameter aus Gleichung [6.1] wurde mit der Statistiksoftware R (R DEVELOPMENT CORE TEAM 2009) durchgeführt.

SA liefert nicht reproduzierbare Werte, was aufgrund des probabilistischen Charakters des Verfahrens auch nicht möglich sein kann. Es hängt zu sehr von der Abkühltemperatur ab, wann eine bessere Lösung des Problems verworfen wird und wie das nächste Optimum gesucht wird. Deshalb wurde eine Serie von SA-Optimierungsläufen für jede SEQ durchgeführt, bis eine Normalverteilung der optimierten Infiltrationsparameter aus Gleichung [6.1] erreicht wurde. Die Normalverteilung wurde mit dem Shapiro-Wilk-Test nach jeweils 100 Optimierungsläufen getestet (Normalverteilung ist erwiesen für $p < 0,1$, ROYSTON 1995). Diese beobachteten Maxima in der Verteilung (Abb. 6-10) wurden als Startwerte für die jeweilige SEQ in NLS verwendet, das als graduelles Verfahren reproduzierbare

Ergebnisse liefert. Die hier verwendete Kerndichteschätzung ist ein Verfahren zur Schätzung der stetigen Wahrscheinlichkeitsverteilung einer Zufallsvariablen (ADLER & BEYER 2010).

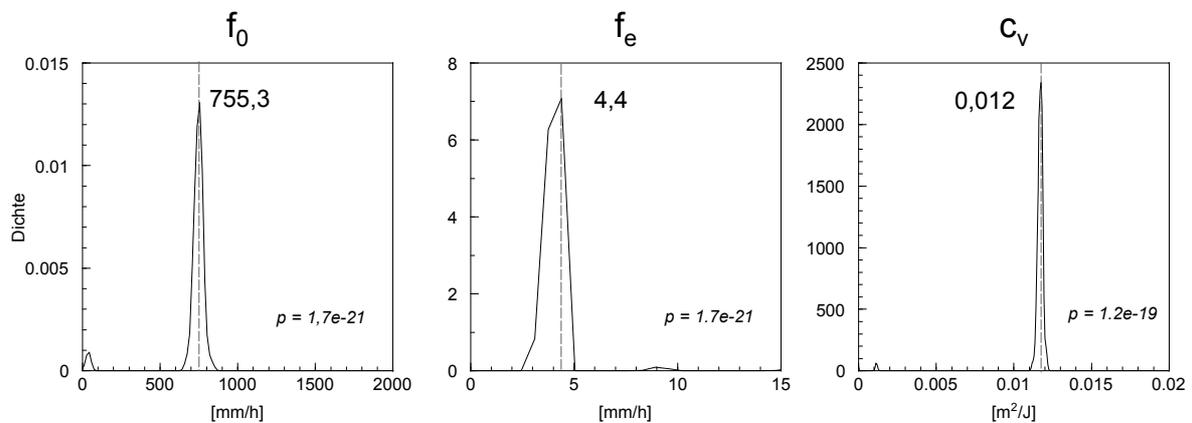


Abb. 6-10: Kerndichteschätzungen der Infiltrationsparameter nach 100 Optimierungsläufen für einzelne Sequenzen mittels Simulated Annealing am Beispiel SEQ=3900214

Mit der besten Parameterschätzung aus der SA-Methode wurden nun die Parameter nach der NLS-Methode geschätzt. Abb. 6-11 zeigt einen Vergleich der optimierten Verläufe für eine beispielhafte Abfolge des Teildatensatzes Scheyern im Vergleich zu den gemessenen Werten. Die geschätzten Parameter beider Verfahren stimmen ziemlich genau überein.

Der mittlere RMSE der mit SA optimierten Funktion beträgt 2,44 mm/h bei allen Sequenzen, bei der Optimierung mit NLS 1,87 mm/h. Die bessere Anpassung des Modells an die gemessene Kurve ergeben sich bei NLS vor allem durch unrealistisch hohe Schätzungen für f_0 (> 10000 mm/h).

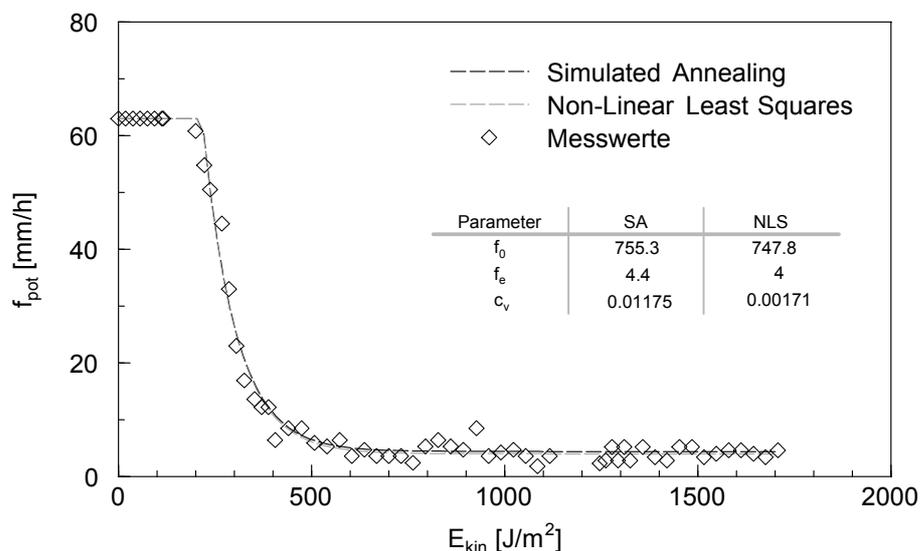


Abb. 6-11: Beste Übereinstimmung der beiden Optimierungsalgorithmen Simulated Annealing (SA) und Non-Linear Least Squares (NLS) am Beispiel der SEQ=3900214

Die Verteilung der einzelnen Parameter zeigt, dass alle eine rechtsschiefe Verteilung aufweisen, die von mehr oder weniger Ausreißern bestimmt ist (siehe Abb. 6-12). Ein oberer Ausreißer ist nach TUKEY definiert als Werte größer dem 3. Quartil zuzüglich des 1,5-fachen Interquartilsabstands (ADLER & BEYER 2010). Außer bei der Anfangsinfiltration f_0 (10,3 %) aufgrund der numerischen Eigenschaft und der unsicheren physikalischen Bedeutung findet sich ein geringerer Anteil an Ausreißern bei der Endinfiltration f_e (0,9 %) und der Verschlammungsneigung c_v (2,3 %). Die heterogenen Datensätze der Beregnungsexperimente können so durch einen homogenen Satz an Parametern beschrieben werden.

Tab. 6-3: Lageparameter der optimierten Parameter des modifizierten HORTON-Modells

Lageparameter	f_0	f_e	c_v
MIN	33,6	0,0	0,00064
Q1	135,3	8,20	0,00424
MED	257,2	13,30	0,00872
Q3	615,2	20,90	0,01467
1,5IQT+Q3	1335,2	39,95	0,030315
MAX	3848,3	42,40	0,04500

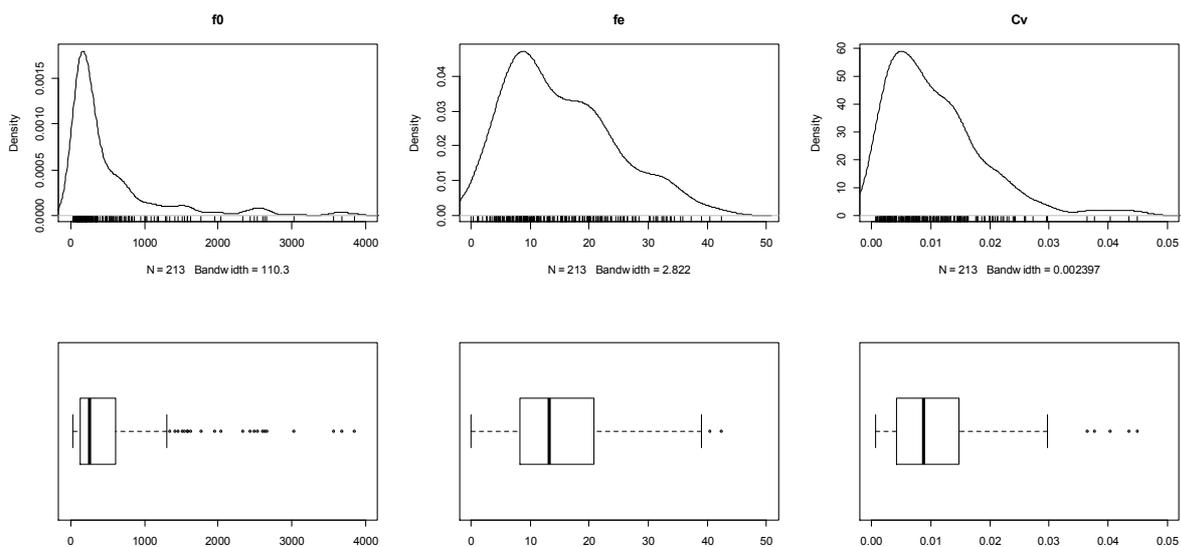


Abb. 6-12: Kerndichteschätzung und Box-Whisker-Plots der optimierten HORTON-Variablen f_0 , f_e und c_v für $n=213$ Sequenzen in der HorKal-Datenbank

Als robuste Schätzungen der Parameter wurden nun Datensätze angesehen, die sich in den Ergebnissen von SA und NLS nicht wesentlich unterscheiden ($\Delta f_0 \leq 100$ mm/h, $\Delta f_e \leq 5$ mm/h, $\Delta c_v \leq 0,05$ m²/J). Aus den optimierten Werten der beiden Verfahren ergibt sich durch Mittelwertbildung ein Datensatz ($n = 213$) der bestmöglichen Optimierung der Funktion nach Gleichung [6.1] mit einem mittleren RMSE von 1,90 mm/h.

Daraus resultieren zwei Teildatensätze zum Split-Sampling bei der Entwicklung von geeigneten Transferfunktionen, *HorKal* ($n=213$) und *HorVal* ($n=39$). *HorKal* enthält die Abfolgen der Experimente, die für die Entwicklung der neuen Pedotransferfunktion (= Schätzung der Infiltrationsparameter der

HORTON-Gleichung aus den Boden- und Bearbeitungseigenschaften) herangezogen werden. Die Abfolgen in *HorVal* werden zu Validierungszwecken zurückgestellt.

Ziel der folgenden Regressionsmodelle ist es nun, die optimierten Parameter der modifizierten Infiltrationsgleichung nach HORTON aus den Randbedingungen der einzelnen Abfolgen SEQ zu schätzen.

6.2 Regressionsmodelle für deterministische Ansätze der verschlammungsgesteuerten Infiltration

6.2.1 Hauptkomponentenregression

Aus den orthogonalisierten und standardisierten Hauptkomponenten (Kap. 6.1.2.1) können multiple Regressionsmodelle berechnet werden, um die nach Kap. 6.1.3 optimierten Parameter der HORTON-Gleichung zu schätzen. Es wurden nur die Datensätze aus *HorKal* zur Bildung der multiplen Regressionen verwendet. Für die Vorhersage müssen die Originalvariablen aber zunächst in die Hauptkomponenten überführt werden. Das geschieht mittels einer Linearkombination der Originalvariablen in die Hauptkomponenten und derer Faktorladungen.

Die schrittweise Berechnung der multiplen Regressionsmodelle ergaben für die reduzierte Dimensionalität (PC1 bis PC6 erklären über 90 % der Gesamtvarianz) und unter Berücksichtigung aller Richtungen der Hauptkomponenten die Bestimmtheitsmaße R^2 nach Tab. 6-4.

Tab. 6-4: Bestimmtheitsmaße R^2 der Hauptkomponentenregression

	PC1 – PC6	PC1 – PC12
f_0 [mm/h]	0,108	0,151
f_e [mm/h]	0,091	0,221
c_v [m ² /J]	0,166	0,262

Bei Betrachtung der ersten sechs Hauptkomponenten sind für die Schätzung von f_0 außer dem Interzept nur PC1-PC3 signifikant. Für f_e gehen PC1, PC2 und PC4 in die Gleichung ein, bei c_v alle außer PC5. Wenn alle Hauptkomponenten in die multiplen Regressionsgleichungen aufgenommen werden, erhöht sich zwar die Gesamtgüte der Modelle, jedoch ist ihre Eignung zur Vorhersage nicht gegeben.

Man schließt daraus, dass der Datensatz zu heterogen ist, dass eine innere Korrelation gegeben wäre und dass die Transformation in die Hauptkomponenten die Varianz der Originalvariablen nicht erklären kann.

6.2.2 Multiples lineares Modell für modifizierten HORTON-Ansatz

Die bestmögliche Übereinstimmung in der konsekutiven Anwendung der Optimierungsalgorithmen SA und NLS lieferte einen Datensatz, der zur Entwicklung von Transferfunktionen für die Boden- und

Bearbeitungsdaten geeignet ist (*HorKal*). Die Parameter des HORTON-Modells werden wiederum zu einem Teil von Randbedingungen bestimmt, die sich in einzelne Einflussfaktoren zerlegen lassen. Die Entwicklung geeigneter Transferfunktionen für die Schätzung der Infiltrationsparameter nach Bodeneigenschaften und Bewirtschaftungsmaßnahmen wurde mit einer schrittweisen (*forward* und *backward*) Regression mittels der Statistiksoftware R (R DEVELOPMENT CORE TEAM 2009) durchgeführt.

ENDINFILTRATIONSRATE f_e

Beim Erreichen der Endinfiltrationsrate f_e ist das Matrixpotential der ungesättigten Zone soweit abgesunken, dass der Infiltrationsvorgang nur mehr durch das Gravitationspotential gesteuert wird, und somit sollte die Bodentextur sowie die Korngrößenverteilung zur Erklärung der minimalen Infiltrationskapazität beitragen. In einfachen Regressionen zeigt sich jedoch bei keiner der Korngrößenfraktionen sowie dem charakteristischen integrierten Parameter d_g und dessen Standardabweichung $\sigma(d_g)$ deutliche erkennbare Zusammenhänge mit den Endinfiltrationsrate aus den einzelnen optimierten Infiltrationsverläufen (Abb. 6-13). Jedoch kann aufgrund der hohen Stichprobenzahl bei fast allen Parametern auf ein Signifikanzniveau von 95 % die Nullhypothese verworfen werden, dass kein statistischer Zusammenhang bestünde.

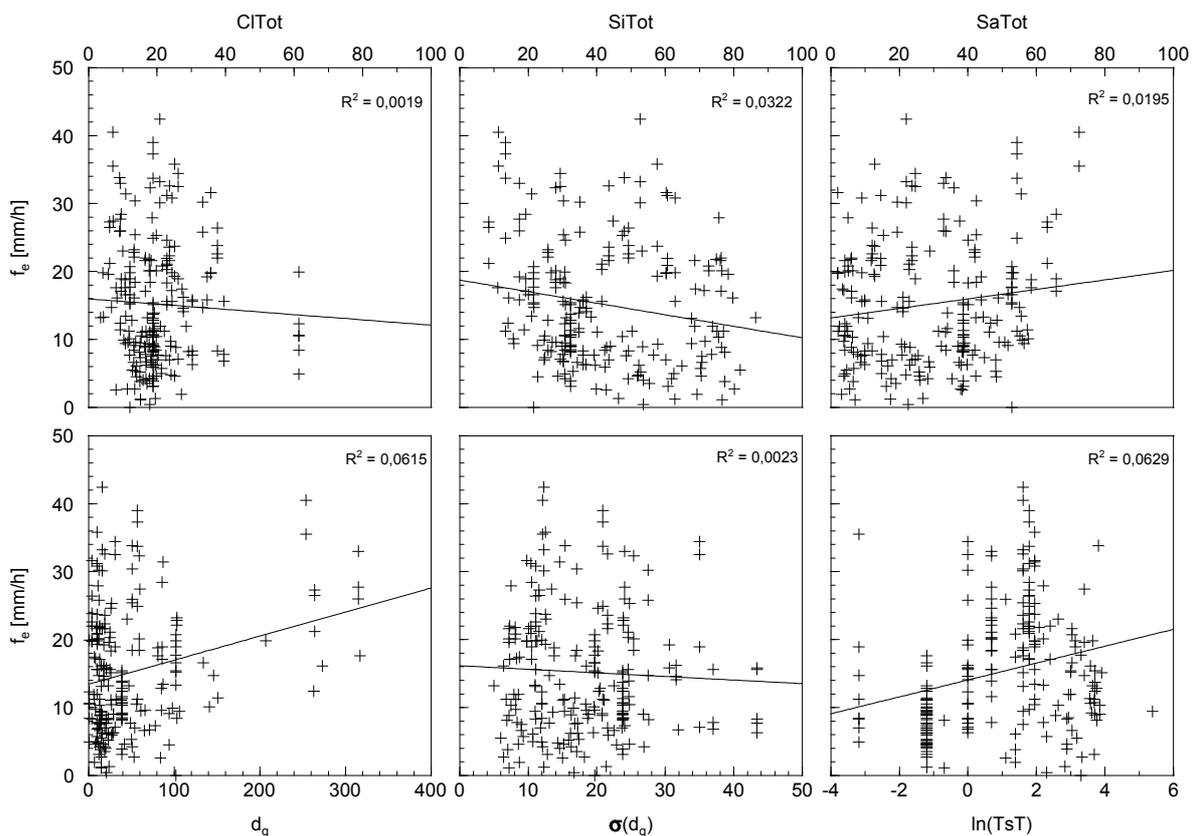


Abb. 6-13: Beziehungen zwischen der Endinfiltrationsrate und Boden- und Bearbeitungskenngrößen (n=213)

Erst durch die Kombination einzelner Parameter, die den Porenraum und das Bodengefüge beschreiben, lässt sich eine multiple Regressionsgleichung aufstellen, die aus signifikanten erklärenden Variablen besteht (Gl. [6.2], Tab. 6-5). Jedoch weist die multiple lineare Regression eine hohe Streuung auf (Abb. 6-14): Der Mittelwert der Endinfiltrationsrate beträgt $15,2 \pm 8,2$ mm/h, der Korrelationskoeffizient zwischen den optimierten und simulierten Werten 0,472. Generell schätzt die Gleichung zu f_e im

unteren Bereich zu hohe Werte, im oberen Bereich zu niedrige Werte und damit höhere Fehler (siehe Abb. 6-14 rechts). Die potentielle Endinfiltrationskapazität wird daher von Prozessen gesteuert, die entweder nicht in den beobachteten Parametern erfasst wurden oder nicht durch diese erklärbar sind. Die Schätzgleichung zu f_e setzt sich aus linearen Kombinationen relativ leicht zu erfassender Boden- und Bearbeitungskenngrößen zusammen:

$$f_e = 3,3 - 0,4 \cdot \sigma(\text{dg}) + 0,5 \cdot \text{Skeleton} + 4,6 \cdot C_{\text{org}} + 9,1 \cdot \text{Sand} + 21,5 \cdot \text{Clay} + 1,8 \cdot \ln(\text{TsT}) \quad [6.2]$$

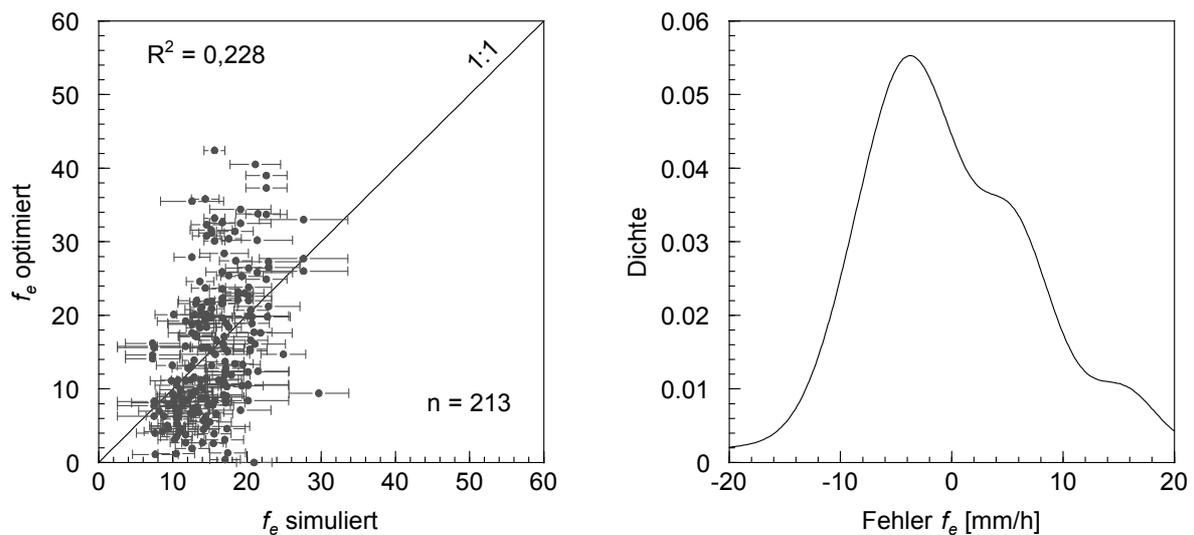


Abb. 6-14: Simulierte (inkl. Konfidenzintervall) und optimierte Werte für die Multiple Regression und Kerndichteverteilung der Fehler für f_e

VERSCHLÄMMUNGSNEIGUNG c_v

Die Krümmung der Infiltrationskurve wird durch den Neigungsparameter c_v aus Gleichung [6.1] bestimmt. Höhere Werte von c_v haben schneller abfallende Kurven der potentiellen Infiltrationskapazität zur Folge. Der Parameter beschreibt demnach die Verschlammungsanfälligkeit der Bodenoberfläche. Bei starken Niederschlägen und verschlammungsanfälligen Böden zeigt sich eine stärker abfallende Kurve, ein Verschließen der Poren und eine stärkere Oberflächenabflussbildung ist die Folge. Bei kleineren c_v kann durch die höhere Infiltrationsleistung mehr Niederschlagsvolumen in den Boden einsickern und insgesamt werden so niedrigere Abflussvolumen erreicht (siehe Abb. 6-15). Ebenso zeigt sich, dass stabilere Böden mit hohen Trockenrohdichten weniger verschlammungsanfällig sind, die Neigung ist geringer.

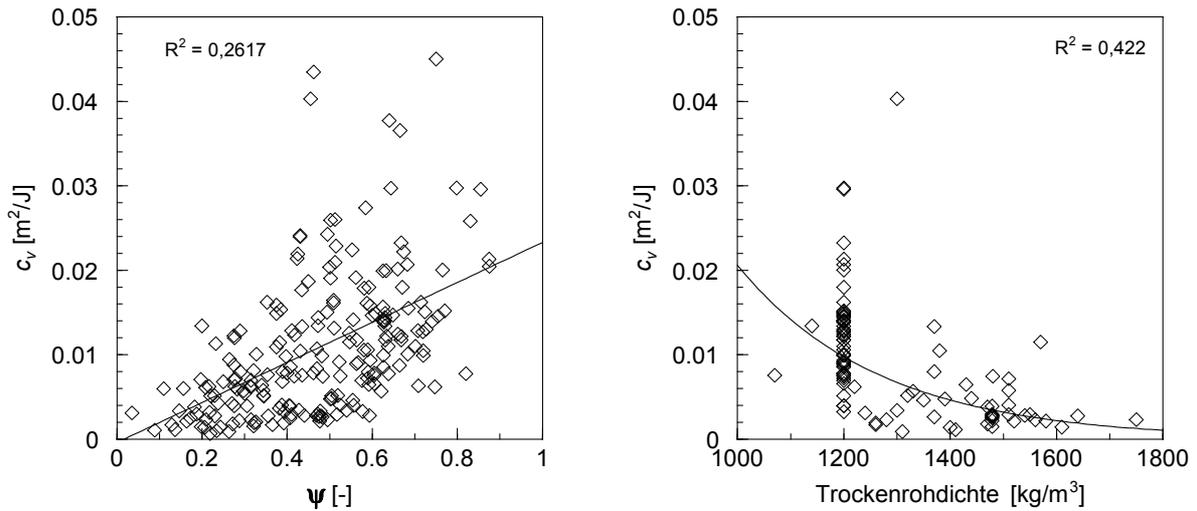


Abb. 6-15: Der Abflussbeiwert wird zu einem Teil durch die Verschlammungsneigung c_v erklärt (links); Stabile Bodenaggregate hoher Dichte weisen eine niedrigere Verschlammungsneigung auf (rechts)

Zur Vorhersage der Verschlammungsanfälligkeit zeigt sich ein ähnliches Bild wie bei der Endinfiltrationsrate. In einfachen Regressionen sind weder die Korngrößenfraktionen noch deren Summenparameter hoch signifikant. Nur die Bodenruhe (= Tage seit Bodenbearbeitung TsT) wirkt sich deutlich auf die Verschlammungsanfälligkeit aus ($r = 0,39$). Je länger der Boden Zeit hat, sich zu konsolidieren und durch Aufbau von organischer Substanz und Bodenbedeckung die Oberfläche vor dem Einfluss der Niederschlagstropfen zu schützen, desto flacher verläuft die Infiltrationskurve. Für $CovTot$ beträgt der zugehörigen Korrelationskoeffizient 0,18 und ist bei $n=213$ signifikant von 0 unterschieden ($\alpha = 95\%$).

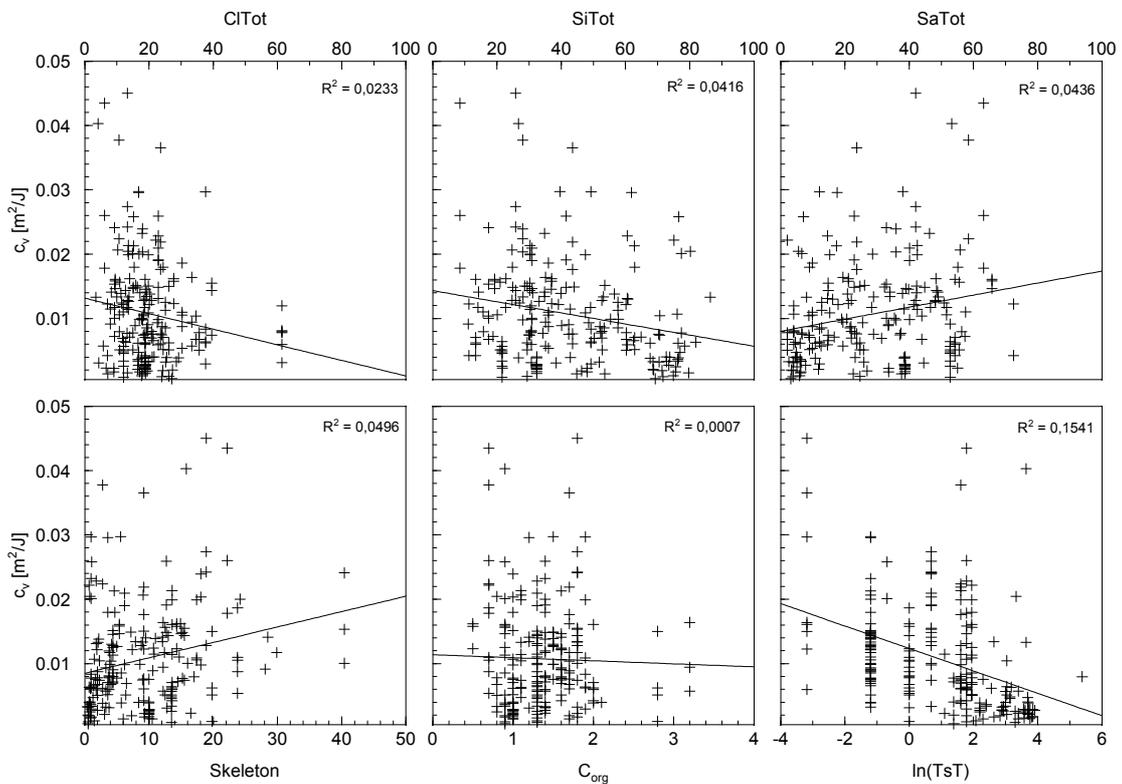


Abb. 6-16: Beziehungen zwischen der Verschlammungsneigung und Boden- und Bearbeitungskenngrößen ($n=213$)

Aus der schrittweisen multiplen Regression ergibt sich Gleichung [6.3], in der alle erklärenden Variablen signifikant sind ($p\text{-Wert} \leq 0,05$, Tab. 6-5). Die Verschlammungsneigung hängt also von den Korngrößenfraktionen, den Tagen seit der letzten Bodenbearbeitung, der Ungleichmäßigkeit von d_g , dem Skelett-Gehalt und der organischen Substanz ab, also nahezu allen Parametern, die in den Datensätzen von *HorKal* lückenlos vorhanden sind. Dies verdeutlicht die Schwierigkeit der Bestimmung von c_v .

$$c_v = 1,735 - 0,0002 \cdot \sigma(\text{dg}) - 0,0169 \cdot \text{Skeleton} - 0,0037 \cdot C_{org} - 1,7120 \cdot \text{Sand} - 1,722 \cdot \text{Clay} - 1,717 \cdot \text{Silt} - 0,0022 \cdot \ln(TsT) \quad [6.3]$$

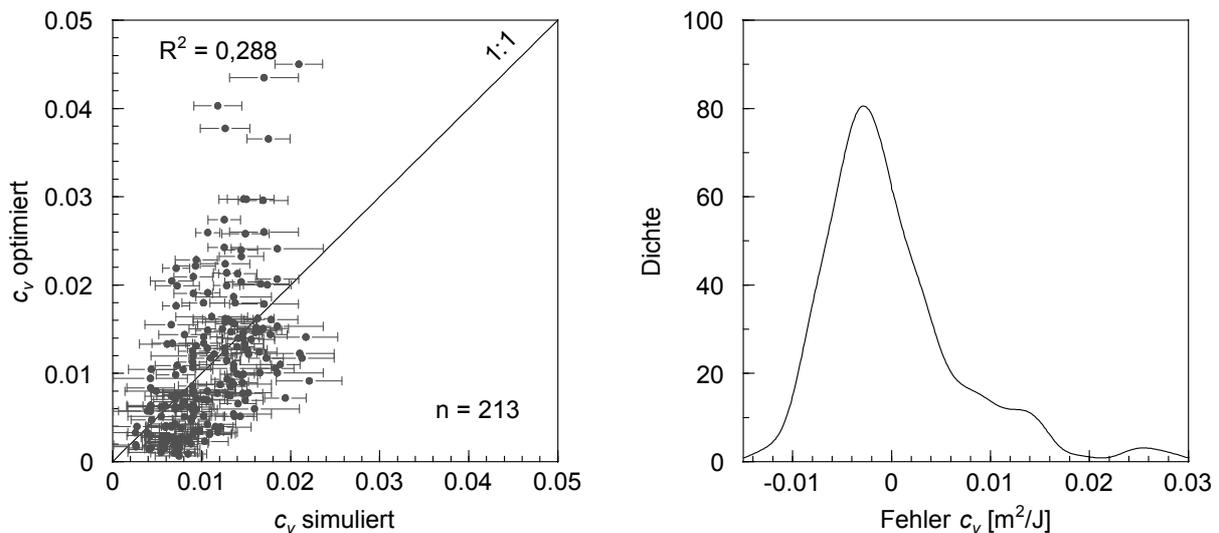


Abb. 6-17: Simulierte (inkl. Konfidenzintervall) und optimierte Werte für die Multiple Regression und Kerndichteverteilung der Fehler für c_v

Die Streuung der Schätzung von c_v ist wie bei der Endinfiltrationsrate hoch (Abb. 6-17), der Mittelwert beträgt $0,011 \pm 0,007 \text{ m}^2/\text{J}$. Der Median der geschätzten Werte beträgt $0,009 \text{ m}^2/\text{J}$. Hohe Werte der Verschlammungsneigung, wie in der Optimierung ermittelt (6.1.3), werden durch die Schätzung nicht erreicht, dennoch werden mehr Werte überschätzt statt unterschätzt.

ANFANGSINFILTRATIONSRATE f_0

Deutlich ist der Zusammenhang von c_v und der Anfangsinfiltrationsrate f_0 zu erkennen, da dieser den Verlauf der entstehenden Abflusskurve merklich beeinflusst (Abb. 6-18 links, $R^2 = 0,45$). f_0 ist eine physikalisch schwer zu greifende Größe, sie ist quasi experimentell nicht zu bestimmen, sondern wird in Beregnungsversuchen oft der Niederschlagsintensität gleichgesetzt, da vor allem zu Beginn des Experimentes die potentielle Infiltrationskapazität über den üblichen Beregnungsintensitäten liegt. Die Wirkung der Bodenruhe, ausgedrückt in der Zeit seit Bodenbearbeitung TsT zeigt sich an einem linearen Zusammenhang zwischen den logarithmierten Werten von TsT und den optimierten Anfangsinfiltrationsraten (Abb. 6-18 rechts, $R^2 = 0,20$).

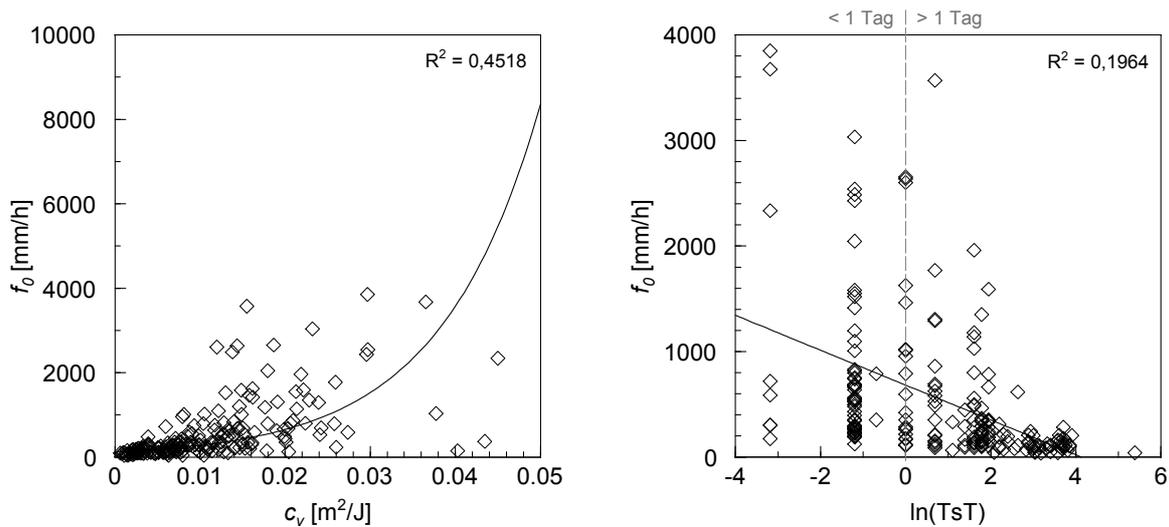


Abb. 6-18: Die Neigung der Infiltrationskurve bestimmt bei der HORTON-Funktion die physikalisch schwer zu erfassende Anfangsinfiltrationsrate f_0 (links); kurz nach der Bodenbearbeitung zeigen sich höhere Anfangsinfiltrationsraten, deren Streuung mit der Zeit abnimmt (rechts)

Die Verschlämmungsneigung und die Infiltrationskapazität zu Beginn der Beregnung stehen in numerisch engem Verhältnis zueinander. Die schrittweise multiple Regression aus den verfügbaren Bodeneigenschaften lieferte keine zufriedenstellende Lösung; nur 3 erklärende Variablen gehen bei einem Signifikanzniveau von 95 % mit in die Schätzgleichung ein und es werden negative Werte geschätzt (5 %). Das Bestimmtheitsmaß beträgt 0,269 und liegt damit im selben Streuungsbereich wie f_e und c_v . Bei Funktionen erster Ordnung wie der vorliegenden Gleichung [6.1] bestimmt die Krümmung den Schnittpunkt mit der Ordinate und umgekehrt. Am besten lässt sich dieser Zusammenhang durch eine logarithmische Gleichung beschreiben. Bei stark verschlammenden Oberflächen treten niedrige Anfangsinfiltrationsraten und hohe Krümmungskoeffizienten gleichzeitig auf.

$$\log(f_0) = 2,253 + 28,556 \cdot c_v - 0,0946 \cdot \ln(TsT) \quad [6.4]$$

Die Streuung der Schätzung von f_0 ist bei der impliziten Schätzung aus c_v (Gl. [6.4]) relativ gering (Abb. 6-19), das Bestimmtheitsmaß der simulierten und optimierten Werte liegt bei 0,579. Der Mittelwert der Werte beträgt $2,47 \pm 0,39$. Durch die Schätzung der logarithmierten Werte werden negative Anfangsinfiltrationsraten verhindert und höhere Fehler ausgeschlossen.

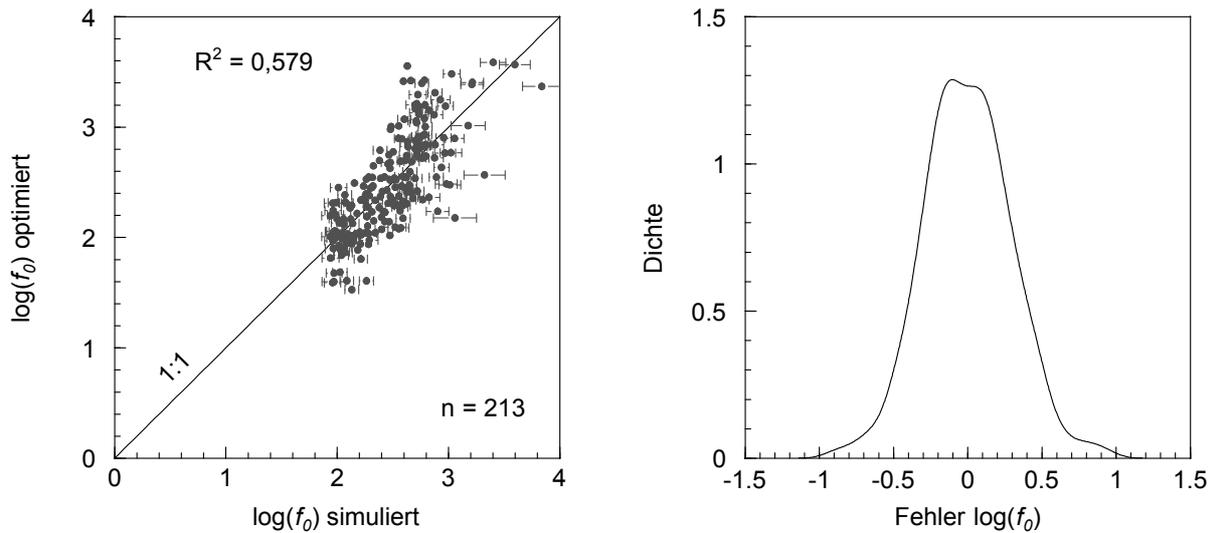


Abb. 6-19: Simulierte (inkl. Konfidenzintervall) und optimierte Werte für die Multiple Regression und Kerndichteverteilung der Fehler für f_0

Tab. 6-5 zeigt die p-Werte der erklärenden Variablen der multiplen Regressionsgleichungen [6.2] - [6.4]. Nahezu alle für die Schätzgleichung verwendeten Boden- oder Bearbeitungseigenschaften sind auf einem Signifikanzniveau von 95 % oder höher für die Vorhersage der Infiltrationsparameter bedeutend.

Tab. 6-5: p-Werte der erklärenden Variablen der multiplen Regressionsansätze für die Schätzung der Infiltrationsparameter in der modifizierten HORTON-Gleichung; ¹⁾ zuvor geschätzt

p-Wert	f_e	c_v	f_0
Interzept	0,24	0,05	$\leq 0,05$
Clay	$\leq 0,05$	0,05	
Silt		0,05	
Sand	$\leq 0,05$	0,05	
$\sigma(d_g)$	$\leq 0,05$	$\leq 0,05$	
Skeleton	$\leq 0,05$	0,06	
C_{org}	$\leq 0,05$	$\leq 0,05$	
$\ln(TsT)$	$\leq 0,05$	$\leq 0,05$	$\leq 0,05$
$c_v^{1)}$			$\leq 0,05$

Alle Faktoren der HORTON-Gleichung korrelieren signifikant mit den Tagen seit der letzten Bodenbearbeitung ($\ln(TsT)$, Tab. 6-5). Dies lässt sich zum Teil durch die Aneinanderreihung loser Bodenaggregate sowie deren Konsolidierung im Laufe der Zeit aus der Durchwurzelung der Feldfrucht und der Bioaktivität der Fauna im lockeren Oberboden erklären. Der Einfluss der Bodensetzung durch Niederschlag ist sehr bedeutsam kurz nach der Bodenbearbeitung und wird mit der Zeit und dem gefallenem Niederschlag unbedeutender (VAN WESEMAEL et al. 1995).

Der Bodenbedeckungsgrad Cov_{Tot} hat in der gesamten Kalibrierungsdatenbank *HorKal* keinen signifikanten Einfluss auf die Form der Infiltrationskurve. Wahrscheinlich wird der Einfluss der

geschützten Bodenoberfläche in der Berechnung der effektiven kinetischen Energie der Regentropfen fast vollständig berücksichtigt, sodass nach Bezug der Infiltrationsraten auf die kinetische Energie die Abhängigkeit verschwindet.

Bei der Anwendung der Regressionsgleichungen auf die Experimente des Kalibrierungsdatensatzes und des Validierungsdatensatzes ergeben sich Median-Werte des RMSE von 10,2 (*HorKal*) bzw. 11,6 (*HorVal*) mm/h (Abb. 6-20). Die Quartile für beide Datensätze bewegen sich trotz der unterschiedlichen Stichprobengröße in derselben Größenordnung, der F-Test zeigt, dass die Nullhypothese, dass beide Verteilungen aus derselben Grundgesamtheit kommen, gerade angenommen werden kann (p -Wert = 0,05). Die Werte erscheinen relativ hoch zum Median des RMSE der Optimierung (1,7 mm/h), jedoch werden die tatsächlichen Infiltrationsvolumina recht gut getroffen ($R^2 = 0,684$; RMSE = 7,7 mm).

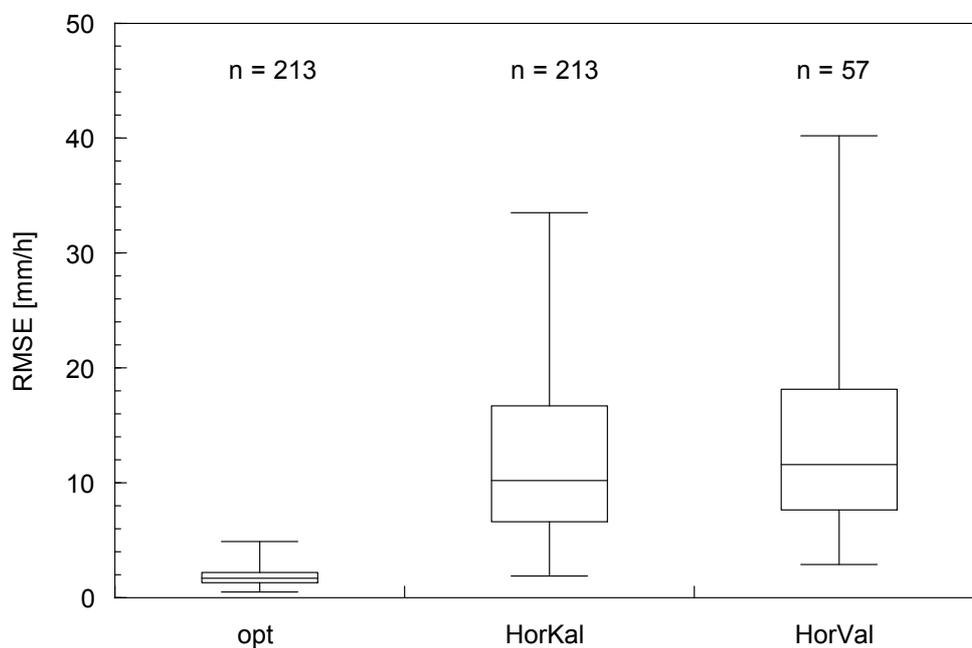


Abb. 6-20: BoxPlot der RMSE der optimierten Experimente, sowie den geschätzten Experimenten aus des Kalibrierdatensatzes (*HorKal*) sowie des Validierungsdatensatzes (*HorVal*)

Die Infiltrationsraten der Experimente aus *HorKal* ergeben bei einem Vergleich von gemessenen zu geschätzten Werten ein Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 0,583$, für *HorVal* beträgt $R^2 = 0,60$.

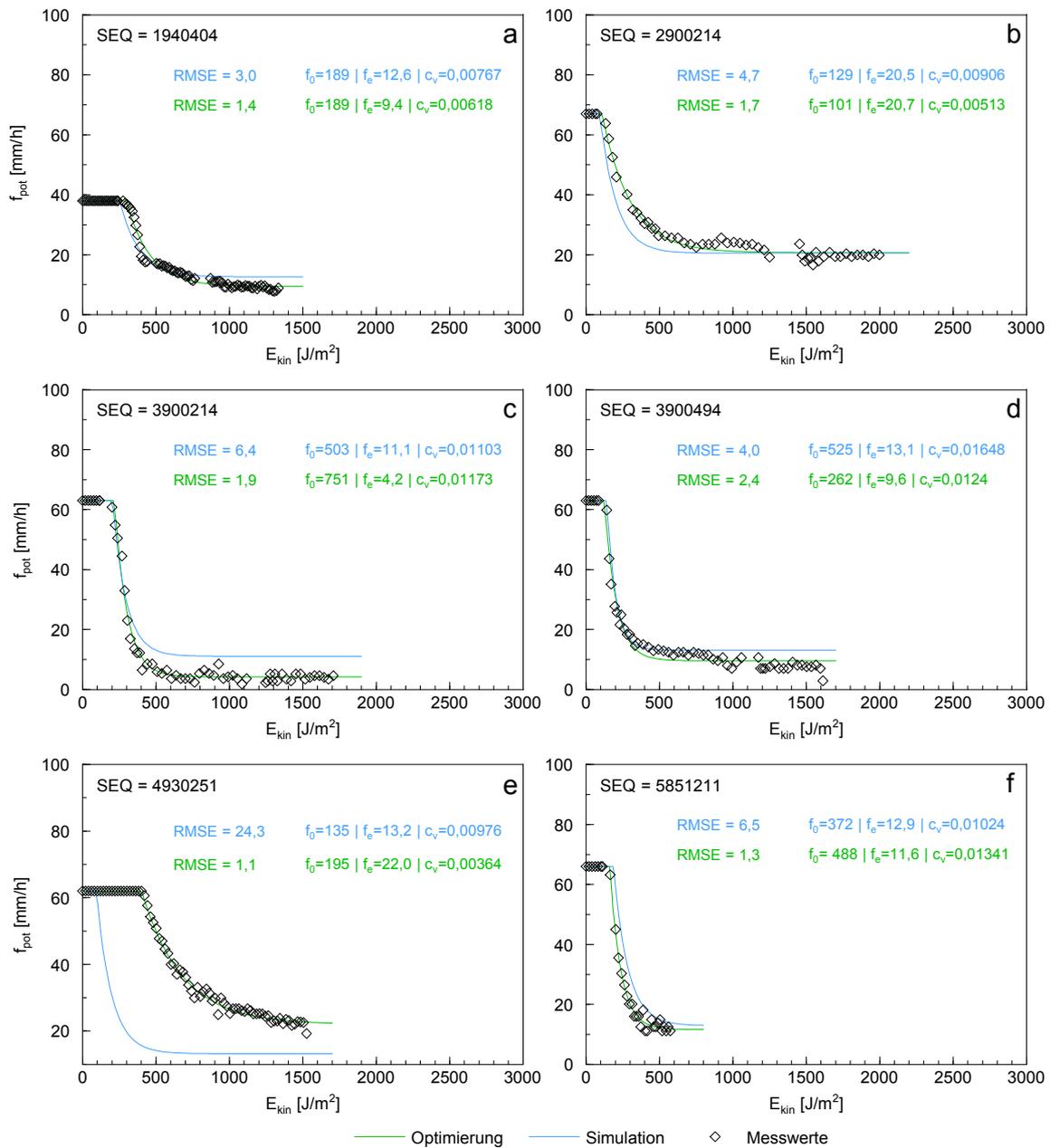


Abb. 6-21: Simulierte und optimierte Infiltrationsverläufe einzelner Sequenzen aus der Berechnungsdatenbank

Die höchsten Fehler bei der Schätzung der Infiltrationsgleichungen treten bei falsch vorausgesagtem Abflussbeginn (= time to runoff t_R) auf, eine fehlerhaften Kombination von f_0 und c_v (Abb. 6-21 e). Trotz geringer Bodenbedeckung in diesem speziellen Fall ($CovTot = 2,9\%$) tritt t_R erst sehr spät auf. Abb. 6-21 a, b und d zeigen gute Beispiele von geschätzten Infiltrationsverläufen, die mittleren Fehler betragen unter 5 mm/h. Auch sehr kurze Experimente mit frühem Abflussbeginn können mit vertretbarem Fehler abgebildet werden (Abb. 6-21 f). Ungenau geschätzte Endinfiltrationsraten (Abb. 6-21 c) wirken sich bei lang andauernden Starkniederschlägen auf die Volumenbilanz auf, für den mittleren RMSE ist der Abflussbeginn entscheidender. t_R aus den Bodeneigenschaften abzuleiten wurde aufgrund der hohen Variabilität der Werte und fehlenden oder durch systematische Fehler beeinflussten Beobachtungen (wie in FIENER et al. 2011b beschrieben) verworfen.

Somit liegt ein geeignetes multiples Regressionsmodell vor, welches aus in der Regel verfügbaren Informationen zur Bodenbeschaffenheit und zur Bodenbearbeitung wie in Kap. 4.3.4.1 beschrieben in WaSiM implementiert werden kann.

6.2.3 Überprüfung des Regressionsmodells nach SCHRÖDER (2000)

Das Modell H-KIN, auf dem diese Untersuchung aufbaut, wurde von SCHRÖDER (2000) entwickelt und mit dem Teildatensatz Scheyern (SY), der auch in der Beregnungsdatenbank (Kap. 4.1.2) enthalten ist, verifiziert. Die Beregnungsversuche konnten mit der Modellabhängigkeit von der Niederschlagsenergie sowie der reduzierenden Wirkung der Bodenbedeckung gut wiedergegeben werden. Die Modellparameter wurden in zwei Approximationsmodellen aus den Bodeneigenschaften geschätzt, die hier mit dem Gesamtdatensatz der in Kap. 4.1.2 vorgestellten Beregnungsdatenbank überprüft werden sollen.

REGRESSIONSMODELLE NACH SCHRÖDER (2000)

Die Modellparameter Anfangsinfiltrationsrate, Endinfiltrationsrate und Verschlammungsneigung wurden als multiples lineares Regressionsmodell der Bodenkenngrößen angegeben. Dafür wurden die in Tab. 6-6 gezeigten Bodenkenngrößen, die auf jeder Beregnungsparzelle erhoben wurden, als erklärende Variablen in der Regressionsgleichung schrittweise mitaufgenommen oder entfernt, bis die Parameter mit der höchsten Signifikanz übrig bleiben (Approximationsmodell 1). Die gefundenen Beziehungen wurden anschließend direkt in das Modell H-KIN integriert und die Koeffizienten der Parameter frei optimiert (Approximationsmodell 2).

Tab. 6-6: Im Teildatensatz SY erhobene Bodenkenngrößen für jede Beregnungsparzelle (aus SCHRÖDER 2000); *)KAK wurde durch Regression nach SCHEINOST (1995) bestimmt

Parameter	Beschreibung
Corg	Anteil an organischer Substanz
pH	pH-Wert
Ton	Tonanteil
U	Schluffanteil
ffS	Anteil an Feinstsand
S	Sandanteil
FE	Ausgangbodenfeuchte
HN	Hangneigung
KAK	Kationenaustauschkapazität ^{*)}

Approximationsmodell 1

Die Anfangsinfiltrationsrate f_0 hängt nur gering von den in Tab. 6-6 gezeigten Bodenkennwerten ab (mit Ausnahme des pH-Wertes) und hat demnach eine geringe Aussagekraft (Gleichung [6.5]).

$$f_0 = -1740 \cdot pH + 11450 \qquad R^2 = 0,08 \qquad [6.5]$$

$n = 57$

Die Endinfiltrationsrate f_e korreliert mit mehreren Bodenkenngrößen, die größte Korrelation wurde in Abhängigkeit von Schluff, Ton und pH-Wert erreicht.

$$f_e = -0,11 \cdot U - 0,36 \cdot Ton + 4,45 \cdot pH - 8,4 \quad R^2 = 0,43 \quad n = 57 \quad [6.6]$$

Die Zusammenhänge bei der Verschlammungsneigung c_v sind weniger ausgeprägt, jedoch konnte folgendes Regressionsmodell in Abhängigkeit von organischer Substanz, Tongehalt und pH-Wert aufgestellt werden.

$$c_v = -0,0063 \cdot Corg - 0,0003 \cdot Ton - 0,005 \cdot pH + 0,067 \quad R^2 = 0,29 \quad n = 57 \quad [6.7]$$

Approximationsmodell 2

Die linearen Funktionen aus Approximationsmodell 1 werden direkt in das Verschlammungsmodell eingefügt und über einen Optimierungsalgorithmus nach der Methode der kleinsten Quadrate angepasst. Zusätzlich wird die Abhängigkeit zwischen Anfangsinfiltrationsrate und Verschlammungsneigung berücksichtigt. Dadurch ergeben sich die Gleichungen [6.8] - [6.10].

$$f_0 = -8940 \cdot c_v + 139 \quad [6.8]$$

$$f_e = -0,09 \cdot U - 0,53 \cdot Ton + 5,9 \cdot pH - 17,2 \quad [6.9]$$

$$c_v = -0,0015 \cdot Corg - 0,00013 \cdot Ton + 0,011 \quad [6.10]$$

Überprüfung der Regressionsmodelle

Die Koeffizienten der beiden Approximationsmodelle wurden nun an den gesamten Kalibrierdatensatz angepasst (*HorKal*, n=213), und mit den Ergebnissen aus der Bestimmung der Horton-Parameter aus der Kombination von SA und NLS (Kap. 6.1.3) verglichen (im Folgenden *Optimierung* genannt).

Tab. 6-7: Ergebnisse der Anpassung der Approximationsmodelle nach SCHRÖDER (2000) an die optimierten Parameter der Berechnungsdatenbank

Regressionsgleichung	Multiples Bestimmtheitsmaß R^2	Stichprobe
f_0 – Approximationsmodell 1	0,001	169
f_0 – Approximationsmodell 2	0,061	213
f_e	0,025	168
c_v – Approximationsmodell 1	0,127	169
c_v – Approximationsmodell 2	0,023	213

Für die Anwendung der Approximationsmodelle auf die einzelnen Beregnungsexperimente in der Datenbank reduziert sich die Stichprobe auf n=169, da nicht in jedem Teildatensatz die pH-Werte

enthalten sind. Es zeigt sich, dass die multiplen Regressionsgleichungen nach der Erhöhung des Umfangs der Daten (vom Teildatensatz SY auf den gesamten Datensatz) nicht die Bestimmtheitsmaße der kleineren Stichprobe erreichen. Vor allem die Endinfiltrationsrate f_e konnte mit dem kleineren Datensatz mit einer erklärten Varianz von 43 % beschrieben werden, auf den größeren Datensatz angewendet lässt sich der Zusammenhang nicht mehr erkennen ($R^2 = 0,025$).

Wendet man das oben formulierte Approximationsmodell 1 (Gleichungen [6.5]-[6.7]) auf die Datenbank an, ergibt sich die in Abb. 6-24 gezeigte Verteilung der geschätzten HORTON-Parameter. Der Umfang der Sequenzen reduziert sich auf $n=169$, da in den Teildatensätzen FB und WB der pH-Wert des Bodens nicht gemessen wurde, der zu Erklärung aller HORTON-Parameter nach dem Approximationsmodell 1 beiträgt.

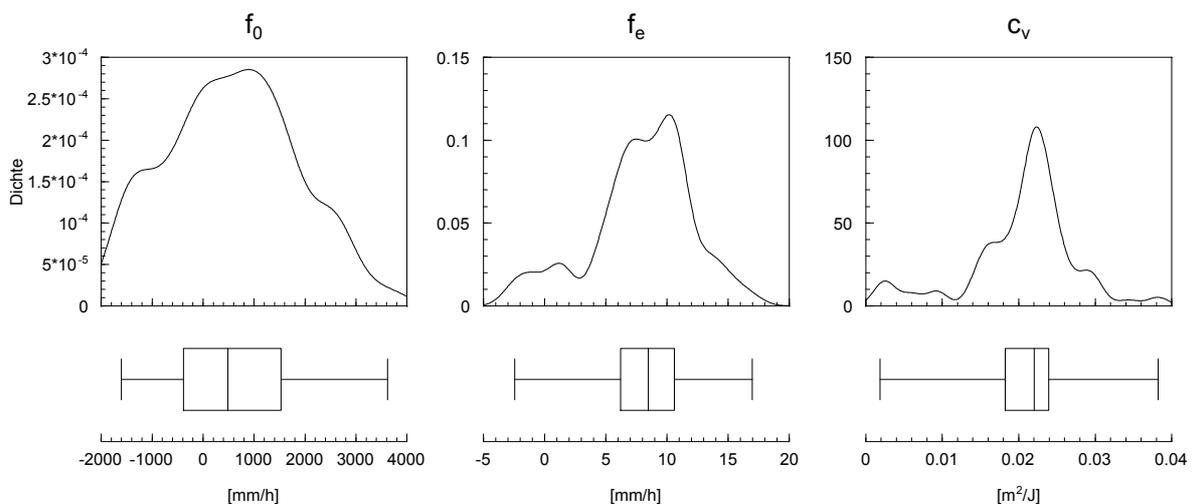


Abb. 6-22: Kerndichteschätzung und Box-Whisker-Plots bei Anwendung des Approximationsmodells 1 nach Schröder (2000) für $n=169$ Sequenzen in der *HorKal*-Datenbank

Die Ergebnisse der Schätzungen zeigen eine breite Spannweite vor allem bei f_0 , mit einem hohen Anteil an physikalisch unmöglichen negativen Werten bei f_0 (41 %) und f_e (7 %). Obwohl viele negative Werte vorliegen, liegt der Median von f_0 bei 488 mm/h und ist damit fast doppelt so hoch wie bei der Optimierung. Die Werte für die Verschlammungsneigung c_v liegen in einem guten Wertebereich, aber zusammen mit den negativen Werten für f_0 und f_e ergeben sich unrealistische Verläufe der Infiltrationskurve. Deutlich wird der Vergleich der zu den Einzelexperimenten gehörenden Gütemaßen RMSE. Diese liegen im Durchschnitt bei 20,9 mm/h (Median) bzw. 109 mm/h (arithmetisches Mittel). Das zeigt, dass die Regressionsgleichungen nach SCHRÖDER einen für den Gesamtdatensatz unbrauchbaren Parameterraum aufspannen.

Die Anwendung des Approximationsmodells 2 zeigt bessere Ergebnisse, sowohl im Hinblick auf die Spannbreite der Parameter des Modells (Abb. 6-23) als auch auf deren Güte bei den einzelnen Sequenzen (Abb. 6-24). Die Abhängigkeit von f_0 und c_v zeigt deutlich, dass die Werte um einen engen Bereich streuen (Standardabweichung 15 mm/h) und nicht in einem physikalisch unrealistischen Bereich liegen. Dennoch werden für f_e negative Werte geschätzt (15 %). Dadurch streuen die Gütewerte des RMSE um einen Mittelwert von 16,3 mm/h. Die Spannweite von c_v liegt im Bereich der optimierten Parameter aus Kap. 6.1.3, durch die mathematische Struktur von Gleichung [6.10] und dadurch

fehlende höhere Wertebereiche können aber keine schnellen Abnahmen der Infiltrationskapazität modelliert werden.

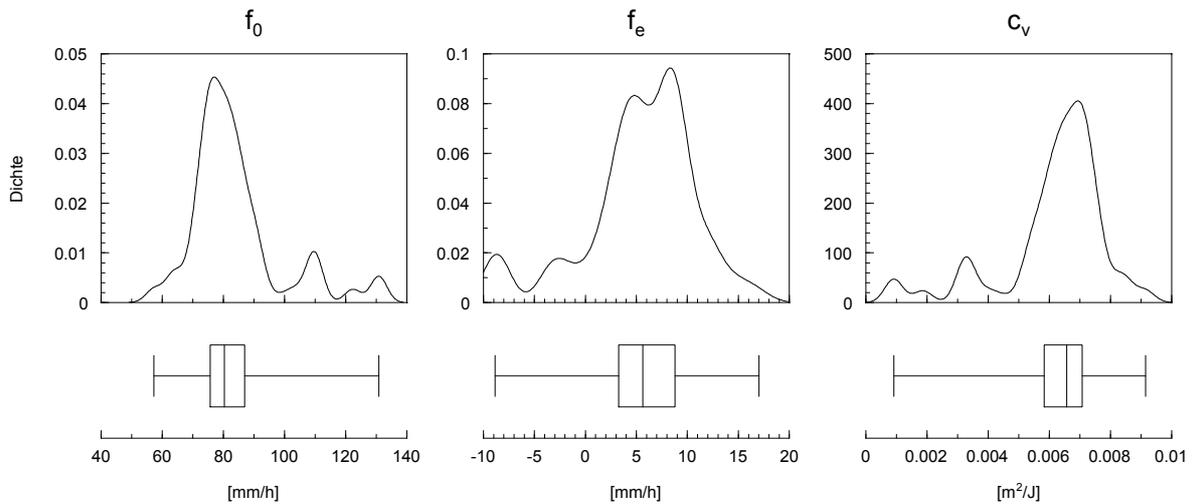


Abb. 6-23: Kerndichteschätzung und Box-Whisker-Plots bei Anwendung des Approximationsmodells 2 nach SCHRÖDER (2000) für $n=169$ Sequenzen in der *Horkal*-Datenbank

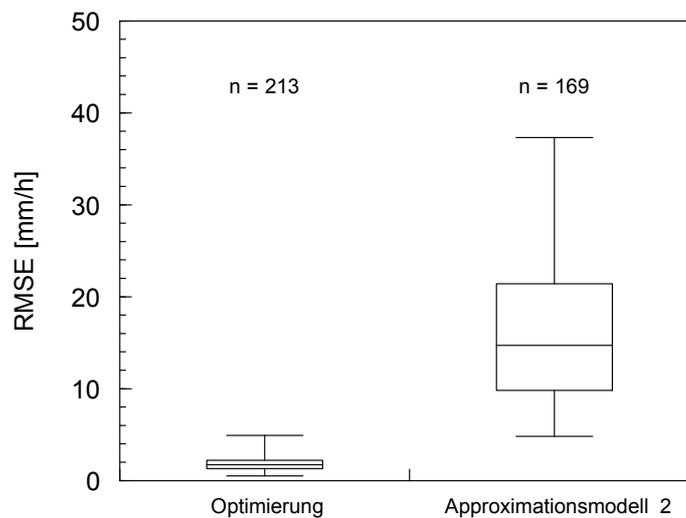


Abb. 6-24: Box-Whisker-Plots der RMSE bei den optimierten Datensätzen ($n=213$) und des Approximationsmodells 2 nach SCHRÖDER (2000)

Beschränkt man sich auf die Anwendung der Gleichungen [6.5] bis [6.7] auf den Teildatensatz SY ($n=51$), zeigen sich RMSE von durchschnittlich 20 mm/h. Beim Approximationsmodell 1 werden keine negativen Werte für f_0 und f_e geschätzt, c_v wird nur in einem sehr knappen Wertebereich geschätzt ($0,076 - 0,087 \text{ m}^2/\text{J}$). Die Messergebnisse des Teildatensatzes SY sind alle durch einen ausgeprägten Abfall der Infiltrationskurve (durchschnittliche optimierte Endinfiltrationsrate 7,9 mm/h bei Beregnungsintensitäten von 58-70 mm/h) gekennzeichnet. Das verdeutlicht zusammen mit den hohen Werten für c_v die eingeschränkte Aussagekraft dieses Regressionsmodells. Das Approximationsmodell 2 liefert deutlich bessere Gütewerte für den Teildatensatz SY (durchschnittlicher RMSE: 10,2 mm/h), der Grund dafür liegt in der implizierten Schätzung von f_0 und c_v .

Die Anwendung der Modelle, deren Koeffizienten auf dem Gesamtdatensatz (*HorKal*) geschätzt wurden, unterscheidet sich nur unwesentlich aufgrund der niedrigen Signifikanz der erklärenden Parameter.

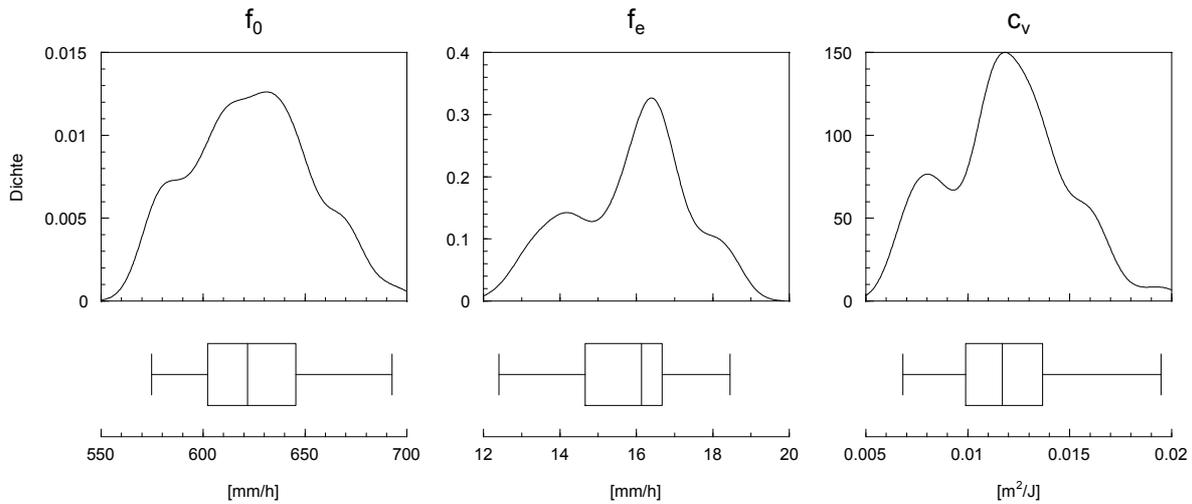


Abb. 6-25: Kerndichteschätzung und Box-Whisker-Plots bei Anwendung der neu geschätzten Koeffizienten von Approximationsmodell 1 nach SCHRÖDER (2000) für $n=169$ Sequenzen in der *HorKal*-Datenbank

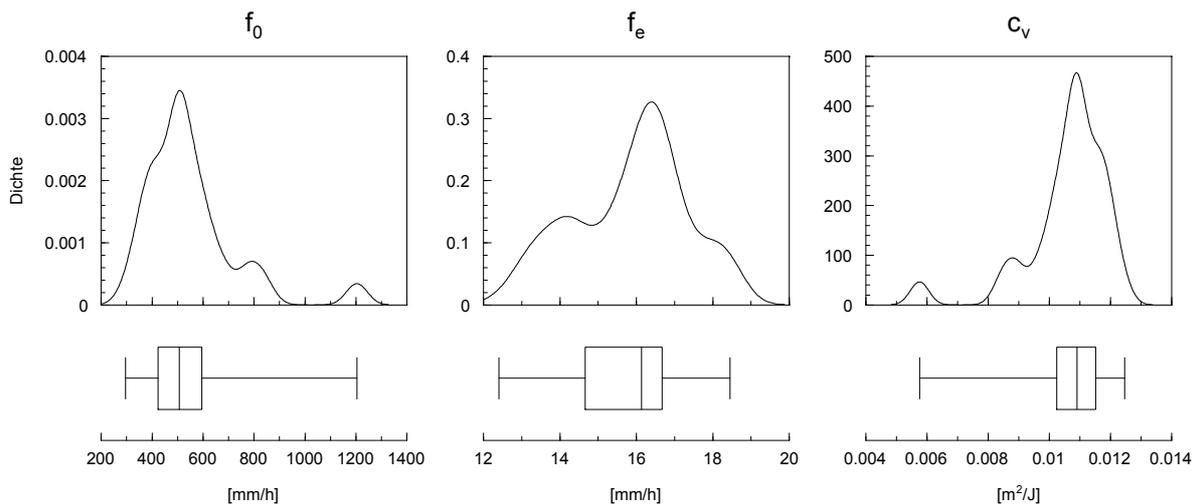


Abb. 6-26: Kerndichteschätzung und Box-Whisker-Plots bei Anwendung der neu geschätzten Koeffizienten von Approximationsmodell 2 nach SCHRÖDER (2000) für $n=169$ Sequenzen in der *HorKal*-Datenbank

Der Nachteil von SCHRÖDERS Regressionsgleichungen liegt im fehlenden Bezug auf dynamische Eigenschaften der Bodenbearbeitung und während des Vegetationszyklus. So ist auf denselben Plots auch immer mit denselben Parametern der Infiltrationskurve zu rechnen. Im Teildatensatz SY – der für die Entwicklung der Regressionsmodelle zugrunde lag – wurde jedes Experiment auf einem anderen Beregnungsplot, also einem anderen Boden mit anderen Eigenschaften, durchgeführt. Diese natürliche Variabilität ist bei Betrachtung des Gesamtdatensatzes nicht gegeben, da manche Plots mehrmals berechnet wurden. Die Regressionsgleichungen liefern also bei gleicher Bodenart dieselbe Abflussreaktion.

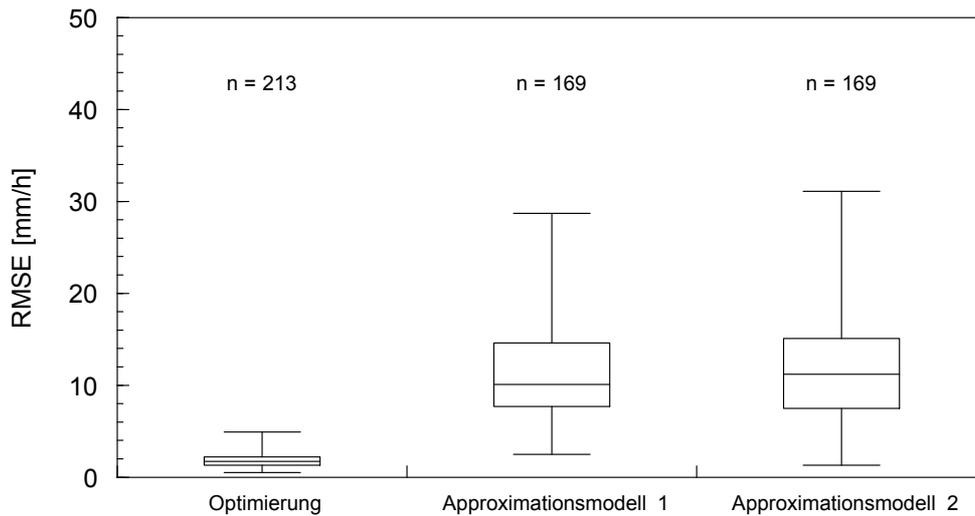


Abb. 6-27: Box-Whisker-Plots der RMSE bei den optimierten Datensätzen (n=213) und der Anwendung der neu geschätzten Koeffizienten der Approximationsmodelle nach SCHRÖDER (2000)

6.2.4 Überprüfung des Regressionsmodells nach ZIMMERMANN et al. (2008)

Ein Ansatz zur Parameterschätzung, der sich mit demselben Modell beschäftigt und mit derselben Datenbank arbeitet, wurde von Zimmermann auf der European Geosciences Union auf der General Assembly 2008 in einer mündlichen Präsentation vorgestellt (ZIMMERMANN et al. 2008).

Die Ergebnisse blieben unveröffentlicht und sollen hier weiter vertieft werden. Der Datensatz war noch nicht zu seiner Endfassung ausgearbeitet. Zu diesem Zeitpunkt fehlten die Teildatensätze FB und FS sowie die Homogenisierung der Daten. Von ZIMMERMANN et al. (2008) wurden die folgenden Schätzgleichungen zur Parameterbestimmung entwickelt.

$$f_0 = 65 \quad [6.11]$$

$$f_e = 12,2 d_g^{0,52} \cdot f_s^{-0,64} \quad [6.12]$$

$$c_v = 0,013 f_s^{-1,03} \cdot d_g^{0,7} \cdot t_{cult}^{-0,19} \quad [6.13]$$

mit Sandgehalt des Bodens f_s [%], geometrischen Korngrößendurchmessern d_g [μm] und den Tagen seit der letzten Bodenbearbeitung t_{cult} [d]. Diese Parameter sind auch in der aktuellen Datenbank für alle Berechnungsversuche vorhanden und sind gleichbedeutend mit Sa_{Tot} für Sandgehalt und TsT für die Tage seit Bodenbearbeitung (siehe Kap. 4.1.2). Diese Gleichungen sind aktuell im hydrologischen Modellsystem WaSiM als Option in der Modellerweiterung zur Verschlämmung (*Silting Up Module*) anwählbar.

Die Anfangsinfiltrationskapazität wird gleichgesetzt mit der höchsten angewendeten Regenintensität, die bei den Berechnungsversuchen, die zu diesem Zeitpunkt in der Datenbank vorhanden waren, appliziert wurden.

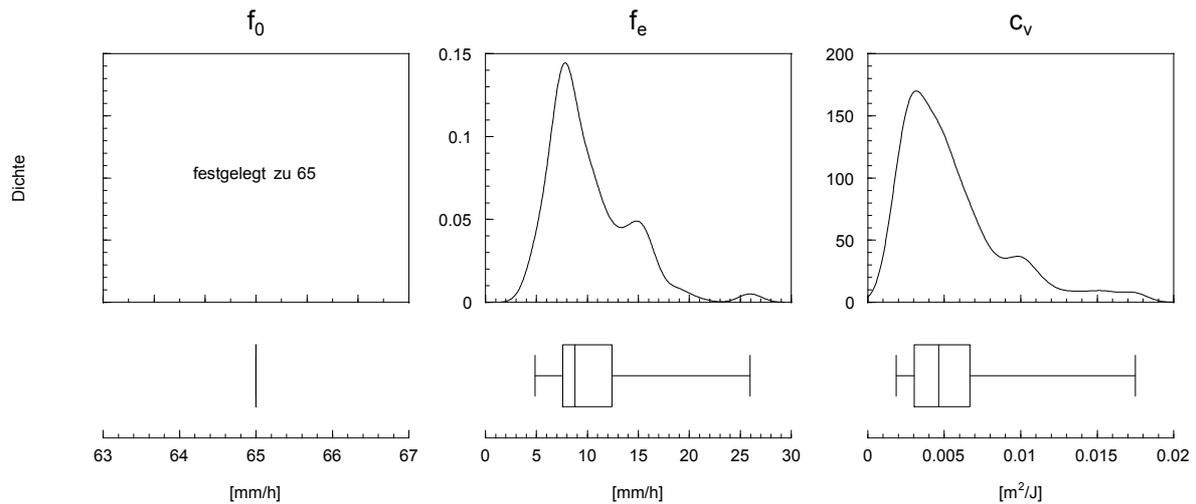


Abb. 6-28: Kerndichteschätzung und Box-Whisker-Plots bei Anwendung des Regressionsmodells nach Zimmermann et al. (2008) für n=213 Sequenzen in der *HorKal*-Datenbank

Prozessorientierter Nachteil dieser Schätzung ist die Festlegung der Anfangsinfiltration zu einer fixen Rate und die dadurch entstehende fehlende Flexibilität auf verschiedene Ausgangssituationen bei unterschiedlichen lokalen Gegebenheiten der berechneten Parzelle. Die Spannbreiten der Parameter f_e und c_v liegen in einem realistischen Bereich, fallen aber geringer aus als bei der Optimierung. Es treten jedoch keine negativen Werte auf. Insgesamt ergeben sich zu den optimierten Werten Korrelationskoeffizienten von 0,11 (f_e) und 0,17 (c_v), die aber aufgrund der hohen Stichprobenzahl (n=213) auf $\alpha = 5\%$ signifikant sind.

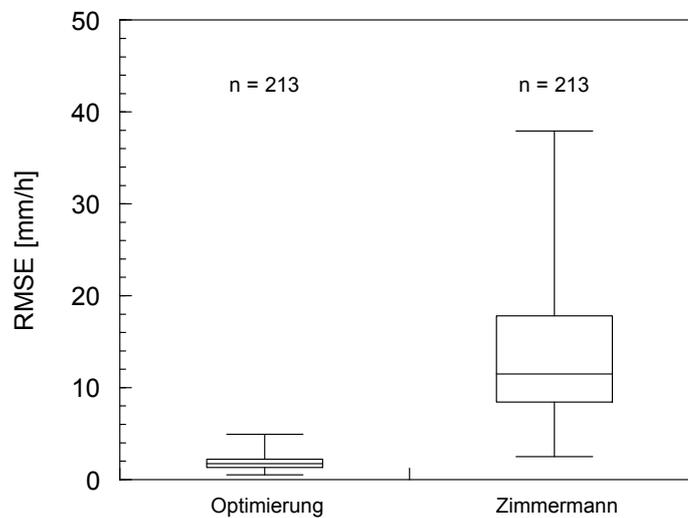


Abb. 6-29: Box-Whisker-Plots der RMSE bei den optimierten Datensätzen (n=213) und der Anwendung des Regressionsmodells nach Zimmermann et al. 2008

Bezüglich der Gütemaße hat die Fixierung von f_0 wiederum Vorteile gegenüber einer freien Schätzung, da der maximale Fehler eingeschränkt wird. Es ergeben sich RMSE im Median von 11,5 mm/h und damit bessere Werte als bei den Schätzungen nach SCHRÖDER (Kap. 6.2.3). Ebenso wird durch Berücksichtigung von T_sT (den Tagen seit Bodenbearbeitung) in den Regressionsgleichungen den unterschiedlichen Zuständen der Bodenruhe Rechnung getragen. Nachteile dieses Regressionsmodells

sind in der nicht-linearen Verknüpfung und den damit nicht eindeutig zuzuweisenden Auswirkungen der Variablen sowie im zu geringen Parameterraum zu sehen.

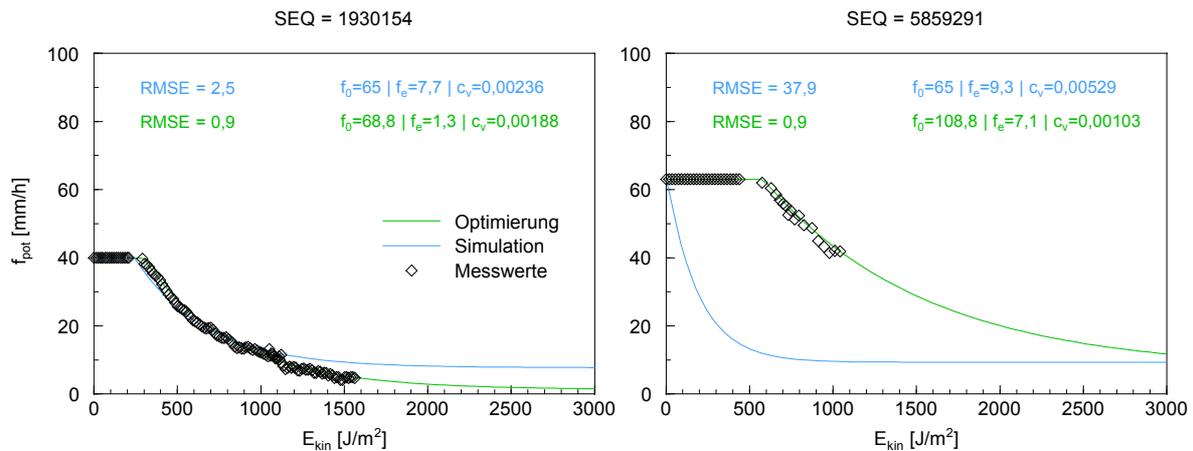


Abb. 6-30: Darstellung der simulierten Infiltrationsverläufe nach dem Regressionsansatz von Zimmermann et al. 2008 mit dem niedrigsten bzw. höchsten RMSE und dem optimierten Verlauf

Abb. 6-30 zeigt beispielhaft die Verläufe der simulierten Infiltrationsverläufe für zwei SEQ aus *HorKal* für die Schätzungen mit dem niedrigsten bzw. höchsten RMSE. Auch hier ist der Einfluss von t_R entscheidend für die Güte der Darstellung der gemessenen Werte.

6.2.5 Zusammenfassung Regressionsmodelle

In der Zusammenfassung zeigt sich, dass keines der Regressionsmodelle für die deterministische Bestimmung der Infiltrationskapazität und damit der Abflussbildung absolut zufriedenstellende Ergebnisse liefern kann.

Die Ergebnisse aus der Hauptkomponentenregression sind nicht zur Vorhersage geeignet, die Modelle nach Schröder wegen der Datenlücken in der Berechnungsdatenbank nicht zu verwenden. Am geeignetsten ist das Multiple Lineare Modell aus Kap. 6.2.2 zu bewerten.

Tab. 6-8: Zusammenfassung der Gütemaße der Infiltrationsraten [mm/h] über die Regressionsansätze auf die einzelnen SEQ von *HorKal*

Regressionsmodell	RMSE	R ²	n
Hauptkomponenten	12,4	0,81	213
Modell aus <i>HorKal</i>	12,2	0,77	213
Schröder	12,1	0,82	169
Zimmermann et al.	13,7	0,79	213
Optimierung	1,9	0,99	213

Die Unsicherheiten in der Vorhersage sind Parametern geschuldet, die in keinem der 5 Teildatensätze erfasst wurden, beispielsweise die fehlende oder inhomogene Bestimmung der Vorfeuchte des Oberbodens.

Die Bodenfeuchte als Einflussfaktor bei der Reduktion der Infiltrationsrate ist in der Literatur nicht eindeutig (AUERSWALD 1993, FOHRER 1995) und wurde aufgrund des lückenbehafteten Vorhandenseins in der Beregnungsdatenbank nicht berücksichtigt. Bei einer einfachen Regressionsanalyse konnte kein Zusammenhang zwischen den Infiltrationsparametern und der Anfangsfeuchte hergestellt werden (Kapitel 6.2.2). Dies bestätigt die Ergebnisse von FOHRER (1995).

Es zeigen sich Inkonsistenzen innerhalb der Beregnungsdaten, vor allem zwischen den einzelnen Kampagnen. Die Daten sind von unterschiedlicher Güte und teilweise mit unterschiedlichen Methoden entstanden. Methodische Defizite verhindern womöglich allgemein zutreffende Aussagen zur Infiltration unter den gegebenen Konditionen während des Experiments. Es sollten einheitliche Richtlinien für die Durchführung von Beregnungsexperimenten aufgestellt und überwacht werden, um die Ergebnisse generalisieren zu können.

6.3 Statistisches Abflussmodell der Beregnungsversuche

Die Problematik einzelner Teildatensätze bezieht sich auf die Tatsache, dass Messkampagnen zur Abflussbildung auf landwirtschaftlich genutzten Flächen meistens unter ähnlichen Voraussetzungen durchgeführt wurden: Zeitpunkt während der Vegetationsperiode, Bodenbearbeitung, gleiche Parzellen und damit Böden, gleiche Beregnungsanlage und damit Intensitäten und spezifische Energien, Bedeckungsgrade und Messmethode. Die aus diesen Experimenten abgeleiteten Ergebnisse sind mit starken Einschränkungen versehen, die von den jeweiligen Randbedingungen begrenzt werden und eine Verallgemeinerung der Resultate oft nicht zulassen.

Auf Grundlage der Beregnungsdatenbank (Kap. 4.1.2) wurde versucht, eine Charakteristik des Abflussgeschehens zu geben, die statistisch aus den Rahmen- und Randbedingungen abgeschätzt werden kann. Jedes deterministische Modell wie das HORTON-Modell entspricht oder beschreibt vorrangig einen Prozess der Abflussbildung, der aber nicht zwingendermaßen der bestimmende Mechanismus bei der Infiltration sein muss. Das Ziel dieser Vorgehensweise ist es, ein rein statistisches Modell zu entwickeln, das in der Lage ist, Abflussvolumina und -raten aus den Boden-, Bearbeitungs- und Regeneigenschaften unabhängig von deterministischen Ansätzen vorherzusagen.

6.3.1 Vorgehensweise

Um geeignete Datensätze aus den einzelnen Abflussmessungen (24384 Messpunkte in 726 Einzelexperimenten) der Beregnungsdatenbank für die statistische Analyse zu generieren, werden Stützstellen nach appliziertem Regenvolumen P [mm] der einzelnen Beregnungsexperimente aus der Datenbank definiert und die zum Zeitpunkt P gemessene kumulierten Abflussvolumina Q [mm] mithilfe statistischer Methoden untersucht.

Nur die Trockenläufe (14286 Abflussmessungen in 317 Experimenten) fließen in dieses Modell mit ein, die zusammengesetzten Sequenzen eignen sich ohne weitere Datenaufbereitung nicht dafür. Grund dafür ist die Verzerrung wegen der systematischen Variabilität bei gemessenen und geschätzten Werten für t_R (subjektive Einschätzung des Abflussbeginns, sekundengenaue Aufzeichnung; zur Datenaufbereitung

siehe FIENER et al. 2011b). Des Weiteren wurde der Nachfluss der Experimente und die ersten Minuten des nachfolgenden Feucht- oder Nasslaufes bei der Bildung von Abfolgen vernachlässigt (siehe Kap 6.1.2).

Die Kerndichteschätzung der kumulierten Niederschlagsvolumina P zum Zeitpunkt t_R aus der Datenbank zeigt, dass der erste Abfluss vor allem zwischen 0 und 20 mm Niederschlag zu erwarten ist (Abb. 6-31, rechts). Bis spätestens 40 mm beregnetes Volumen lieferten nahezu alle Experimente Oberflächenabfluss. Die Stützstellen wurden demnach als kumulierte Niederschlagsmenge $P = 20, 30, 40$ und 60 mm definiert. Weitere Stützstellen wurden definiert als der Zeitpunkt, an dem 2 mm Abflussvolumen aufgezeichnet wurden, und der Zeitpunkt, zu dem 95 % des Gesamtabflussvolumens gemessen wurden. Dies soll vor allem Charakteristika am Anfang und Ende der beobachteten Reihe abdecken. Der Schätzung von t_R aus den Daten kommt eine entscheidende Rolle bei der Bildung des Abflussmodells zu und wird separat ausgelesen (P_{tR}).

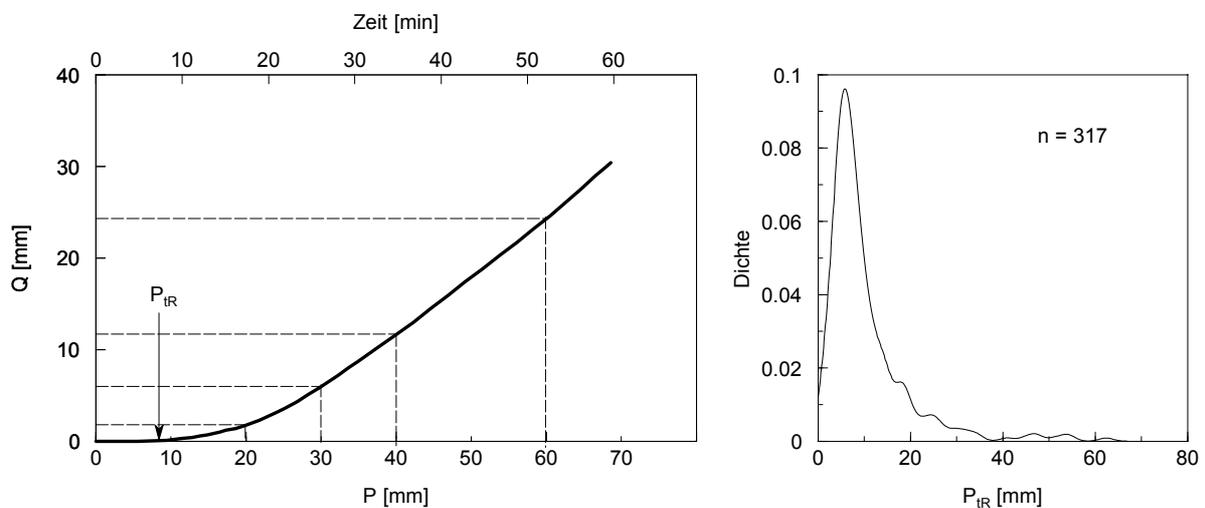


Abb. 6-31: Typischer Abflussverlauf über das beregnete Volumen (links); Kerndichteschätzung des kumulierten Niederschlags [mm] zum Zeitpunkt t_R (rechts)

Die Volumina Q und P - Q der einzelnen Experimente wurden an den definierten Stützpunkten (Niederschlagsvolumina) aus den Messungen extrahiert (Q_{P20} , Q_{P30} , Q_{P40} und Q_{P60}) und mit den Randbedingungen (Regeneigenschaften, Plot- und Bodeneigenschaften, zusätzliche Messungen) zusammengefügt. Wie bereits in Kapitel 6.2.2 beschrieben, ist eine entscheidende Größe für die Abschätzung des Abflussverlaufs die Zeit des Abflussbeginns (*time to runoff*, t_R). Nach diesem Anfangsverlust P_{tR} [mm] an steigt das Abflussvolumen an, und zwar abhängig von der Charakteristik des Niederschlagverlaufes sowie der Boden- und Bewirtschaftungseigenschaften (Abb. 6-31, links).

Aus den insgesamt 317 Trockenläufen wurden auf diese Weise 1643 Punkte und damit Merkmalstupel zur weiteren Analyse gebildet. Die Vorgehensweise und über die hier gezeigten Zusammenhänge hinausgehende Resultate des statistischen Abflussmodells auf landwirtschaftlichen Flächen sind in FIENER et al. (eingereicht) weiter ausgeführt.

6.3.2 Abhängigkeit des Abflussvolumens Q von Randbedingungen

Das Abflussvolumen Q_{p30} bei kumuliertem Niederschlag $P = 30$ mm kann anhand dreier Variablen erklärt werden (siehe Abb. 6-32). Nach 30 mm Beregnungsvolumen zeigen die Variablen Niederschlagsintensität (p), Tage seit Bodenbearbeitung (TsT) und organischer Kohlenstoffgehalt (C_{org}) signifikante Korrelationen mit dem Gesamtabfluss (Abb. 6-32). Der Abfluss ist dabei umso höher, je höher die Intensität des Regens ist, da weniger Zeit für die Infiltration zur Verfügung steht ($R^2 = 0,08$). Ebenso erhöht sich bei größeren Intensitäten die kinetische Energie der Regentropfen, die effektiv wiederum abhängig von der Bodenbedeckung ist. Der Zusammenhang ist nicht eindeutig, aber signifikant. Die Bodenbedeckung wiederum hatte keinen Einfluss auf das Abflussvolumen ($R^2 = 0,02$). Obwohl die Zeit sich bei der Betrachtung der Niederschlagsintensität bei doppeltem Wert um die Hälfte verringert, verdoppelt sich das Abflussvolumen nicht.

TsT hat einen deutlichen Einfluss auf Q_{p30} , der auf verschiedenen Mechanismen beruht. Mit zunehmender Zeit der Bodenruhe stabilisieren sich die Bodenaggregate, härten aus und beugen so der mechanischen Zerstörung vor. Mit höheren Werten der Bodenruhe kann auch die Bildung von Makroporen eine Rolle spielen.

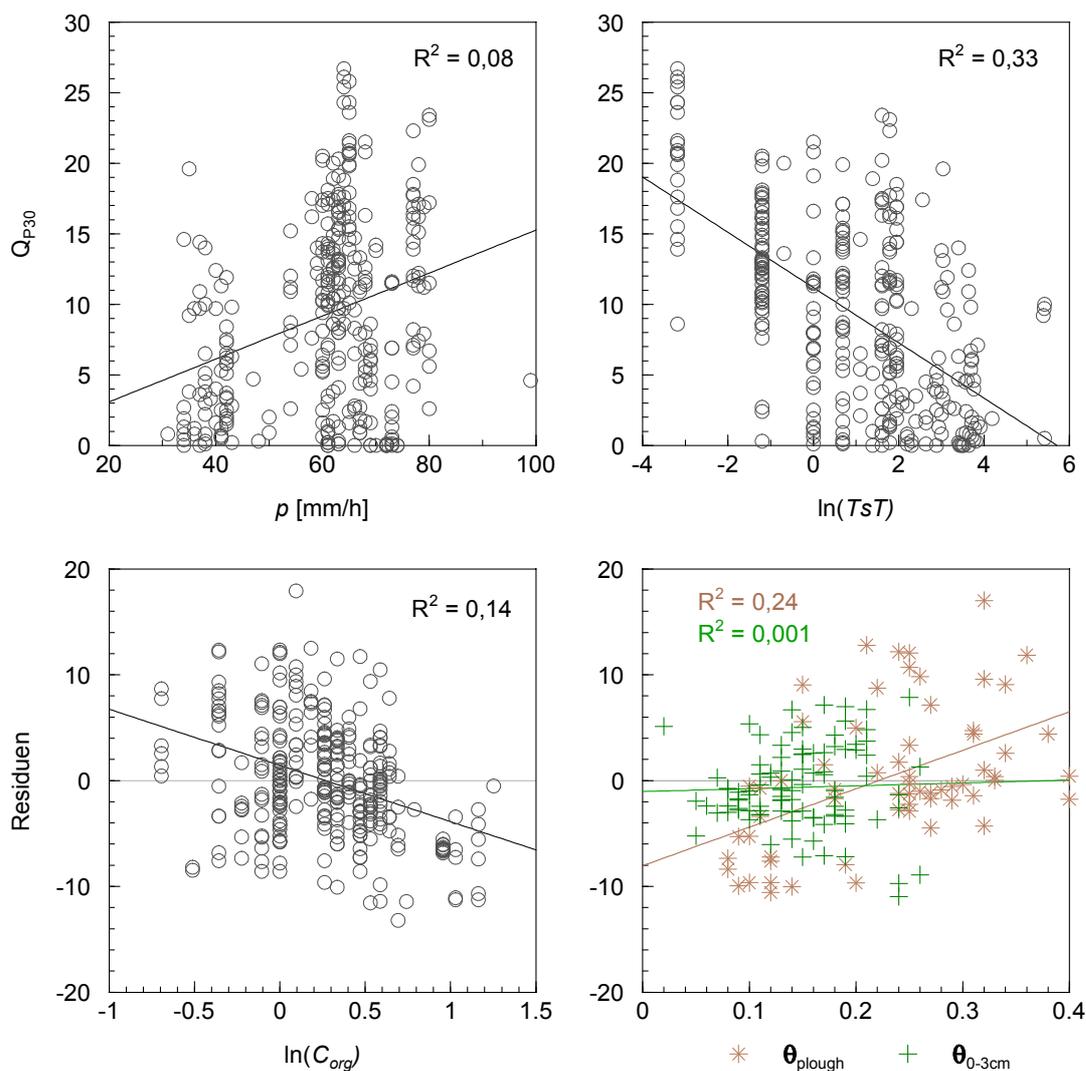


Abb. 6-32: Ergebnisse der linearen Modelle auf das Abflussvolumen nach 30 mm Niederschlag und deren Residuen

Der Einfluss von C_{org} zeigt sich nach Korrektur der Abflussvolumina um die Variablen p und TsT (Abb. 6-32 unten). Die Abflussminderung mit zunehmendem Kohlenstoffgehalt kann der aggregatstabilisierenden und porositäts erhöhenden Wirkung der organischen Substanz zugesprochen werden.

Die Betrachtung der Residuen nach der multiplen Regression mit den drei erklärenden Variablen p , TsT und C_{org} mit den Bodenwassergehalten ergibt ein differenziertes Bild (Abb. 6-32 unten). Der Bodenwassergehalt an der Bodenoberfläche in 0-3 cm Tiefe (θ_{0-3cm}) zeigt keinen Einfluss auf das Abflussvolumen, der Bodenwassergehalt im Pflughorizont (θ_{plough}) jedoch einen signifikanten Einfluss. Da die Feuchte der Parzellen nur in 63 Fällen vorliegt und eine aufwändigere unsichere Modellierung erfordern würde, wurde dieser Parameter nicht weiter berücksichtigt.

Die Abhängigkeiten wurden bei allen fixen Niederschlagsvolumina $P = 20, 40, 60$ mm mit den jeweilig beobachteten Abflussvolumina Q_{p20} , Q_{p40} und Q_{p60} bestätigt. Die Abflussvolumina können immer durch dieselben Variablen Niederschlagsintensität (p), Tage seit Bodenbearbeitung (TsT) und organischer Kohlenstoffgehalt (C_{org}) erklärt werden.

6.3.3 Schätzung des Anfangsverlustes P_{tR}

Die beobachteten Werte t_R in der Berechnungsdatenbank sind aus der Experimentanordnung mit hohen Fehlern behaftet (subjektive Einschätzung des Abflussbeginns, sekundengenaue Aufzeichnung) oder wurden durch Lückenschließung per linearer Regression bestimmt (FIENER et al. 2011b). Für den Verlauf der Abflusskurven (Volumen oder Raten) ist jedoch die Schätzung des Abflussbeginns enorm wichtig (siehe auch Kap. 6.2.2). Zur Schätzung der Zeitpunkte t_R für die einzelnen Versuche wurde die Einheit [mm] gewählt, um die Regressionsgleichungen von Q und P_{tR} zu einem konsistenten Modell zusammenfügen zu können.

Das insgesamt abgeflossene Volumen ist wesentlich von t_R mitbestimmt: Je früher die Bodenoberfläche gesättigt oder verschlämmt ist, desto mehr Abflussvolumen wird bis zum Ende der Berechnung gemessen (Abb. 6-33 a). In der Datenbank variieren die Werte für den Anfangsverlust von 0,7 – 62,4 mm.

Bei einer Steinbedeckung von $> 10\%$ zeigte sich ein deutlicher Zusammenhang mit P_{tR} ($R^2 = 0,437$) (Abb. 6-33 b). Unter 10% Steinbedeckung (ohne Ernterückstände oder Bedeckung durch die Vegetation) ergibt sich kein signifikanter Zusammenhang ($R^2 = 0,02$). Diese Formulierung eines Grenzwerts deckt sich mit Beobachtungen von WISCHMEIER & SMITH (1978), die einen Grenzwert von 5% Steinbedeckung als Einfluss auf die Abflussbildung angeben. Bei der gesamten Bodenbedeckung $CovTot$ verschwindet dieser Einfluss ($R^2 = 0,02$). Deswegen kann darauf geschlossen werden, dass der abflussmindernde Effekt nicht aus der bedeckten Bodenoberfläche, sondern den Lücken zwischen den Steinen auf der Bodenoberfläche bedingt ist, in denen das Wasser zwischengespeichert wird und besser infiltrieren kann. Auch VAN WESEMAEL et al. (1995) benutzen einen Grenzwert für die Skeletthaltigkeit von Böden, ab dem sich eine Bodensetzung und damit Verdichtung durch Niederschlag bemerkbar macht.

Der negative Zusammenhang des Sandgehaltes mit P_R (Abb. 6-33 c) lässt sich durch die geringere ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit von Sandböden erklären, die noch dazu an oder knapp unterhalb der Bodenoberfläche trockener sind als in größeren Tiefen. Diese schwache Hydrophobie verhindert ein

schnelles Vordringen der Feuchtefront im Boden, vor allem zu Beginn der Beregnung, bevor sich Makroporen mit Niederschlagswasser füllen.

Der positive Zusammenhang der Tage seit Bodenbearbeitung TsT mit P_{tR} zeigt die Abhängigkeit des Abflussbeginns von der Dauer der Bodenruhe und des Aufbaus stabiler Bodenaggregate (Abb. 6-33 d).

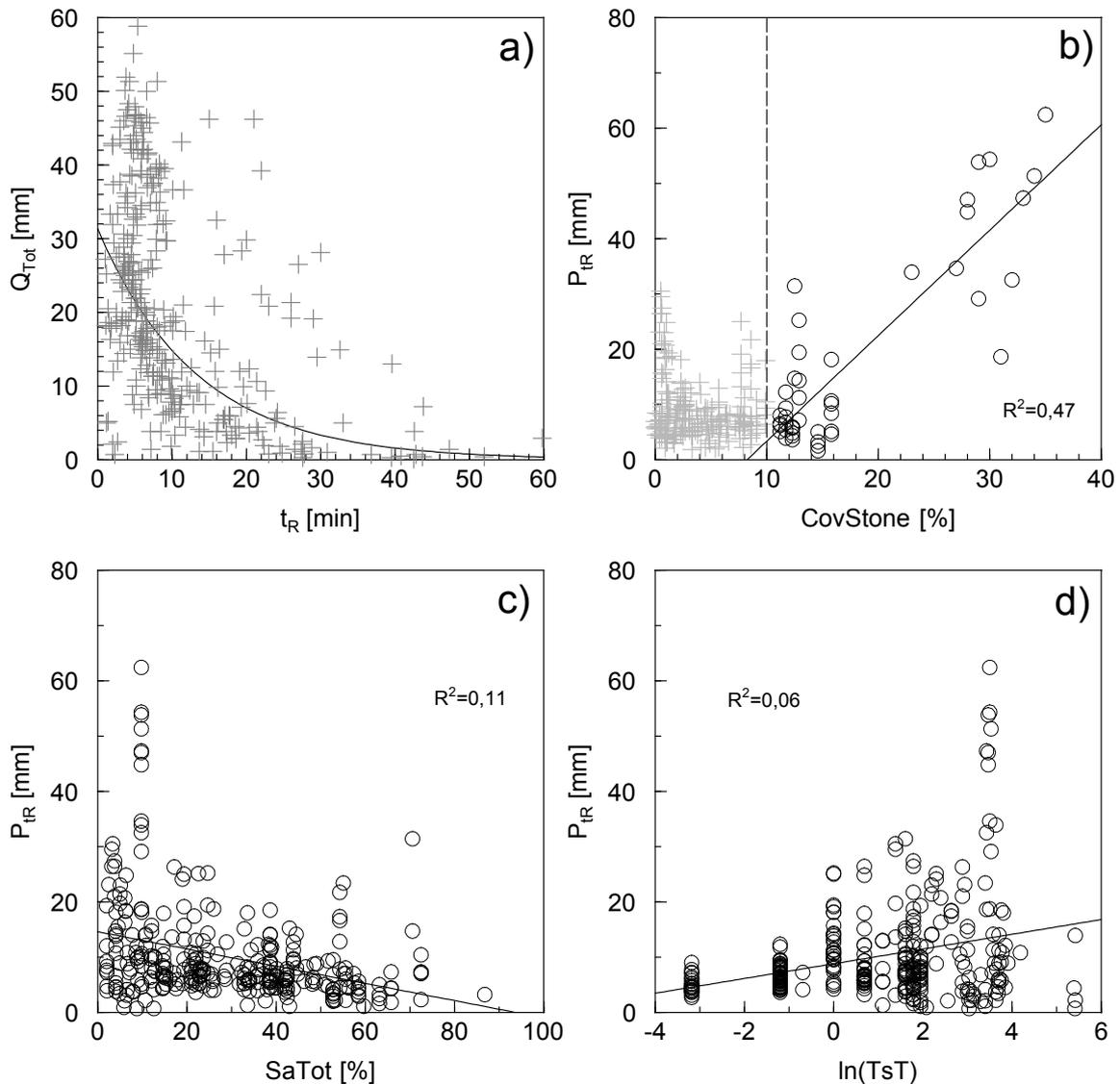


Abb. 6-33: Zusammenhang zwischen einzelnen Einflussfaktoren und P_{tR} bei allen Trockenläufen der Beregnungsdatenbank ($n = 327$)

Der Abflussbeginn kann demnach aus einem multiplen Regressionsmodell anhand dreier Faktoren geschätzt werden: aus dem Sandgehalt als abflussförderndem Faktor, der Steinbedeckung (wenn größer 10 %) als abflussminderndem Faktor und der Bodenruhe (= Tage seit Bewirtschaftung) als stabilitätsbildenden Faktor:

$$P_{tR} = 11,7 + 1,43 \cdot (Cov_{Stone>10\%}) - 0,1 \cdot SaTot + 0,63 \cdot \ln(TsT) \quad [6.14]$$

In dieser Gleichung ist $Cov_{Stone>10\%}$ definiert als $Cov_{Stone>10\%} = \max(0; Cov_{Stone} - 10)$. Dieser Ansatz für die Schätzung des Anfangsverlustes bis zum Abflussbeginn ist nahezu unabhängig von dynamischen Einflussgrößen wie der Beregnungsintensität. Allerdings werden durch $\ln(TsT)$ 5,4 mm erklärt, die im Bereich der Variation auf denselben Parzellen liegen. Beispielsweise liegen die beobachteten Werte auf demselben Boden in Abb. 6-36 im Bereich zwischen 4,3 und 7,9 mm, TsT schwankt zwischen 0,04 und 5 Tagen. Die Steinbedeckung erklärt bis zu 36 mm Anfangsverlust bedingt durch die hohe Schwankung in den Messungen, der Sandgehalt immerhin 8,5 mm Anfangsverlust (siehe auch Abb. 6-35). Durch die Schätzung von P_{tR} aus Boden- und Bearbeitungsvariablen wird ein Bestimmtheitsmaß R^2 von 0,547 mit den beobachteten Werten erreicht, was aufgrund des hohen subjektiven Fehlers der Datenaufnahme als gutes Ergebnis zu werten ist. Ein hoher RMSE von 6,0 mm ist bemerkenswert, allerdings liegt dieser ebenso im Bereich der Messfehler.

6.3.4 Gesamtmodell und Diskussion

Die Abhängigkeiten aus Kapitel 6.3.2 wurden bei allen fixen Niederschlagsvolumina $P = 20, 30, 40, 60$ mm mit den jeweilig beobachteten Abflussvolumina Q_{P_x} bestätigt. Daraus wurde ein Gesamtmodell mit dem Niederschlagsvolumen (P_x) und Anfangsverlust (P_{tR}) als weiteren erklärenden Variablen aufgestellt:

$$Q_{P_x} = a - b \cdot \ln(P_r) + P_r \cdot [c + d \cdot (p) - e \cdot \ln(TsT) + f \cdot P_r \cdot \ln(TsT)^4 - g \cdot \ln(C_{org})] \quad [6.15]$$

$$\begin{array}{ll} \text{für} & P_r > b/[c + d \cdot (p) - e \cdot \ln(TsT) + f \cdot P_r \cdot \ln(TsT)^4 - g \cdot \ln(C_{org})] \\ \text{und} & Q_{P_x} > 0 \\ \text{sonst} & Q_{P_x} = 0 \end{array}$$

mit	Q_{P_x}	Abflussvolumen nach Niederschlagsvolumen P_x [mm]
	P_r	Effektiver Niederschlag ($P_x - P_{tR}$) [mm]
	p	Niederschlagsintensität [mm/h]
	TsT	Zeit seit Bodenbearbeitung [d]
	C_{org}	organischer Kohlenstoffgehalt des Oberbodens [%]
	$a - g$	Konstanten

Zur robusten Schätzung der Konstanten $a - g$ und zur Erstellung des Gesamtmodells müssen auch Volumina am Abflussbeginn und die oberen Bereiche des Datenpools im Kalibrierdatensatz repräsentiert sein. Mit den interpolierten Volumina bei beobachtetem Abflussvolumen von 2 mm und 95 % des Gesamtabflusses ergeben sich somit 1643 Werte-Tupel, die zur Anpassung von Gleichung [6.15] verwendet werden können.

Die Gesamtanpassung erklärt die Varianz zu 84,5 % (Abb. 6-34). Die optimierten Werte der Koeffizienten $a - g$ sind in Tab. 6-9 dargestellt. Die Kerndichteschätzung der Modellfehler zeigt, dass bedeutend mehr gute Schätzungen (mit einem Maximum nahe dem Nullpunkt) als hohe Modellfehler zu erwarten sind. Für die Schätzung der Abflussraten wird die Ableitung von Gleichung [6.15] gebildet:

$$q_{P_x} = \max \left[0; c + \frac{b}{P_r} + d \cdot (p) + e \cdot \ln(TsT) + 2 \cdot f \cdot P_r \cdot \ln(TsT)^4 + g \cdot \ln(C_{org}) \right] \quad [6.16]$$

Tab. 6-9: Anpassung des Gesamtmodells mit der Methode der kleinsten Quadrate

Koeffizient	Schätzung	Standardfehler	p-Wert
a	2,599	1,038	0,0123
b	3,328	0,510	9,4e-11
c	0,608	0,032	< 2e-16
d	4,28e-03	3,28e-04	< 2e-16
e	7,60e-02	2,25e-03	< 2e-16
f	5,08e-06	8,33e-07	1,29e-09
g	0,187	0,016	< 2e-16

Aus der Kombination der Gleichungen [6.15] und [6.16] und den angepassten Koeffizienten aus Tab. 6-9 konnten die Hydrographen für alle 317 Experimente gebildet werden.

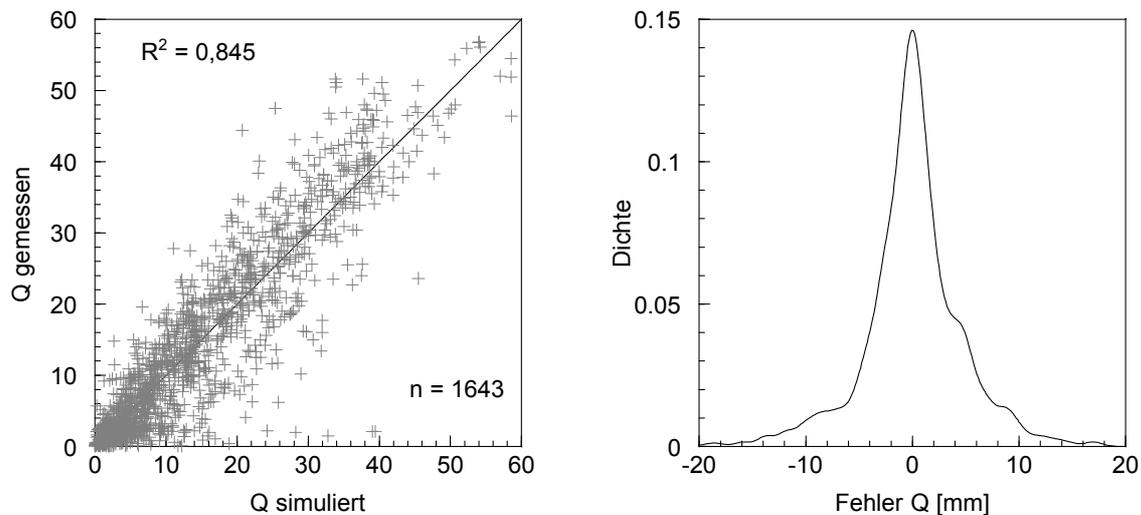


Abb. 6-34: Simulierte und gemessene Werte für die Gesamtanpassung und Kerndichteverteilung der Fehler für Q

Die Anwendung des Gesamtmodells (Gl. [6.15] und [6.16]) auf alle 14286 Abflussmessungen ergibt die Gütemaße wie in Tab. 6-10 gezeigt. Die Varianz der Abflussvolumina wird zu 72 % erklärt (RMSE = 5,2 mm, NS = 0,68). Die restlichen Unsicherheiten bestehen aber bereits in den beobachteten Daten oder können durch Prozesse verursacht werden, die nicht in den Experimenten gemessen wurden und die auch in der Vorhersage nicht vorhanden wären (z.B. vorverschlämmte Fläche, Bodenfeuchte, Makroporosität). Eine höhere Unsicherheit zeigt sich bei der Betrachtung der einzelnen Abflussraten, deren Varianz zu 59 % vom Gesamtmodell erklärt werden (RMSE = 0,23 mm/mm, NS = 0,46). Diese wird vor allem durch die fehlerbehaftete Schätzung des Abflussbeginns t_R (bzw. Schätzung des Anfangsverlusts P_{iR}) verursacht (Abb. 6-36).

Tab. 6-10: Gütemaße für die Anwendung des Gesamtmodells auf die Beregnungsdatenbank

n = 14286	Abflussvolumen Q [mm]	Abflussrate q [mm mm ⁻¹]
RMSE	5,2	0,23
R ²	0,72	0,59
NS	0,68	0,46

Die Sensitivität des Gesamtmodells lässt sich mit der Variation der einzelnen Parameter innerhalb ihrer gemessenen Grenzen (Tab. 4-2) und verschiedener Niederschlagsvolumina prüfen und somit den Beitrag der einzelnen Variablen auf die Abflussbildung feststellen (Abb. 6-35). Der Einfluss des Sandgehalts des Bodens auf das Abflussvolumen ist relativ gering, wohingegen mit höherer Bodenbedeckung durch Steine das Abflussvolumen deutlich abnehmen kann. Allerdings wirkt sich dieser Effekt erst ab einem Steingehalt von >10 % im Oberboden aus, und wird daher bei vielen Böden vernachlässigt werden (der Mittelwert des Parameters Cov_{Stone} liegt in der Datenbank bei 6,6 %). Der Einfluss von Cov_{Stone} kann zudem nicht über die gemessenen Bedeckungsgrade hinaus interpretiert werden, da bei zunehmender Steinbedeckung die Versiegelung des Bodens zunehmen würde, anstatt die Infiltration zu begünstigen. Der organische Kohlenstoffgehalt C_{org} verringert mit höherem Anteil das Abflussvolumen, was indirekt durch höherer Aggregatsstabilität, höherer hydraulischer Leitfähigkeit und höherer biologischer Aktivität begründet werden kann (Kap. 3.1.1.2, FIENER et al. eingereicht).

Der Einfluss der Tage seit der letzten Bodenbearbeitung TsT zeigt eine deutliche Abflussminderung vor allem in den ersten 50 Tagen nach der Bewirtschaftung. Danach ist der Wirksamkeit dieses Parameters schwächer und kann bei hohen Niederschlagsvolumina zu einer Abflusserhöhung beitragen, auch wenn dieser Effekt relativ schwach zu sein scheint. Die Bedeutung des Parameters TsT lässt über die beobachtete Zeitspanne (0,04 – 227 Tage) verschiedene Interpretationen zu: In den ersten Stunden nach der Bearbeitung ist die Austrocknung verantwortlich für stabilere Aggregate und erhöhte Infiltrationskapazitäten, in den darauffolgenden Tagen wirkt zusätzlich zur Verdichtung des Bodens eine Erhöhung der biologischen Aktivitäten, die auf längere Zeit gesehen den Boden stabilisieren und einer Verschlämmung entgegenwirken (FIENER et al., eingereicht). Dem Parameter TsT wurde in Arbeiten zur Abflussbildung bisher allerdings wenig Aufmerksamkeit entgegengebracht, womöglich weil er das Zusammenwirken verschiedener anderer Faktoren wie Trockenrohdichte, Bodenbedeckungsgrad, biologische Aktivität vereint, die allerdings nicht aus den vorliegenden Daten in das Gesamtmodell miteinfließen (Gl. [6.17]).

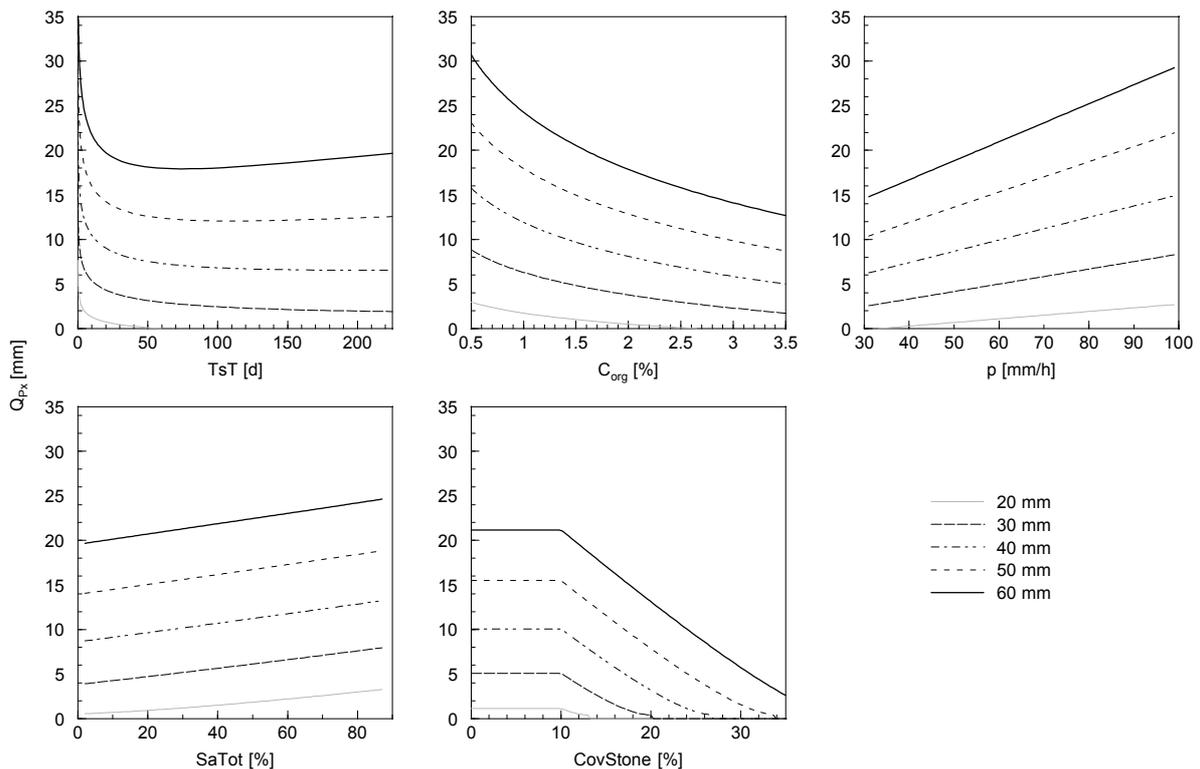


Abb. 6-35: Simulierte Abflussvolumina Q_{px} ($P_{20} - P_{60}$) für verschiedene Parameterkombinationen

Beispielsweise sind in Abb. 6-36 simulierte und gemessene Abflüsse verschiedener Experimente auf demselben Boden, aber zu verschiedener Jahreszeit und in verschiedenen Jahren dargestellt. Die Verläufe zeigen einen mittleren Fehler wie in der gesamten Betrachtung aller Experimente. Es zeigt sich, dass die korrekte Schätzung des Abflussbeginns sich in geringeren Fehlerraten auswirkt. Plot f zeigt einen niedrigen und hohen Abflussbeginn kurz nach der Bearbeitung ($TsT = 0,04$), während die anderen Experimente allesamt geringere Abflussraten zeigen, obwohl sie mit höherer Intensität (Plot a und b) beregnet wurden. Durch die ähnlichen Werte von TsT (in b bis e jeweils 2 Tage) wird auf dem gleichen Boden auch der gleiche Abflussbeginn geschätzt, obwohl in den Experimenten unterschiedliche Anfangsverluste auftreten. Dies verdeutlicht die Sensibilität und damit die Unsicherheit der korrekten Bestimmung von *time to runoff* bzw. P_{tR} .

Der Anfangsverlust P_{tR} wird durch die Kombination von $Cov_{stone>10\%}$, $SaTot$ und TsT beschrieben, obwohl auch die anderen Faktoren des Gesamtmodells Einfluss auf die Form der Abflussganglinie auf einzelnen Berechnungsplots haben. Hauptunterschied ist aber, dass die Abflussraten nicht durch $Cov_{stone>10\%}$ und Sandgehalt beeinflusst werden, sondern nur der Abflussbeginn (Abb. 6-36). Dies zeigt, dass diese beiden Parameter einen Muldenverlust an der Oberfläche charakterisieren, aber nicht die Infiltrationsraten selbst beeinflussen (FIENER et al., eingereicht).

Die Anwendbarkeit des Gesamtmodells ist durch die Spannbreiten der einzelnen Variablen (Tab. 4-2) begrenzt.

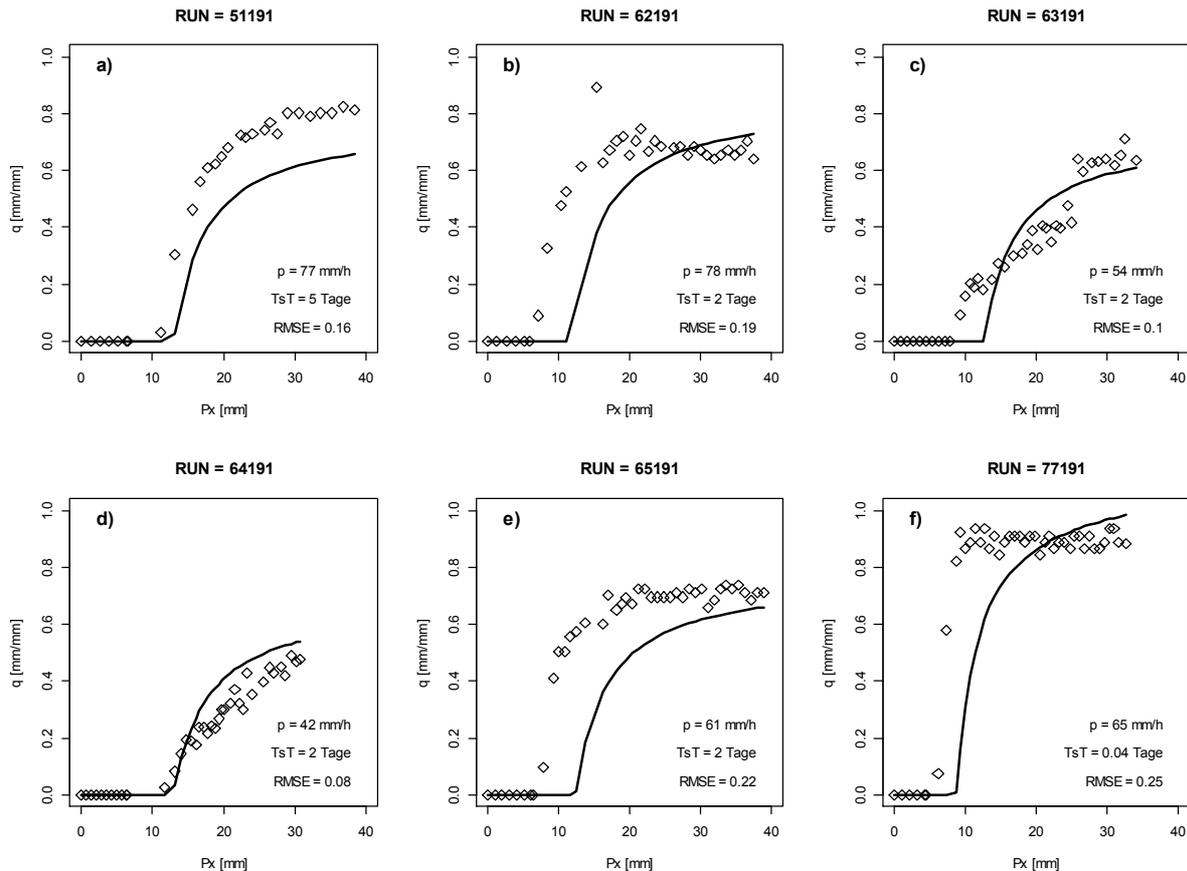


Abb. 6-36: Simulierte und gemessene Abflussraten verschiedener Experimente auf derselben Parzelle (SOIL= 5019)

6.3.5 Zusammenfassung Statistisches Abflussmodell

Aus den beobachteten Volumina Q der Berechnungsdatenbank konnte ein rein statistisches Modell entwickelt werden, mit dem es möglich ist, anhand weniger Boden- und Bewirtschaftungsparameter das Abflussvolumen und somit die Abflussraten zu schätzen. Dieses Modell lässt alle anderen hydrologischen Prozesse der Abflussbildung außer Acht. Die Veränderung der Bodenfeuchte oder die Abflusskonzentration wird nicht berücksichtigt. Der Vorteil dieser Herangehensweise ist, dass die Prozessbeschreibung in diesem Modell völlig von statistischen und keinen kausalen Abhängigkeiten bestimmt wird. Der Einfluss von Verschlammung der Oberfläche oder Vordringen einer Feuchtefront in den Boden ist somit nicht direkt erkennbar oder abgrenzbar. In der fehlenden Differenzierung diese Prozesse und die teilweise nicht eindeutige Interpretierbarkeit des Einflusses einzelner Parameter liegen auch die Nachteile des vorgestellten Modells. Die Anwendbarkeit wird zudem durch die beobachteten Parametergrenzen einzelner Variablen weiter eingeschränkt. Ebenso könnte die Lückenschließung einiger Parameter zur Erklärung des Abflussgeschehens beitragen, auch wenn die vorliegende Berechnungsdatenbank zu den derzeit umfangreichsten gehören dürfte.

Die Steinbedeckung des Oberbodens ist in diesem Modell entscheidend für den Anfangsverlust, die Tage seit der letzten Bodenbearbeitung für den Verlauf der Abflussganglinie auf einzelnen Berechnungsplots. Diese Parameter werden in deterministischen Modellen zur Abflussbildung normalerweise nicht berücksichtigt. Damit könnte eine Fokussierung der anthropogen beeinflussten Bodenbeschaffenheit

während des Vegetationszyklus in der Beschreibung der Abflussbildung auf Agrarflächen angestoßen werden (FIENER et al., eingereicht).

7 Modellierung mit WaSiM

Das Ziel dieser Arbeit ist es, ein deterministisches etabliertes Wasserhaushaltsmodell dahingehend zu erweitern, dass Prozesse, die in einer räumlich und zeitlich hochauflösenden Dimension dynamisch ablaufen, dargestellt werden können. Die Modelleignung von WaSiM wurde in Kap. 4.3.1 dargelegt. Neben der detaillierten Beschreibung der Wasserbewegung durch die ungesättigte Zone und der damit verbundenen Auflösung der Abflussbildung in Oberflächenabfluss, Makroporeninfiltration und lateralem Abfluss sowie Perkolation mit anschließendem Grundwasserabfluss ist es auch in der Lage, die dynamische Phänologie einzelner Landnutzungsformen auf nahezu beliebigen räumlichen Skalen und zeitlichen Auflösungen abzubilden.

Da die Modellierung der ungesättigten Zone von Unsicherheiten geprägt ist, die durch die Parametrisierung und die räumliche Verteilung der heterogenen hydraulischen Bodeneigenschaften verursacht werden (z.B. RIEGER et al. 2010), ist es nötig, von der hohen räumlichen Auflösung von einzelnen Berechnungsplots bis zur unteren Mesoskala vorzugehen.

Die Simulationen im folgenden Kapitel versuchen eine Regionalisierung der Modellansätze inklusive der Modellerweiterungen (Kap. 4.3.4) von der ungesättigten Bodenzone auf der Plotskala bis zur räumlichen Verteilung von Bodentypen und Landnutzung mit konservierender und konventioneller Bewirtschaftung und überprüft die Erweiterungen im komplexen Wasserhaushaltsmodell WaSiM.

7.1 Modellierung der ungesättigten Zone in WaSiM

WaSiM in der RICHARDS-Version wurde seit seiner Veröffentlichung bei zahlreichen wissenschaftlichen Fragestellungen verwendet (z.B. KREITER 2006, HEINISCH 2010, PAKOSCH 2011, RIEGER 2012). Der komplette Infiltrationsprozess wird seitdem über den instationären eindimensionalen Ansatz der Lösung der RICHARDS-Gleichung und der räumlichen Diskretisierung der Bodenhorizonte gelöst (Kap. 4.3.3).

Für eine genauere Beurteilung der Modellierungsergebnisse der erweiterten Modellversion ist es notwendig, die bisherigen Ansätze der Abflussbildung und der Verteilung der Bodenwassergehalte über die Zeit einer Verifizierung zu unterziehen.

7.1.1 Abflussbildung

Der Transport von freiem Wasser durch die Bodenoberfläche und dessen vertikaler und lateraler Strom durch die ungesättigte Bodenzone wird in WaSiM durch die Lösung der RICHARDS-Gleichung mittels der Parametrisierung nach VAN GENUCHTEN (1980) in einem geschichteten Bodenprofil berechnet.

Bei der Modellvorstellung nach HORTON (Kap. 2.2.1.1) wird Oberflächenabfluss dadurch gebildet, dass die Infiltrationskapazität des Bodens nicht ausreicht, um Niederschläge mit hoher Intensität vollständig aufzunehmen.

Sättigungsflächenabfluss nach DUNNE bildet sich durch infiltrierendes Niederschlagswasser, bis die oberste Bodenschicht gesättigt ist und kein weiteres Wasser mehr aufnehmen kann. Die Infiltrationskapazität wird vom Wassergehalt und von der zugehörigen Saugspannung bestimmt.

Aus diesen Modellvorstellungen ergibt sich eine Abhängigkeit der Diskretisierung der Bodenschichten bei der Simulation. Wird ein Modell in WaSiM als singuläre Zelle für einen Standort aufgebaut, um eine Berechnungsparzelle zu simulieren, muss der darunterliegende Boden den natürlichen Gegebenheiten entsprechend durch die VAN-GENUCHTEN-Parameter beschrieben werden. Simuliert man nur den Zeitraum des tatsächlichen Beregnungsexperiments anstatt beispielsweise den Wasserhaushalt während einer Vegetationsperiode, kann man die unteren Bodenschichten vernachlässigen, da sich aufgrund der Anfangsfeuchte und der Leitfähigkeiten kaum eine Aufsättigung von den unteren Bodenschichten her nachweisen lässt.

Für die Simulation eines Beregnungsversuches aus dem Teildatensatz WB (Kap. 4.1.2) wurde in WaSiM ein Modellaufbau ohne die neu erweiterten Module gewählt, der das Beregnungsexperiment als Einzellenmodell darstellt und die Fläche der Zelle genau der Beregnungsparzelle ($A = 24 \text{ m}^2$) entspricht. Die hydraulischen Bodenkennwerte nach MUALEM-VAN-GENUCHTEN wurden für die im Weiherbachgebiet vorkommenden Bodentypen bei SCHÄFER (1999) experimentell bestimmt. Der Trockenlauf wurde am 20.05.1994 auf einem für den Kraichgau üblichen Löss-Kolluvium-Oberboden mit Maisbewuchs im Ein-Blatt-Stadium durchgeführt. Dabei wurde die Parzelle mit 34 mm/h Intensität über 78 min beregnet. Der beobachtete Abflusskoeffizient betrug $0,71$. Die Bodenfeuchte wurde durch Entnahme von Stechzylindern (100 cm^3) vor den Beregnungsversuchen aus einer Tiefe zwischen $5\text{-}10 \text{ cm}$ gravimetrisch bestimmt. Diese Bodenfeuchte wurde in einem Gleichgewichtsprofil in WaSiM eingelesen und als Anfangsbedingung für die Beregnungssimulation verwendet. Das Bodenprofil wurde als homogener Monolith von 10 m Mächtigkeit parametrisiert. Die Makroporen wurden deaktiviert, um nur das Infiltrationsverhalten in die Bodenmatrix zu erfassen.

Die Versuche werden durch die Diskretisierung der Berechnungsschichten und der Beregnungsintensität modifiziert: die dem tatsächlichen Experiment entnommene Intensität von 34 mm/h , 60 mm/h als typische Intensität bei Beregnungsexperimenten (z.B. AUERSWALD 1993) und 99 mm/h als höchste Intensität im gesamten Datensatz. Die Mächtigkeiten der einzelnen Berechnungsschichten wurden variiert zwischen $1, 2, 5, 10$ und 20 cm . Als Simulationsintervall wurde 1 min gewählt.

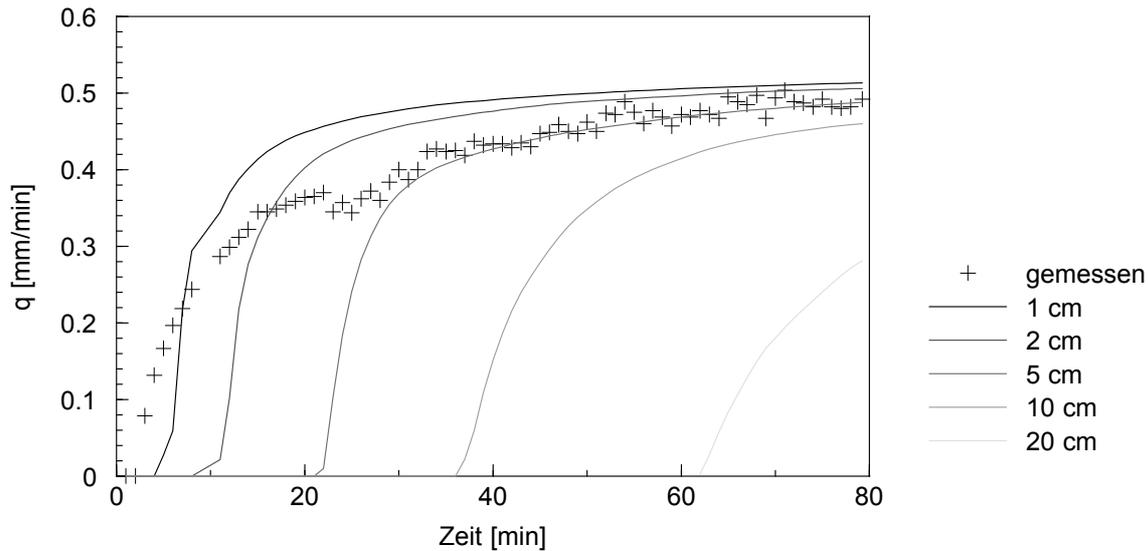


Abb. 7-1: Gemessene und simulierte Abflussraten bei variierender Mächtigkeit der Berechnungsschichten in WaSiM bei einer Beregnungsintensität von $I = 34$ mm/h

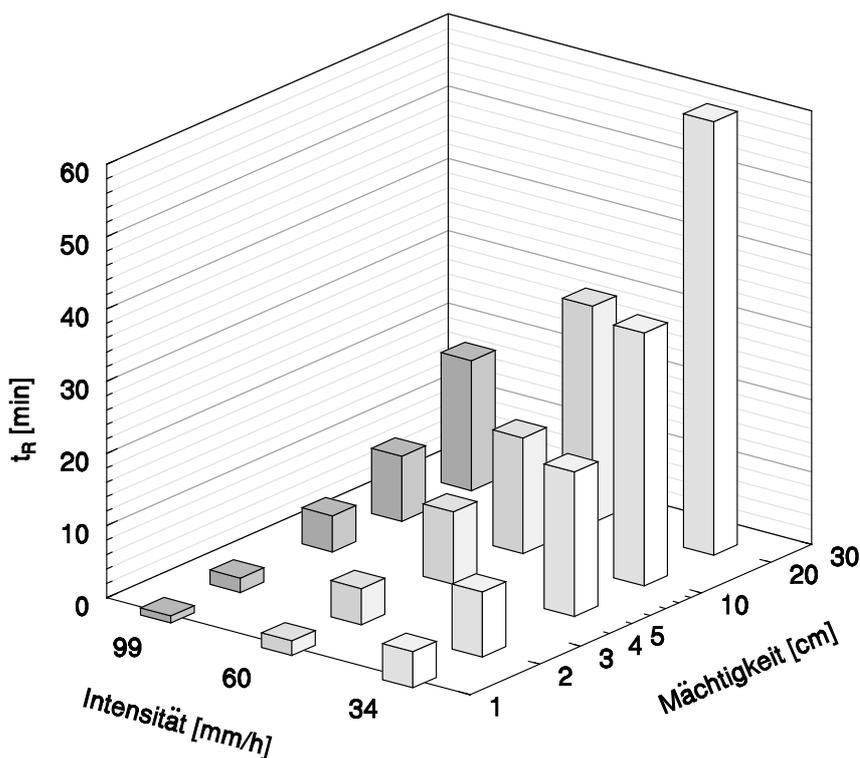


Abb. 7-2: Abhängigkeit der Diskretisierung der Berechnungsschichten in WaSiM bei konstanter Regenintensität auf den Abflussbeginn t_R

Es zeigt sich, dass bei weniger Berechnungsschichten – also höheren Mächtigkeiten – der Zeitpunkt t_R erst später erreicht wird (Abb. 7-2). Bei einer Mächtigkeit von 20 cm je Berechnungsschicht und einer Beregnungsintensität von 34 mm/h liefert das numerische Modell erst nach 60 min Oberflächenabfluss, während im Experiment schon nach zwei Minuten Abfluss gemessen wurde. Je höher die Beregnungsintensität, desto linearer wird der Zusammenhang ($R^2=0,9993$ bei 99 mm/h). Bei geringeren Mächtigkeiten kann die Bodenmatrix weniger infiltrierendes Wasser aufnehmen.

Oberflächenabfluss bildet sich in WaSiM, sobald die oberste Bodenschicht gesättigt ist und damit die hydraulische Leitfähigkeit nicht weiter steigen kann. Bei geringeren Intensitäten und größeren Mächtigkeiten kann sich das Wasser in der Bodenmatrix jedoch gleichmäßiger verteilen und kann so mehr Wasser bis zum Eintreten von Abfluss an der Oberfläche aufnehmen. Obwohl die Niederschlagsintensität bei der höchsten Intensität fast dreimal so hoch ist wie beim tatsächlich durchgeführten Experiment, betragen die Verhältnisse des infiltrierten Volumens bei $I = 33 \text{ mm/h}$ und 99 mm/h bis zum Zeitpunkt t_R 54 – 85 %. Bei höheren Intensitäten infiltriert nun nicht gleich viel bis zum Zeitpunkt t_R , obwohl dieser nahezu proportional erreicht wird.

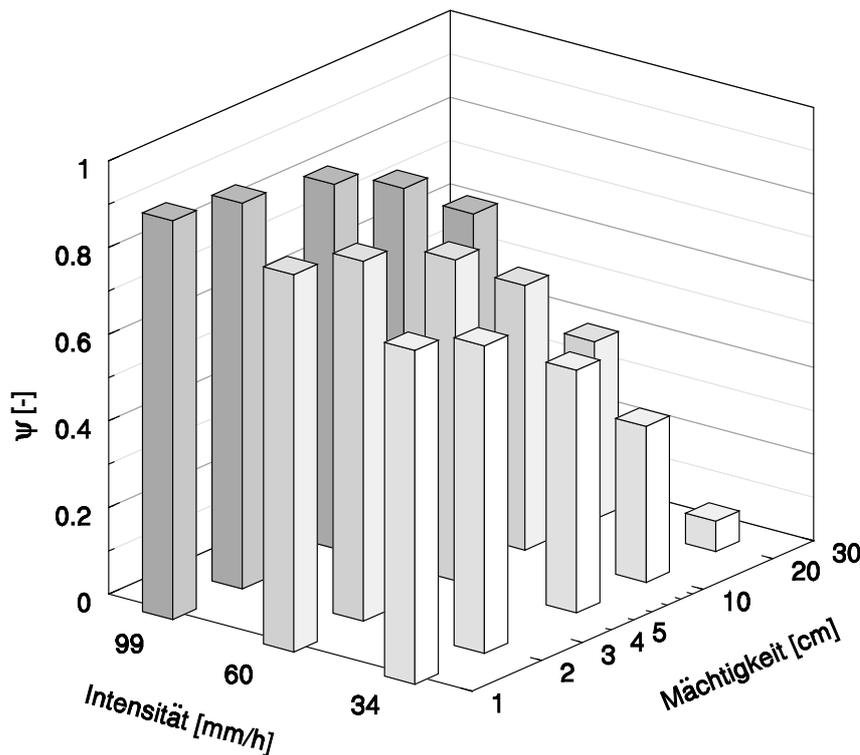


Abb. 7-3: Abhängigkeit der Diskretisierung der Berechnungsschichten in WaSiM bei konstanter Regenintensität auf den Abflussbeiwert ψ

Durch die Diskretisierung der Bodenschichten wird der Abflussbildungsprozess direkt gesteuert, weil dadurch die Wasserspeicherfähigkeit sowie das kumulierte Infiltrationsvolumen beeinflusst werden. Je dünner die oberste Bodenschicht, desto eher wird diese Schicht bei Beregnung aufgesättigt und desto eher wird Oberflächenabfluss gebildet. Dieses Verhalten im Modell kann somit auch HORTON'schen Infiltrationsüberschuss simulieren.

Eine sich bildende Verschlammungsschicht mit einer kleineren Diskretisierung darzustellen, lässt sich aber aufgrund der fehlenden Dynamik in der obersten Bodenschicht nicht optimal umsetzen. Bei einer entstehenden Verschlammungsschicht verringert sich die hydraulische Leitfähigkeit an der Oberfläche, in WaSiM wird aber nur eine Vergrößerung der hydraulischen Leitfähigkeit mit der Aufsättigung zugelassen.

Obwohl für dieses Experiment eine Schichtmächtigkeit von 2 cm für das WaSiM-Modell die beste Übereinstimmung mit dem gemessenen Volumen zeigt, wurde für die weiteren Simulationen von Standortmodellen die Berechnungsschichten an 5 cm angepasst, da dieser Wert für die numerische Stabilität und eine korrekte Darstellung der Endinfiltrationsrate (die dann nicht mehr von der Verschlammung abhängt) geeignet ist.

7.1.2 Verifizierung des RICHARDS-Modells für Bodenfeuchteprofile

Zur Simulation von einzelnen Niederschlag-Abfluss-Ereignissen ist in einem komplexen physikalisch basierten Wasserhaushaltsmodell wie WaSiM die räumlich verteilte Wassermenge vor allem in der ungesättigten Zone von hoher Bedeutung (ZEHE & BLÖSCHL 2004). WaSiM wird deswegen in Form von sogenannten Vorläufen in einem bestimmten Zeitraum die Möglichkeit gegeben, einen trendfreien Grundwasserstand herzustellen, die Bodenfeuchteverteilung in der ungesättigten Zone einem realen Profil anzunähern sowie diverse Speichergrößen (z.B. Interzeption) zu füllen. Da in den untersuchten Gebieten keine in der gewünschten räumlichen Auflösung gemessenen Bodenfeuchteprofile vorhanden waren, oder vor den Beregnungsversuchen in der Datenbank nur teilweise punktuell die Bodenfeuchte in den oberen 3 cm der Krume oder des Pflughorizonts (0 – 30 cm) bestimmt wurde (Kap. 4.1.2), musste als Vorlauf für die Verifizierung der Regressionsmodelle (Kap. 7.2) eine natürliche Verteilung der Bodenfeuchte im Profil simuliert werden.

Um das Transportmodell der ungesättigten Bodenzone in WaSiM zu verifizieren, wurden die Beregnungsversuche des Teildatensatzes WB (Kap. 4.1.2) als Standortmodelle aufgebaut und mit den an der Klimastation im Weiherbach gemessenen hydrometeorologischen Daten ausgehend von einem Gleichgewichtszustand (= vorgegebene Grundwasseroberfläche) simuliert. Diese Ergebnisse wurden mit einem etablierten Transportmodell für die eindimensionale Wasserbewegung in der ungesättigten Zone (HYDRUS1D Version 4.08, ŠIMUNEK et al. 2009) verglichen, um die Funktionalität der in WaSiM implementierten Ansätze nachzuweisen.

HYDRUS1D ist ein weit verbreitetes und anerkanntes Simulationsprogramm für den eindimensionalen Transport von Wasser, Wärme und gelösten Stoffen durch ungesättigte, teilweise gesättigte und gesättigte poröse Medien. Das Modell löst die RICHARDS-Gleichung implizit. Die Vergleichbarkeit mit WaSiM ergibt sich aus der Berechnung der Evapotranspiration nach dem PENMAN-MONTEITH-Ansatz, der Parametrisierung der hydraulischen Eigenschaften des Bodens nach MUALEM-VAN-GENUCHTEN und dem vertikalen Aufbau des Bodens in homogene oder inhomogene Schichten.

In beiden Modellen wurde der Boden als homogenes Profil mit 5 m Mächtigkeit angenommen. Die hydraulischen Eigenschaften des jeweils obersten Horizonts wurden aus der im Experiment ermittelten Bodenart (nach Korngrößenverteilung) und nach der Pedotransferfunktion von CARSEL & PARRISH (1988) bestimmt. Die vertikale Diskretisierung wurde zu 5 cm je Berechnungsschicht angenommen, die Simulation wurde in täglichen Berechnungsintervallen durchgeführt. Als Simulationszeitraum wurde jeweils ein Monat vor der Durchführung des Beregnungsexperiments gewählt.

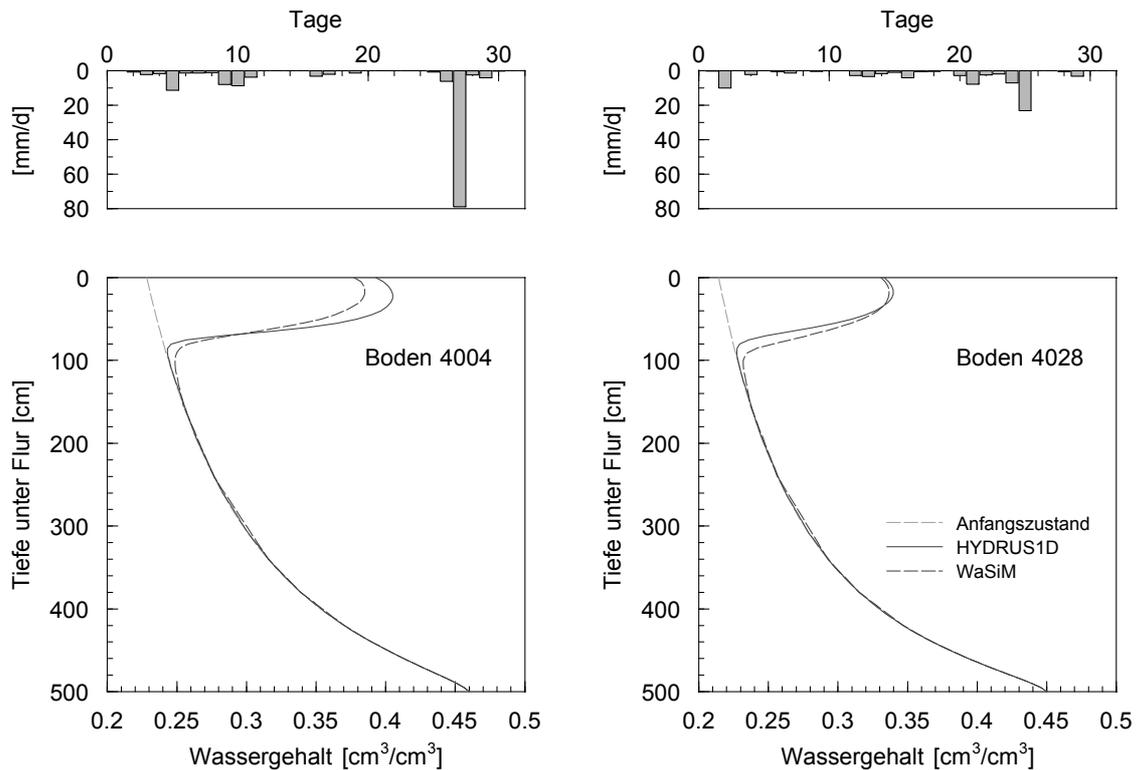


Abb. 7-4: Bodenfeuchteprofile für Vorläufe aus dem Teildatensatz WB für Simulationen mit HYDRUS1D und WaSiM

In den insgesamt 30 Experimenten wird die Bodenfeuchteverteilung innerhalb eines Monats ziemlich ähnlich beschrieben (Abb. 7-4). Unter denselben meteorologischen Randbedingungen zeigen sich fast identische Verläufe des Bodenfeuchteprofils. Durch die Einwirkung der Wurzelzone und der damit verbundenen Transpiration der Vegetation sowie des kapillaren Aufstiegs sind die oberen 30 cm des Profils trockener als die unterhalb liegenden Schichten, sogar nach einem kurz zuvor liegenden Niederschlagsereignis (Abb. 7-4 links).

Während 30 Tagen wirkt der Bodenwasserfluss bis zu einer Tiefe von 105 cm (WaSiM) bzw. 95 cm (HYDRUS1D), abhängig von der insgesamt gefallenen Niederschlagsmenge (Abb. 7-5). Die Feuchtefront dringt in WaSiM schneller in das Bodenprofil vor als in HYDRUS1D, im Mittel um 13,5 cm. Der mittlere Korrelationskoeffizient zwischen den Endzuständen in HYDRUS1D und WaSiM in den oberen 150 cm des Bodenprofils beträgt 0,985, der mittlere RMSE 0,01 cm³/cm³.

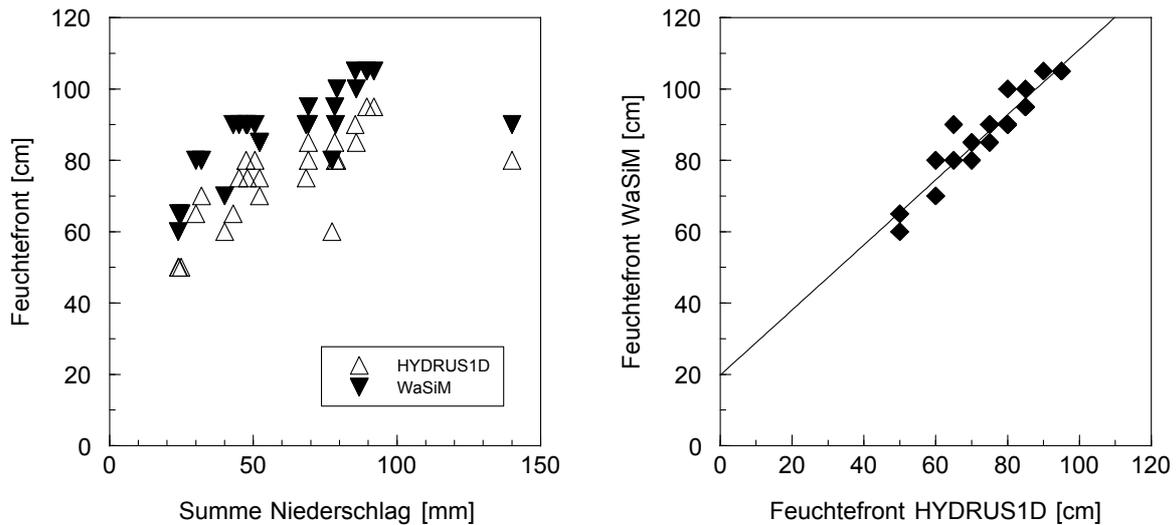


Abb. 7-5: Vergleich des Vordringens der Feuchtefront in den Boden bei einer Simulationsdauer von einem Monat

Die Böden der Experimente lassen sich fast ausschließlich der Bodentexturklasse SIL (*silty loam* nach der Klassifikation des USDA) zuordnen – dies entspricht in etwa der Klasse der tonigen Schluffe nach KA5 (AD-HOC-AG BODEN 2005), mit Schluffanteilen von 69 – 82 % im Feinboden.

Unterschiede ergeben sich aus den unterschiedlichen Randbedingungen und der Parametrisierung der Landnutzung in WaSiM und HYDRUS1D. Während in WaSiM die Landnutzung als dynamische Tabelle in der Steuerdatei vorgegeben wird, wird in HYDRUS1D ein fester Wert angegeben. Ebenso können bei der Umrechnung der meteorologischen Eingangsdaten Rundungsfehler auftreten.

Insgesamt kann so der Ansatz der Wasserbewegung in der ungesättigten Bodenzone in WaSiM nachgewiesen werden, wodurch die Darstellung des eindimensionalen vertikalen Bodenwasserflusses im Vergleich zu einer numerischen Lösung der RICHARDS-Gleichung bestätigt wurde.

7.2 Verifizierung der Regressionsmodelle in WaSiM

Die Modellerweiterung um ein Verschlammungsmodul wurde in Kap. 4.3.4.1 ausführlich beschrieben. Die dafür benötigten Ansätze zur Schätzung der Parameter der modifizierten HORTON-Gleichung wurden in Kap. 6.2.2 analysiert und werden nun über einen OpenSource-Parser nach DE JONG (2007) direkt in der Steuer-Datei von WaSiM formuliert. Die für die Berechnung der Verschlammungsparameter erforderlichen Variablen werden teilweise aus den stationären Angaben in der Steuerdatei (z.B. Sandgehalt) und aus dynamischen Parametern intern berechneter Größen (z.B. Niederschlagsintensität, kumulierte kinetische Energie) ermittelt. Eine kurze Darstellung der mathematischen Ausdrücke und ihre Umsetzung im Parser sind in Anhang C gezeigt.

7.2.1 Modellaufbau

Die Beregnungsversuche des Teildatensatzes WB (Kap. 4.1.2) eignen sich wie in Kap. 7.1.2 zur Modellierung mit WaSiM, da die darin enthaltenen Experimente nur aus Trockenläufen bestehen und somit keine Verzerrung der Zeitachse wie bei der Bildung von Abfolgen (Kap. 6.1.2) vorliegt.

Da in der Verifizierung des Ansatzes zur verschlammungsgesteuerten Infiltration nur die Prozesskette der Abflussbildung von Interesse ist (Kap. 4.3.4), wurde der eindimensionale Fall einer Beregnungszelle auf einem Ackerschlag als Modellansatz in WaSiM wie in den Voruntersuchungen ohne Modellerweiterung in Kap. 7.1 gewählt.

Es werden nur die Versuche berücksichtigt, die auch nach der Anwendung der Ausschlusskriterien nach Kap. 6.1.2 in der Datenbank vorhanden waren. Die Zellengröße im Modell wurde der Fläche der Beregnungsplots angepasst, die Vorfeuchte wurde auf dem Standort für den dem Experiment vorangegangenen Zeitraum mit den meteorologischen Eingangsdaten der Klimadatenbank des Weiherbachprojektes berechnet (siehe auch Kap. 7.1.2). Die Bodenfeuchte wurde durch Entnahme von Stechzylindern (100 cm^3) vor den Beregnungsversuchen aus einer Tiefe zwischen 5- 10 cm gravimetrisch bestimmt (GERLINGER 1997). Die Simulationsergebnisse der Bodenfeuchte zeigen eine gute Übereinstimmung mit den Messwerten ($R^2 = 0,91$).

Die Beregnungsexperimente im Weiherbachgebiet wurden nur auf zwei unterschiedlichen Bodentypen durchgeführt, Löss-Kolluvium ($n=12$) und Pararendzina ($n=12$). Die hydraulischen Bodenkennwerte nach MUALEM-VAN-GENUCHTEN wurden für die im Weiherbachgebiet vorkommenden Bodentypen bei SCHÄFER (1999) experimentell bestimmt (Tab. 7-1). Da Abflussbildungsprozesse während simulierten Starkregenereignissen nur in den obersten Bodenschichten ($< 30 \text{ cm}$, BRONSTERT 1994) hydraulisch wirksam werden, wurde für die Simulation der Beregnungsversuche ein homogenes Bodenprofil mit durchgängigem Ap-Horizont angenommen. Zunächst wurden die Beregnungsversuche ohne die Modellerweiterung in Minutenzeitschritten simuliert. Dazu wurden die bodenhydraulischen Parameter nach VAN GENUCHTEN (θ_s , θ_r , α , n , k_s , Kap. 2.3) innerhalb ihrer Unsicherheitsgrenzen an die Messwerte des Oberflächenabflusses angepasst. Zur Parameter-Optimierung wurde das globale Verfahren des *Shuffled Complex Evolution Algorithmus* (SCE-UA) verwendet (DUAN 2003A, Kap. 4.4).

Das Oberflächenabflussmodell wird in diesem Modus nicht getestet, da es für Gebiete mit eindeutigen Fließrichtungen und signifikantem Gefälle entwickelt wurde. Ein Modellaufbau mit nur einer Zelle lässt in WaSiM keine Aussage über Fließrichtung und Gefälle zu.

Für die Überprüfung der Modellerweiterung wurde der Multiple Regressionsansatz aus Kap. 6.2.2 in WaSiM implementiert, die hydraulischen Bodenparameter wurden dabei den Mittelwerten aus Tab. 7-1 angepasst. Für die Kalibrierung wurden die Koeffizienten der Regressionsgleichungen innerhalb des 95%-Konfidenzintervalls angepasst.

7.2.2 Modellierung von Beregnungsversuchen

Bei der Optimierung der Bodenparameter unter den Randbedingungen der Beregnungsversuche lässt sich beobachten, dass die gemessenen Ergebnisse nur unzureichend simuliert werden können, da die

Parameter der ungesättigten Bodenzone fast in der gesamten Stichprobe an ihre Grenzen streben (Tab. 7-1, Abb. 7-7, WINTER & DISSE 2011). In 75% aller Simulationen wird der untere Grenzwert des gesättigten Wassergehaltes erreicht, somit wird der Boden modelltechnisch weniger aufnahmefähig und früher gesättigt wird. Hohe Werte von α und n (Tab. 7-1) ergeben steilere Wasserspannungskurven (Abb. 7-7), die im Modell weniger Wasser in den Boden aufnehmen lassen. Dennoch erreichen die Simulationsergebnisse nicht die beobachteten Abflussbeiwerte, diese werden im Mittel um 5 % unterschätzt. In 87,5% der Simulationen wird das Abflussvolumen unterschätzt, der Volumenfehler beträgt im Mittel 0,87.

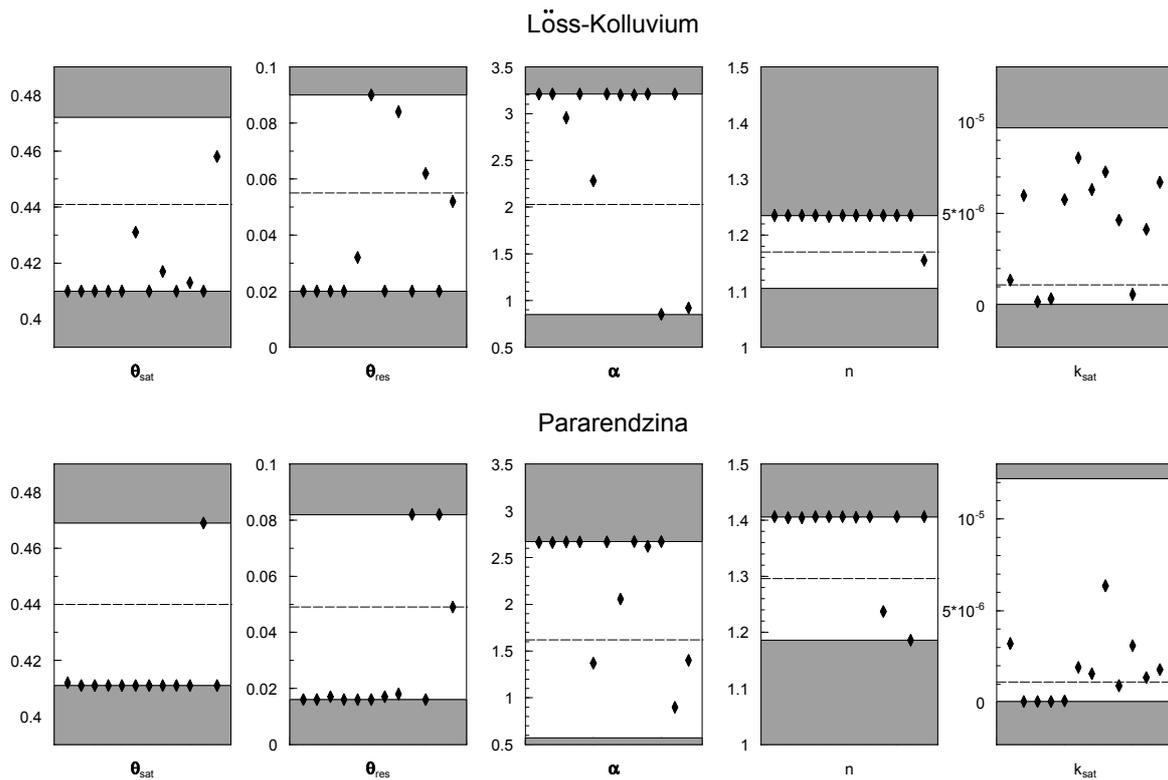


Abb. 7-6: Ergebnisse der Optimierung der VAN-GENUCHTEN-Parameter für die Bodentypen der Beregnungsversuche des Teildatensatzes WB

Tab. 7-1: Parametrisierung der Bodenschichten (Mittelwerte und Standardabweichung) nach SCHÄFER (1999) für die Simulation der Beregnungsversuche mit Kalibrierung der VAN-GENUCHTEN-Parameter und die Anzahl der Simulationen, bei denen die Kalibrierung ohne Modelleerweiterung an die Parametergrenzen stößt

Löss-Kolluvium					Anzahl: 12	
Horizont Ap	Mittelw.	Stabw.	min	max	min / max	min% / max%
θ_{sat}	0,441	0,031	0,410	0,472	8 / 0	67 / 0
θ_{res}	0,055	0,035	0,020	0,090	7 / 1	58 / 8
α [1/m]	2,030	1,180	0,850	3,210	0 / 2	0 / 17
n	1,170	0,065	1,105	1,235	0 / 10	0 / 83
k_{sat} [m/s]	1,10E-06	8,58E-06	5,00E-08	9,68E-06	0 / 0	0 / 0

Pararendzina					Anzahl: 12	
Horizont Ap	Mittelw.	Stabw.	min	max	min / max	min% / max%
θ_{sat}	0,440	0,029	0,411	0,469	10 / 1	83 / 8
θ_{res}	0,049	0,033	0,016	0,082	6 / 2	50 / 17
α [1/m]	1,620	1,050	0,570	2,670	0 / 1	0 / 8
n	1,296	0,110	1,186	1,406	1 / 7	8 / 58
k_{sat} [m/s]	1,11E-06	1,11E-05	5,00E-08	1,22E-05	3 / 0	25 / 0

Bei allen Experimenten wurde im Modell der Abflussbeginn zu hoch geschätzt. Im Mittel war die Verschiebung von t_R um 15,5 min nach den gemessenen Zeitpunkten. Das begründet auch die niedrigeren Abflussbeiwerte, da die Optimierung als Zielfunktion den RMSE benutzt und deswegen sich vor allem den Endabflusswerten anpasst, um kleinere Fehlerquadrate zu erzielen. Zusammen mit dem Erreichen der unteren Grenzen der pF-Kurven verdeutlichen die Ergebnisse, dass in WaSiM selbst bei hochintensiven Niederschlägen zu viele Zeitschritte nötig sind, um den Abflussbeginn richtig darzustellen. Eine Anpassung der Mächtigkeit der Bodenschichten wäre eine Möglichkeit (siehe Kap. 7.1.1), allerdings ist diese von der Niederschlagsintensität abhängig und daher nur für die aktuelle Regenintensität gültig.

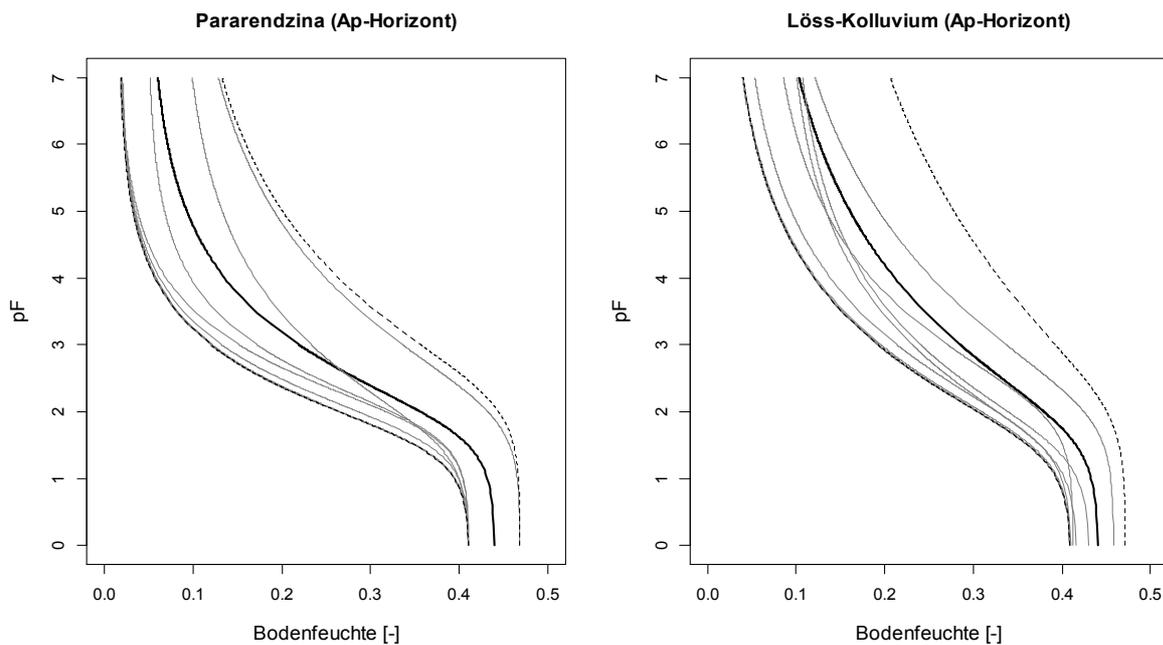


Abb. 7-7: pF-Kurven der oberen Horizonte beider Bodentypen der Standortmodelle, deren Parameter im Modelllauf ohne Erweiterung innerhalb ihrer Parametergrenzen (grau) optimiert wurden; initiale Werte sind dick dargestellt, minimale und maximale pF-Kurven gestrichelt

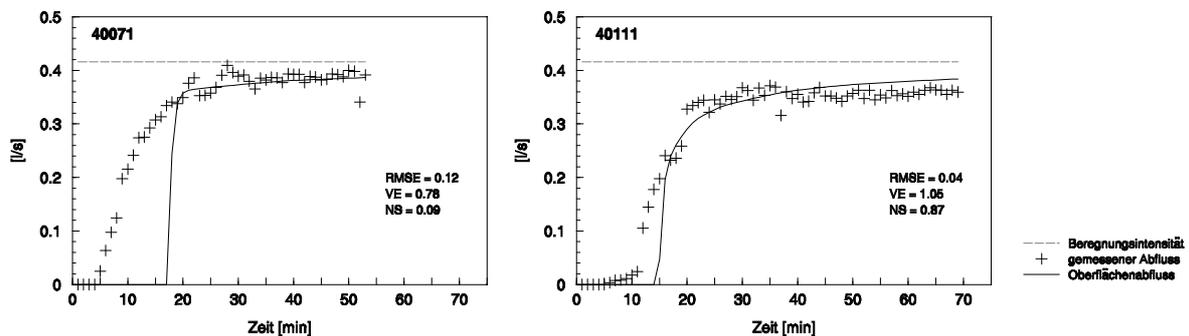


Abb. 7-8: Beispielhafte Ergebnisse der Optimierung der VAN-GENUCHTEN-Parameter der Böden bei der Simulation von Beregnungsversuchen in WaSiM ohne Modellerweiterung

Abb. 7-8 zeigt beispielhaft die Ergebnisse für die Optimierung der VAN-GENUCHTEN-Parameter für zwei Experimente auf Plots, bei denen sowohl k_s als auch θ_s gegen ihre untere Kalibriergrenze stoßen. Auf beiden Parzellen waren Zuckerrüben angebaut (links in der Keimperiode, rechts kurz vor dem

Reihenschluss), als Bodentyp wurde Pararendzina identifiziert. Die Beregnungsintensität betrug in beiden Fällen 63 mm/h. Es zeigt sich, dass im zweiten Fall der Versuch viel besser ohne Modellerweiterung angepasst werden konnte, da der Abflussbildungsprozess nicht durch Verschlammung beeinflusst wird. Im ersten Fall (Abb. 7-8 links) betrug die Bodenbedeckung zum Zeitpunkt des Experiments nur 3 %, der Boden wurde 4 Tage vorher gegrubbert und geeeggt (GERLINGER 1997).

Bei der Simulation derselben Versuche mit der Modellerweiterung des Verschlammungsmoduls wurden die hydraulischen Bodenkennwerte der Bodentypen als physikalische Größen im Modell nach den optimierten Werte ohne Modellerweiterung parametrisiert und nur die Koeffizienten der Regressionsgleichungen innerhalb ihres 95%-Konfidenzintervalls aus Kap. 6.2.2 zur Bestimmung der HORTON-Parameter kalibriert.

Mit der Modellerweiterung von WaSiM um das SU-Modul (Kap. 4.3.4.1) wird die Möglichkeit gegeben, eine unendlich dünne Verschlammungsschicht auf der Bodenoberfläche zu simulieren. Dadurch können die Beregnungsexperimente weitaus besser dargestellt werden (Abb. 7-9 und Abb. 7-10). Der mittlere Fehler erhöht sich unerheblich, allerdings verbessern sich die Gütemaße VE sowie NS sichtbar. Das Abflussvolumen wird nur wenig zu hoch abgebildet, was aufgrund der Nichtbeachtung der Retention im Verschlammungsmodul systematisch ist. Ebenso verbessern sich die Variationskoeffizienten der Stichproben erheblich. Die Gegenüberstellung von gemessenen zu simulierten Werten beträgt im Mittel $R^2 = 0,93$. Vor allem Versuche auf kürzlich bearbeiteten Böden mit nur geringer Bodenbedeckung werden durch die Abhängigkeit der Infiltration von der effektiven kinetischen Energie bei einem Teil der Simulationen besser dargestellt (Abb. 7-9).

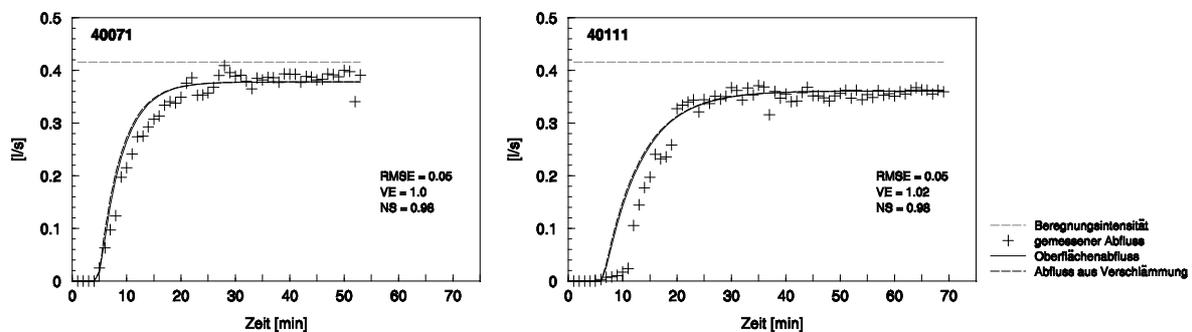


Abb. 7-9: Beispielhafte Ergebnisse der Optimierung der Koeffizienten der Regressionsgleichungen des Verschlammungsmoduls bei der Simulation von Beregnungsversuchen in WaSiM mit Modellerweiterung

Der Abflussbeginn wird dabei mit Modellerweiterung besser getroffen als nur durch das RICHARDS-Modell beschrieben. Im Mittel beträgt die Verzögerung der Modellierungsergebnisse nur mehr 5,4 min, in 21 % der Fälle wird ein zu früher Abflussbeginn modelliert. In 65 % der Simulationen ergeben sich Abweichungen vom tatsächlichen Abflussbeginn t_R von weniger als 5 min. Das erklärt die Verbesserung der Volumenbilanz sowohl in den Gütewerten von VE und NS (Abb. 7-10).

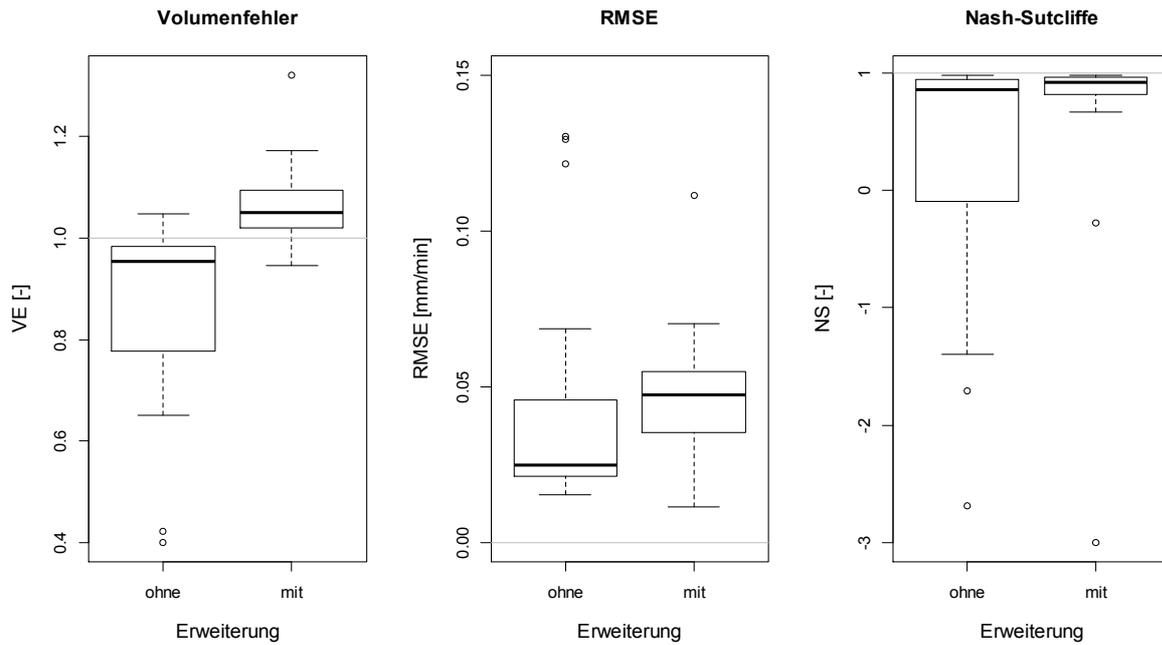


Abb. 7-10: Box-Plots der Gütemaße der Simulationen der Beregnungsversuche des Teildatensatzes WB mit WaSiM (ohne/mit Modellerweiterung)

Allerdings ist es für die Vorhersage von Oberflächenabfluss aus Verschlammung in Modellen mit kleinräumiger Variation von Bodeneigenschaften und Landnutzungsdaten nicht zweckmäßig, die Koeffizienten der Regressionsgleichungen zu optimieren, sondern die bereits festgelegten Koeffizienten zu verwenden (WINTER & DISSE 2011).

Tab. 7-2: Mittelwerte der Gütemaße bei der Simulation von Beregnungsversuchen des Teildatensatzes WB in WaSiM

	ohne Erweiterung	mit Erweiterung
Kalibrierparameter	VAN GENUCHTEN	Regressionskoeffizienten
RMSE	0,04	0,05
VE	0,87	1,06
NS	0,25	0,69

7.3 Modellierung der konservierenden Bodenbearbeitung in WaSiM

7.3.1 Modellaufbau

Zur Modellierung der Einflüsse der Bewirtschaftungsform einer konservierenden Bodenbearbeitung eignen sich einzelne Einzugsgebiete des Versuchsgutes Scheyern (Tab. 7-3), auf denen die

Abflussvolumina einzelner Niederschlag-Abfluss-Ereignisse separat volumetrisch von 1993 – 2001 erfasst wurden (siehe Kap. 5.1.5).

Tab. 7-3: Charakterisierung der einzelnen für die Modellierung herangezogenen Einzugsgebiete

Einzugsgebiet	E02	E03	E05	E06
Fläche [ha]	3,56	4,22	13,52*	7,81
Anteil Landwirtschaftliche Fläche	0,95	0,93	0,766	0,518
Anteil GWW	-	-	0,026	0,064
Felder	A17	A18	A15, A17, A18	A15, A16
Fruchtfolge		K – WW – M – S – SW – S		
mittleres Gefälle	4,2	4,3	4,9	5,5

* inkl. E06

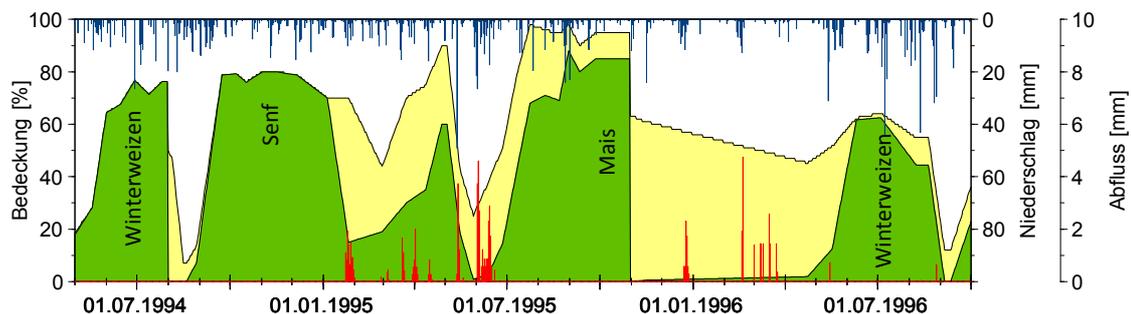
Nach der Umstellung der Flurstücke und die Trennung von integrierter Bewirtschaftung zu konventioneller Bodenbearbeitung wurden die grundlegenden Daten der Landnutzung sehr genau erfasst (Kap.5.1.8). Die südlichen Flurstücke wurden ab 1992 integriert bewirtschaftet und die einzelnen Bearbeitungsschritte auf den jeweiligen Ackerflächen genau dokumentiert. Die Fruchtfolge der integriert bewirtschafteten Flächen wurde auf einer Mischung aus Drusch- und Reihenfrüchten mit Zwischenfrucht festgelegt: Kartoffeln – Winterweizen – Mais – Senf – Sommerweizen – Senf. Während des Vegetationszyklus sind sämtliche Schritte der Bodenbearbeitung erfasst sowie die Bodenbedeckung der einzelnen Feldfrüchte im saisonalen Wechsel für die Jahre 1993 – 1996. Der Boden wurde im Rahmen der Bodeninventarisierung auf einem 50 x 50m Raster untersucht (Korngrößenverteilung, bodenphysikalische und chemische Größen der Böden auf den Schlägen). Die Böden werden durch die eigens für das Gebiet erstellten Pedotransferfunktionen nach SCHEINOST et al. (1997) parametrisiert.

Für die Modellierung eignen sich als Einzeleinzugsgebiete die Flächen des sogenannten Kehrfeldes im südlichen Gelände des FAM, vor allem E03 ($A_E = 4,22$ ha) und E02 ($A_E = 3,56$ ha), um das Verschlammungsmodul (SU) und das Surface Routing (SR) zu testen. Die Einzugsgebiete im südlichen Gelände des Klostersgutes bestehen fast vollständig aus ackerbaulich genutzten Flächen, wohingegen die Einzugsgebiete des ökologisch bewirtschafteten Gebiets im Norden heterogen aus Grünland und Ackerland zusammengesetzt sind und sich deswegen kaum eine vergleichbare Abflussdynamik ergeben wird.

Für eine Verbindung aus dezentralen Maßnahmen zum Rückhalt von Niederschlag in der Fläche eignet sich die Kaskade der Felder E06 → E05 ($A_E = 13,52$ ha), die zum einen aus mehreren Schlägen besteht und in der die Schläge mit einer begrünten Abflussmulde (Grassed Waterway, GWW, FIENER & AUERSWALD 2003A) getrennt werden, in der der Abfluss durch erhöhten Widerstand verlangsamt wird und wieder infiltrieren kann. Der GWW wurde aufgrund des in FIENER & AUERSWALD 2006 gezeigten Fließquerschnitts am Oberhang ohne Fließgerinne, am Unterhang mit Fließgerinne in WaSiM abgebildet.

Der Zusammenhang aus der Bodenbedeckung und der hydrologischen Reaktion auf Niederschläge ergibt sich aus Abb. 7-11 (tägliche Werte): So waren im Vergleich der beiden Einzugsgebiete E02 und E03 in den Jahren 1994 – 1996 fast durchwegs eine konstante Bodenbedeckung von $\geq 20\%$ vorhanden (durch die Feldfrucht selbst oder durch Ernterückstände), außer vor Bestellung und nach der Ernte von Kartoffeln (E03) und beim Übergang von Winterweizen zu Senf (E02). Starkniederschläge führten im Juni 1995 zu Abflüssen auf beiden Einzugsgebieten, auf der kurz zuvor bearbeiteten Fläche (Maissaat) zu höheren Volumina als auf dem Weizenfeld. Im Juli 1996 führte ein Starkniederschlagsereignis zu einem raschen Abflussverhalten auf E03, während im benachbarten oberhalb liegenden Einzugsgebiet kein Abfluss gemessen wurde. Die Abflüsse im Winter und Frühjahr 1996 sind vorrangig auf Schneeschmelze zurückzuführen.

A17 - E02



A18 - E03

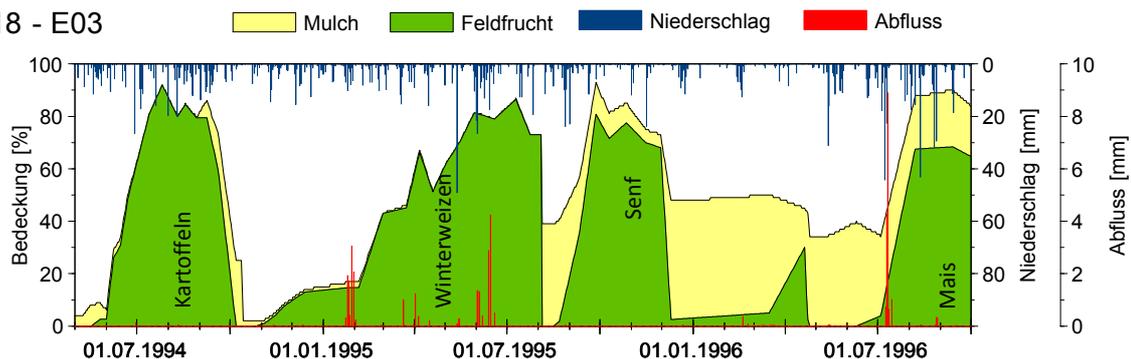


Abb. 7-11: Bodenbedeckungsgrade, Niederschlag und Abfluss auf den Ackerschlägen A17 und A18 in täglichen Zeitschritten

Ausgehend von der Bodeninventur im Raster (Kap. 5.1.7) wurde die räumliche Interpolation durch Thiessen-Polygone durchgeführt. Die einzelnen Bodenprofile wurden nach Verschneidung mit den Thiessen-Polygonen für die Anwendung in WaSiM vorbereitet. Die einzelnen Bodenhorizonte wurden durch die Pedotransferfunktionen nach SCHEINOST & AUERSWALD (1995) parametrisiert und mit den zusätzlichen Angaben des obersten Bodenhorizonts für die Anwendung für das Verschlammungsmodul ergänzt.

Das Modell wird auf eine Auswahl von Starkniederschlagsereignissen und Abflussvolumen kalibriert (Rasterweite 5x5 m, Simulationszeitschritt: 1 h). Als Kalibrierparameter wurden die Bildungs- und Konzentrationsparameter des Interflow sowie der Schwellenwerte der Makroporeninfiltration verwendet. Der Basisabfluss wurde nach den Ergebnissen von HELMEIER (2001) vernachlässigt.

Die Bodenbedeckungsgrade wurden für die Jahre 1994 – 1996 aus den gemessenen Werten entnommen, für die weiteren Jahre wurde durch die gleiche Fruchtfolge auf allen integriert bewirtschafteten Flächen eine ähnliche Entwicklung der Bodenbedeckung (inkl. Mulch) angenommen.

7.3.2 Einzelereignisse auf integriert bewirtschafteten Flächen

Für die Modellierung der konservierenden Bodenbearbeitung (integrierte Bewirtschaftung) wurden fünf Einzelereignisse auf den einzelnen Einzugsgebieten E02 und E03 sowie auf den kombinierten Einzugsgebieten E05 und E06 in WaSiM aufgebaut und die Boden- und Landnutzungseigenschaften für die erweiterte Modellversion parametrisiert.

Die hydrologischen Kenngrößen sowie die Bewirtschaftungsparameter sind in ihrer Zusammenstellung Tab. 7-4 und Tab. 7-5 zu entnehmen. Die Niederschlagsereignisse lassen sich nach den Auswertungen des Deutschen Wetterdienstes (KOSTRA-DWD 2006, Rasterfeld Scheyern) den Jährlichkeiten 2 bis 10 a zuweisen. Die Einzugsgebiete E02 und E03 fallen zusammen mit den Ackerschlägen A17 bzw. A18, die Einzugsgebiete E06 und E05 bestehen aus den Schlägen A15 und A16 bzw. A15, A17 und A18 (siehe Abb. 5-5, Tab. 7-3).

Tab. 7-4: Ausgewählte Niederschlag-Abfluss-Ereignisse und zugehörige Bewirtschaftung auf den Einzugsgebieten E02 und E03

Ereignis	Datum	Niederschlag insgesamt [mm]	Höchste Niederschlagsbelastung	Dauer [h]	Jährlichkeit [a ⁻¹]	E02	E03
Juni 1995	01.06. – 18.06.1995	140,4	52,8	24	5		
Feldfrucht						Mais	WW
TsT [d]						2	231
Q [mm]						24,5	10,7
Ψ [-]						0,17	0,08
Juli 1996	08.07. – 12.07.1996	118,6	20	1	2		
Feldfrucht						WW	Mais
TsT [d]						248	71
Q [mm]						0	15,5
Ψ [-]						0	0,13
November 1998	23.10. – 18.11.1998	225	41,9	18	2		
Feldfrucht						Senf	Stoppel
TsT [d]						69	30
Q [mm]						54,4	62,5
Ψ [-]						0,24	0,28
Mai 1999	20.05. – 23.05.1999	88,6	65,8	24	10		
Feldfrucht						Mais	Weizen
TsT [d]						16	53
Q [mm]						24,1	17,5

Ψ [-]						0,27	0,20
März 2001	03.03. – 31.03.2001	184	-	-	-		
Feldfrucht						Senf	Weizen
TsT [d]						198	123
Q [mm]						43,7	44,2
Ψ [-]						0,24	0,24

Das Ereignis im Juni 1995, das auch in Abb. 7-11 dargestellt ist, lieferte Abfluss bis zum 19.06.; insgesamt fielen 140,4 mm Niederschlag. Am 01. und 02.06. fielen insgesamt 52,8 mm in 24 h, das entspricht in etwa einem Niederschlagsereignis der Wiederkehrhäufigkeit von 5 Jahren. Beim Ereignis vom 05.07.1996 fielen bei einem konvektiven Ereignis 20,0 mm in 1 h, entsprechend etwa einer Jährlichkeit von 2 Jahren. Kurze Zeit später fielen noch einmal 53,5 mm innerhalb eines Tages (etwa $T = 5$ a). Das Ereignis im Ende Oktober/Anfang November 1998 enthält ein 18-stündiges Ereignis von einer Jährlichkeit von 2 Jahren und ist ansonsten durch anhaltenden Abfluss geprägt. Am 21.05.1999 fielen fast 66 mm Niederschlag in 24 Stunden, das entspricht einer Jährlichkeit von über 10 a. Im März 2001 wurden hohe Abflusskoeffizienten gemessen, allerdings ausgelöst nur durch advective Niederschlagsereignisse.

Durch die volumetrische Erfassung der Abflussereignisse (Kap. 5.1.5) ist es nicht möglich, eine Kalibrierzeitreihe in angemessenen Zeitschritten aufzustellen. Die Messpunkte der Abflussvolumina sind zeitlich nicht gekennzeichnet und in den folgenden Abbildungen nur bei Tageswechsel als Punktwerte eingetragen.

Dem Ereignis im Juni 1995 geht eine lange Zeit der letzten Bodenbearbeitung voraus. Winterweizen wurde auf dem Ackerschlag A18 (= E03) am 13.10.1994 durch Kreiselegen bestellt, bei Auftreten der Niederschläge am 01.06.1995 sind demnach bereits 231 Tage der letzten Bodenbearbeitung vergangen. Die Bodenbedeckung ist dementsprechend hoch (0,81, Tab. 7-6). Der Abfluss im Modell wird deutlich durch Interflow bestimmt (Abb. 7-12), der Anteil an Direktabfluss am Gesamtabflussvolumen von 10,7 mm kommt durch die deutlich höhere Verschlammungsneigung bedingt durch die vorkommenden Bodenarten auf A18 zustande (Tab. 7-6). Ein deutlich höherer Abfluss (24,5 mm) wurde auf dem benachbarten Feldstück A17 (=E02) registriert, auf dem erst 2 Tage vor Beginn des Niederschlagsereignisses Mais durch eine Legemaschine angebaut worden war. Allerdings ergibt die Modellierung keinen Oberflächenabfluss aus der Verschlammung. Auch hier ist die Kombination der Bedeckung von Ernterückständen (0,28) und die geringere Verschlammungsneigung entscheidend (Tab. 7-6).

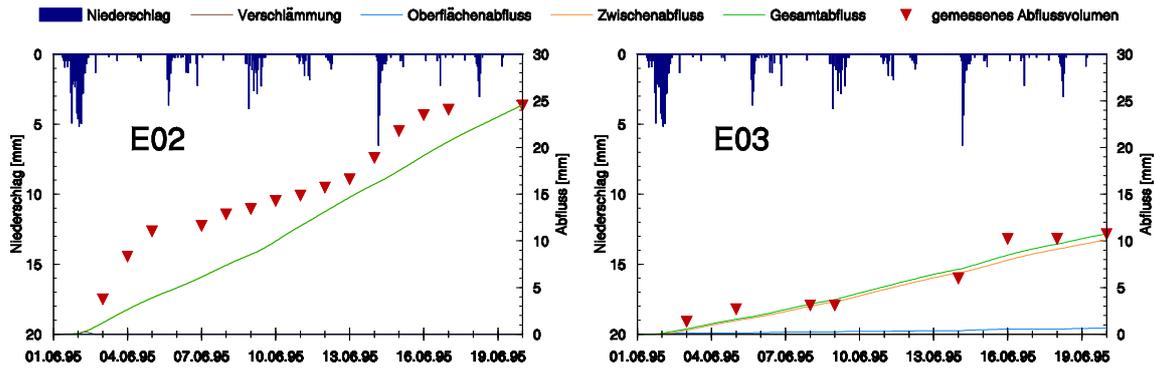


Abb. 7-12: Kumulierte Werte der modellierten Abflüsse und des gemessenen Abflussvolumens sowie zeitlicher Verlauf der Verschlammungsspeichers für das Ereignis im Juni 1995 auf den Einzugsgebieten E02 und E03

Im Jahr 1996 wurde auf A18 über die Wintermonate Senf als Zwischenfrucht (Aussaat 16.08.1995 durch Rotogrubber) bis zur Aussaat von Körnermais am 25.04.1996 und damit einhergehender Bodenbearbeitung (Maislegemaschine) behalten. Dadurch ergeben sich auch in den Monaten Mai und Juni hohe Bedeckungsgrade durch Ernterückstände ($> 30\%$), ehe die Maisfrucht nach ca. 60 Tagen in ihr Keimstadium kommt. Gerade in den Monaten Mai und Juni wurden 1996 mehrere Niederschlagsereignisse hoher Intensität registriert. Jedoch erst nach dem Ereignis am 08.07.1996 von 44,3 mm und an den beiden darauffolgenden Tagen 09./10.07.1996 (28 mm) wurde ein nennenswerter Abfluss gemessen (10,2 mm vom 08.-12.07., Abb. 7-13). Zum Zeitpunkt des Niederschlagsereignisses weist das Flurstück A18 einen hohen Bodenbedeckungsgrad von 41-44 % auf (28% Stoppeln und Ernterückstände, 13-16% Vegetation). Das Verschlammungsmodul bewirkt erst eine Oberflächenabflussbildung, nachdem der Oberboden durch den ersten hohen Niederschlagsimpuls am 05.07. wahrscheinlich verschlammungsanfälliger wurde. Dagegen wurde auf dem Flurstück A17 beim gleichen Ereignis kein Abfluss registriert. In Zusammenhang mit hoher Bodenbedeckung durch Winterweizen (0,63, Tab. 7-6), der letzten Befahrung am 31.10.1995 ($T_sT = 248$) sowie den weniger verschlammungsanfälligen Böden (Tab. 7-6) scheint diese Beobachtung plausibel.

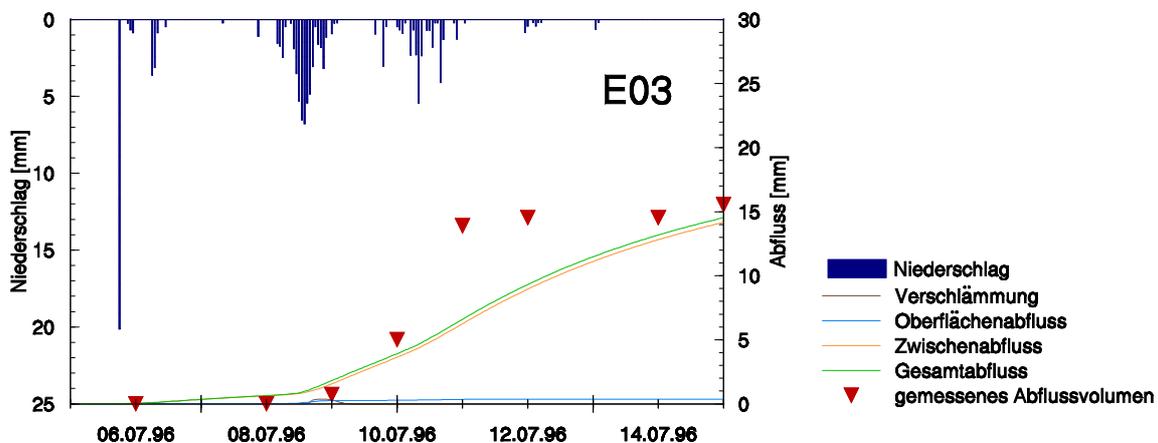


Abb. 7-13: Kumulierte Werte der modellierten Abflüsse und des gemessenen Abflussvolumens sowie zeitlicher Verlauf der Verschlammungsspeichers für das Ereignis im Juli 1996 auf dem Einzugsgebiet E03

Im Frühjahr 1999 wurde Sommerweizen am 27.03. durch Kreiseleggen eingesät. Das Niederschlagsereignis vom 20./21.05. weist die höchste Intensität im beobachteten Zeitraum auf ($T = 10$ a). Aufgrund der hohen Bodenbedeckung (54 Tage nach der Bodenbearbeitung beträgt die Bedeckung zum Zeitpunkt des Niederschlagsereignisses 73 %) dauert es, bis der effektive Niederschlag die Infiltrationskapazität des Oberbodens soweit gesenkt hat, dass sich der Verschlammungsspeicher füllt. Dass die Verschlammung im Modell reagiert, begründet sich aus den kurzen Abständen zwischen den Niederschlagsimpulsen und dann dem Regen am 22.05.1999 um 15 Uhr mit 8 mm in 120 min. Dennoch kann aus dem Modell nicht die schnelle Abflussreaktion mit dem gemessenen Abflussvolumen erklärt werden. Die Vorfeuchte im Oberboden war zum Zeitpunkt des Regens gering (0,145 im oberen Horizont), eine schnelle Verschlammung der Oberfläche kann bei hohen Bedeckungsgraden ausgeschlossen werden.

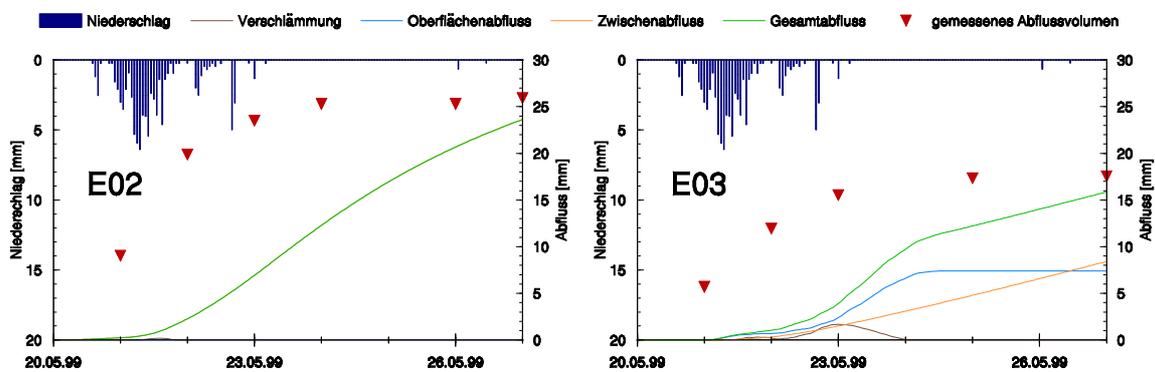


Abb. 7-14: Kumulierte Werte der modellierten Abflüsse und des gemessenen Abflussvolumens sowie zeitlicher Verlauf der Verschlammungsspeicher für das Ereignis im Mai 1999 auf dem Einzugsgebiet E03

Auf dem Ackerschlag A17 hingegen (Abb. 7-14 links) wird mehr Abfluss gemessen, jedoch im Modell nur durch Interflow gebildet. Wiederum sind die stabileren Böden und die Bodenbedeckungen durch Ernterückstände für die fehlende Verschlammung und fehlenden Oberflächenabfluss verantwortlich.

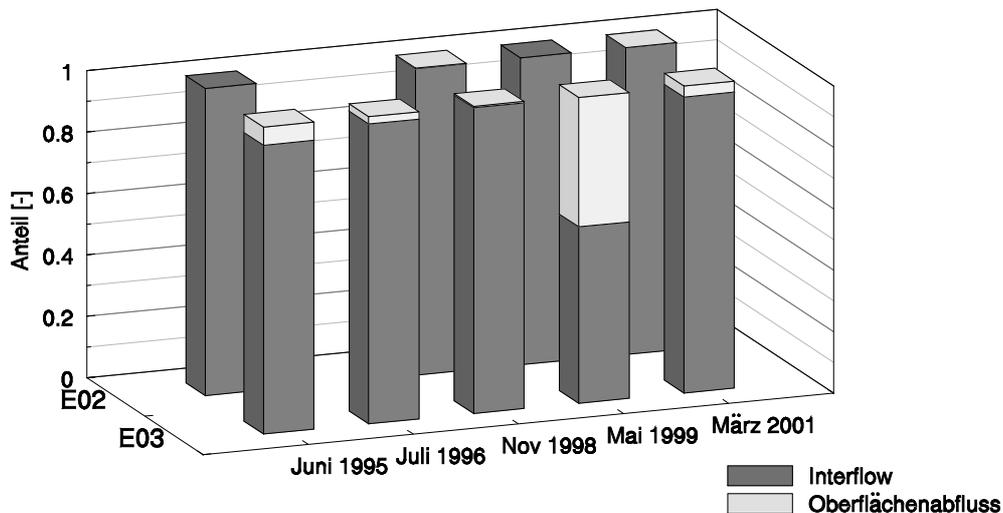


Abb. 7-15: Anteil der Abflusskomponenten am Gesamtabfluss bei Einzelereignissen auf den Einzugsgebieten E02 und E03

Es zeigt sich, dass auf den modellierten Ereignissen auf den beiden Einzugsgebietsflächen E02 und E03 der Zwischenabfluss den Gesamtabfluss entscheidend dominiert (Abb. 7-15). Diese Ergebnisse decken sich mit den Annahmen einer verzögerten Abflusskomponente durch erhöhte Infiltrationskapazität auf konservierend bearbeiteten Böden. Die integrative Bewirtschaftung auf den Feldern erzeugt einen aktiven Schutz vor Bodenverschlammung auf dauerhaft bedeckten Ackerschlägen (SCHRÖDER 2000), die Ausbildung schnell leitender Makroporen wird im Modell berücksichtigt, der Schwellenwert der Makroporen liegt im Mittel bei 2,8 mm/h. Das in die Makroporen infiltrierende Niederschlagswasser wird ebenso dem Interflow zugeschlagen (SCHULLA 2012).

Tab. 7-5: Ausgewählte Niederschlag-Abfluss-Ereignisse und zugehörige Bewirtschaftung auf den Einzugsgebieten E05 und E06

Ereignis	Datum	Niederschlag insgesamt [mm]	E05		E06	
			A17	A18	A15	A16
Juni 1995	01.06. – 18.06.1995	140,4				
Feldfrucht			Mais	WW	Kartoffel	WW
TsT [d]			2	231	27	231
Q [mm]			7,3		0,7	
Ψ [-]			0,05		0,005	
Juli 1996	08.07. – 12.07.1996	118,6				
Feldfrucht			WW	Mais	WW	Kartoffel
TsT [d]			248	71	266	72
Q [mm]			2,3		0	
Ψ [-]			0,02		0	
November 1998	23.10. – 18.11.1998	225				
Feldfrucht			Senf	Stoppel	Senf	WW
TsT [d]			69	30	65	181
Q [mm]			33,8		6,0	
Ψ [-]			0,15		0,03	
Mai 1999	20.05. – 23.05.1999	88,6				
Feldfrucht			Mais	SW	Kartoffel	WW
TsT [d]			16	53	15	209
Q [mm]			16,4		0,7	
Ψ [-]			0,19		0,008	
März 2001	03.03. – 31.03.2001	184				
Feldfrucht			Senf	WW	Senf	WW
TsT [d]			198	123	194	124
Q [mm]			15,4		8,4	
Ψ [-]			0,08		0,05	

Auf dem Einzugsgebiet E05, das den Zufluss von E06 beinhaltet, ergeben die Ereignisse ein ähnliches Bild: Der Anteil des Zwischenabflusses ist noch höher als bei den durch einzelne Ackerschlägen geprägten Einzugsgebieten. Außer beim Abflussereignis im Juli 1996 beträgt der Anteil an Oberflächenabfluss im Modell weniger als 1 % des Gesamtabflusses (0,04 – 0,6 %). Insgesamt sind die beobachteten Abflussbeiwerte für alle Ereignisse auf E06 sehr gering ($\leq 0,05$).

Die Verschlämmung hat bei den Ereignissen aus Tab. 7-5 keinen Einfluss auf das Abflussgeschehen. Grund dafür sind die hohen Bedeckungsgrade auch nach Bestellung und Ernte zum Zeitpunkt der Niederschlagsereignisse, die effektive kinetische Energie wird dabei soweit verringert, dass die potentielle Infiltrationsrate nicht vom Niederschlag überschritten wird. Durch die rasche Infiltration wird der Boden gesättigt, jedoch wird der entstehende Oberflächenabfluss soweit verlangsamt, dass er hangabwärts infiltrieren kann, bevor er den Abflussgraben des GWW erreicht (Abb. 7-16). In der Volumenbilanz wird der Oberflächenabfluss aus einem Teilgebiet erst als solcher gewertet, wenn er durch die Abflusskonzentration eine Fließgewässerzelle erreicht und dann zum Gebietsauslass geroutet wird (SCHULLA 2012, persönliche Mitteilung).

In Abb. 7-16 wird deutlich, dass für die Betrachtung der Abflusskonzentration ein kleineres Intervall verwendet werden sollte als 1 h. Der Oberflächenabfluss von Zeitschritt 1 infiltriert nahezu komplett im nächsten Zeitschritt.

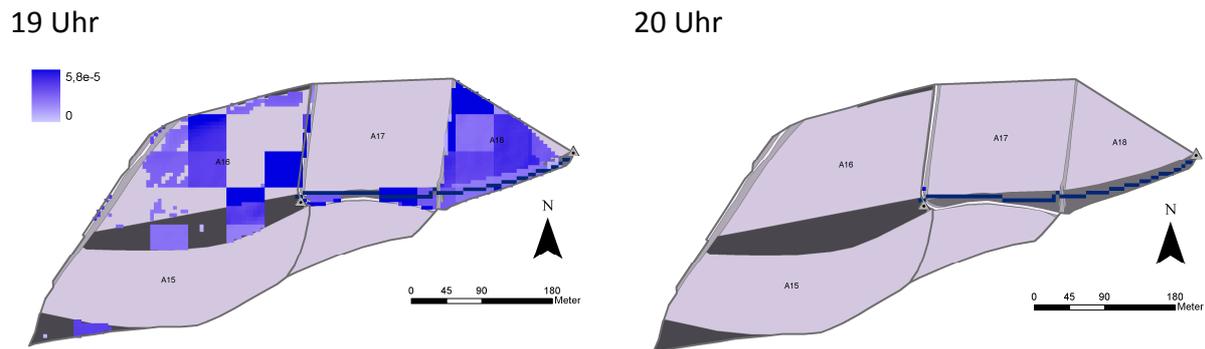


Abb. 7-16: Oberflächenabfluss beim Ereignis am 05.07.1996 auf den Einzugsgebieten E05 und E06

Aus Tab. 7-6 zeigt sich, dass die Ausgangsbedingungen auf den vier simulierten Ackerschlägen höchst unterschiedlich ausgeprägt waren. Durch die Kombination der Parameter Bodenbedeckung, Bodenfeuchte im obersten Horizont und Verschlammungsneigung aufgrund vorausgegangener Niederschlagsereignisse lassen sich die Reaktionen im Modell bei den einzelnen Ereignissen zusammen mit der Niederschlagscharakteristik teilweise erklären.

Tab. 7-6: Kenngrößen der einzelnen Felder bei den simulierten Ereignissen

Ereignis	Parameter	Schlag			
		A15	A16	A17	A18
Juni 1995	θ_{akt}^*	0,295	0,283	0,342	0,329
	c_v [m ² /J]	0,0506	0,0743	0,0173	0,0079
	Bedeckung	0,08	0,78	0,28	0,81
Juli 1996	θ_{akt}^*	0,206	0,220	0,252	0,252
	c_v [m ² /J]	0,0476	0,0769	0,0120	0,0077
	Bedeckung	0,65	0,53	0,63	0,40
November 1998	θ_{akt}^*	0,244	0,240	0,262	0,307
	c_v [m ² /J]	0,0496	0,0749	0,0130	0,0083
	Bedeckung	0,99	0,32	0,99	0,47
Mai 1999	θ_{akt}^*	0,224	0,226	0,280	0,286
	c_v [m ² /J]	0,0517	0,0746	0,0150	0,0078
	Bedeckung	0,15	0,63	0,26	0,38
März 2001	θ_{akt}^*	0,242	0,233	0,300	0,299
	c_v [m ² /J]	0,0480	0,0757	0,0123	0,0083
	Bedeckung	0,98	0,07	0,58	0,59

Hohe Unsicherheiten spielen jedoch die Schätzung der Bodenparameter durch die PTF nach SCHEINOST, in der beispielsweise generell erhöhte Werte für k_s festgestellt wurden, die andere PTF übertreffen (Kap. 5.1.7, WINTER & DISSE 2010). Eine weitere Quelle von Unsicherheiten in den Modellierungsergebnissen ist der fehlende zeitliche Bezug der Abflussbeobachtungen.

7.3.3 Zusammenfassung

Durch die konservierende Bodenbearbeitung und die erosionsverringemde Fruchtfolge konnte im Modell ein hoher Abflussanteil an Interflow nachgewiesen werden, der durch die erhöhte Ausbildung von Makroporen und ein ungestörtes Porengefüge als verzögerte Abflusskomponente größeren Einfluss hat. Das Verschlammungsmodul reagiert nur selten aufgrund der hohen Bodenbedeckung.

Bei geringerer Bedeckung füllt sich der Verschlammungsspeicher, allerdings bestimmt der Interflow das Abflussgeschehen. Der Basisabfluss ist aufgrund der hydrogeologischen Gegebenheiten nicht bedeutend, Abfluss bildet sich nur nach Niederschlags- oder Schneeschmelzeereignissen. Unsicherheiten im Modell ergeben sich aus der Beschreibung der bodenhydraulischen Eigenschaften in räumlich hoch aufgelösten Modellen. Zudem wurden im FAM Abflussdaten der einzelnen Felder volumetrisch erfasst und nicht in zeitlich hoher Auflösung wie bei den Berechnungsexperimenten.

7.4 Modellierung der konventionellen Bodenbearbeitung in WaSiM

7.4.1 Modellaufbau

Für eine Betrachtung des Einflusses von Verschlammung und Oberflächenabfluss auf das Abflussgeschehen in der unteren Mesoskala eignet sich das Einzugsgebiet des Weiherbachs bis zum Pegel Menzingen (Fläche 3,5 km², Kap. 5.2). Das Gebiet ist überwiegend landwirtschaftlich genutzt (konventionelle Landwirtschaft mit Pflugeinsatz) und verfügt über eine umfangreiche Datengrundlage (Kap. 5.2.6), vor allem die Landnutzung betreffend. Die Verteilung der Bodentypen wurde erweitert nach GEROLD et al. (1992), indem aus den topographischen Eigenschaften und der Landnutzung auf die Bodenverteilung im Gebiet nördlich des Pegels Menzingen geschlossen wurde und die Gebietsanteile der Bodentypen erhalten blieb (Abb. 7-17). Die Anteile der Bodentypen in WaSiM verteilen sich nach der Erweiterung zu: Keuper-Kolluvium 7,4 %, Löss-Kolluvium 54,4 %, Pararendzina 36,4 % und Parabraunerde 1,8 %.

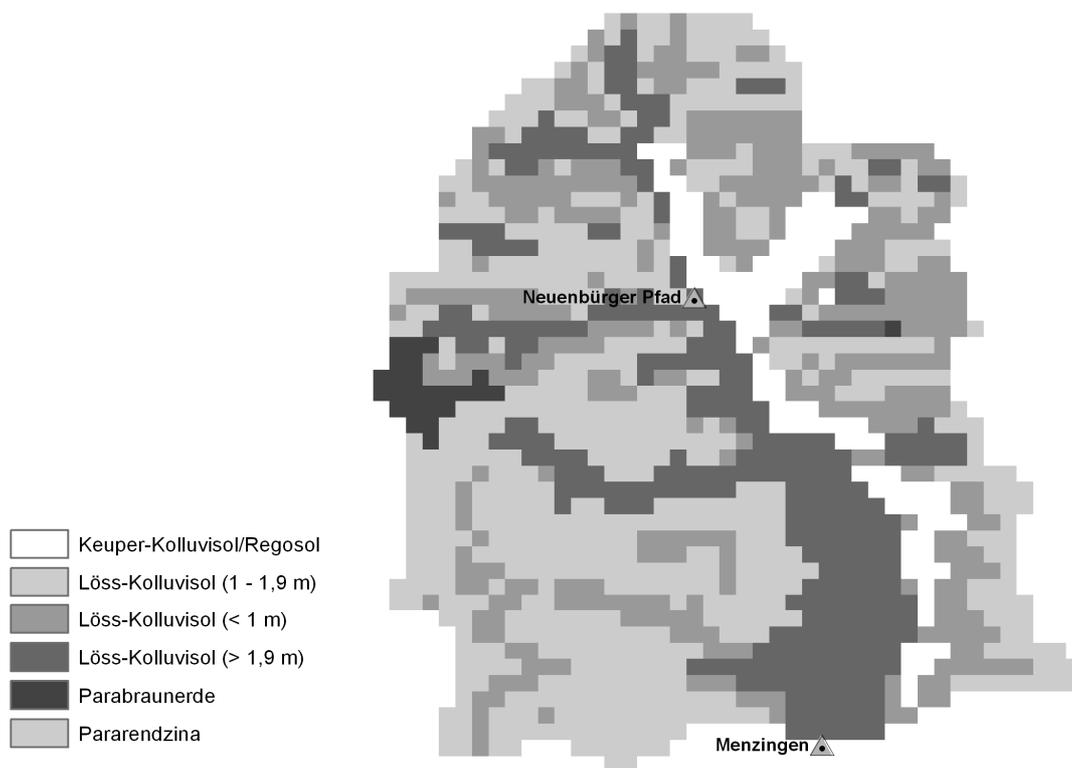


Abb. 7-17: Verteilung der Bodentypen im 50m-Raster bis zum Pegel Menzingen

Die Parametrisierung der hydraulischen Bodeneigenschaften erfolgt nach MUALEM-VAN-GENUCHTEN (siehe Tab. 5-7 und Kap. 5.2.7) für die im Gebiet vorkommenden Bodentypen. Die Korngrößenverteilung der landwirtschaftlich genutzten Böden wurde den Messungen von SCHÄFER (1999) entnommen.

Die für die Simulation verwendeten Niederschlags-Abfluss-Ereignisse am Pegel Menzingen sind in Tab. 7-7 zusammengefasst. Diese werden mittels des SCE-Algorithmus (Kap. 4.4) optimiert. Die Wiederkehrzeiten schwanken dabei nach KOSTRA-DWD (2006) zwischen 2 und > 100 a. Vorrangig

werden konvektive Ereignisse simuliert, da vor allem Niederschläge von kurzer Dauer und hoher Intensität Verschlammung und Oberflächenabfluss auf unbedeckten Böden bewirken können. Beim größten Ereignis Nr. 1 wurde eine beträchtliche Erosion registriert, der Pegel Menzingen wurde überspült und der Abflussscheitel konnte nur hydraulisch rekonstruiert werden (MAURER 1997). Ereignis Nr. 4 weist ein hohes Niederschlagsvolumen über einen längeren Zeitraum auf. Die Bodenbedeckung im Winter ist jedoch weit geringer, weswegen auch dabei mit den Modellerweiterungen simuliert wird.

Im Fokus stehen die hydrologisch aktiveren Jahre 1994 und 1995. Da eine signifikant höhere Infiltrationsleistung nur nach mehrjähriger konservierender Bodenbearbeitung erreicht wird (ZIMMERLING 2004), wurden die Ereignisse im Jahr 1995 mit berücksichtigt, obwohl nach der Ernte 1994 auf wenigen Feldern im Einzugsgebiet bereits Zwischenfrucht (Senf) gesät wurde.

Die Reaktionszeit des Einzugsgebietes ist sehr kurz. Beim größten Ereignis im Juni 1994 beträgt diese nur 32 Minuten. Da die eigentliche Dauer der Hochwasserwelle zeitlich sehr begrenzt ist, wird als Simulationszeitschritt 6 min verwendet, da alle benötigten meteorologischen Daten in dieser hohen zeitlichen Auflösung vorliegen.

Tab. 7-7: N-A-Ereignisse am Pegel Menzingen zur Simulation der konventionellen Bewirtschaftung

Ereignis Nr.	Zeitraum	Niederschlags- höhe [mm]	Niederschlags- dauer [h]	Scheitelabfluss [l/s]
1	27.06.1994 18:00 – 29.06.1994 08:00	83,1	3,0	7920
2	12.08.1994 14:00 – 13.08.1994 00:00	34,8	1,5	997
	13.08.1994 04:00 – 13.08.1994 08:00	7,0	0,5	264
3	13.08.1995 14:00 – 14.08.1995 15:00	67,1	2,0	3165
4	20.12.1993 00:00 – 24.12.1993 12:00	56,2	30	143

Die Modellerweiterung erwartet weitere Einträge in der Landnutzungstabelle von WaSiM für die einzelnen Kulturen auf ackerbaulich genutzten Standorten (Kap. 4.3.4.2). Für die kultivierten Feldfrüchte wird ein eigener Rauigkeitsbeiwert nach MANNING-STRICKLER vorgegeben, der aus Literaturangaben bestimmt wird (z.B. Tab. 7-8). Der in der Landnutzungstabelle verwendete Parameter wird jedoch nur für den Widerstandsbeiwert der Bodenoberfläche benötigt. Die Widerstandsbeiwerte der Vegetation werden dynamisch im Modul *SR* berechnet (Kap.4.2.2).

Tab. 7-8: Anhaltswerte für den Rauigkeitsbeiwert nach MANNING-STRICKLER (nach Zusammenstellung aus GERLINGER 1997)

Landnutzung oder Bedeckung	mittlerer Rauigkeitsbeiwert nach MANNING-STRICKLER [m ^{1/3} /s]
Vegetationsloser Boden	21 – 50
Getreide (Reifestadium)	3
Gras/ Grünland	2
Brache ohne Pflanzenrückstände	20
Zuckerrüben	28
Wintergetreide	3
Mais	24
Verschlämmte Fläche	38

Abb. 7-18 und Abb. 7-19 zeigen die Verteilung der Landnutzung für die Jahre 1994 und 1995, wie sie in WaSiM parametrisiert wurden. Die vorherrschenden Feldfrüchte sind Winterweizen, Mais und Sonnenblumen (50,4 % der Fläche) im Jahr 1994. Im Jahr 1995 wurden Flächen vor allem zu Grünland umgewidmet oder stillgelegt (insgesamt 26%). Winterweizen und Mais nehmen weiterhin 45,9% der Fläche ein.

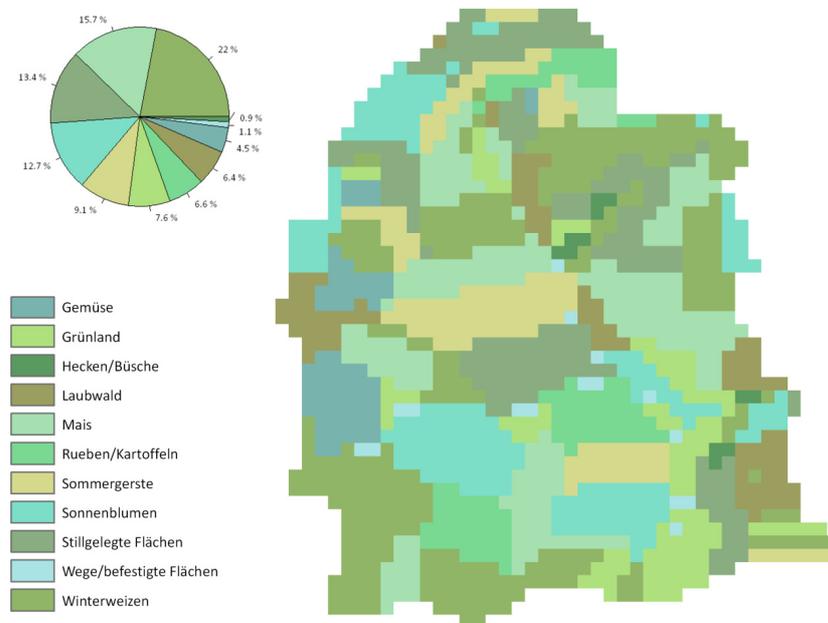


Abb. 7-18: Landnutzung im Einzugsgebiet Pegel Menzingen im 50m Raster für das Jahr 1994

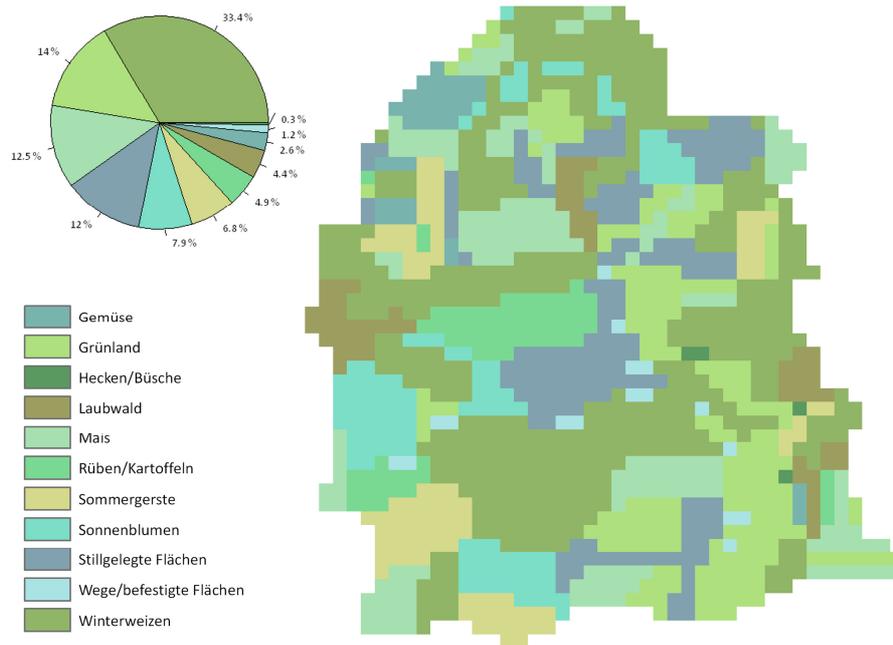


Abb. 7-19: Landnutzung im Einzugsgebiet Pegel Menzingen im 50m Raster für das Jahr 1995

7.4.2 Ereignisbasierte Modellierung

7.4.2.1 Kalibrierung ohne Modellerweiterungen

WaSiM wird in vielen mesoskaligen Anwendungsfällen mittels seiner konzeptionellen Modellparameter im Normalfall an den gemessenen Gesamtabfluss kalibriert (z.B. PÖHLER 2006, RIEGER 2012). Die Kalibrierparameter sind in Tab. 7-9 dargestellt. Zusätzlich wurde k_s des oberen Bodenhorizonts der im Weiherbachgebiet vorkommenden Bodentypen (Abb. 7-17) in die Optimierungsroutine mit aufgenommen, da dieser Parameter die Bildung von Oberflächenabfluss maßgeblich beeinflusst. k_s wird als Eichgröße verwendet, da nach den Ergebnissen von SCHIFFLER (1992) davon ausgegangen werden muss, dass wegen der räumlichen und zeitlichen Dynamik diese Größe nicht als bekannt und physikalisch sicher abgeschätzt angenommen werden kann (MAURER 1997, Kap. 5.2.7).

Im vorliegenden Weiherbachgebiet ist die hydrologische Reaktion nur in begrenztem Maße von Retention bestimmt, der Zwischenabfluss nimmt eine untergeordnete Rolle ein und der Grundwasserabfluss ist nahezu zu vernachlässigen, jedoch relativ konstant (Kap. 5.2.3, 5.2.5). Als vorherrschende Abflussbildungsprozesse während Starkregenereignissen wurden HORTON'scher Oberflächenabfluss und Infiltration in die Makroporen identifiziert (MERZ 1996). Aus diesen Gründen wurde die Kalibrierung ohne die Modellerweiterungen *Silting Up* und *Surface Routing* nur anhand von Bodeneigenschaften (Abnahme der Leitfähigkeit mit der Tiefe, die Grenzniederschlagsintensität des Abflusses über die Makroporen, gesättigte Leitfähigkeit des Oberbodens, Tab. 7-9) und des Basisabfluss durchgeführt. Die konzeptionellen Retentionskonstanten für den Oberflächenabfluss und den Interflow werden konstant niedrig gehalten, um die schnelle Reaktion dieser Abflusskomponenten zu simulieren.

Tab. 7-9: Parameter für die SCE-Kalibrierung der Einzelereignisse

Parameter	Beschreibung	Einheit	Minimum	Maximum
k_{rec}	Abnahme der gesättigten Leitfähigkeit mit der Tiefe (Kap. 4.3.3)	[-]	0,1	1,0
k_D	Retentionskonstante für die Konzentration des Oberflächenabfluss (Kap. 4.3.3)	$[\Delta t^{-1}]$	0,01	100
k_i	Retentionskonstante für die Konzentration des Zwischenabfluss (Kap. 4.3.3)	$[\Delta t^{-1}]$	0,01	100
d_r	Maß für die Dichte von Makroporen pro Flächeneinheit, Skalierung des Interflows	[-]	1	100
Q_b	Max. Basisabfluss	$[\text{mm}/\Delta t]$	0,001	0,05
P_{grenz}	Grenzniederschlagsintensität für Abfluss über Makroporen (Kap. 4.3.3)	$[\text{mm}/\Delta t]$	0,2	10
k_{st}	MANNING-STRICKLER-Beiwert für konventionelle Bewirtschaftung (Kap. 4.2.2)	$[\text{m}^{1/3}/\text{s}]$	1	20
k_s Keuper-Kolluvium (KK)			$5,0 \cdot 10^{-8}$	$1,37 \cdot 10^{-5}$
k_s Löss-Kolluvium (LK)	Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit des Oberbodens (Tab. 5-7)	$[\text{m}/\text{s}]$	$5,0 \cdot 10^{-8}$	$9,68 \cdot 10^{-6}$
k_s Pararendzina (Pr)			$5,0 \cdot 10^{-8}$	$1,22 \cdot 10^{-5}$
k_s Parabraunerde (Pb)			$5,0 \cdot 10^{-8}$	$9,06 \cdot 10^{-6}$

Die Ereignisse aus Tab. 7-7 wurden mit Hilfe der Kopplung von WaSiM und des SCE-Algorithmus (ZIMMERMANN & PAKOSCH 2008) auf den Gesamtabfluss und die Gütefunktion RMSE kalibriert. Die Ergebnisse der Ganglinien (Abb. 7-20) zeigen, dass sowohl die Abflussspitze sowie vor allem das Abflussvolumen bei den Ereignissen 1, 3 und 4 überschätzt wird (Tab. 7-11).

Der simulierte Gesamtabfluss bei den Ereignissen 1, 2 und 3 wird vom Oberflächenabfluss dominiert, nur bei Ereignis 4 übersteigt bereits der Zwischenabfluss die gemessene Ganglinie, wahrscheinlich aufgrund der feuchteren Vorbedingungen im Winter. Die Spitze bei Ereignis 2 wird zwar nicht ganz durch die Simulationsergebnisse erreicht, jedoch wird das Abflussvolumen fast genau getroffen ($VE = 1,05$). Vor allem bei den Ereignissen 1 und 3 streben die Werte für k_s bei den Bodentypen Keuper-Kolluvium, Löss-Kolluvium und Pararendzina (Anteil am Gesamtgebiet: 98,2 %) gegen ihre Obergrenze (Tab. 7-10). Eine bessere Anpassung bei diesen Ereignissen ist eventuell möglich, jedoch nur auf Kosten einer möglichst physikalisch-basierten Abbildung der Bodeneigenschaften.

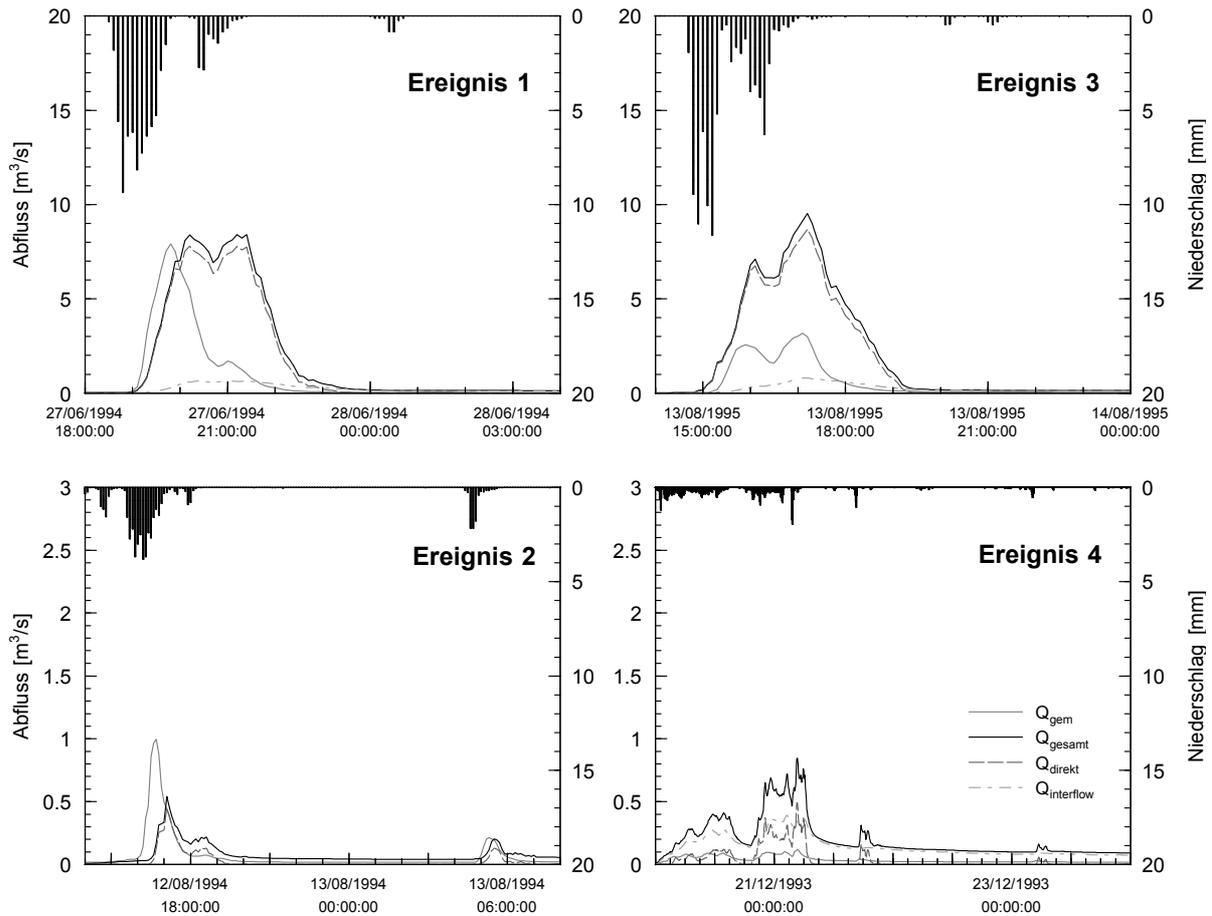


Abb. 7-20: Abflussganglinien am Pegel Menzingen für die Ereignisse 1 - 4 nach der Kalibrierung ohne Modellerweiterungen

Tab. 7-10: RMSE und optimierte Parameter für die SCE-Kalibrierung der einzelnen Ereignisse ohne Modellerweiterungen

Ereignis	RMSE	k_{rec}	Q_b	P_{grenz}	k_s (KK)	k_s (LK)	k_s (Pr)	k_s (Pb)
	[mm/Δt]	[-]	[mm/Δt]	[mm/Δt]	[m/s]	[m/s]	[m/s]	[m/s]
1	0,261	0,978	0,011	0,233	1,36E-05	9,64E-06	1,22E-05	8,71E-06
2	0,0137	0,325	0,010	9,750	1,04E-05	4,52E-06	9,14E-06	6,51E-06
3	0,166	0,996	0,010	0,819	1,35E-05	9,66E-06	1,22E-05	7,94E-06
4	0,0204	0,293	0,011	0,210	1,23E-05	7,49E-06	3,85E-06	3,43E-06

Durch die fehlende Berücksichtigung der Bewirtschaftung und die sich damit verändernden Eigenschaften des Oberbodens können Prozesse im Modell nicht abgebildet werden, die zu einer korrekten Abbildung des Systemverhaltens auf dieser Skale und in dieser räumlichen Auflösung womöglich ausschlaggebend sind. Die Abflusskonzentration des Oberflächenabflusses vom Entstehungsort über Isochronen zum Gebietsauslass bewirkt eine höhere Abflussfülle.

Tab. 7-11: Werte der Gütefunktionen für die Ereignisse 1 - 4 bei der Kalibrierung ohne Modellerweiterungen

Gütemaß	Ereignis			
	1	2	3	4
RMSE [mm/6min]	2,55	0,13	1,62	0,20
R ²	0,38	0,27	0,85	0,81
NS	-0,83	0,27	-5,63	-71,81
VE	2,17	1,05	3,58	5,28

7.4.2.2 Schrittweises Zuschalten der Modellerweiterungen

Mit den zuvor kalibrierten Modellen für die Einzelereignisse sollen nun die Auswirkungen der Modellerweiterungen *Silting Up* und *Surface Routing* auf der unteren Mesoskala analysiert werden. Die Parameterkombinationen wurden aus den optimierten Modellläufen aus Kap. 7.4.2.1 übernommen und in einem ersten Schritt nur die erweiterte Oberflächenabflusskonzentration aktiviert.

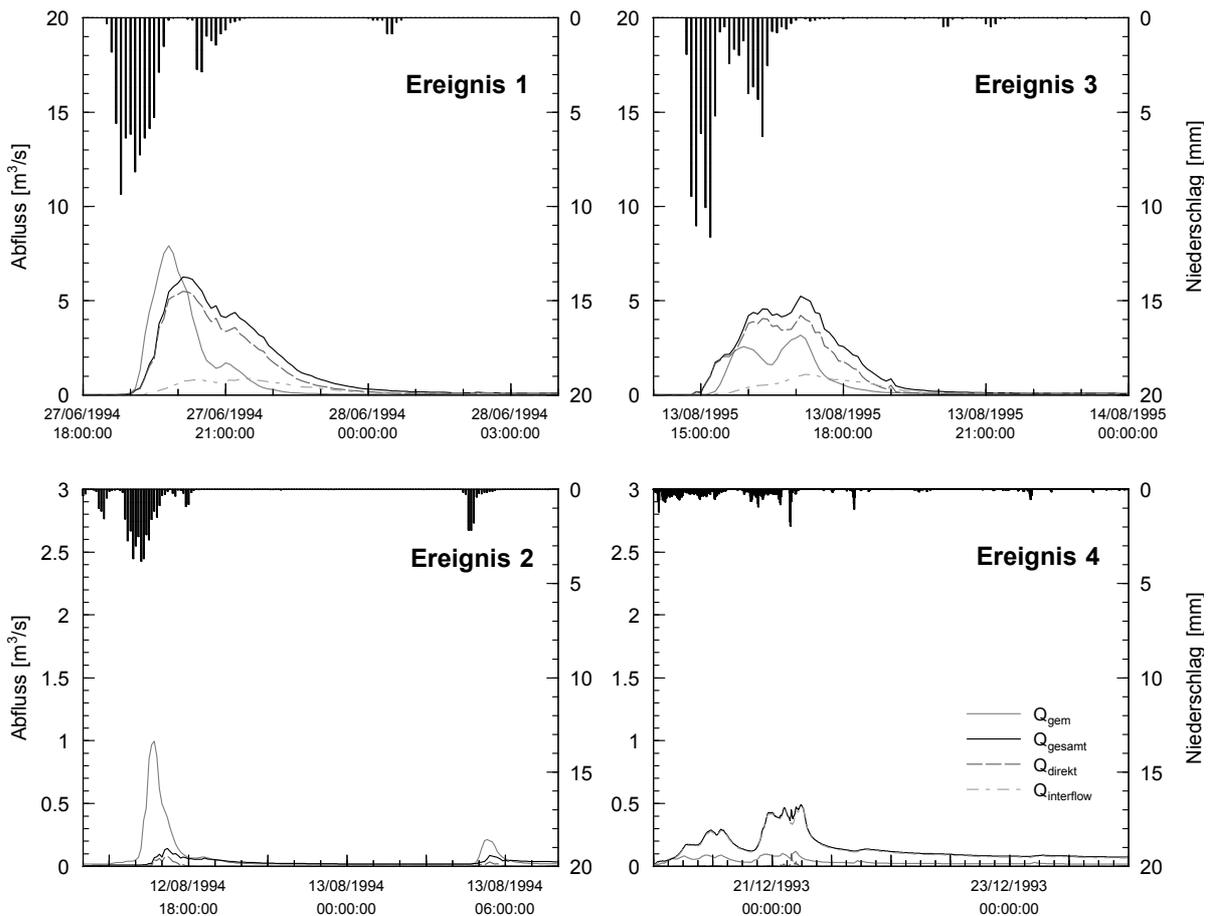


Abb. 7-21: Abflussganglinien am Pegel Menzingen für die Ereignisse 1 - 4 mit optimierten Parametern und aktiviertem *Surface Routing* Modul

Tab. 7-12: Werte der Gütefunktionen für die Ereignisse 1 - 4 mit optimierten Parametern und aktiviertem *Surface Routing* Modul

Gütemaß	Ereignis			
	1	2	3	4
RMSE [mm/6min]	1,44	0,15	0,72	0,13
R ²	0,56	0,20	0,87	0,74
NS	0,42	0,04	-0,32	-29,76
VE	1,56	0,43	2,17	3,89

Mit aktiviertem *SR*-Modul werden die simulierten Abflussspitzen deutlich abgemindert (Abb. 7-21) und die Volumenfehler deutlich verringert (Tab. 7-12). Dennoch wird die Abflussfülle weiterhin zu hoch abgebildet. Der Anteil des Interflows erhöht sich bei allen Ereignissen. Die physikalisch basierte Abflusskonzentration läuft von Zelle zu Zelle, wobei sich der Boden weiter aufsättigen und mehr Zwischenabfluss bilden kann. Die Translation und Retention wird innerhalb des Ansatzes der kinematischen Welle berücksichtigt und liefert trotz des erhöhten Volumens einen realistischeren Nachlauf der Hochwasserwelle, vor allem bei Ereignis 1 (NS = 0,42) und 3. Ereignis 2 wird hingegen nun deutlich unterschätzt und liefert zu geringen Oberflächenabfluss (VE = 0,43).

Deutlich wird die fehlende Abflussbildungsdynamik bei den Ereignissen 1 und 2, bei denen wie bei der Kalibrierung ohne Erweiterung die ansteigende Ganglinie im Modell zu spät auf den Niederschlagsimpuls reagiert.

Um den Einfluss der konventionellen Bewirtschaftung und damit der unbedeckten und verschlammungsanfälligeren Oberfläche zu quantifizieren, wurde nun zusätzlich zur Modellerweiterung *Surface Routing* auch das *Silting Up* Modul aktiviert, ebenfalls mit den aus Kap. 7.4.2.1 optimierten Parameterkombinationen für jedes Einzelereignis.

Die Simulationsergebnisse zeigen eine deutliche Überschätzung des Abflussvolumens bei allen Ereignissen (Abb. 7-22), die weit über die gemessenen Abflüsse am Pegel Menzingen hinausgehen. Durch das Verschlämmungsmodul bildet sich als schnelle Reaktion auf Starkniederschläge HORTON'scher Oberflächenabfluss, der auch sofort am Pegel abflusswirksam wird, wie in den Ereignissen 1 und 2 beobachtet. Durch die feste Parametrisierung des Verschlämmungsmoduls wird die Abflussbildung stark überschätzt und führt bei starken Niederschlagsimpulsen zu unwahrscheinlich hohen Abflussvolumina (Tab. 7-13). Die zweite Abflusswelle bei Ereignis 2 wird hingegen relativ genau ($R^2 = 0,8$) durch die Modellerweiterungen simuliert.

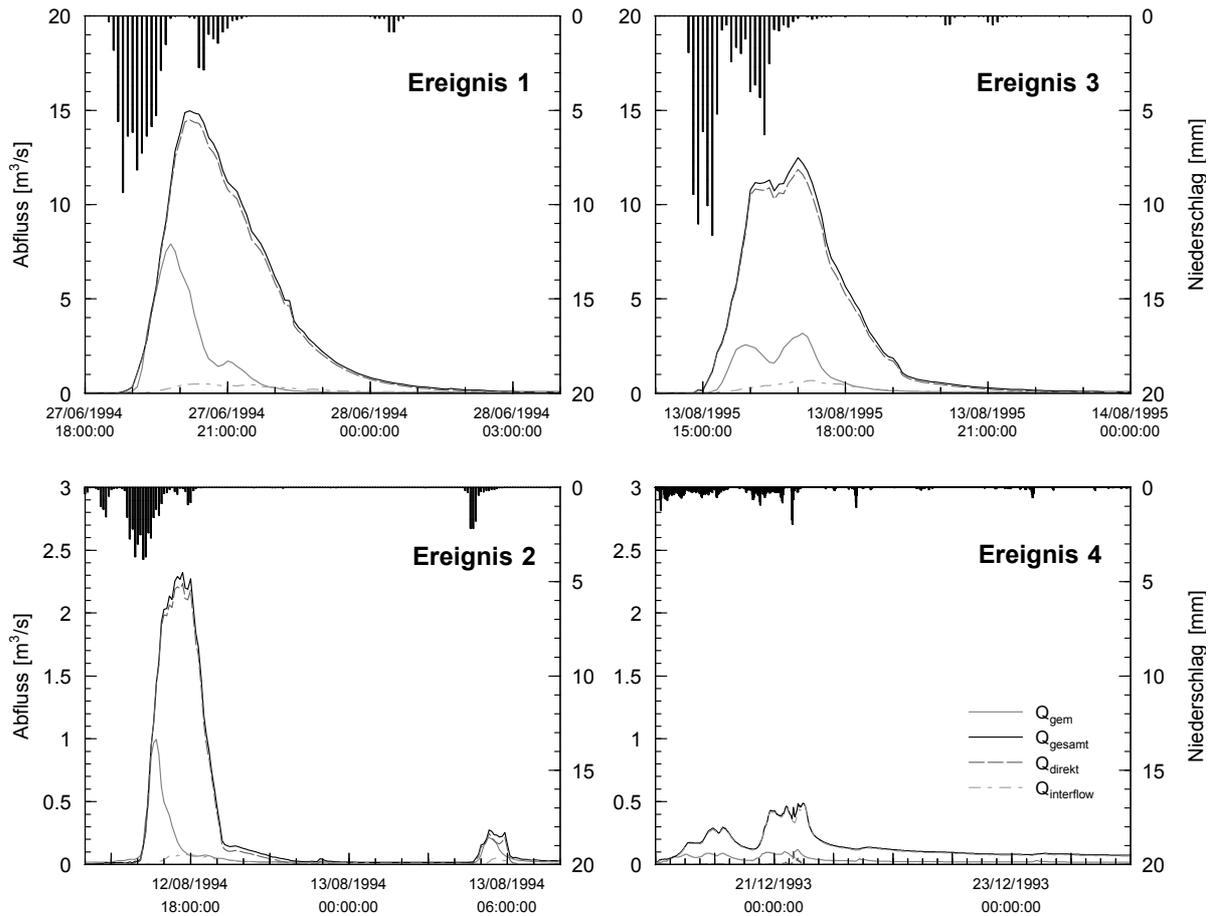


Abb. 7-22: Abflussganglinien am Pegel Menzingen für die Ereignisse 1 - 4 mit optimierten Parametern und aktiviertem *Surface Routing + Silting Up* Modul

Tab. 7-13: Werte der Gütefunktionen für die Ereignisse 1 - 4 mit optimierten Parametern und aktiviertem *Surface Routing + Silting Up* Modul

Gütemaß	Ereignis			
	1	2	3	4
RMSE [mm/6min]	4,48	0,58	2,58	0,13
R ²	0,49	0,29	0,89	0,74
NS	-4,62	-12,87	-15,69	-29,92
VE	3,85	3,93	4,79	3,89

Aufgrund der unterschiedlichen Modellstruktur bei Aktivierung der Erweiterungen (Kap. 4.3.4), ist es sinnvoll, die Einzelereignisse ein weiteres Mal anhand erweiterter Parameterkombinationen zu kalibrieren.

7.4.2.3 Kalibrierung mit Modellerweiterungen

Translation und Retention werden im Surface Routing für den Oberflächenabfluss berücksichtigt, somit ist die Anpassung der konzeptionellen Parameter für die Abflusskonzentration nicht notwendig. Ein Großteil der Abflusssteuerung erfolgt über feste Parameter beim Verschlammungsansatz und der Abflusskonzentration. Interflow wird wegen der hohen Abstandsgeschwindigkeit im makroporösen Oberboden sehr schnell abflusswirksam (PLATE & ZEHE 2008), weswegen nur das Verhältnis Oberflächenabfluss/Interflow über die Parameter k_{rec} und d_i kalibriert wurde.

Für den Verlauf der Direktabflussganglinie wurde der STRICKLER-Beiwert k_{st} der Bodenoberfläche mitkalibriert. Modellanwendungen auf Beregnungspartzen im Weiherbachgebiet zeigten Rauigkeitsbeiwerte von $6 - 15 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$, auf Grünland $3 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ (BRONSTERT 1994).

Die Ereignisse aus Tab. 7-7 wurden mit Hilfe der Kopplung von WaSiM und des SCE-Algorithmus (ZIMMERMANN & PAKOSCH 2008) wiederum auf den Gesamtabfluss kalibriert.

k_s wird bei den konvektiven Ereignissen 1 - 3 für die unterschiedlichen Bodentypen vor allem an die obere Grenze kalibriert. Dies erklärt sich zum einen mit dem hohen Verschlammungsgrad der Böden und der Überschätzung des Oberflächenabflusses. SCHERER (2008) findet bei der Modellierung von Beregnungsversuchen sehr geringe ungesättigte Leitfähigkeiten bei niedrigen Bodenfeuchtegehalten. Abb. 7-23 zeigt beispielhaft den Einfluss der Variablen k_s auf die Güte der Kalibrierung für Ereignis 1. Da Parabraunerde nur auf einem kleinen Anteil des Gebiets vorkommt (1,8 %) und die besten Werte bei der Obergrenze von k_s erreicht werden, wird die Kalibrierung der Ereignisse ohne die gesättigten Leitfähigkeiten des Oberbodens fortgeführt. Die Physikalität von k_s soll so nicht durch unbegründbare Erweiterungen des gültigen Parameterraums gemindert werden.

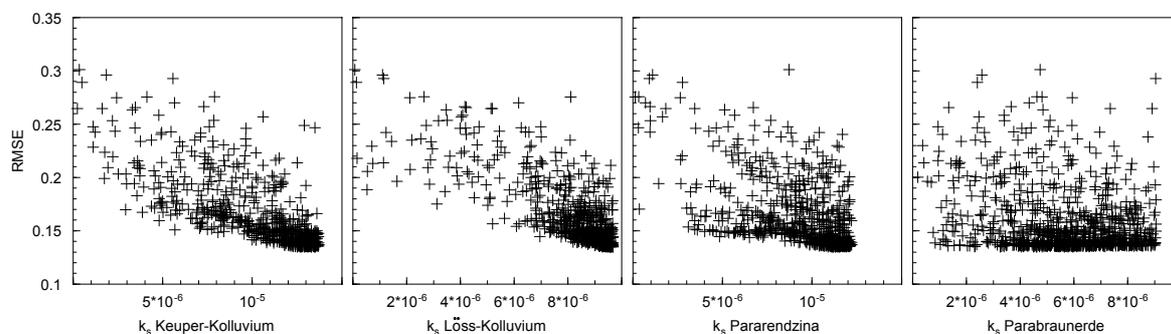


Abb. 7-23: k_s der verschiedenen Ap-Horizonte im Verhältnis zum Gütemaß RMSE bei der SCE-Kalibrierung von Ereignis 1

Obwohl der Gesamtabfluss bei Ereignis 1 deutlich überschätzt wird (Abb. 7-24), wird durch die Modellerweiterungen der Einfluss des HORTON'schen Oberflächenabflusses auf das Abflussgeschehen in konventionell bewirtschafteten Lößgebieten gezeigt. Interflow und Basisabfluss sind nahezu unbedeutend für die Abflussganglinie (Tab. 7-15), vor allem bei den konvektiven Ereignissen 1 – 3.

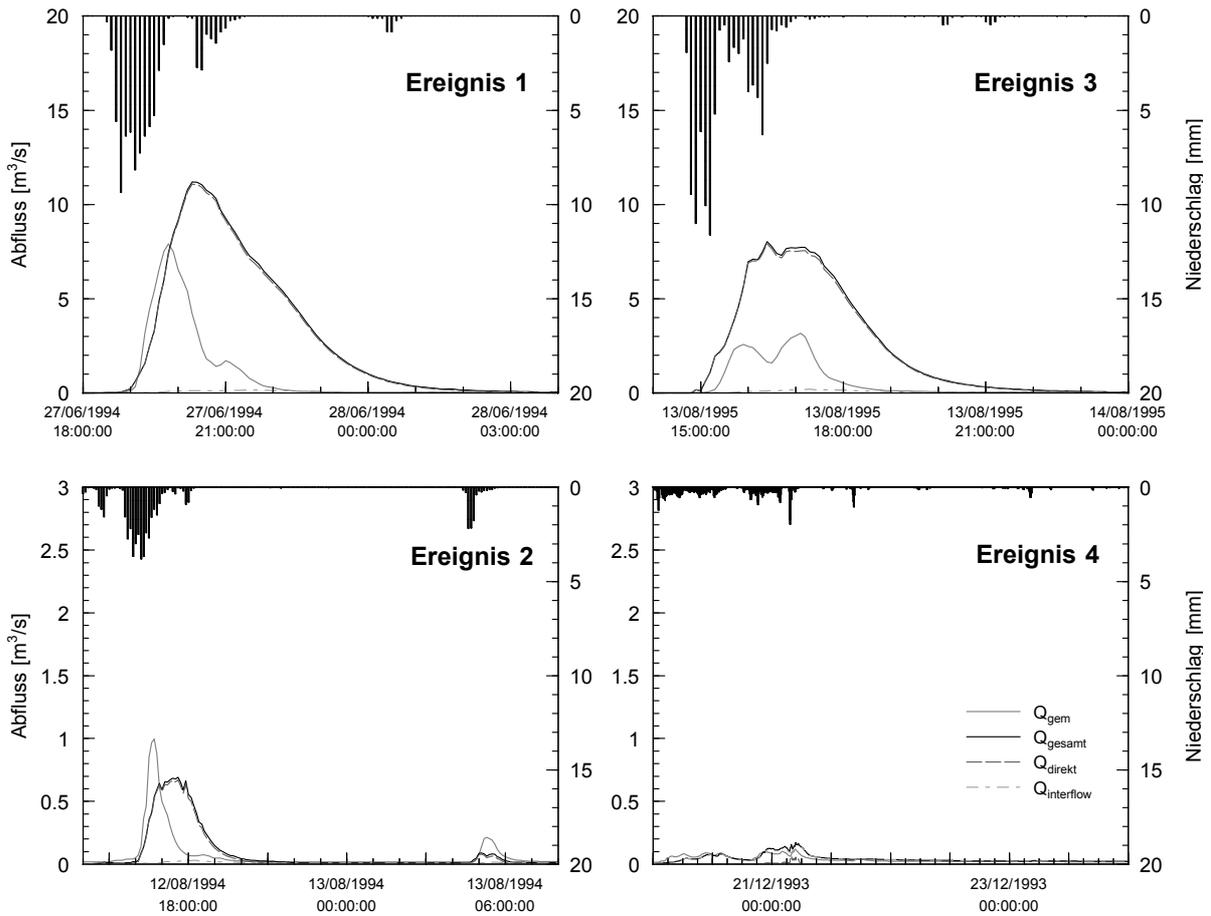


Abb. 7-24: Abflussganglinien am Pegel Menzingen für die Ereignisse 1 - 4 nach der Kalibrierung mit Modellerweiterungen

Tab. 7-14: Werte der Gütefunktionen für die Ereignisse 1 - 4 bei der Kalibrierung mit Modellerweiterungen

Gütemaß	Ereignis			
	1	2	3	4
RMSE [mm/6min]	3,52	0,15	1,72	0,02
R ²	0,36	0,39	0,78	0,69
NS	-2,47	0,11	-6,41	0,46
VE	3,20	1,24	3,68	1,14

Abb. 7-25 zeigt die räumliche Verteilung der verschlammten Flächen und des Oberflächenabflusses aus der Modellerweiterung. Gerade zu Beginn des Ereignisses bewirkt die Oberflächenverschlämzung einen fast flächendeckenden Beitrag zur schnellen Reaktion des Weiherbachs auf die Niederschläge (Abb. 7-24). 2 Stunden später hat sich der Oberflächenabfluss dem natürlichen Gefälle nach organisiert bzw. der Oberflächenspeicher soweit entleert, dass nur noch in Oberflächensenken gespeichertes Wasser zum Abfluss kommt. Verschlämmte Flächen zeigen sich vor allem auf den Ackerflächen mit Reihenfrüchten (Mais, Sonnenblumen, Zuckerrüben), aber auch von den Flächen mit Winterweizen und

Sommergerste. Oberflächenabfluss von verschlammten Flächen während des Ereignisses am 27.06.1994 um 18 Uhr stammt zu 25 % aus Flächen mit Maisanbau, obwohl diese nur 15% Flächenanteil besitzen.

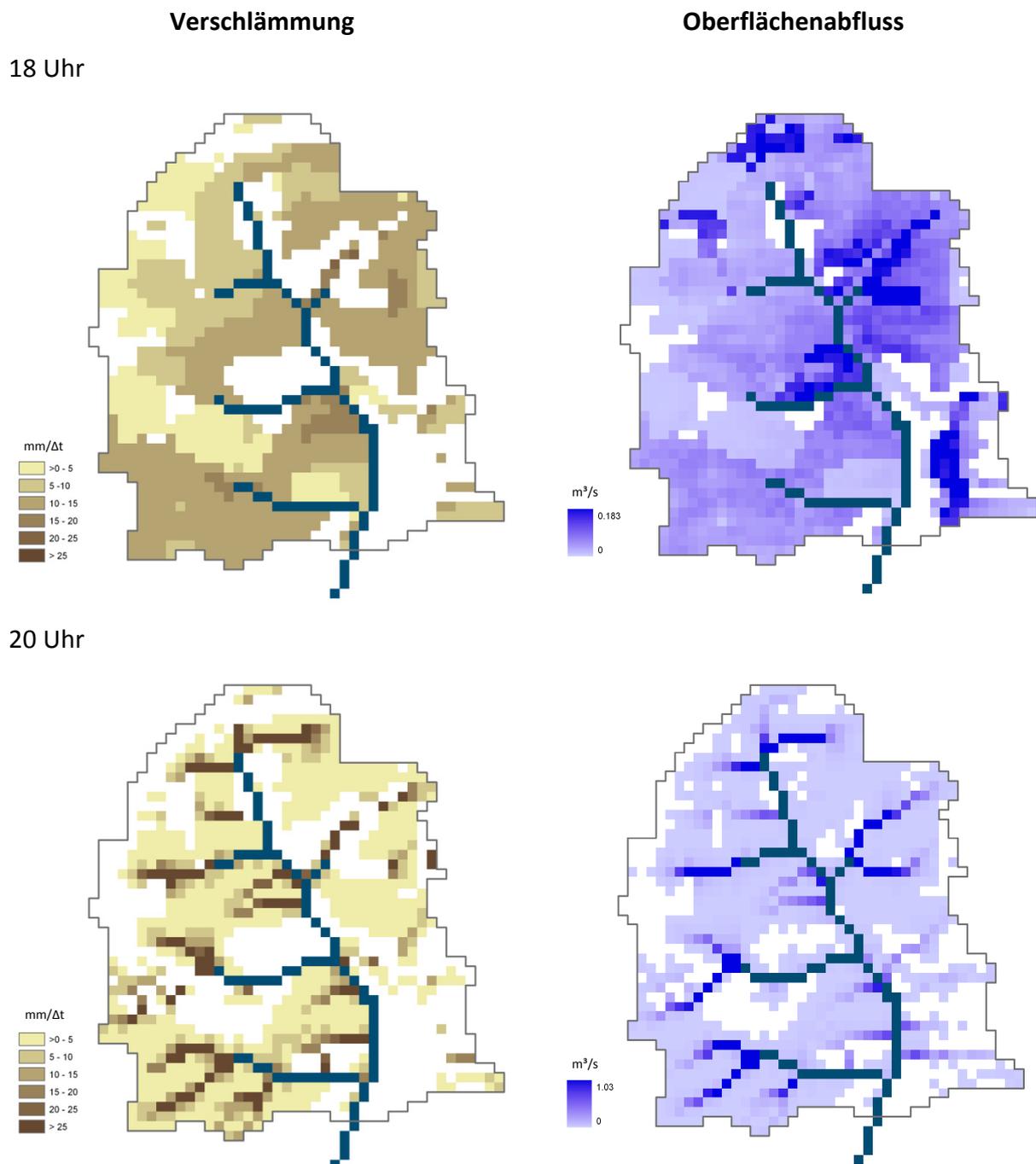


Abb. 7-25: Verschlämmung und Oberflächenabfluss für das Ereignis 01 am 27.06.1994

Beim Kalibrierergebnis von Ereignis 2 am 12.08.1994 wird die erste Abflussspitze unterschätzt, die Fülle leicht überschätzt. Ebenso wird die zweite Spitze am 13.08.1994 unterschätzt, der Nachlauf durch lateralen Abfluss von Interflow relativ gut nachgebildet (Abb. 7-24). Die Abflussspitze und die Fülle von Ereignis 3 wird viel zu hoch simuliert, was vor allem auf die hohen Niederschlagsintensitäten und den vermehrten Abfluss von verschlammten Flächen zurückzuführen ist (Abb. 7-24). Wahrscheinlich wird die Verschlämmung aufgrund der erhöhten Anbaufläche von Winterweizen im Jahr 1995 (Abb. 7-19)

und der fehlenden Bedeckung durch die Ernte Anfang bis Mitte August (Abb. 5-12) überschätzt, da keine genauen Daten der Bedeckungsgrade vorliegen. Dadurch sind die Felder ohne wirksame Bodenbedeckung ungeschützt dem Niederschlag ausgesetzt.

Die Modellierungsergebnisse von Ereignis 4 zeigen eine relativ gute Übereinstimmung mit der gemessenen Ganglinie (Abb. 7-24). Im Gegensatz zu den konvektiven Ereignissen wird das Abflussgeschehen fast ausschließlich von Zwischenabfluss bestimmt. Oberflächenabfluss wird nur bei stärkeren Niederschlagsimpulsen und nur zu einem geringen Anteil aufgrund von Verschlammung gebildet. Dieses Ereignis zeigt die besten Gütemaße ($RMSE = 20 \text{ l/s}$, $NS = 0,46$) nach der erneuten Kalibrierung der Einzelereignisse mit den Modellerweiterungen, wahrscheinlich wegen des geringen jahreszeitbedingten Einflusses der Verschlammung bei der Abflussbildung.

Insgesamt wird der Abfluss von Ereignis 1 und 3 in seiner Fülle so hoch überschätzt, dass der Effekt vor allem auf die hohe Unsicherheit der bodenhydraulischen Eigenschaften in Verbindung mit den Regressionsgleichungen für die verschlammungsgesteuerte Infiltrationskapazität zurückzuführen ist.

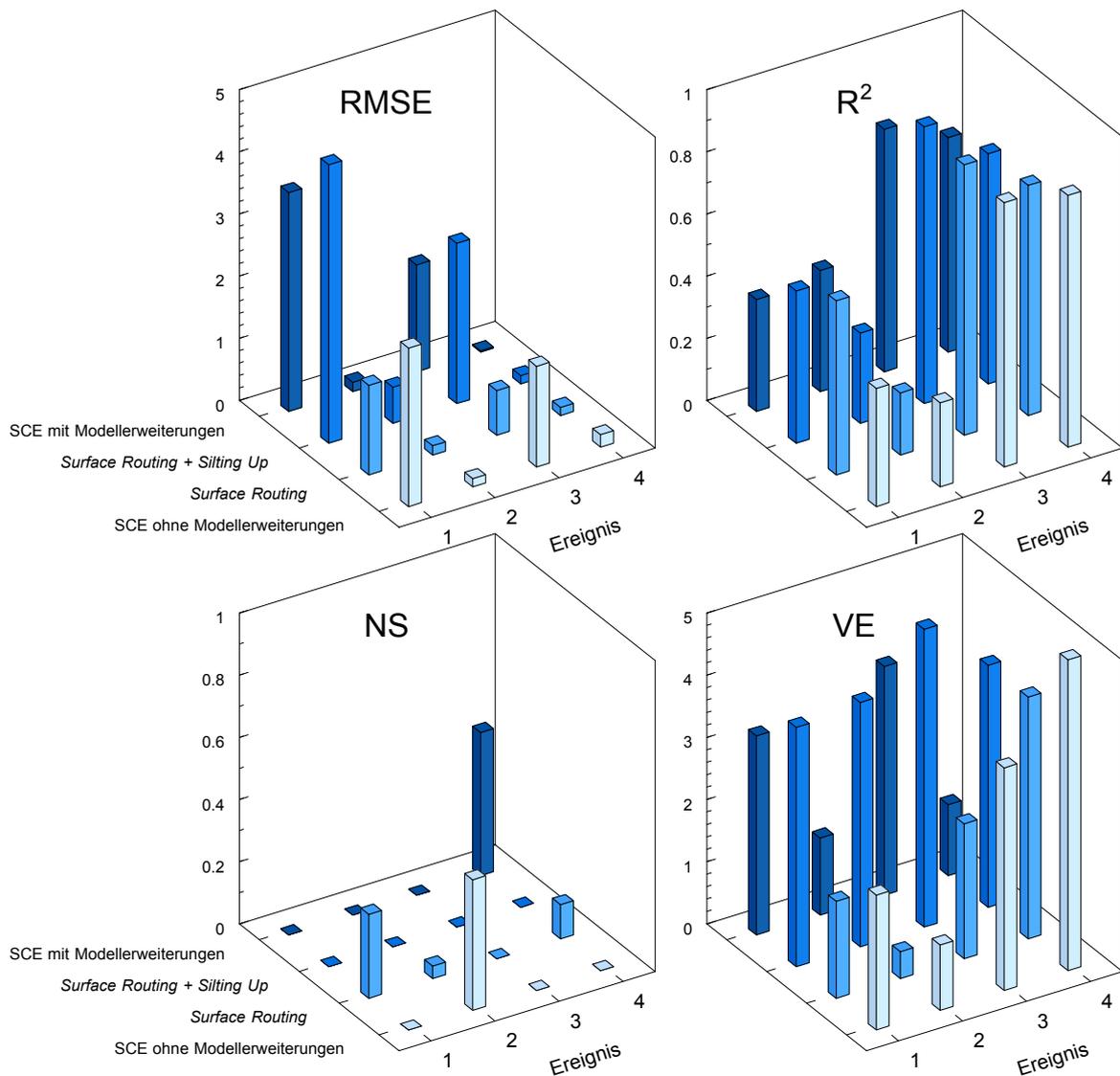


Abb. 7-26: Entwicklung der Güterwerte mit den Modellierungsansätzen der Einzelereignisse

Abb. 7-26 zeigt die Gütewerte der einzelnen Ereignissimulationen in ihrem Verlauf der Modellierungsschritte: Von der SCE-Kalibrierung der Modellversion ohne Erweiterungen zum schrittweisen Zuschalten von *Surface Routing* und *Silting Up* bis zur SCE-Kalibrierung der neuen Modellversion mit den Erweiterungen. Dabei zeigt sich vor allem das instabile Verhalten des Verschlammungsansatzes auf die Simulationsgüte. Der positive Effekt, der sich durch die Aktivierung der physikalisch basierten Oberflächenabflusskonzentration ergibt, wird durch die Unsicherheiten der Parametrisierung der Boden- und Bewirtschaftungseigenschaften für das Verschlammungsmodul überprägt, indem viel zu hohe Oberflächenabflüsse im gesamten Einzugsgebiet gebildet werden. Allerdings ist es in überwiegend landwirtschaftlichen Gebieten nicht zweckmäßig, beide Erweiterungen getrennt voneinander zu betrachten, da die Dynamik und die schnelle hydrologische Reaktion der Bodenoberfläche nur mit einem bearbeitungs- und prozessbezogenen Ansatz abgebildet werden kann.

Tab. 7-15: Vergleich der beobachteten und simulierten Abflusskenngrößen sowie Anteil der simulierten Abflusskomponenten am Gesamtabfluss für die Ereignisse 1 – 4 (N = Niederschlag, q_{\max} = Scheitelabfluss, Q_{gem} = Abflussvolumen gemessen, Q_{sim} = Abflussvolumen simuliert, Q_{direkt} = Direktabfluss, $Q_{\text{interflow}}$ = Zwischenabfluss)

Ereignis	N [mm]	$q_{\max, \text{gem}}$ [l/s]	$q_{\max, \text{sim}}$ [l/s]	Q_{gem} [mm]	Q_{sim} [mm]	Anteil am Gesamtabfluss (sim)	
						Q_{direkt}	$Q_{\text{interflow}}$
1	80,8	7920	11195	9,3	29,9	0,98	0,02
2	50,5	995	693	1,4	1,7	0,86	0,13
3	105,7	3165	8021	6,6	24,2	0,96	0,04
4	81,0	150	173	3,9	4,5	0,03	0,96

Tab. 7-15 zeigt die Kenngrößen der simulierten Ereignisse und den Anteil der einzelnen Abflusskomponenten am Gesamtvolumen. Generell wird das Abflussvolumen teilweise um das Dreifache überschätzt (Tab. 7-14), ebenso werden die Abflussspitzen zu hoch simuliert. Bei den konvektiven Niederschlagsereignissen im Juni und August 1994 und 1995 (Ereignisse 1 – 3) ergeben sich hohe Anteile des Oberflächenabflusses ($\geq 86\%$) und geringe Anteile an schnellem Zwischenabfluss ($\leq 13\%$). Der Basisabfluss bleibt relativ konstant und bewirkt eine Erhöhung der Quellschüttungen, ist jedoch nicht bei kurzen Ereignissen unbedeutend (Tab. 7-15, Kap. 7.4.3). Das advective Ereignis im Winter 1993 (Ereignis 4) ist durch höheren Anteil an Interflow geprägt. Dieser wird erreicht durch eine geringere Oberflächenabflussbildung aus Verschlammung und eine längere Simulationszeit, sodass das infiltrierende Wasser auch als langsamere Abflusskomponente abfließen kann. Das Abflussvolumen wird hier nur wenig überschätzt, die Abflussspitze bis knapp auf den mittleren Fehler genau getroffen.

Tab. 7-16: RMSE und optimierte Parameter für die SCE-Kalibrierung der einzelnen Ereignisse

Ereignis	RMSE	k_{rec}	d_r	Q_b	P_{grenz}	k_{St}
	[mm/ Δt]	[-]	[-]	[mm/ Δt]	[mm/ Δt]	[m ^{1/3} /s]
1	0,162	0,777	1,04	0,0036	2,5	1,01
2	0,013	0,687	1,03	0,0001	0,2	1,00
3	0,153	0,711	1,01	0,0002	1,1	1,00
4	0,012	0,571	1,00	0,0003	0,3	1,10

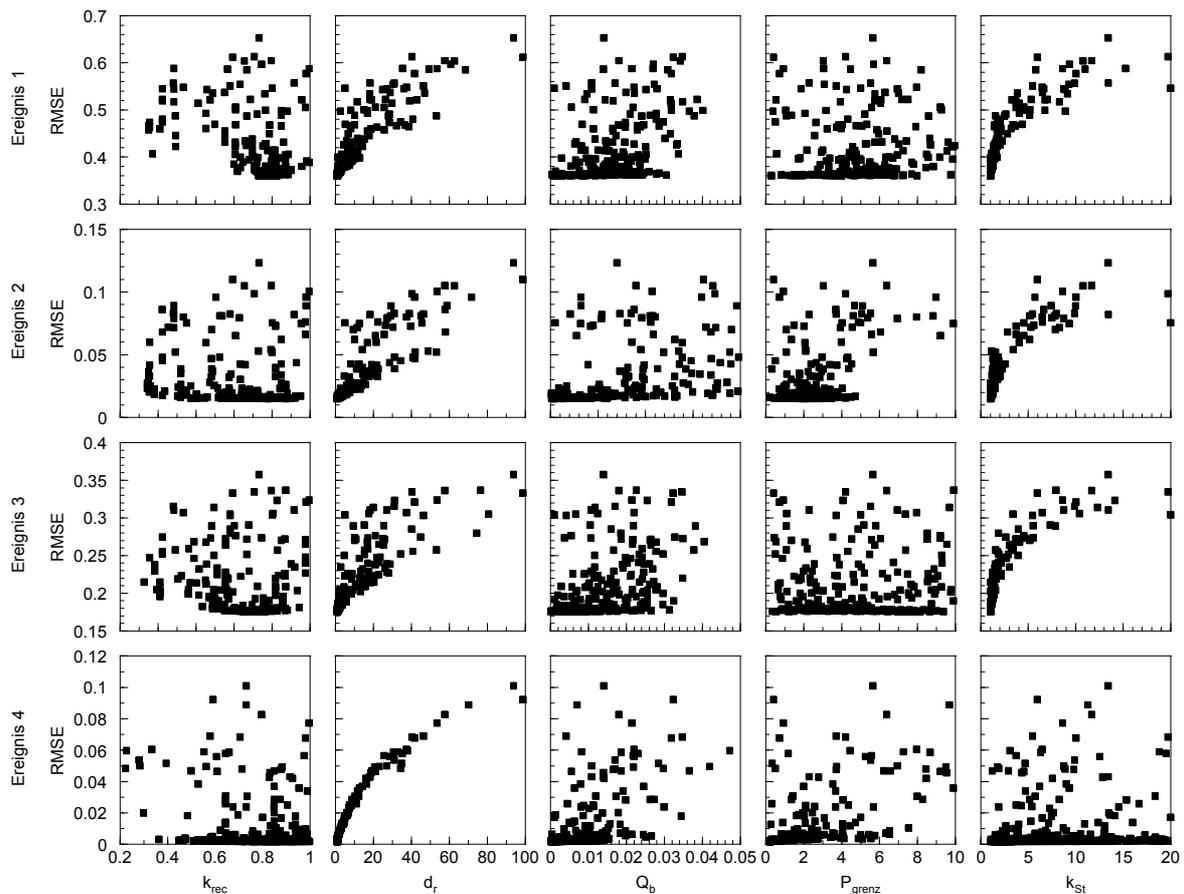


Abb. 7-27: Abhängigkeit des RMSE von den kalibrierten Parameter im SCE-Algorithmus

Abb. 7-27 zeigt die Gütemaße der SCE-Kalibrierung der 4 Einzelereignisse und deren Abhängigkeit im Laufe der Evolution der Variablen-Komplexe. Gerade bei kurzen Simulationsdauern und konvektiven Ereignissen sind die Parameter, die den Interflow (k_{rec} , P_{grenz}) und den Basisabfluss (Q_b) im Modell generieren, wenig bedeutend für die Modellierungsgüte. Einzig die Parameter, die den Oberflächenabfluss beeinflussen, haben Auswirkungen auf die Optimierung: k_{St} bewirkt die beste Modellgüte bei niedrigen Werten, da der Oberflächenabfluss gebremst wird, um die Infiltration zu steigern; d_r bewirkt bei niedrigen Werten eine stärkere Gewichtung des Oberflächenabflusses. Beide bewirken konträre Effekte, sind aber bei den beobachteten überschätzten Abflussscheitel und Abflussvolumen plausibel. k_{rec} , Q_b und d_r sind als sensitive Kalibrierparameter zu bewerten (SCHULLA 2012, RIEGER 2012). Ihr fehlender Einfluss auf die Güte der Modellierung lässt darauf zurückschließen, dass durch die Modellerweiterung die sensitiven Parameter in den physikalisch-basierten Teilmodulen zu suchen sind, die jedoch von der Kalibrierung aufgrund ihrer Bedeutung weitgehend auszuschließen sind. Die Unsicherheiten der Modellierung verdichten sich so in den Teilmodulen zur Abflussbildung. Der Einfluss des Verschlammungsmoduls wird möglicherweise zu hoch bewertet. Die Abflussbildung aus Bodensättigung wird durch k_s im Modell entscheidend mitgeprägt, wie bereits in Kap. 7.4.2.1 gezeigt wurde. Jedoch wurde auf eine Erweiterung der physikalisch begründbaren Parameterwerte im Weiherbachgebiet verzichtet.

7.4.3 Kontinuierliche Modellierung

Mit den Parametern, die für die konvektiven Ereignisse gefunden wurden, werden die Jahre 1993 – 1995 kontinuierlich für das Einzugsgebiet des Pegels Menzingen im Simulationszeitschritt 6 min in WaSiM modelliert, ohne eine weitere Parameteranpassung vorzunehmen. Da im Jahr 1993 von April bis Oktober keine größeren Abflussereignisse registriert wurden, beschränkt sich die Analyse der Modellierung auf die hydrologischen Sommermonate der Jahre 1994 und 1995. Die Ganglinie des Gesamtabflusses gegenüber den gemessenen Daten zeigt Abb. 7-28.

Insgesamt werden Gütewerte im Sommer 1994 von $r = 0,58$ bei einem RMSE von $0,20 \text{ m}^3/\text{s}$ und im Sommer 1995 von $r = 0,63$ bei einem RMSE von $0,19 \text{ m}^3/\text{s}$ erreicht. Die Abflussspitzen der Ereignisse über 100 l/s werden meist überschätzt, ebenso die Volumina (Tab. 7-17 und Tab. 7-18).

Tab. 7-17: Kenngrößen der Abflussereignisse im hydrologischen Sommerjahr 1994 am Pegel Menzingen ohne (oE) und mit (mE) Modellerweiterungen

Datum	Dauer	N	Q			q _{max}		
			gem	sim oE	sim mE	gem	sim oE	sim mE
	[h]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[l/s]	[l/s]	[l/s]
13.04. 01:00	29	34,6	1,1	1,1	0,9	81	65	51
25.04. 17:00	4	16,3	0,3	0,5	0,4	335	17	241
27.06. 18:00	11	83,1	9,4	19,7	36,5	7920	8450	13438
12.08. 14:30	6	42,8	1	0,2	2,1	995	257	1034
13.08. 04:30	2,5	8	0,2	0,1	0,1	213	67	107

Tab. 7-18: Kenngrößen der Abflussereignisse im hydrologischen Sommerjahr 1995 am Pegel Menzingen ohne (oE) und mit (mE) Modellerweiterungen

Datum	Dauer	N	Q			q _{max}		
			gem	sim oE	sim mE	gem	sim oE	sim mE
	[h]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[l/s]	[l/s]	[l/s]
13.06. 18:00	125	37,6	19,1	1,8	1,8	1079	135	167
22.07. 13:30	11,5	56,2	0,8	0,4	3,7	464	247	1566
07.08. 21:30	4	29,8	0,5	0,2	0,8	400	197	537
13.08. 14:30	10	90,8	5,8	20,1	33,1	3165	9075	10880
14.08. 08:00	13	14,5	0,7	0,6	0,6	302	204	174
27.08. 16:30	14	32,9	0,9	0,5	0,4	250	151	114
12.09. 18:30	8	30,5	0,6	0,6	1,2	500	425	644
13.09. 14:00	21	20,2	1,0	0,7	0,8	180	125	128
19.09. 19:00	62	50,9	2,8	2,7	2,7	186	115	109

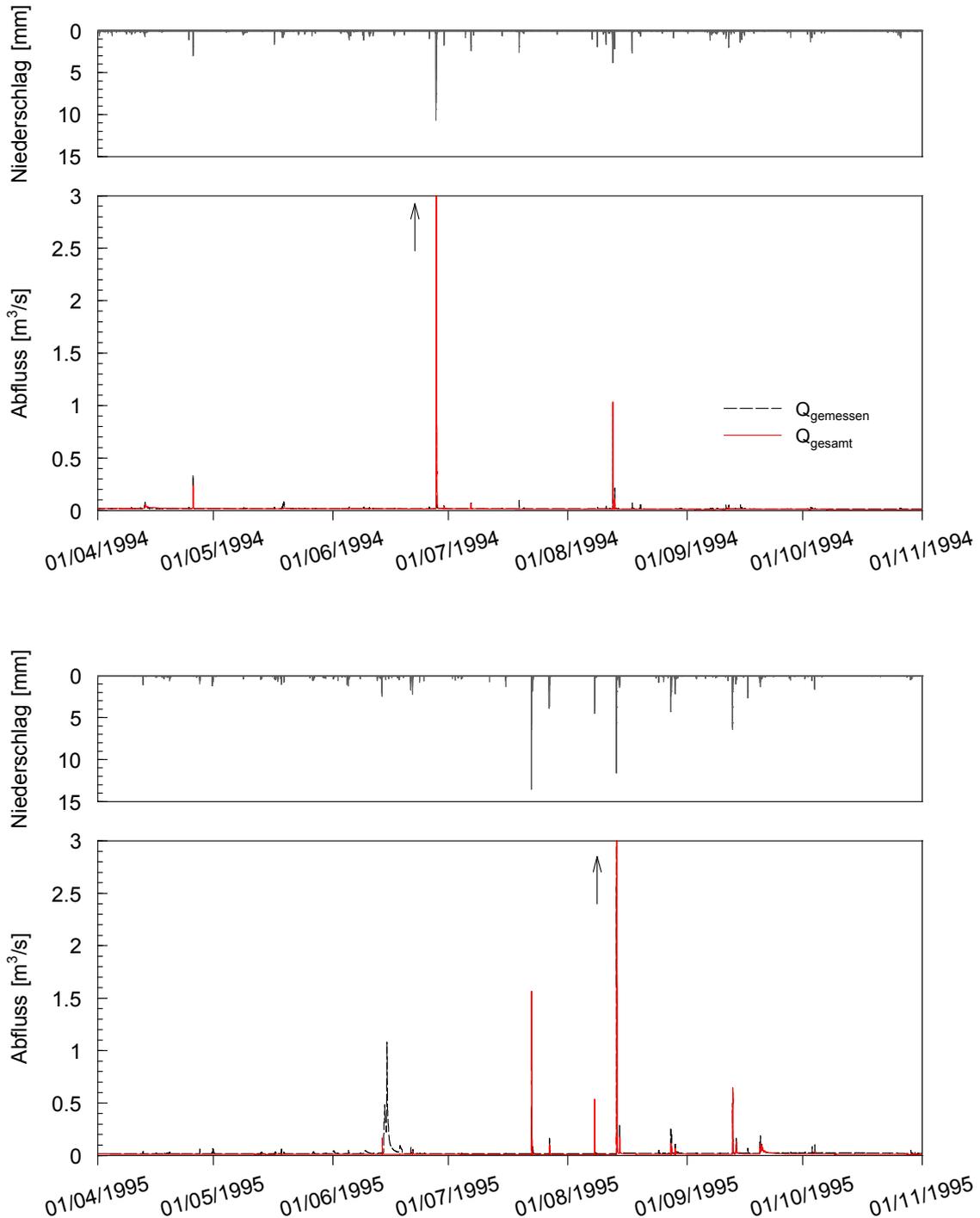


Abb. 7-28: Kontinuierliche Simulation des hydrologischen Sommerhalbjahres der Jahre 1994 und 1995 am Pegel Menzingen

Für die Überschätzung der Abflüsse ist bei hohen Niederschlagsintensitäten die Abflussbildung aus dem Verschlammungsmodul verantwortlich, das sehr niedrige Infiltrationsraten und damit hohe Abflussmengen generiert. Der hohe Speicher auf der Oberfläche bewirkt wiederum hohe Fließgeschwindigkeiten in der Abflusskonzentration und erhöhter Direktabfluss ist die Folge. Eine

Anpassung an die Realität wäre nur mit der Anpassung der Verschlammung an die tatsächlichen Gegebenheiten möglich, was aufgrund der Kombination von Bodeneigenschaften und Landnutzung nur mit ungerechtfertigt hohem Rechenaufwand möglich wäre.

In einer separaten Betrachtung der Sommermonate (April – Oktober) der Jahre 1994 und 1995 (Tab. 7-19) wird deutlich, dass ein Großteil des Niederschlags im Einzugsgebiet verbleibt oder verdunstet. Im trockeneren Jahr 1994 wird der Gesamtabfluss um 18 % überschätzt, im nasseren Jahr 1995 hingegen um 22 % unterschätzt. Dass der Basisabfluss in seiner Bilanz relativ gering ausfällt, hat im betrachteten Einzugsgebiet modelltechnische Gründe. Der lokale Klufftgrundwasserleiter liegt im Weiherbach unterhalb des Einzugsgebiets des Pegels Menzingen, der konstant zur Schüttung beiträgt, aber das während des Jahres neu gebildete Grundwasser durch Perkolation in tiefere Schichten transportiert (Kap. 5.2.3). Der relativ konstante Basisabfluss wird im Modell durch die Tiefe der gesättigten Schicht und eines Linearspeichers berechnet (4.3.3), wodurch das Modell generell ständig abflussbereit gehalten wird. Dadurch können möglicherweise auch die hohen modellierten Abflussspitzen erklärt werden.

Tab. 7-19: Langfristige Aufteilung der Abflusskomponenten der Monate April - Oktober für die Jahre 1994 und 1995 in [mm]

Jahr	N	Q_{gem}	Q_{sim}	Q_{D}	Q_{I}	Q_{B}
1994	598	97	115	38	52	24
1995	729	134	104	39	44	21

Die kontinuierliche Modellierung des Abflussgeschehens für die Jahre 1994 und 1995 wurde ebenso für die Modellkonfiguration ohne Erweiterungen durchgeführt. Dabei zeigte sich (Abb. 7-29), dass die größeren Ereignisse in den Sommerhalbjahren ebenso in ihrer Fülle und in der Abflussspitze überschätzt wurden, die kleineren Hochwasserereignisse zu gering simuliert wurden (Tab. 7-17 und Tab. 7-18). Dadurch zeigt sich, dass eine Beschreibung der höheren Abflussbildung in landwirtschaftlich geprägten Einzugsgebieten fehlt. Mit einer genaueren Beschreibung der Abflussbildung wie dem vorliegenden Verschlammungsmodul kann die Dynamik der Prozesse auf bewirtschafteten Flächen besser nachgebildet werden, auch wenn die Abflussfülle dann überschätzt wird.

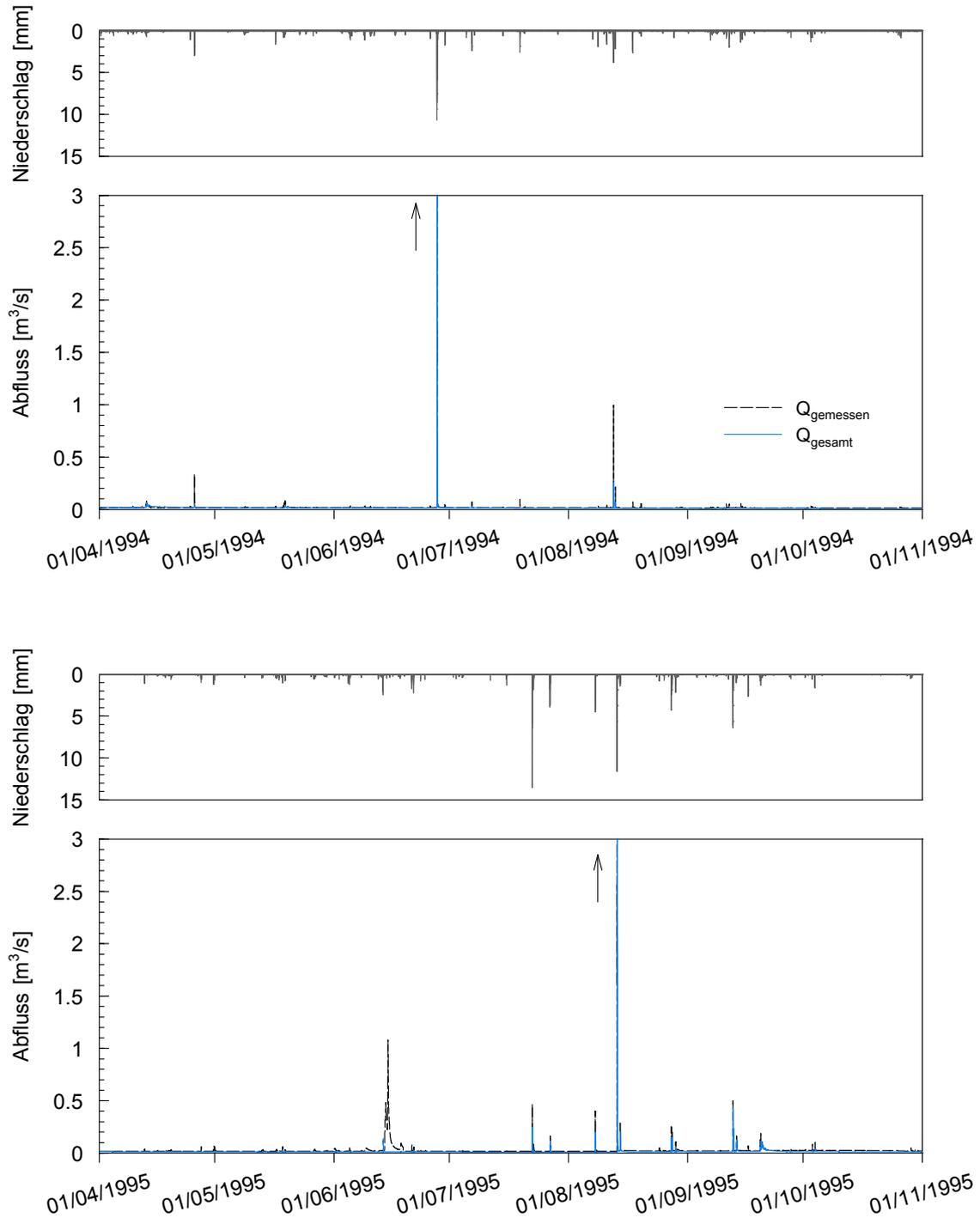


Abb. 7-29: Kontinuierliche Simulation des hydrologischen Sommerhalbjahres der Jahre 1994 und 1995 am Pegel Menzingen ohne die Modellerweiterungen

7.4.4 Szenario: Konservierende Bearbeitung im Weiherbach

Um die Auswirkungen einer konservierenden Bodenbearbeitung im Einzugsgebiet des Weiherbachs zu simulieren, wurde die kontinuierliche Simulation der Jahre 1993 – 1995 für ein abgeändertes Modellsetup durchgeführt. Dabei wurden die Makroporen sowie die Landnutzungstabelle wie in der Modellanwendung in Scheyern (Kap. 7.3) parametrisiert. Zur Simulation der Mulchsaat wurde eine kontinuierliche Bodenbedeckung durch Ernterückstände auf den landwirtschaftlich genutzten Flächen von 20 % angenommen.

Auffallend bei den Ergebnissen ist, dass die Abflussbildung nicht mehr durch die Verschlämmung geschieht, sondern der Oberflächenabfluss nur mehr aus dem Bodenmodul generiert wird. Die Abflussspitzen bei hohen Niederschlägen werden bei den einzelnen Ereignissen oft überschätzt (Abb. 7-30), wie bei der Modellierung der konventionellen Bewirtschaftung in Kap. 7.4.3. Die Abflussvolumina der einzelnen Ereignisse der Sommerhalbjahre 1994 (Tab. 7-20) und 1995 (Tab. 7-21) entsprechen ziemlich genau denen der konventionellen Bearbeitung (Kap. 7.4.3).

Die Ereignisse, die den Spitzenabfluss zu hoch schätzen, haben auch ein erhöhtes Abflussvolumen zur Folge und damit erhöhte Abflussbeiwerte. Im Vergleich der Bewirtschaftungsformen zeigen sich im Szenario der konservierenden Bearbeitung bei den einzelnen Abflussereignissen oftmals erhöhte Abflussspitzen, die aus der schnellen Aufsättigung der Böden entsteht. Die Wirkung der Mulchsaat zeigt sich vor allem in der Verminderung der effektiven Niederschlagsenergie und damit verringerter Verschlämmung bei starken Regenereignissen. Durch die verringerten Fließgeschwindigkeiten wird die Re-Infiltration und damit der Anteil des Interflows am Gesamtabfluss erhöht (Tab. 7-22). Dass aber der Abfluss in seinem zeitlichen Verlauf schneller am Pegel ankommt und dadurch die Abflusssituation verschärft, steht im Widerspruch zu den bestätigten Vorteilen der konservierenden zur konventionellen Bodenbearbeitung. Unsicherheiten in der Modellierung können in der sensitiven Parametrisierung des Bodenmodells in WaSiM entstehen, die die Effekte einer durchgehenden Bodenbedeckung übertreffen können. Die Ergebnisse zeigen auch, dass das Wasser in seinem Volumen nicht auf Dauer im Einzugsgebiet verbleibt und zur Grundwasserneubildung beiträgt, sondern verzögert durch Interflow am Pegel zum Abfluss kommt (Tab. 7-22).

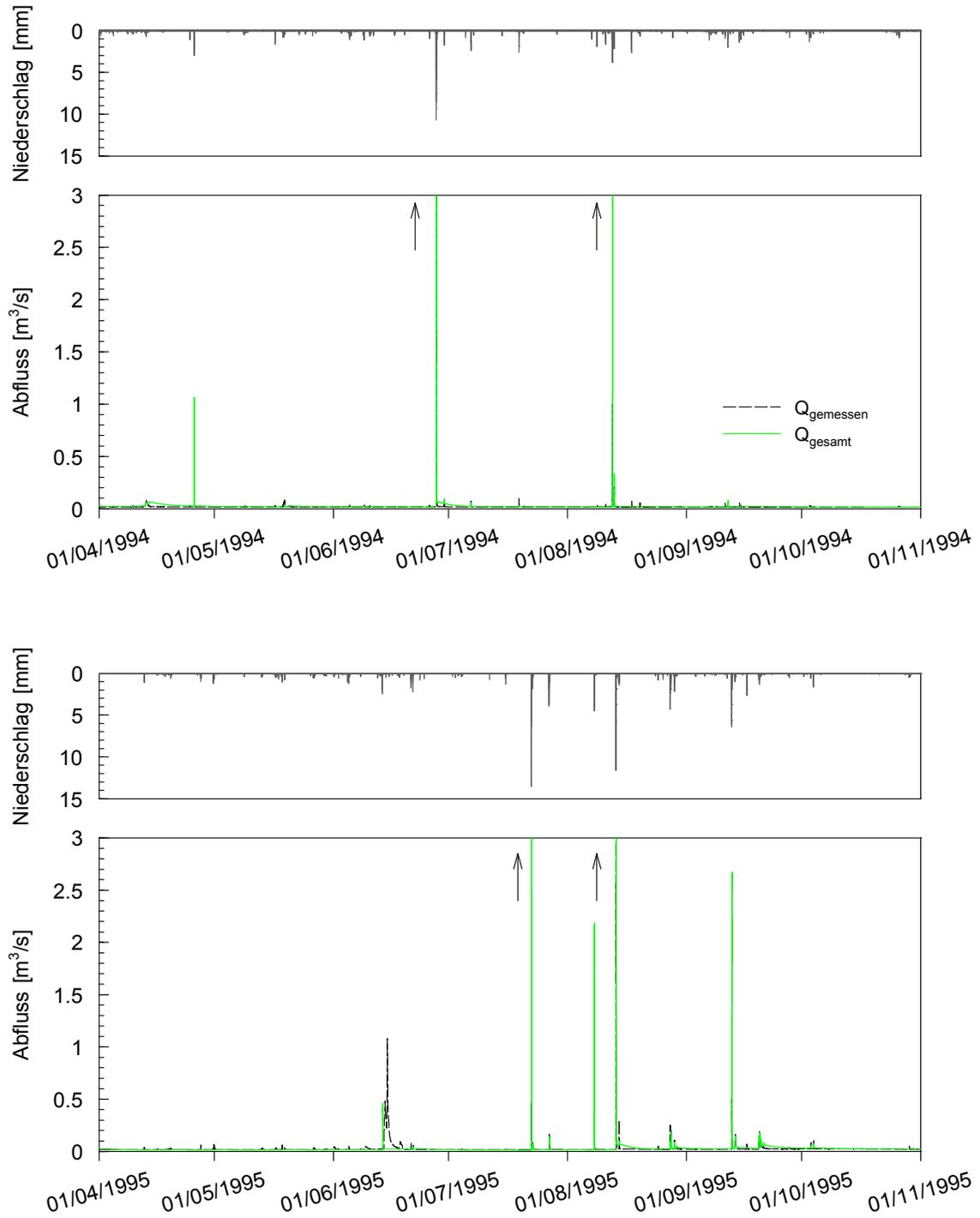


Abb. 7-30: Kontinuierliche Simulation des hydrologischen Sommerhalbjahres der Jahre 1994 und 1995 am Pegel Menzingen bei konservierender Bodenbearbeitung

Tab. 7-20: Kenngrößen der Abflussereignisse im hydrologischen Sommerjahr 1994 am Pegel Menzingen bei konservierender Bodenbearbeitung (kons) m Vergleich zur konventionellen Bodenbearbeitung (konv)

Datum	Dauer [h]	N [mm]	Q			q _{max}		
			gem [mm]	sim kons [mm]	sim konv [mm]	gem [l/s]	sim kons [l/s]	sim konv [l/s]
13.04. 01:00	29	34,6	1,1	1,3	0,9	81	61	51
25.04. 17:00	4	16,3	0,3	1,5	0,4	335	1064	241
27.06. 18:00	11	83,1	9,4	43	36,5	7920	21460	13438
12.08. 14:30	6	42,8	1	6,4	2,1	995	3761	1034
13.08. 04:30	2,5	8	0,2	0,4	0,1	213	333	107

Tab. 7-21: Kenngrößen der Abflussereignisse im hydrologischen Sommerjahr 1995 am Pegel Menzingen bei konservierender Bodenbearbeitung (kons) m Vergleich zur konventionellen Bodenbearbeitung (konv)

Datum	Dauer [h]	N [mm]	Q			q _{max}		
			gem [mm]	sim kons [mm]	sim konv [mm]	gem [l/s]	sim kons [l/s]	sim konv [l/s]
13.06. 18:00	125	37,6	19,1	2,6	1,8	1079	24	167
22.07. 13:30	11,5	56,2	0,8	9,6	3,7	464	6214	1566
07.08. 21:30	4	29,8	0,5	3,2	0,8	400	2185	537
13.08. 14:30	10	90,8	5,8	39,6	33,1	3165	21965	10880
14.08. 08:00	13	14,5	0,7	0,9	0,6	302	98	174
27.08. 16:30	14	32,9	0,9	0,6	0,4	250	192	114
12.09. 18:30	8	30,5	0,6	4,3	1,2	500	2670	644
13.09. 14:00	21	20,2	1,0	1,1	0,8	180	143	128
19.09. 19:00	62	50,9	2,8	4,2	2,7	186	174	109

Im Vergleich der Aufteilung auf die einzelnen Abflusskomponenten zeigt sich eine deutliche Erhöhung des Gesamtabflusses - bedingt durch erhöhten Interflow – für die Sommermonate der Jahre 1994 und 1995 gegenüber der konventionellen Bearbeitung.

Tab. 7-22: Langfristige Aufteilung der Abflusskomponenten der Monate April - Oktober für die Jahre 1994 und 1995 in [mm] bei konservierender Bodenbearbeitung

Jahr	N	Q _{gem}	Q _{sim}	Q _D	Q _I	Q _B
1994	598	97	160	51	98	11
1995	729	134	174	58	105	11

Für das Abflussereignis am 19. – 21.09.1995 zeigt sich eine Abschwächung der Abflussspitzen bei der konservierenden Bodenbearbeitung (Abb. 7-31). Zwar reagiert das Einzugsgebiet mit einer erhöhten ersten Abflussspitze gegenüber der konventionellen Bearbeitung, doch sind die nachfolgenden Abflussscheitel am Vormittag des 20.09. bei der konventionellen Bearbeitung durch vorverschlämmte

Flächen höher als durch die Parametrisierung der Mulchbewirtschaftung. Der erhöhte Gesamtabfluss lässt sich durch die verlangsamte Komponente des Zwischenabfluss in der Rezession der Abflusskurve erklären. Dieser positive Effekt lässt sich aber nicht bei allen Ereignissen nachweisen.

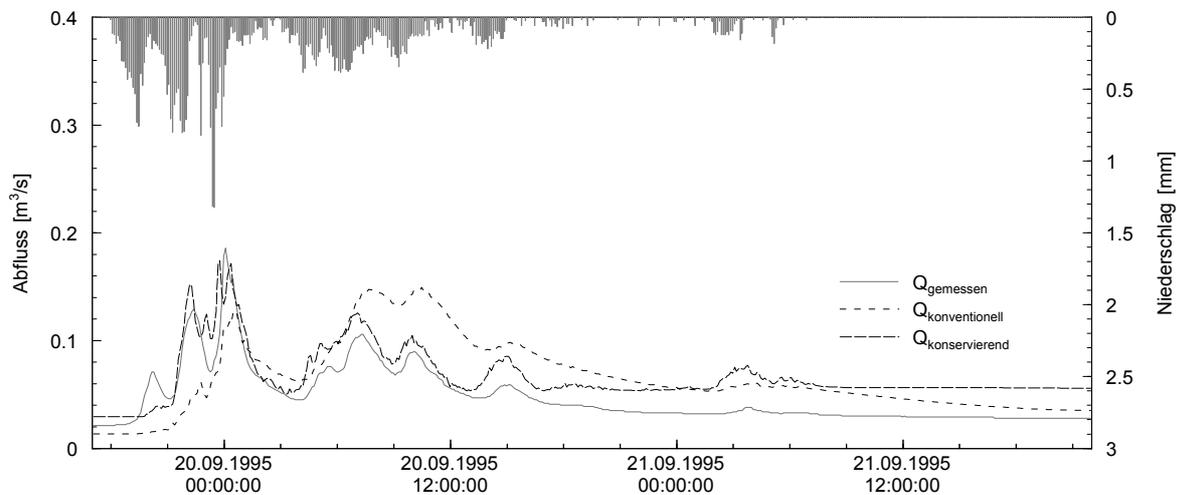


Abb. 7-31: Vergleich der simulierten Abflüsse bei Parametrisierung der konventionellen und konservierenden Bodenbearbeitung für das Ereignis am 19.-21.09.1995 am Pegel Menzingen

7.4.5 Zusammenfassung

Bei der Simulation der konventionellen Bodenbearbeitung konnten bei einzelnen Starkregenereignissen im Weiherbachgebiet räumlich detailliert verschlammungsgefährdete Bereiche ausgewiesen werden. Durch das Verschlämmungsmodul und das Surface Routing können schnell reagierende Abflusskomponenten simuliert werden, die in einer Modellanwendung ohne Erweiterung durch die konzeptionellen Parameter in WaSiM berücksichtigt werden müssen.

Konzeptionelle Parameter vor allem für den Zwischenabfluss haben einen hohen Einfluss auf das Abflussgeschehen, wodurch die prozessorientierten Ansätze der Bodenbewirtschaftung in ihrer Wirkung abgeschwächt werden. Dadurch sind die Konsequenzen einer angepassten Bewirtschaftungsform nicht eindeutig nachweisbar oder nicht eindeutig zuzuordnen. Unsicherheiten ergeben sich auch aus den Regressionsgleichungen zur verschlämmungsgesteuerten Infiltration, die die Abflussbildung nicht immer realistisch darstellen können, da detaillierte Daten zur Bodenbedeckung und Bearbeitungszeitpunkte fehlen und geschätzt werden müssen. Die physikalisch-basierten Parameter der Abflusskonzentration müssen wegen fehlender Beobachtungsdaten wie dem Reihenabstand der Feldfrüchte und den Reibungswiderständen ebenso aus anderen Untersuchungen übernommen werden.

Für den qualitativen Nachweis von Bereichen hoher Verschlämmungsaffinität ist die Modellerweiterung geeignet, jedoch müssen gerade auf der unteren Mesoskala enorme Datenmengen erhoben und aufgenommen werden, die im vorliegenden Fall oftmals lückenhaft waren.

8 Diskussion

8.1 Modellerweiterung

8.1.1 Verschlämmungsmodul

Durch die Zusammenstellung der Beregnungsdatenbank, die aus den Messkampagnen mehrerer wissenschaftlicher Untersuchungen zur Abflussbildung auf landwirtschaftlich genutzten Flächen zusammengetragen wurde (Kap. 4.1.2), wurde die Analyse der abflussbildenden und abflusssteuernden Einflussgrößen auf eine wesentlich breitere Grundlage gestellt. Statistische Methoden sind von der zugrundeliegenden Datenqualität und –quantität abhängig. Anhand statistischer Regressionsanalysen und der Erweiterung der Anzahl der Einzelerperimente konnte ein multiples Regressionsmodell entwickelt werden, das die verschlammungsgesteuerte Abflussbildung durch einen modifizierten HORTON-Ansatz beschreibt. Durch die Erweiterung der Parameterspannweiten und die Einbeziehung mehrerer Standorte - und damit Bodenarten - ist das multiple Regressionsmodell zur Schätzung der HORTON-Parameter umfassender einsetzbar als das auf einen einzelnen Teildatensatz kalibrierte Abflussmodell (Kap. 6.2.3, SCHRÖDER 2000).

Die Abflussmessungen auf landwirtschaftlichen Parzellen zeigen eine hohe Nutzungsabhängigkeit. Die Miteinbeziehung eines nutzungsabhängigen Parameters (T_sT , Tage seit der letzten Bodenbearbeitung) lassen sich sowohl in der einfachen als auch in der multiplen Regression mit den Infiltrationsparametern in der modifizierten HORTON-Gleichung rechtfertigen (Kap. 6.2.2). Durch die Bodenruhe nach der letzten Bearbeitung kann sich ein stabiles Gefüge ausbilden, das dem mechanischen Einfluss der Regentropfen besser standhält und der Verschlammung entgegenwirkt. Kurz nach der Bodenbearbeitung ist der Boden am anfälligsten für die Verschlammung, ehe dieser Effekt mit längerer Konsolidierungsdauer abnimmt. In der Beregnungsdatenbank ist die Art der Bodenbearbeitung nicht erfasst, insofern kann der Parameter T_sT zwar die Quantität der Bodenstörung abbilden, jedoch nicht ihre Qualität (konservierende/ konventionelle Bodenbearbeitung).

Die Bodenfeuchte als Einflussfaktor bei der Reduktion der Infiltrationsrate ist in der Literatur nicht eindeutig (AUERSWALD 1993, FOHRER 1995) und wurde aufgrund der lückenbehafteten Vorhandenseins in der Beregnungsdatenbank nicht berücksichtigt. Bei einer einfachen Regressionsanalyse konnte kein Zusammenhang zwischen den Infiltrationsparametern und der Anfangsfeuchte hergestellt werden (Kapitel 6.2.2). Dies bestätigt die Ergebnisse von FOHRER (1995). Jedoch bleibt es in künftigen Untersuchungen festzustellen, ob der Einfluss bei deckender Information ebenso vernachlässigbar ist. Die Auswirkung der Bodenfeuchte auf die Verminderung der Infiltrationsraten aufgrund einer Oberflächenverschlammung ist abhängig vom Substrat (FOHRER 1995).

Die Kombination von deterministischen und statistischen Methoden in einem physikalisch-basierten Wasserhaushaltsmodell ergibt eine Modellvariante, die dynamische Prozesse in hoher zeitlicher Auflösung abbilden kann. Wie bei SCHRÖDER (2000) ebenfalls gezeigt, ist die Abflussbildung nicht nur von verschlammungssteuernden Randbedingungen abhängig.

Klassische statistische Ansätze wie die verwendeten Regressionsbeziehungen sind womöglich nicht die optimalen Methoden, um die Equifinalität zu lösen, die sich aus der Abhängigkeit der Anfangsinfiltrationsrate sowie der Verschlämmungsneigung in der modifizierten HORTON-Gleichung ergeben. Der Determinismus der Infiltrationsgleichung in Kombination mit den Regressionsansätzen kann die Komplexität des betrachteten Prozesses nicht eindeutig abbilden (Kap.6.2.5). Wie in Kap. 6.3 gezeigt, können Prozessannäherungen auch durch probabilistische Modellansätze ersetzt werden, die eventuell ebenso geeignet sind, in Kombination mit Modellen der ungesättigten Zone die Abflussbildung vorherzusagen.

Bessere Vorhersagemodelle und eindeutigere statistische Zusammenhänge sind möglich. Es zeigen sich Inkonsistenzen innerhalb der Berechnungsdaten, vor allem zwischen den einzelnen Kampagnen. Die Daten sind von unterschiedlicher Güte und teilweise mit unterschiedlichen Methoden entstanden. Methodische Defizite verhindern womöglich allgemein zutreffende Aussagen zur Infiltration unter den gegebenen Konditionen während des Experiments. Lücken in den Daten aus den einzelnen Messkampagnen (z.B. Schätzung von TsT , BD , fehlende Bodenwassergehalte) können zwar geschlossen werden (FIENER et al. 2011b), verhindern aber die Interpretation des maßgeblichen Abflussbildungsprozesses durch Wegfallen einzelner Einflussgrößen. Durch nutzungsabhängige Parameter können sich neue Einflussfaktoren ergeben, die in einfach anzuwendenden Regressionsbeziehungen zu einer robusteren Lösung der modifizierten Infiltrationsgleichung nach HORTON beitragen könnten.

8.1.2 Abflusskonzentration

Der konzeptionelle Ansatz der Abflusskonzentration in WaSiM wurde erweitert und durch einen physikalisch-basierten Ansatz ersetzt, der die Oberflächeneigenschaften je nach ihrer Bewirtschaftungsform (konventionelle / konservierende Bodenbearbeitung) simulieren kann.

Die Modellerweiterung der Abflusskonzentration ist sinnvoll für kleine Einzugsgebiete der unteren Mesoskala, in der Oberflächenabfluss sich nicht innerhalb desselben Zeitschritts selbständig in Rinnen und Gräben organisiert, sondern über flächige Ausbreitung bis zum nächsten Gerinne fließen muss, wie auf Ackerflächen und Grünland. Die Möglichkeit der Re-Infiltration wird dadurch genauso abgebildet wie die Verlangsamung der Fließgeschwindigkeit durch dynamische Rauigkeiten und Fließwiderstände.

Obwohl die Berechnung der Wellenausbreitung und ihrer Fließrichtung physikalisch-basierten Konzepten zugrunde liegt (MANNING-STRICKLER-Gleichung, kinematische Welle (Kap. 4.2.2)), basiert die Bestimmung des Rauigkeitskoeffizienten auf empirischen Ansätzen. Die Rauigkeitsbeiwerte für die konservierende Bewirtschaftung werden konstant über die Vegetationsperiode angenommen, die Variabilität wird über die zeitliche Dynamik der Bodenbedeckung erreicht. Der dynamische Ansatz der Rauigkeit bei konventioneller Bearbeitung wird den Ansprüchen an eine physikalisch-basierte Modellierung der Oberflächenabflusskonzentration besser gerecht. Dadurch können auch Ergebnisse in

der Anwendung auf Einzugsgebietsskale erklärt werden (Kap. 7.4.4), in denen die Abflussspitzen bei konstanten Rauigkeitsbeiwerten häufig höher dargestellt wurden, da eine fehlende Dynamik der Bodenrauigkeit den Abfluss schneller zum Gerinne gelangen lässt.

Bei der Modellierung inklusive der Modellerweiterung zeigten sich in der obersten Bodenschicht öfter gesättigte Verhältnisse. Diese erhöhte Sättigung ist womöglich dadurch zu erklären, dass Oberflächenabfluss von Zellen oberhalb auf eine oder mehrere Zellen unterhalb geleitet wird und dort zusätzlich zum Niederschlag versickern kann, wenn es die Infiltrationskapazität nach Durchlaufen des Verschlammungsmoduls und des RICHARDS-Moduls zulässt. Ohne Modellerweiterung wird gebildeter Oberflächenabfluss über die Translation direkt zum Gebietsauslass geleitet. Durch die erhöhte Sättigung der oberen Bodenschichten kann auch die erhöhte Abflussbildung des Interflows in den Simulationsergebnissen erklärt werden (Kap. 7.3.2 und 7.4.4).

Da sich in den Simulationsergebnissen vor allem bei konservierend bearbeiteten landwirtschaftlichen Flächen zeigte, dass schnell reagierender Zwischenabfluss (Interflow) die dominierende Abflusskomponente darstellt (Kap. 7.3.3, 7.4.4), erweist sich die methodische Trennung der Konzentration einzelner Abflusskomponenten eventuell als problematisch. Der Ansatz der Abflusskonzentration des Zwischenabflusses in WaSiM nach dem DOOGE-Modell (Kaskade aus linearen Speichern und Isochronen) ist unzureichend für eine detaillierte Beschreibung dieser Abflusskomponente. Interflow wird vom Entstehungsort auf einzelnen Zellen somit direkt zum Gebietsauslass des Teileinzugsgebietes geleitet. Eigenschaften von präferentiellen Fließwegen werden lateral nicht berücksichtigt. Es ist nur ein Formparameter für den Linearspeicher vorhanden. Dies wurde bereits in der mesoskaligen Anwendung bei RIEGER (2012) kritisiert. Als Lösung könnte der Ansatz nach der kinematischen Welle für den Interflow (BRONSTERT 1994) zu besseren Ergebnissen in der Modellierung führen.

8.2 Skalenproblematik

8.2.1 Räumliche Auflösung

Die Modellerweiterungen *SU* und *SR* für WaSiM wurden vor allem für hochauflösende räumliche Modelle im Bereich der unteren Mesoskale entwickelt, um zum Prozessverständnis der Abflussbildung und –konzentration beizutragen.

Die Anwendung mit Unsicherheiten behafteter Regressionsmodelle zur Schätzung der verschlammungsgesteuerten Infiltration als Kombination mit der Infiltrationsbeschreibung durch Lösung der RICHARDS-Gleichung ergibt eine relativ starre Modellkomponente, die bereits auf der Plotskale bei einzelnen Beregnungsexperimenten zu deutlichen Fehlern führen kann, wenn nicht weitere Eichparameter angepasst werden (Kap. 7.2). Die Vorhersage von Oberflächenabfluss kann daher auf der Plotskale erheblich abweichen, wenn der dominierende abflusssteuernde Prozess nicht die Oberflächenverschlammung ist.

Auf der Hang- und Einzugsgebietsskale wird der Prozess weiter durch die fehlende kleinräumige Varianz und der Unsicherheit der Infiltrationsparameter verstärkt. Dies erklärt die nur teilweise

nachvollziehbare Reaktion des Verschlammungsmodells auf homogenen Flurstücken (Kap.7.3). Wird aus der homogen bewirtschafteten Fläche eine Einzugsgebietsfläche mit heterogener Landnutzung und variabler Bodenarten und Anbauzyklen, verstärkt sich die unsichere Vorhersage der Abflussbildung und wirkt dem Prozessverständnis entgegen (Kap.7.4.2, 7.4.4).

Schwierigkeiten entstehen auch durch die Interaktion und Dominanz einzelner Parameter auf unterschiedlichen räumlichen Skalen. Maßgeblich sind auf einzelnen Plots andere Größen (Korngrößenverteilung, Niederschlag) wie auf Hanggebieten (Catena, Bodenartenverteilung) und im Einzugsgebiet (Landnutzung, Bodenverteilung).

Die Anwendung der Modellerweiterungen auf der Plotskala und kleinen Einzugsgebieten lässt sich durchaus rechtfertigen, wenn räumlich detaillierte Informationen zu Böden und Vegetation vorliegen. So können die Ergebnisse der Modellierung den vorherrschenden Prozessen zugewiesen werden (Kap 7.2.2 und 7.3). Bei größeren Einzugsgebieten überwiegen die Unsicherheiten der räumlichen Information, die durch Lücken in den benötigten Daten entstehen (Kap. 7.4). Datenlücken können durch Transferfunktionen (Bodeninformation) und Abschätzung einzelner Parameter (Zeitpunkt der Bodenbearbeitung, Bodenbedeckung) geschlossen werden, erreichen aber nicht die abgesicherte Informationsfülle des erweiterten Modells und erlauben kaum die Rückführung auf einzelne Prozesse. Möglicherweise erfassen auch die ermittelten gesättigten Leitfähigkeiten der vorhandenen Bodentypen auf der unteren Mesoskala nicht die vorkommende Variabilität dieser Größe in ihrer Genauigkeit (Kap. 7.4).

Das Verschlammungsmodell kann in einem rasterbasierten Einzugsgebietsmodell die kleinräumliche Varianz der Bodeneigenschaften abbilden, allerdings müssen die Daten auch in einer damit einhergehenden hohen räumlichen Auflösung vorliegen. Für den Nachweis des Einflusses der konservierenden Bewirtschaftungsform (Kap. 7.3) war diese Voraussetzung gegeben, obwohl auch hier die Unsicherheiten des formulierten Verschlammungsansatzes deutlich wurden. Für die Modellierung der konventionellen Bewirtschaftung landwirtschaftlicher Flächen (Kap.7.4) müssten nach Analyse der Ergebnisse weitere detaillierte Daten vor allem zur Bodenparametrisierung und zur Entwicklung der Feldfrüchte erhoben werden, um die Aussagen von GERLINGER (1997) und SCHERER (2008) einer positiven Auswirkung reduzierter Bodenbearbeitung auf der Einzugsgebietskala zu bekräftigen.

8.2.2 Zeitliche Auflösung

Mit der Modellerweiterung in WaSiM werden einzelne Ereignisse nur in zeitlicher Auflösung von Simulationszeitschritten ≤ 1 h angewendet.

Zum einen hat sich aus den Beregnungsexperimenten gezeigt, dass für zeitlich hoch dynamische Prozesse wie die Abflussbildung unter Starkregenbedingungen (durch Verschlammung und/oder Sättigung) höhere Intervalle keine Interpretation der beitragenden Prozesse zulassen (Kap. 6 und 7.2).

Zum anderen ist die Interpretation der Erweiterung *SR* der Oberflächenabflusskonzentration schwierig. In der bisherigen Abflusskonzentration für die Komponente Oberflächenabfluss in WaSiM wurde der Oberflächenabfluss, der auf einer Berechnungszelle gebildet wurde, über den Ansatz der Translation über Isochronen und Retention über ELS, an den Teilgebietsauslass geroutet. Es wird davon ausgegangen, dass sich innerhalb des Zeitschritts und innerhalb der Zellengröße der Oberflächenabfluss

bereits dermaßen organisiert hat, um konzentriert über lineare Geländeelemente (Feldwege, Abflussrinnen, Gräben) in Richtung Gebietsauslass zu fließen, als der nächsten Zelle als Infiltrations-Input zuzufließen (SCHULLA 2012, persönliche Mitteilung).

Wo detaillierte Beobachtungen der meteorologischen Eingangsdaten (v.a. Niederschlag) oder von Abflussdaten (Kap. 7.3.1) nicht vorhanden sind, lässt sich die Bewegung des freien Wassers an der Oberfläche nur schwer nachvollziehen.

Gerade zur Beantwortung von Fragen zur Hochwasserentstehung auf landwirtschaftlichen Flächen unter Starkregenbedingungen ist es wegen ihres zeitlich begrenzten Auftretens von großer Bedeutung, dass die dem erweiterten Modell zugrundeliegenden Daten in ebenso hoher zeitlicher Auflösung vorliegen.

8.3 Unsicherheiten der Modellierung und der Parametrisierung

Unsicherheiten in der hydrologischen Modellierung liegen nicht nur in der Interpolation der hydro-meteorologischen Eingangsdaten, sondern auch am Modell selbst. EHRET (2012) legt dafür mehrere Gründe dar:

- Vereinfachung der Realität: Modelle sind stets eine Vereinfachung der Realität. In deterministischen Modellen können nicht alle in Realität ablaufenden Prozesse abgebildet werden, da einerseits die Rechenzeit enorm steigen würde und andererseits Prozesse oft nicht eindeutig trennbar und ihre Interaktionen abbildbar sind. Es werden daher nur die dominanten Prozesse auf relevanten Skalen abgebildet. Prozessbeschreibungen sind nur Näherungen, effektive Beschreibungen des realen Prozesses. Im vorliegenden erweiterten Modell WaSiM wurde auf die Prozesse der Oberflächenverschlammung, der Herabsetzung der hydraulischen Leitfähigkeit und der Beschreibung der Oberflächenabflusskonzentration mehr Wert gelegt als auf Makroporosität und präferentielle Fließwege (BRONSTERT 1994, MAURER 1997, ZEHE 1999).
- Datenverfügbarkeit und räumliche Auflösung: Wie in Kap. 8.2.1 bereits beschrieben, ist eine perfekte Parametrisierung nur möglich, wenn alle erforderlichen Daten in der benötigten räumlichen Auflösung vorliegen. Dabei geht es vor allem um bodenhydraulische Eigenschaften, welche die gesamte prozessrelevante Heterogenität abdecken sollen, aber oftmals nur in geringer räumlicher Auflösung oder durch Punktmessungen bekannt sind. Über die Unsicherheiten der Regionalisierung von bodenhydraulischen Kennwerten gibt es mehrere Arbeiten (RIEGER et al. 2010, GRUNDMANN 2010) und ihre Auswirkung auf physikalisch-basierte Modelle ist ebenso belegt (MERZ 1996). Die enge Verknüpfung der Modellierung der ungesättigten Zone mit den Vorfeuchtebedingungen in einem Gebiet ist eine weitere Unsicherheitsquelle der Systemantwort.
- Equifinalität: Für die Kalibrierung eines Modells werden meist Abflussdaten eines Pegels verwendet. Allerdings ist der Abfluss als eine integrative Systemantwort ein Zusammenspiel von allen im Einzugsgebiet ablaufenden Prozessen. Das hat zur Folge, dass detailliert und räumlich verteilte Modellparameter durch verschiedene Kombinationen zu einer besten Übereinstimmung führen können (→ Equifinalität). Wenn nur die Nachbildung des

Gebietsabflusses auf der Einzugsgebietsskala (Kap. 7.4) im Zentrum des Interesses steht, wäre womöglich WaSiM ohne die Erweiterungen ebenso geeignet, eine ähnlich gute Übereinstimmung mit gemessenen Daten zu simulieren.

Die Regionalisierung der bodenhydraulischen Parameter für die Modellierung der konventionellen Bewirtschaftung ist möglicherweise nicht zur Modellierung geeignet. SCHERER (2008) beobachtete unrealistische Krümmungen der pF-WG-Kurven für die Bereiche nahe des permanenten Welkepunktes für die Ap- und M-Horizonte im Weiherbachgebiet. Die Werte für die Leitfähigkeitsfunktion $k(\theta)$ konnten nicht experimentell nachgewiesen oder plausibel erklärt werden. Jedoch wurden diese Werte flächendeckend für das gesamte Einzugsgebiet verwendet. Die Überschätzung der Abflusskurven bei einzelnen Niederschlagsereignissen kann zum Teil aus den unrealistischen Saugspannungskurven erklärt werden, die zu einem erhöhten Abfluss beitragen.

Innerhalb der Berechnungsdatenbank (Kap. 4.1.2, Kap. 6) ergaben sich ebenso Inkonsistenzen der Einzelbeobachtungen, vor allem zwischen den einzelnen Kampagnen. Die Daten sind von unterschiedlicher Güte und teilweise mit unterschiedlichen Methoden entstanden. Methodische Defizite verhindern womöglich allgemein zutreffende Aussagen zur Infiltration unter den gegebenen Konditionen während des Experiments. Es sollten einheitliche Richtlinien für die Durchführung von Beregnungsexperimenten aufgestellt und überwacht werden, um die Ergebnisse generalisieren zu können.

8.4 Modellkomplexität

Für die Anwendung physikalisch-basierter Wasserhaushaltsmodelle ist eine Vielzahl von experimentell erfassbaren und umsetzbaren Parametern notwendig, die zur möglichst realitätsnahen Abbildung des natürlichen Systems im Modell vorhanden sein müssen. Fehlende oder lückenhafte Parameter müssen durch geeignete Schätzfunktionen komplettiert werden, entweder um der räumlichen Auflösung zu genügen (z.B. bodenhydraulische Parameter) oder erforderliche Zeitreihen zur Verfügung zu stellen (z.B. Verdunstungsparameter).

Bei einer Modellerweiterung wie in der vorliegenden Arbeit wird der Parameterraum zur deterministischen Modellbeschreibung des Abflussbildungs- und -konzentrationsprozesses weiter aufgespannt und mit weiteren Unsicherheiten beladen, da das Abflussgeschehen über eine Kombination von empirischen und physikalisch-basierten Ansätzen abgebildet wird. Die dadurch in WaSiM entstehende Parameterfülle trägt dazu bei, dass die Auswirkungen eines einzelnen Parameters nicht genau quantifiziert werden können, da die Interaktion der einzelnen Prozesse aufgrund der Komplexität des Modells nur eingeschränkt nachvollzogen werden kann. Die vordergründige Zielgröße in Modellen wie WaSiM ist der Gebietsabfluss und die Auftrennung in einzelne Abflusskomponenten. Im Gedankenmodell ergeben sich mit der Bearbeitung aber verschiedene Zielgrößen, die mit den vorliegenden Modellerweiterungen aber kaum oder nur umständlich analysiert werden können, beispielsweise die Verteilung der Bodenfeuchte im Einzugsgebiet. Es kann auch nicht nachvollzogen werden, ob ein quantifizierbarer und physikalisch begründbarer Parameter die Auswirkungen zeigt, die sich nach dem Gedankenmodell ergeben.

Dieser Parameterraum kann vereinfacht werden, indem Sensitivitätsanalysen einzelner Parameter durchgeführt werden und Parameter gekoppelt werden (MAURER 1997). Allerdings lassen sich bei einer Vielzahl von „unscharf“ bekannten Parametern diese sensitiven Einflussgrößen nur schwer bestimmen.

MAURER (1997) beschreibt, dass ein Modell nur so komplex sein sollte, wie es die verfügbaren Daten erlauben. Zur Vereinfachung des Modellierungsprozesses in komplexen physikalisch-basierten Modellen kann es nützlich sein, den Parameterraum zu verringern oder soweit zu fixieren, dass nur wenige für die zu analysierenden Prozesse innerhalb ihrer Unsicherheitsgrenzen kalibriert werden müssen. Wie im vorliegenden Modell gezeigt, ist die reine Betrachtung einzelner Parameter aber zu ungenau, um die hydrologische Reaktion auf einen einzelnen Prozess zu beschränken. Mit der Vereinfachung von physikalisch-basierten Modellen nähert man sich wiederum räumlich verteilten konzeptionellen Modellansätzen an (BEVEN 2001).

Aus den bisherigen Ansätzen ergab sich keine eindeutig zu lösende Parametrisierung eines verschlammungsgesteuerten Infiltrationsansatzes (Kap. 6.2.5). Der Grund dafür ist im Zusammenwirken nicht zu entflechtender Einflussgrößen und Teilprozesse bei der Abflusststehung zu suchen. In der Komplexität eines parameterintensiven Wasserhaushaltsmodell wie dem erweiterten WaSiM hat dies zur Folge, dass die detaillierten Datensätze der Versuchsgebiete Scheyern und Weiherbach nicht ausreichend sind, um zufriedenstellende Ergebnisse für ein vertieftes Prozessverständnis zu erhalten. Diese Aussagen finden sich auch in zahlreichen Untersuchungen zur Infiltration und zum Oberflächenabfluss durch Modelle verschiedener Komplexität (SCHIFFLER 1992, BRONSTERT 1994, MERZ 1996, MAURER 1997, GERLINGER 1997).

Ist das Ziel der Nachweis einer abflussmindernden Wirkung durch angepasste Bewirtschaftungsmaßnahmen, so ist wahrscheinlich eine Vereinfachung des Modells der weiteren Detaillierung der einzelnen Prozesse vorzuziehen. Die integrale Berechnung des Gebietsabflusses für unterschiedliche Landnutzungsszenarien kann durch einfachere konzeptionelle Methoden und Modelle abgebildet werden (z.B. WEIB 2009). Aufgrund der umfangreichen Datengrundlage und der Komplexität des vorliegenden Modells ist die Handhabbarkeit nur in Verbindung mit dem detaillierten Prozessverständnis in kleinskaligen räumlichen Einheiten zu bewerten.

9 Zusammenfassung und Ausblick

Hauptziel der vorliegenden Arbeit war es, den Einfluss von Landnutzung und -bewirtschaftung auf den Direktabfluss in der unteren Mesoskala räumlich hoch auflösend mit Hilfe eines physikalisch-basierten Niederschlag-Abfluss-Modells abzubilden. Mit der Modellierung sollen die Wechselwirkungen zwischen einzelnen hydrologischen Teilprozessen, die auf der Mikroskala bereits detailliert untersucht wurden, beschrieben und analysiert werden. Damit sollen die Möglichkeiten der Abflussreduzierung durch Flächenneugestaltung, infiltrationsfördernde Bewirtschaftung und Etablierung lokaler Maßnahmen erfasst werden.

Die Bewirtschaftungsform und damit die Bodenbearbeitung hat umfangreiche Auswirkungen auf die Abflussbildung und -konzentration: Durch eine ganzjährig angestrebte Bodenbedeckung (entweder durch Anbau einer Zwischenfrucht und/oder Belassen von Ernterückständen auf der Ackerkrume) wird die Verschlammungsneigung der Böden verringert, das Mikroklima in Bodennähe verbessert und die Infiltrationsleistung erhöht.

Pflanzenreste auf dem Boden erhöhen den Fließwiderstand und verringern die Geschwindigkeit des Oberflächenabflusses. Dieser kann durch Re-Infiltration auf ungesättigten Flächen in den Boden gelangen. Dadurch erhöhen sich wiederum die Speicherwirkung des Bodens sowie der verfügbare Wasservorrat für die Feldfrucht.

Aus zahlreichen Rohdaten mehrerer Forschergruppen zu einzelnen Beregnungsversuchen ist eine umfangreiche Beregnungsdatenbank entstanden, wie sie in ihrer Zusammenstellung noch nicht existiert. In ihr sind sowohl die Abflussganglinien der einzelnen Experimente in ihrem zeitlichen Verlauf, die zeit-invarianten (Bodeneigenschaften) wie variablen (Beregnungs- und Bearbeitungseigenschaften) Randbedingungen zu jedem einzelnen Beregnungsversuch sowie punktuelle Messergebnisse (Abflussraten, *time to ponding*, *time to runoff*) enthalten.

Die Daten für die Modellierung stammen aus kleinen, intensiv beprobten Einzugsgebieten (untere Mesoskala bis max. 6,3 km²) aus Projekten des Forschungsverbundes Agrarökosysteme München (FAM, Klostersgut Scheyern) sowie dem BMBF-Projekt *Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet* (Weiherbach-Projekt). Es wurden Datensätze aus konventionell, integriert (optimiert konventionell) und ökologisch bewirtschafteten Einzugsgebieten verwendet.

Die Datensätze der Beregnungsdatenbank wurden umfangreich analysiert: Durch Optimierungsalgorithmen wurden aus den gemessenen Infiltrationsraten der einzelnen Versuche die besten Parameter für ein modifiziertes Infiltrationsmodell nach HORTON ermittelt. Diese optimierten Parameter wurden mit den Boden- und Bearbeitungseigenschaften der Beregnungsexperimente verknüpft und durch statistische Regressionsmethoden geschätzt. Schließlich wurde ein einfach anzuwendendes, aus allgemein verfügbaren Daten bestehendes multiples Regressionsmodell entwickelt, das die infiltrationssteuernden Parameter der modifizierten HORTON-Gleichung hinreichend gut schätzen kann.

Das hydrologische Modellierungssystem WaSiM wurde um zwei Komponenten erweitert, einem Verschlammungsmodul (*SU*), das dem Modul zur Wasserbewegung in der ungesättigten Zone vorangeschaltet ist, und einem Modul zur Abflusskonzentration des Oberflächenabflusses nach dem Ansatz der kinematischen Welle (*SR*).

Die Modellerweiterungen und die zugrundeliegenden Prozessbeschreibungen wurden auf verschiedenen Skalen verifiziert: Auf der Plotskala konnten Beregnungsversuche aus der Datenbank besser simuliert werden als ohne die Modellerweiterung. Durch die konservierende Bodenbearbeitung und die erosionsverringende Fruchtfolge auf den Ackerflächen (Hangskale) des Kloosterguts Scheyern konnte im Modell ein hoher Abflussanteil an Zwischenabfluss (Interflow) nachgewiesen werden, der durch die erhöhte Ausbildung stabiler Makroporen und als zeitlich verzögerte Abflusskomponente größeren Anteil am Gesamtabfluss hat. Bei der Simulation der konventionellen Bodenbearbeitung auf der unteren Mesoskala (Weiherbachgebiet) konnten bei einzelnen Starkregenereignissen räumlich detailliert verschlammungsgefährdete Bereiche ausgewiesen werden.

In der Veranlassung dieser Arbeit wurden folgende Fragen gestellt, die nach Abschluss beantwortet werden sollten.

- Lassen sich die Prozesse der Abflussbildung und –konzentration mit den Modellerweiterungen in WaSiM genauer abbilden als mit den etablierten Ansätzen innerhalb des Modells?

Das erweiterte Modell ist in der Lage, sowohl die verschlammungsgesteuerte Infiltration als auch die Abflussbildung durch Sättigung abzubilden. Eine räumlich hohe Heterogenität und die zeitliche Dynamik bei der Abflussbildung kann damit simuliert werden. Unsicherheiten entstehen durch unvollständige Erfassung der beobachteten Varianz in den Beregnungsexperimenten und durch Beschränkung auf einen Teilprozess, obwohl auch andere Teilprozesse bei der Abflussbildung dominant sein können. Bei der Simulation der Abflusskonzentration zeigte sich, dass eine Unterscheidung zwischen den verschiedenen Bewirtschaftungsformen nur möglich ist, wenn die zugrundeliegenden Daten in einer höheren Detailliertheit vorhanden sind.

- Welche räumliche und zeitliche Auflösung ist geeignet, die Auswirkungen der Prozesse der Abflussbildung und –konzentration prozessorientiert zu simulieren?

Es hat sich gezeigt, dass sowohl in der Simulation einzelner Experimente als auch bei einzelnen Starkregenereignissen die hohe zeitliche Dynamik enorm wichtig ist, um die Prozesse zu erfassen und ihre Wirkung korrekt zu interpretieren. Eine hohe räumliche und zeitliche Auflösung sollte somit nur von der Datenverfügbarkeit limitiert werden.

- Welchen Einfluss hat die Berücksichtigung der dynamischen Abbildung der Landnutzung im Modellierungsprozess?

Der Einfluss der Parametrisierung der einzelnen Feldfrüchte und Bearbeitungsschritte zeigt sich besonders in der unteren Mesoskala. Gerade beim Vergleich zwischen konservierender und konventioneller Bodenbearbeitung im Weiherbachgebiet fehlten hochauflösende Daten zur Bewirtschaftung und Bodenbedeckung für die Ackerflächen im Einzugsgebiet, wie sie im Untersuchungsgebiet Scheyern vorhanden sind. Die positive Wirkung einer bodenschonenden Bearbeitung auf den Oberflächenabfluss konnte dabei im Einzugsgebietsmaßstab nicht bestätigt werden.

- Welche Unsicherheiten sind in der Parametrisierung der bodenphysikalischen Parameter zu berücksichtigen?

Bodenphysikalische Parameter sind meistens nur als Punktmessungen vorhanden und müssen über Pedotransferfunktionen (PTF) regionalisiert werden. Die heterogene Verteilung von Bodeneigenschaften schon in kleinen Maßstäben wie in Scheyern erfordern eine umfangreiche Analyse, um räumliche Differenzen in den bodenhydraulischen Parameter berücksichtigen zu können. Die Unsicherheiten in der Bodenparametrisierung ist und bleibt ein nicht zu vernachlässigendes Problem in der Niederschlags-Abfluss-Modellierung in physikalisch-basierten Modellen.

- Wo liegen die Möglichkeiten und Grenzen eines dezentralen Hochwasserschutzes in der Landwirtschaft (Bewirtschaftungsform und Landnutzung)?

Durch eine angepasste Bewirtschaftungsform (Flächenneugestaltung, infiltrationsfördernde Bewirtschaftung und Etablierung lokaler Maßnahmen) können aus den Beobachtungsdaten oberflächenabflussmindernde Wirkungen und eine Erhöhung von langsamerem Zwischenabfluss identifiziert werden, die Abflussspitzen abschwächen können. In der Modellanwendung zeigte sich diese Zunahme von Interflow auch auf der unteren Mesoskala des Weiherbachgebiets, jedoch konnte eine Abflussminderung an Oberflächenabfluss nicht mit den vorhandenen Daten quantifiziert werden.

Grundsätzlich kann die Modellerweiterung von WaSiM als geeignetes Instrument angesehen werden, die Abflussbildungs- und Abflusskonzentrationsprozesse auf kleinskaliger Anwendung weiter zu untersuchen. Voraussetzung dafür ist allerdings eine enorme Datengrundlage, die zusätzlich zu den in dieser Arbeit verwendeten hydrologischen, meteorologischen und bodenphysikalischen Messgrößen auch die Landnutzung und Bewirtschaftung in geeigneter Weise und in hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung aufnehmen muss.

Die Berechnungsdatenbank, die im Rahmen dieser Arbeit aus den Messkampagnen verschiedener Forschergruppen erstellt wurde, wurde veröffentlicht und kann weiter zur Identifikation des Infiltrationsprozesses verwendet werden. Durch die flexible Gestaltung der Implementierung neuer Regressionsansätze kann der Anwender in WaSiM besser auf eine Erweiterung der Datengrundlage reagieren.

Jedoch zeigen sich Inkonsistenzen innerhalb der Berechnungsdaten, vor allem zwischen den einzelnen Kampagnen. Die Daten sind von unterschiedlicher Güte und teilweise mit unterschiedlichen Methoden entstanden. Methodische Defizite verhindern womöglich allgemein zutreffende Aussagen zur Infiltration unter den gegebenen Konditionen während des Experiments. Es sollten einheitliche Richtlinien für die Durchführung von Beregnungsexperimenten aufgestellt und überwacht werden, um die Ergebnisse generalisieren zu können.

Die Kopplung des erweiterten WaSiM mit Modellen aus der Erosionsforschung könnte einen Antrieb geben, den flächenhaften Stoffaustrag bei verschlammten Oberflächen zu simulieren. Durch die neuen Ansätze kann die Abflussbildung räumlich differenzierter beschrieben werden und dadurch flächenkonzentrierte Ansätze wie das SCS-Verfahren aus Erosionsmodellen mit speziellen Anwendungsbereichen ersetzen. Ein Vorteil des Einsatzes eines physikalisch-basierten Wasserhaushaltsmodells in der Erosionsforschung ist die Abbildung des Zwischenabfluss, der, wie in dieser Arbeit gezeigt, vor allem auf Einzugsflächen mit bodenschonender Bewirtschaftung das Abflussgeschehen beeinflusst.

Ein weiterer Ausblick ist es auch, Übertragungsfunktionen zu erstellen, die eine Abbildung der landwirtschaftlich gesteuerten Prozesse und der Effekte von linearen Landschaftsstrukturen auf größere

Rasterweiten (50 x 50 m) erlauben. Hierdurch könnte den politisch Verantwortlichen ein Instrumentarium an die Hand gegeben werden, um eine optimale Kombination von zentralem, technischen Hochwasserschutz und (dezentralem) Wasserrückhalt in der Fläche zu realisieren.

Klassische deterministische Ansätze wie die verwendete modifizierte Infiltrationsgleichung nach HORTON können die Komplexität der maßgeblichen Prozesse der Abflussbildung nicht eindeutig abbilden und sind möglicherweise nicht die optimalen Methoden. Deswegen kann im Sinne einer vereinfachten Anwendbarkeit und Handhabbarkeit ein statistisches Modell wie in dieser Arbeit gezeigt geeignet sein, um die Abflussbildung aus einfach zu erfassenden Boden- und Bearbeitungsinformationen zu schätzen, ohne sich auf die Beschreibung eines vordefinierten Prozesses der Abflussbildung festzulegen.

Literaturverzeichnis

- ABOUJAOUDE, A., BELLEUIDY, P. & VAUCLIN, M. (1991): A numerical study of infiltration through crusted soils: Flat and other surface configurations. In: *Soil Technology* 4 (1), S. 1–18.
- AD-HOC-AG BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. 5. Auflage, Stuttgart: Schweizerbart.
- ADLER, J. & BEYER, J. (2010): R in a nutshell. Deutsche Ausgabe, O'Reilly.
- AHUJA, L. R. (1974): Applicability of the Green-Ampt Approach to Water Infiltration Through Surface Crust. In: *Soil Science* 118 (5), S. 283–288.
- AHUJA, L. R. (1983): Modeling Infiltration into Crusted Soils by the Green—Ampt Approach. In: *Soil Science Society of America Journal* 47 (3), S. 412–418.
- AHUJA, L. R. & SWARTZENDRUBER, D. (1992): Flow Through Crusted Soils: Analytical and numerical approaches. In: Malcolm E. Sumner und Bobby Alton Stewart (Hg.): Soil crusting. Chemical and physical processes. Boca Raton, Fla: Lewis (Advances in soil science), S. 93–122.
- ANGULO-JARAMILLO, R., VANDERVAERE, J.-P., ROULIER, S., THONY, J.-L., GAUDET, J.-P. & VAUCLIN, M. (2000): Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers: A review and recent developments. In: *Soil and Tillage Research* 55 (1-2), S. 1–29.
- ASSOULINE, S. & MUALEM, Y. (1997): Modeling the Dynamics of Seal Formation and Its Effect on Infiltration as Related to Soil and Rainfall Characteristics. In: *Water Resources Research* 33 (7), S. 1527–1536.
- ASSOULINE, S. & MUALEM, Y. (2000): Modeling the dynamics of soil seal formation: Analysis of the effect of soil and rainfall properties. In: *Water Resources Research* 36 (8), S. 2341–2349.
- ASSOULINE, S. & MUALEM, Y. (2002): Infiltration during soil sealing: The effect of areal heterogeneity of soil hydraulic properties. In: *Water Resources Research* 38 (12), S. 1286.
- AUERSWALD, K. (1984): Die Bestimmung von Faktorenwerten der Allgemeinen Bodenabtragungsgleichung durch künstliche Starkregen. Techn. Univ., München.
- AUERSWALD, K. (1993): Bodeneigenschaften und Bodenerosion. Wirkungswege bei unterschiedlichen Betrachtungsmaßstäben. Berlin, Bornträger.
- AUERSWALD, K. & HAIDER, J. (1996): Runoff Curve Numbers for Small Grain Under German Cropping Conditions. In: *Journal of environmental management* 47, S. 223–228.
- AUERSWALD, K., ALBRECHT, H., KAINZ, M. & PFADENHAUER, J. (2000): Principles of sustainable land-use systems developed and evaluated by the Munich Research Alliance on Agro-Ecosystems (FAM). In: *Petermanns Geographische Mitteilungen* 144 (2), S. 16–25.
- AUERSWALD, K., KAINZ, M., SCHEINOST, A. C. & SINOWSKI, W. (2001): The Scheyern Experimental Farm: Research Methods, the Farming System and Definition of the Framework of Site Properties and Characteristics. In: J. D. Tenhunen, R. Lenz und R. Hantschel (Hg.): Ecosystem Approaches

- to Landscape Management in Central Europe. A Contribution to the IGBP Core Projects BAHC and GCTE: Springer, Berlin, S. 183–194.
- BAUMHARDT, R. L., RÖMKENS, M. J. M., WHISLER, F. D. & PARLANGE, J. Y. (1990): Modeling Infiltration into a Sealing Soil. In: *Water Resources Research* 26 (10), S. 2497–2505.
- BEN-HUR, M., SHAINBERG, I. & MORIN, J. (1987): Variability Of Infiltration In A Field With Surface-sealed Soil. In: *Soil Science Society of America Journal* 51 (5), S. 1299–1302.
- BEVEN, K. & GERMANN, P. (1982): Macropores and water flow in soils. In: *Water Resources Research* 18 (5), S. 1311–1325.
- BEVEN, K. J. (2001): *Rainfall - runoff modelling. The primer*. Chichester, West Sussex: John Wiley & Sons.
- BEVEN, K. J. (2004): Scientific Briefing Robert E. Horton's Perceptual Model of Infiltration Processes. In: *Hydrological Processes* (18), S. 3447 – 3460.
- BEVEN, K. J. & KIRKBY, M. (1979): A physically based variable contributing area model of basin hydrology. In: *Hydrological Sciences Bulletin* 24 (1), S. 43–69.
- BEVEN, K. J. & GERMANN, P. (1980): The role of macropores in the hydrology of field soils. Oxfordshire. Natural Environmental Research Council Report, 69.
- BIANCHIN, S. (2011): *Feldhecken und deren Einfluss auf Hochwasser und Naturschutz unter Berücksichtigung von agrarökonomischen Belangen im Naturraum Erzgebirge*. Dissertation, TU Freiberg, Freiberg.
- BOIFFIN, J. & MONNIER, G. (1985): Infiltration Rate as Affected by Soil Surface Crusting caused by Rainfall. In: *International Symposium on the Assessment of Soil Surface Sealing and Crusting*, S. 210–217.
- BREUER, L., ECKHARDT, K. & FREDE, H.-G. (2003): Plant parameter values for models in temperate climates. In: *Ecological Modelling* 169 (2–3), S. 237–293.
- BRONSTERT, A. (1994): *Modellierung der Abflußbildung und der Bodenwasserdynamik von Hängen*. Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft 46, Karlsruhe.
- BRONSTERT, A., VOLLMER, S. & IHRINGER, J. (1995): Die Bedeutung von Flurbereinigungsmaßnahmen für das Abflussverhalten von Starkniederschlägen in ländlichen Gebieten. In: *Wasser & Boden* 47 (9), S. 29–45.
- BROOKS, R. H. & COREY, A. T. (1964): *Hydraulic properties of porous media*. Hydrology papers, 3, Fort Collins, Colorado.
- BRUTSAERT, W. (1982): *Evaporation into the atmosphere. Theory, history, and applications*. Environmental fluid mechanics 1, Dordrecht u.a., Kluwer.
- BUNDESMINISTERIUM FÜR ERNÄHRUNG, L. U. V. (2011): *Agrarpolitischer Bericht der Bundesregierung 2011*. Hg. v. BMELV. Berlin.
- CARSEL, R. F. & PARRISH, R. S. (1988): Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. In: *Water Resources Research* 24 (5), S. 755–769.
- CARTER, M. R., ANGERS, D. A. & TOPP, G. C. (1999): Characterizing Equilibrium Physical Condition Near the Surface of A Fine Sandy Loam Under Conservation Tillage in A Humid Climate. In: *Soil Science* 164 (2).
- CORRADINI, C., MORBIDELLI, R. & MELONE, F. (1998): On the interaction between infiltration and Hortonian runoff. In: *Journal of Hydrology* 204 (1–4), S. 52–67.

- DARBOUX, F., GASCUEL-ODOUX, C. & DAVY, P. (2002): Effects of Surface Water Storage by Soil Roughness on Overland-Flow Generation. In: *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 27, No. 3 (2002), S. 223-234.
- DE JONG, J. (2007): A C++ expression parser. Online verfügbar unter http://www.speqmath.com/tutorials/expression_parser_cpp/index.html, zuletzt aktualisiert im Januar 2012, zuletzt geprüft am 26.10.2012.
- DELBRÜCK, M. (1997): Großflächiges Bromid-Tracerexperiment zur räumlichen und zeitlichen Variabilität des Wassertransports an einem Lößhang. Heidelberg.
- DEMIRCAN, A. (1995): Die Nutzung fernerkundlich bestimmter Pflanzenparameter zur flächenhaften Modellierung von Ertragsbildung und Verdunstung. Münchener Universitätschriften, Fakultät für Geowissenschaften, 20. München: Geobuch-Verlag.
- DESTATIS (2012): Land- und Forstwirtschaft, Fischerei. Wachstum und Ernte - Feldfrüchte - 2011. Statistisches Bundesamt. Wiesbaden. Online verfügbar unter https://www.destatis.de/DE/Publikationen/Thematisch/LandForstwirtschaft/ErnteFeldfruechte/FeldfruechteJahr2030321117164.pdf?__blob=publicationFile, zuletzt geprüft am 15.07.2012.
- DIDSZUN, J. (2004): Experimentelle Untersuchungen zur Skalenabhängigkeit der Abflussbildung. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 19, Institut für Hydrologie, Freiburg (Breisgau).
- DIEKKRÜGER, B. (1992): Standort- und Gebietsmodelle zur Simulation der Wasserbewegung in Agrarökosystemen. Braunschweig: Institut für Geographie und Geoökologie der Technischen Universität Braunschweig (Landschaftsökologie und Umweltforschung, 19).
- DIEKKRÜGER, B. & BORK, H. R. (1994): Temporal Variability of Soil Surface Crust Conductivity. In: *Soil Technology* 7 (1), S. 1–18.
- DOOGE, J. (1973): Linear theory of hydrologic systems. Washington, DC (Technical Bulletin, 1468).
- DUAN, Q. (2003a): Global Optimization for Watershed Model Calibration. In: Qingyun Duan (Hg.): Calibration of watershed models. Washington, DC: American Geophysical Union (Water science and application, 6), S. 89–104.
- DUAN, Q. (Hg.) (2003b): Calibration of watershed models. Washington, DC: American Geophysical Union (Water science and application, 6).
- DUAN, Q. Y., GUPTA, V. K. & SOROOSHIAN, S. (1993): Shuffled complex evolution approach for effective and efficient global minimization. In: *Journal of Optimization Theory and Applications* 76 (3), S. 501–521.
- DUAN, Q., SOROOSHIAN, S. & GUPTA, V. K. (1992): Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. In: *Water Resources Research* 28 (4), S. 1015–1031.
- DUAN, Q., SOROOSHIAN, S. & GUPTA, V. K. (1994): Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. In: *Journal of Hydrology* 158 (3–4), S. 265–284.
- DULEY, F. L. (1939): Surface factors affecting the rate of intake of water by soils. In: *Soil Science Society of America Proceedings* 4, S. 60–64.
- DUNNE, T. (1978): Field studies of hillslope flow processes. In: M. J. Kirkby (Hg.): Hillslope hydrology. Chichester, S. 227–293.
- DYCK, S. (Hg.) (1980): Angewandte Hydrologie Teil 1: Berechnung und Regelung des Durchflusses der Flüsse. 2., völlig überarb. Auflage, Berlin: Verl. für Bauwesen.
- DYCK, S. & PESCHKE, G. (1995): Grundlagen der Hydrologie. Berlin: Verlag für Bauwesen.

- EHLERS, W. (1996): Wasser in Boden und Pflanze. Dynamik des Wasserhaushalts als Grundlage von Pflanzenwachstum und Ertrag, 26 Tabellen. Stuttgart (Hohenheim): Ulmer.
- EHRET, U. (2012): (Un-)sicherheiten in der hydrologischen Modellierung und Vorhersage. In: *Korrespondenz Wasserwirtschaft* 5 (6), S. 316–321.
- ELA, S. D., GUPTA, S. C. & RAWLS, W. (1992): Macropore and Surface Seal Interactions affecting Water Infiltration into Soil. In: *Soil Science Society of America Journal* 56 (3), S. 714–721.
- FARRES, P. (1978): The role of time and aggregate size in the crusting process. In: *Earth Surface Process* 3 (3), S. 243–254.
- FARRES, P. & MUCHENA, J. (1996): Spatial patterns of soil crusting and their relationship to crop cover. In: *Catena* 26 (3-4), S. 247–260.
- FELDWISCH, N. (1999): Einflüsse land- und forstwirtschaftlicher Maßnahmen auf den Hochwasserabfluß. Wissensstand, Skalenprobleme, Modellansätze. Hennef: GFA Ges. zur Förderung der Abwassertechnik (DVWK-Materialien, 7/1999).
- FIENER, P. & AUERSWALD, K. (2003a): Concept and effects of a multi-purpose grassed waterway. In: *Soil Use and Management* 19 (1), S. 65–72.
- FIENER, P. & AUERSWALD, K. (2003b): Effectiveness of Grassed Waterways in Reducing Runoff and Sediment Delivery from Agricultural Watersheds. In: *Journal of Environmental Quality* 32 (3), S. 927–936.
- FIENER, P. & AUERSWALD, K. (2005): Measurement and modeling of concentrated runoff in grassed waterways. In: *Journal of Hydrology* 301 (1-4), S. 198–215.
- FIENER, P. & AUERSWALD, K. (2006): Seasonal variation of grassed waterway effectiveness in reducing runoff and sediment delivery from agricultural watersheds in temperate Europe. In: *Soil & Tillage Research* 87 (1), S. 48–58.
- FIENER, P. & AUERSWALD, K. (2007): Möglichkeiten der Abfluss- und Stofftransportkontrolle durch landwirtschaftliche Maßnahmen und ihre Kombination im Landschaftsmaßstab. In: Konrad Miegel, Ellen-Rose Trübger und Hans B. Kleeberg (Hg.): Einfluss von Bewirtschaftung und Klima auf Wasser- und Stoffhaushalt. Beiträge zum Tag der Hydrologie 2007, 22. - 23. März 2007 an der Universität Rostock (Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 20.07), S. 23–36.
- FIENER, P. & AUERSWALD, K. (2009): Spatial variability of rainfall on a sub-kilometre scale. In: *Earth Surface Processes and Landforms* 34 (6), S. 848–859.
- FIENER, P., AUERSWALD, K. & VAN OOST, K. (2011a): Spatio-temporal patterns in land use and management affecting surface runoff response of agricultural catchments-A review. In: *Earth-Science Reviews* 106 (1-2), S. 92–104.
- FIENER, P., AUERSWALD, K. & WEIGAND, S. (2005): Managing erosion and water quality in agricultural watersheds by small detention ponds. In: *Agriculture Ecosystems & Environment* 110 (3-4), S. 132–142.
- FIENER, P., GOVERS, G. & VAN OOST, K. (2008): Evaluation of a dynamic multi-class sediment transport model in a catchment under soil-conservation agriculture. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 33 (11), S. 1639–1660.
- FIENER, P., SEIBERT, S. P. & AUERSWALD, K. (2011b): A compilation and meta-analysis of rainfall simulation data on arable soils. In: *Journal of Hydrology* 409 (1–2), S. 395–406.
- FIENER, P., AUERSWALD, K., WINTER, F. & DISSE, M. (eingereicht): Statistical analysis and modelling of surface runoff from arable fields.

- FLANAGAN, D. & NEARING, M. A. (1995): USDA-Water Erosion Prediction Project (WEPP). Hg. v. USDA-ARS-MWA. National Soil Erosion Research Laboratory. West Lafayette (Report Nr. 10).
- FOHRER, N. (1995): Auswirkungen von Bodenfeuchte, Bodenart und Oberflächenbeschaffenheit auf Prozesse der Flächenerosion durch Wasser. Techn. Univ, Berlin.
- GERLINGER, K. (1997): Erosionsprozesse auf Lößböden. Experimente und Modellierung. Zugl.: Karlsruhe, Univ., Diss., 1996. Karlsruhe: Institut für Wasserbau u. Kulturtechnik (Mitteilungen des Institutes für Wasserbau und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe (TH), "Theodor-Rehbock-Laboratorium", 194).
- GERMANN, P.F. & BEVEN, K. (1986): A Distribution Function Approach to Water Flow in Soil Macropores Based on Kinematic Wave Theory. In: *Journal of Hydrology* (83), S. 173 – 183.
- GEROLD, G., REUM, R. & WAGNER, S. (1992): Flächenhafte Erfassung der Bodenparameter, Bodendifferenzierung und Bodenerosion. In: E. J. Plate (Hg.): Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet - Schlußbericht zur 1.Phase des BMFT- Verbundprojektes. Weiherbach-Projekt. Karlsruhe: Eigenverlag (IHW, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft Universität Karlsruhe (TH)), S. 157–202.
- GILLEY, J. E. & FINKNER, S. (1991): Hydraulic Roughness Coefficients as Affected by Random Roughness. In: *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 34.
- GILLEY, J. E., KOTTWITZ, E. R. & WIEMAN, G. A. (1991): Roughness coefficients for selected residue materials. In: *Journal of Irrigation and Drainage Engineering - American Society of Civil Engineers* 117 (4), S. 503–514.
- GILLEY, J. E., KOTTWITZ, E. R. & WIEMAN, G. A. (1992): Darcy-Weisbach Roughness Coefficients for Gravel and Cobble Surface. In: *Journal of irrigation and drainage engineering* 118 (1), S. 104–112.
- GOVERS, G., TAKKEN, I. & HELMING, K. (2000): Soil roughness and overland flow. In: *Agronomie*, S. Vol. 20, No. 2 (2000), S. 131-146.
- GRAYSON, R. & BLÖSCHL, G. (2001): Spatial patterns in catchment hydrology. Observations and modelling. Cambridge U.K., New York: Cambridge University Press.
- GREEN, W. & AMPT, G. (1911): Studies of soil physics. The flow of air and water through soils. In: *Journal of Agricultural Science* 4, S. 1–24.
- GRUNDMANN, J. (2010): Analyse und Simulation von Unsicherheiten in der flächendifferenzierten Niederschlags-Abfluss-Modellierung. Dresden, Techn. Univ., Fak. Forst-, Geo- und Hydrowissenschaften, Diss., 2009. Dresden: Techn. Univ. Institut für Hydrologie und Meteorologie (Dresdner Schriften zur Hydrologie).
- GURRATH, P. (2009): Landwirtschaft in Deutschland und der Europäischen Union 2009. Wiesbaden: Statistisches Bundesamt.
- HAIDER, J. (1994): Herbizide in Oberflächenabfluß und Bodenabtrag. Feldversuche mit simulierten Regen. Dissertation. TU München. Fakultät für Landwirtschaft und Gartenbau.
- HEINEMANN, E. & FELDHAUS, R. (2003): Hydraulik für Bauingenieure. Mit 23 Tabellen. 2. Aufl. Stuttgart: Teubner.
- HEINISCH, T. (2010): Entwicklung eines Entscheidungsunterstützungssystems zur Anpassung an den Klimawandel am Beispiel der Wasserwirtschaft. Universität der Bundeswehr München, Fakultät für Bauingenieur- und Vermessungswesen.

- HELLMEIER, C. (2001): Stofftransport in der ungesättigten Zone der landwirtschaftlich genutzten Flächen in Scheyern, Oberbayern (Tertiärhügelland). Neuberger, München.
- HELMHOLTZ-ZENTRUM MÜNCHEN, W. W. M. (Hg.): <http://fam.weihenstephan.de/>. Online verfügbar unter <http://fam.weihenstephan.de/>, zuletzt geprüft am 28.08.2012.
- HORTON, R. E. (1933): The role of infiltration in the hydrological cycle. In: *Transactions of the American Geophysical Union* 14, S. 446–460.
- HORTON, R. E. (1939): Analysis of runoff plot experiments with varying infiltration capacity. In: *Transactions of the American Geophysical Union* 20, S. 693–694.
- HORTON, R. E. (1940): An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. In: *Proceedings of the Soil Science Society of America* 5, S. 399–417.
- JANSSON, P. & KARLBERG, L. (2001): Coupled heat and mass transfer model for soil-plant-atmosphere system. Stockholm.
- JOHANNES, B. (2001): Ausmaß und Ursachen kleinräumiger Niederschlagsvariabilität und Konsequenzen für die Abflussbildung. Zugl.: München, Techn. Univ., Diss., 2001. Aachen: Shaker (FAM-Bericht, 50).
- JOSCHKO, M., SÖCHTIG, W. & LARINK, O. (1992): Functional relationship between earthworm burrows and soil water movement in column experiments. In: *Soil Biology and Biochemistry* 24 (12), S. 1545–1547.
- KLADIVKO, E. J. (2001): Tillage systems and soil ecology. XVth ISTRO Conference on Tillage at the Threshold of the 21st Century: Looking Ahead. In: *Soil and Tillage Research* 61 (1–2), S. 61–76.
- KLAGHOFER, E. (1985): Einfluss der landwirtschaftlichen Bodennutzung auf den Oberflächenabfluss bei Starkregen. Petzenkirchen: Bundesanstalt für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt.
- KLAUS, J. (2011): Preferential Flow in a cultivated lower meso-scale catchment: observation, modelling and implications for solute transport. Technische Universität München.
- KNAPEN, A., POESEN, J. & BAETS, S. DE (2008): Rainfall-induced consolidation and sealing effects on soil erodibility during concentrated runoff for loess-derived topsoils. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 33 (3), S. 444–458.
- KOSTRA-DWD 2000. Koordinierte Starkniederschlags-Regionalisierungs-Auswertungen (2006). Version 2.1. Offenbach: ITWH.
- KREITER, T. (2006): Dezentrale und naturnahe Retentionsmaßnahmen als Beitrag zum Hochwasserschutz in mesoskaligen Einzugsgebieten der Mittelgebirge. Univ. Trier.
- LANG, R., MÜLLER, A. & LENZ, R. (2001): Modelling Seasonal Dynamics of Matter Transport and Cycling from Patch to Landscape: Extrapolating from the Scheyern Experimental Farm. In: J. D. Tenhunen, R. Lenz und R. Hantschel (Hg.): *Ecosystem Approaches to Landscape Management in Central Europe. A Contribution to the IGBP Core Projects BAHC and GCTE*: Springer, Berlin, S. 249–262.
- LE BISSONNAIS, Y. & SINGER, M. J. (1993): Seal Formation, Runoff, and Interrill Erosion from Seventeen California Soils. In: *Soil Science Society of America Journal* 57 (1), S. 224–229.
- LE BISSONNAIS, Y., BENKHADRA, H., CHAPLOT, V., FOX, D., KING, D. & DAROUSSIN, J. (1998a): Crusting, runoff and sheet erosion on silty loamy soils at various scales and upscaling from m² to small catchments. In: *Soil and Tillage Research* 46 (1-2), S. 69–80.

- LE BISSONNAIS, Y., FOX, D. & BRESSON, L.-M. (1998b): Incorporating Crusting Processes in Erosion Models. In: John Boardman und David Favis-Mortlock (Hg.): *Modelling soil erosion by water*. Berlin, London: Springer (NATO ASI series), S. 237–246.
- LE BISSONNAIS, Y., RENAUX, B. & DELOUCHE, H. (1995): Interactions between soil properties and moisture content in crust formation, runoff and interrill erosion from tilled loess soils. *Experimental Geomorphology and Landscape Ecosystem Changes, Proceedings Memorial Symposium Prof. Jan Ploey*. In: *Catena* 25 (1-4), S. 33–46.
- LÉONARD, J., ANCELIN, O., LUDWIG, B. & RICHARD, G. (2006): Analysis of the dynamics of soil infiltrability of agricultural soils from continuous rainfall-runoff measurements on small plots. In: *Journal of Hydrology* 326 (1-4), S. 122–134.
- LINDENSCHMIDT, K.-E., OLLESCH, G. & RODE, M. (2004): Physically-based hydrological modelling for non-point phosphorus transport in small and medium-sized river basins. In: *Hydrological Sciences-Journal des Sciences Hydrologiques* 49 (3), S. 495–510.
- LINDNER, K. (1982): Der Strömungswiderstand von Pflanzenbeständen. *Mitteilungen / Leichtweiß-Institut für Wasserbau der Technischen Universität Braunschweig*, 75.
- LISCHEID, G. (2009): Non-linear visualization and analysis of large water quality data sets a model-free basis for efficient monitoring and risk assessment. In: *Stochastic environmental research and risk assessment* (23), S. 977–990.
- LÖPMEIER, F.-J. (1983): Agrarmeteorologisches Modell zur Berechnung der aktuellen Verdunstung (AMBAV). Braunschweig: Dt. Wetterdienst Zentrale Agrarmeteorologische Forschungsstelle Braunschweig (Beiträge zur Agrarmeteorologie, 1983, 7).
- LOUCKS, D. P., VAN BEEK, E. & STEDINGER, J. R. (2005): *Water resources systems planning and management. An introduction to methods, models and applications*. Paris: UNESCO (Studies and reports in hydrology).
- LUTZ, W. (1984): Berechnung von Hochwasserabflüssen unter Anwendung von Gebietskenngrößen. Zugl.: Karlsruhe, Univ., Diss., 1984. *Mitteilungen / Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe*, 24.
- MAIDMENT, D. R. (1993): *Handbook of hydrology*. New York, McGraw-Hill.
- MARTIN, W. (1988): Die Erodierbarkeit von Böden unter simulierten und natürlichen Regen und ihre Abhängigkeit von Bodeneigenschaften. Dissertation. Technische Universität, München. Fakultät für Landwirtschaft und Gartenbau.
- MAURER, T. (1997): Physikalisch begründete, zeitkontinuierliche Modellierung des Wassertransports in kleinen ländlichen Einzugsgebieten. Diss. Universität Karlsruhe, Karlsruhe. Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft.
- MCINTYRE, D. S. (1958): Soil Splash and the Formation of Surface Crusts By Raindrop Impact. In: *Soil Science* 85 (5), S. 261–266.
- MENDEL, H.-G. (2000): *Elemente des Wasserkreislaufs. Eine kommentierte Bibliographie zur Abflußbildung*. 1. Aufl. Berlin: Analytica.
- MERZ, B. (1996): Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Vorgangs in kleinen Einzugsgebieten unter Berücksichtigung der natürlichen Variabilität. Univ, Karlsruhe, Karlsruhe.
- MICHAEL, A. (2000): Anwendung des physikalisch begründeten Erosionsprognosemodells EROSION 2D/3D. Empirische Ansätze zur Ableitung der Modellparameter. Dissertation. Technische Universität Bergakademie, Freiberg. Fakultät für Geowissenschaften, Geotechnik und Bergbau.

- MILLINGTON, R. J. & QUIRK, J. P. (1961): Permeability of porous solids. In: *Trans. Faraday Soc* 57, S. 1200–1207.
- MOORE, I. (1981a): Effect of Surface Sealing on Infiltration. In: *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 24, S. 1546–1552.
- MOORE, I. (1981b): Infiltration Equations Modified for Surface Effects. In: *Journal of Irrigation and Drainage Engineering - American Society of Civil Engineers* 107, S. 71–86.
- MOORE, I., LARSON, C., SLACK, D., WILSON, B., IDIKE, F. & HIRSCHI, M. (1981): Modelling Infiltration: A Measurable Parameter Approach. In: *Journal of Agricultural Engineering Research* 26, S. 21–32.
- MORIN, J. & BENYAMINI, Y. (1977): Rainfall infiltration into bare soils. In: *Water Resources Research* 13, S. 813–817.
- MORIN, J., BENYAMINI, Y. & MICHAELI, A. (1981): The effect of raindrop impact on the dynamics of soil surface crusting and water movement in the profile. In: *Journal of Hydrology* 52 (3-4), S. 321–335.
- MUALEM, Y. (1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. In: *Water Resources Research* 12, S. 513–522.
- MUALEM, Y., ASSOULINE, S. & RÖHDENBURG, H. (1990): Rainfall induced soil seal (C) A dynamic model with kinetic energy instead of cumulative rainfall as independent variable. In: *Catena* 17 (3), S. 289–303.
- NIEHOFF, D. (2001): Modellierung des Einflusses der Landnutzung auf die Hochwasserentstehung in der Mesoskala. Universität Potsdam Institut für Geoökologie, Brandenburgische Umweltberichte 11.
- PAKOSCH, S. (2011): Development of a fuzzy rule based expert system for flood forecasts within the meso-scale Upper Main basin. Universität der Bundeswehr München, Fakultät für Bauingenieur- und Vermessungswesen, Neubiberg, Institut für Wasserwesen.
- PASCHE, E. (1984): Turbulenzmechanismen in naturnahen Fließgewässern und die Möglichkeiten ihrer mathematischen Erfassung. Technische Hochschule Aachen.
- PÉCSI, M. & RICHTER G. (1996): Löss. Herkunft - Gliederung - Landschaften, 49 Tabellen im Text und auf 4 Faltbeilagen. Berlin, Stuttgart: Borntraeger (Zeitschrift für Geomorphologie : Supplement).
- PERL, T., AUERSWALD, K. & SCHRÖDER, R. (1999): Dämpfung und Verminderung des Oberflächenabflusses in Agrarlandschaften durch begrünte Abflussmulden. In: *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* (91), S. 1305–1306.
- PFÜTZNER, B. (2002): ARC/EGMO. In: Barben, M., Hodel, H.-P., Kleeberg, H.-B., Spreafico, M. und Weingartner, R. (Hg.): Übersicht über Verfahren zur Abschätzung von Hochwasserabflüssen-Erfahrungen aus den Rhein-anliegerstaaten. Bericht Nr. I-19 der Internationalen Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes-KHR, S. 151-154.
- PLATE, E. J. & ZEHE, E. (Hg.) (2008): Hydrologie und Stoffdynamik kleiner Einzugsgebiete. Prozesse und Modelle, mit 90 Tabellen. Stuttgart: Schweizerbart.
- PÖHLER, H. A. (2006): Anpassung von WaSiM-ETH und die Erstellung und Berechnung von Landnutzungs- und Klimaszenarien für die Niederschlag-Abfluss-Modellierung am Beispiel des Osterzgebirges. Techn. Univ., Göttingen, Freiberg (Sachsen).
- R DEVELOPMENT CORE TEAM (2009): R: A Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing. Vienna, Austria. Online verfügbar unter <http://www.R-project.org>.
- RAES, D., STEDUTO, P., HSIAO, T. & FERERES, E. (2010): AquaCrop Reference Manual. Annexes. FAO.

- RAWLS, W. & BRAKENSIEK, D. L. (1989): Estimation of Soil Water Retention and Hydraulic Properties. In: H. J. Morel-Seytoux (Hg.): Unsaturated flow in hydrologic modeling. Theory and Practice. Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop on Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling. Arles France 13 - 17 June 1988. Dordrecht: Kluwer (NATO ASI series: Ser. C, Mathematical and physical sciences, 275), S. 275–300.
- RAWLS, W. J. & RICHARDSON, H. H. (1983): Runoff curve numbers for conservation tillage. In: *Journal of Soil and Water Conservation* 38 (6), S. 494–496.
- REIMANN, C., FILZMOSE, P., GARRETT, R. F. & DUTTER, R. (2008): Statistical Data Analysis Explained. Applied Environmental Statistics with R. Chichester: John Wiley & Sons.
- RICHARDS, L. A. (1931): Capillary conduction of liquids through porous mediums. In: *Physics* 1 (5), S. 318–333.
- RICHTER, G. (1998): Bodenerosion. Analyse und Bilanz eines Umweltproblems, mit 38 Tabellen. Darmstadt: Wiss. Buchges.
- RIEGER, W. (2012): Prozessorientierte Modellierung dezentraler Hochwasserschutzmaßnahmen. Dissertation. Universität der Bundeswehr München, Fakultät für Bauingenieur- und Vermessungswesen, Neubiberg. Institut für Wasserwesen.
- RIEGER, W., WINTER, F. & DISSE, M. (2010): Uncertainties of soil parameterisation in process-based simulation of distributed flood control measures. In: *Advances in Geosciences* 27, S. 121–129.
- RITZ, D. (2000): Computergestützte Bildanalyse des Bodenbedeckungsgrades unter besonderer Berücksichtigung der Regionalisierung pflanzen- und bodenkundlicher Parameter. Univ., Diss.--Karlsruhe, 1999. Karlsruhe: Institut für Geographie und Geoökologie der Univ. (Karlsruher Schriften zur Geographie und Geoökologie, 9).
- RÖMKENS, M. J. M., PRASAD, S. N. & PARLANGE, J. Y. (1990): Surface seal development in relation to rainstorm intensity. In: Rorke B. Bryan (Hg.): Soil erosion. Experiments and models. Cremlingen-Destedt: Catena-Verl. (Catena supplement, 17), S. 1–11.
- ROO, A. P. J. DE & RIEZEBOS, H. T. (1992): Infiltration experiments on loess soils and their implications for modelling surface runoff and soil erosion. In: *Catena* 19 (2), S. 221–239.
- ROO, A. P. J. DE, WESSELING, C. G. & RITSEMA, C. J. (1996): LISEM: A Single-Event Physically Based Hydrological and Soil Erosion Model for Drainage Basins. I: Theory, Input and Output. In: *Hydrological Processes* 10 (8), S. 1107–1117.
- ROTH, C. H. (1992): Die Bedeutung der Oberflächenverschlammung für die Auslösung von Abfluss und Abtrag. Fachgebiete Bodenkunde und Regionale Bodenkunde, Institut für Ökologie, Technische Universität Berlin (Bodenökologie und Bodengese, 6).
- ROTH, C. H., HELMING, K. & FOHRER, N. (1995): Oberflächenverschlammung und Abflußbildung auf Böden aus Löß und pleistozänen Sedimenten. In: *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde* 158 (1), S. 43–53.
- ROYSTON, P. (1995): Remark AS R94: A Remark on Algorithm AS 181: The W-test for Normality. In: *Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics)* 44 (4), S. 547–551.
- SCHÄFER, D. (1999): Bodenhydraulische Eigenschaften eines Kleineinzugsgebietes. Vergleich und Bewertung unterschiedlicher Verfahren. Karlsruhe: Institut für Hydromechanik (Dissertationsreihe am Institut für Hydromechanik der Universität Karlsruhe, 1999/1).
- SCHAEFFER, F., SCHACHTSCHABEL, P. & BLUME, H.-P. (2010): Lehrbuch der Bodenkunde. 16. Aufl., Heidelberg: Spektrum Akad. Verl.

- SCHEINOST, A. C. (1995): Pedotransfer-Funktionen zum Wasser- und Stoffhaushalt einer Bodenlandschaft. Techn. Aachen: Shaker (FAM-Bericht, 6).
- SCHEINOST, A. C. & AUERSWALD, K. (1995): Pedotransfer-Funktionen zur Erzeugung von Wasserretentionskurven unter Berücksichtigung bimodaler Porensysteme. In: *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* 76, S. 141–144.
- SCHEINOST, A. C., SINOWSKI, W. & AUERSWALD, K. (1997): Regionalization of soil water retention curves in a highly variable soilscape, 1. Developing a new pedotransfer function. In: *Geoderma* 78 (3-4), S. 129–143.
- SCHERER, U. (2008): Prozessbasierte Modellierung der Bodenerosion in einer Lösslandschaft. Dissertation, Universität Karlsruhe, Karlsruhe.
- SCHERRER, S. (1997): Abflussbildung bei Starkniederschlägen. ETH Zürich. Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie.
- SCHERRER, S., NAEF, F., FAEH, A. O. & CORDERY, I. (2007): Formation of runoff at the hillslope scale during intense precipitation. In: *Hydrology and Earth System Sciences* 11 (2), S. 907–922.
- SCHERZER, J., PÖHLER, H. A., JASPER, K. & SAMES, D. (2006): KliWEP - Abschätzung der Auswirkungen der für Sachsen prognostizierten Klimaveränderungen auf den Wasser- und Stoffhaushalt im Einzugsgebiet der Parthe. Abschlussbericht Teil 2: Weiterentwicklung von WaSiM-ETH und Durchführung von Testsimulationen.
- SCHIFFLER, G. R. (1992): Experimentelle Erfassung und Modellierung der Infiltration stärkerer Niederschläge unter realen Feldbedingungen. TU Karlsruhe, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft / Mitteilungen, 40.
- SCHMIDT, W., ZIMMERLING, B., NITZSCHE, O. & KRÜCK, S. (2001): Conservation Tillage - A New Strategy in Flood Control. In: J. Marsalek (Hg.): *Advances in urban stormwater and agricultural runoff source controls*. Dordrecht, Boston: Kluwer Academic Publishers, Published in cooperation with NATO Scientific Affairs Division (NATO science series, 6), S. 287–292.
- SCHMIDT, W., ZIMMERLING, B., NITZSCHE, O. & ZACHARIAS, S. (2007): Möglichkeiten der Hochwasserminderung in der Landwirtschaft. In: Klaus Röttcher, Gero Koehler und Hans B. Kleeberg (Hg.): *Dezentraler Hochwasserschutz*. Beiträge zum Seminar am 4./5. Juni 2007 in Leipzig. Hefef: Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und, Dt. Vereinigung für Wasserwirtschaft Abwasser und Abfall (Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 19).
- SCHNUG, E. & HANEKLAUS, S. (2002): Landwirtschaftliche Produktionstechnik und Infiltration von Böden - Beitrag des ökologischen Landbaus zum vorbeugenden Hochwasserschutz. In: *Landbauforschung Völkenrode* 52 (4), S. 197–203.
- SCHNUG, E., ROGASIK, J., PANTEN, K. & PAULSEN, H. H. S. (2004): Ökologischer Landbau erhöht die Versickerungsleistung von Böden - ein unverzichtbarer Beitrag zum vorbeugenden Hochwasserschutz. In: *Ökologie & Landbau* 132 (4), S. 53–55.
- SCHRÖDER, P., HUBER, B., GERL, G. & MUNCH, J. (Hg.) (2004): Abschlussbericht der III. Hauptphase 1999-2003. Forschungsverbund Agrarökosysteme München: Erfassung, Prognose und Bewertung nutzungsbedingter Veränderungen in Agrarökosystemen und deren Umwelt. Forschungsverbund Agrarökosysteme. Neuherberg: GSF Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit (FAM-Bericht, 62).
- SCHRÖDER, R. (2000): Modellierung von Verschlammung und Infiltration in landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten. Sankt Augustin: Asgard-Verlag (Bonner geographische Abhandlungen, 101).

- SCHRÖDER, R. & AUERSWALD, K. (2000): Modellierung des Jahresgangs der verschlammungsinduzierten Abflussbildung in kleinen landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten. In: *Zeitschrift für Kulturtechnik und Landentwicklung* 41, S. 167–172.
- SCHULLA, J. (1997): Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen. Dissertation. Eidgenössische Technische Hochschule Zürich.
- SCHULLA, J. (2012): Model Description WaSiM. Water balance Simulation Model.
- SCHULLA, J. & JASPER, K. (2007): WaSiM-ETH Model Description. Water Balance Simulation Model ETH.
- SCHWÄRZEL, K. & PUNZEL, J. (2007): Hood infiltrometer - A new type of tension infiltrometer. In: *Soil Science Society of America Journal* 71 (5), S. 1438–1447.
- SCHWERTMANN, U., VOGL, W. & KAINZ, M. (1987): Bodenerosion durch Wasser. Vorhersage des Abtrags und Bewertung von Gegenmaßnahmen. Stuttgart: Ulmer.
- SCHWIENTEK, M. (2008): Biogeochemical characterization of the groundwater system at the Test Field Scheyern using environmental isotopes. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 27. Institut für Hydrologie, Universität Freiburg. Freiburg (Breisgau).
- SEIBERT, S. P., AUERSWALD, K., FIENER, P., DISSE, M., MARTIN, W., HAIDER, J. et al. (2011): Surface runoff from arable land - a homogenized data base of 726 rainfall simulation experiments. Online verfügbar unter DOI: 10.1594/GFZ.TR32.2.
- SHIPITALO, M. J. & EDWARDS, W. M. (1996): Effects of Initial Water Content on Macropore/Matrix Flow and Transport of Surface-Applied Chemicals. In: *Journal of Environmental Quality* 25 (4), S. 662–670.
- SHIRAZI, M. A., HART, J. W. & BOERSMA, L. (1988): A Unifying Quantitative Analysis of Soil Texture: Improvement of Precision and Extension of Scale. In: *Soil Science Society of America Journal* 52 (1), S. 181–190.
- SIEGERT, K. (1978): Oberflächenabfluss von landwirtschaftlichen Nutzflächen infolge von Starkregen. Techn. Univ., Braunschweig.
- SIEKER, F. (2002): Innovativer Ansatz eines vorbeugenden Hochwasserschutzes durch dezentrale Maßnahmen im Bereich der Siedlungswasserwirtschaft sowie der Landwirtschaft im Einzugsgebiet der Lausitzer Neiße. Endbericht, DBU-Projekt. Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und Landwirtschaftlichen Wasserbau, Hannover.
- ŠIMUNEK, J., ŠEJNA, M., SAITO, H., SAKAI, M. & VAN GENUCHTEN, M. T. (2009): The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media. Version 4.08, HYDRUS Software Series 3. Riverside, California.
- SINOWSKI, W., SCHEINOST, A. C. & AUERSWALD, K. (1997): Regionalization of soil water retention curves in a highly variable soilscape, 2. Comparison of regionalization procedures using a pedotransfer function. In: *Geoderma* 78 (3-4), S. 145–159.
- SMUL (2012): Agrarbericht in Zahlen 2011. Sächsisches Staatsministerium für Umwelt und Landwirtschaft. Dresden. Online verfügbar unter <https://publikationen.sachsen.de/bdb/artikel/15330>.
- SOMBROEK, W. (1986): Introduction to the Subject. In: F. Callebaut, D. Gabriels und M. de Boedt (Hg.): Assessment of Soil Surface Sealing and Crusting. Proceedings of the Symposium held in Ghent, Belgium. Ghent, S. 1–7.

- STEDUTO, P., HSIAO, T., RAES, D. & FERERES, E. (2009): AquaCrop-The FAO Crop Model to Simulate Yield Response to Water I. Concepts and Underlying Principles. In: *Agronomy journal*.
- UHLENBROOK, S. & LEIBUNDGUT, C. (1997): Abflussbildung bei Hochwasser in verschiedenen Raumskalen. In: *Wasser & Boden* 49 (13 - 22).
- VAN GENUCHTEN, M. T. (1980): A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. In: *Soil Science Society of America Journal* 44 (5), S. 892–898.
- VAN WESEMAEL, B., POESEN, J. & FIGUEIREDO, T. DE (1995): Effects of rock fragments on physical degradation of cultivated soils by rainfall. In: *Soil and Tillage Research* 33 (3-4), S. 229–250.
- VERECKEN, H., MAES, J., FEYEN, J. & DARIUS, P. (1989): Estimating the Soil Moisture Retention Characteristic From Texture, Bulk Density, and Carbon Content. In: *Soil Science* 148 (6).
- WARD, R. & ROBINSON, M. (2000): Principles of hydrology. 4. Aufl. London: McGraw-Hill.
- WEIGAND, S., AUERSWALD, K., PILLER, W., KAINZ, M. & WESTROP, J. (1995): Erosions- und Hochwasserschutz durch Rückhaltebecken in landwirtschaftlichen Kleineinzugsgebieten. In: *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* (76), S. 1377–1378.
- WEIß, A. (2009): Beitrag unterschiedlicher Bodenbearbeitungsverfahren und Bewirtschaftungsformen der Landwirtschaft zur Reduzierung des Hochwasserabflusses. Kasseler Wasserbau / Reihe Mitteilungen, 17.
- WINTER, F. & DISSE, M. (2010): Saturated hydraulic conductivity from field measurements compared to pedotransfer functions in a heterogeneous arable landscape. In: *Journal of Earth Science* 21 (6), S. 923–930.
- WINTER, F. & DISSE, M. (2011): Prozessorientierte Modellierung der Abflussbildung auf verschlammungsanfälligen Agrarflächen. In: G. Blöschl und Ralf Merz (Hg.): Hydrologie & Wasserwirtschaft - von der Theorie zur Praxis. Beiträge zum Tag der Hydrologie am 24./25. März 2011 an der Technischen Universität Wien. Hennef (Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 30.11), S. 65–74.
- WISCHMEIER, W. H. & SMITH, D. D. (1958): Rainfall Energy and Its Relationship to Soil Loss. In: *Transactions of the American Geophysical Union*, S. 285–291.
- WISCHMEIER, W. H. & SMITH, D. D. (1978): Predicting Rainfall Erosion Losses. A Guide to Conservation Planning. Washington: Gov. Print. Off (Agriculture Handbook, Prep. by Science and Education Administration, U.S. Department of Agriculture, 537).
- ZEHE, E. (1999): Stofftransport in der ungesättigten Bodenzone auf verschiedenen Skalen. Karlsruhe, Univ., Karlsruhe.
- ZEHE, E. & BLÖSCHL, G. (2004): Predictability of hydrologic response at the plot and catchment scales: Role of initial conditions. In: *Water Resources Research* 40 (10).
- ZEHE, E., BECKER, R., BÁRDOSSY, A. & PLATE, E. (2005): Uncertainty of simulated catchment runoff response in the presence of threshold processes: Role of initial soil moisture and precipitation. In: *Journal of Hydrology* 315 (1–4), S. 183–202.
- ZIMMERLING, B. (2004): Beregnungsversuche zum Infiltrationsverhalten von Ackerböden nach Umstellung der konventionellen auf konservierende Bodenbearbeitung. Zugl.: Hannover, Univ., Diss., Osnabrück: Der Andere Verlag.
- ZIMMERMANN, A. & PAKOSCH, S. (2008): Kurzbeschreibung zur Anwendung des Shuffled Complex Evolution (SCE-UA) Algorithmus für WaSiM-ETH. Unveröffentlichtes Manual. Professur für Wasserwirtschaft und Ressourcenschutz, Universität der Bundeswehr München.

- ZIMMERMANN, A., DISSE, M. & AUERSWALD, K. (2008): Modelling Infiltration into Crusted Soils by a Modified Horton Equation. In: *Geophysical Research Abstracts* 10.
- ZIMMERMANN, L. (2001): Abflusskomponenten aus hydrologischen Modellen unterschiedlicher Skalenbereiche im Bayerischen Tertiärhügelland. In: *Jahresbericht der GSF Institut für Hydrologie*, S. 88–106.
- ZUIDEMA, P. K. (1985): Hydraulik der Abflußbildung während Starkniederschlägen. Eine Untersuchung mit Hilfe numerischer Modelle unter Verwendung plausibler Bodenkennwerte. Diss. ETH Zürich, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie.

Anhang

Anhang A Ausschnitt aus der Steuerdatei mit der Bodenparametrisierung für das Verschlämmungsmodul

Auszug aus der Steuerdatei von WaSiM 8.10.0, Abschnitt [SiltungUpModul]

```
[SiltungUpModel]
1 # 0=ignore this module, 1 = run the module
$time # duration of a time step in minutes
3 # method: 1=traditional (default if this line is missing),
# 2=read eight regression parameters for
# individual control over i0, ie and Cv, 3=use
# free expressions
$outpath//sdis//$grid//.$code//$year $hour_mean
# statistics for silting up disposition
$outpath//qdsu//$grid//.$code//$year $hour_mean
# direct discharge from silting up module
$outpath//$SDISPgrid # grid with actual silting up disposition
$Writegrid # writegrid for this grid
$outpath//$RPAUSgrid # grid with actual rain pause length (for getting ekin for
# events longer than a time step and for regeneration of
# soil)
$Writegrid # writegrid for this grid
$outpath//$EKIN_grid # grid with actual kinetic energy of the event
$Writegrid # writegrid for this grid
$outpath//$TSBB_grid # grid with actual time since last soil tillage
$Writegrid # writegrid for this grid
$outpath//$QDSU_grid # grid with direct runoff from silting up model (will be
# used in unsatzonmodel!)
$Writegrid # writegrid for this grid
1 # range for subbasin codes
1.0 # minimum Rainpause to separate two precipitation events
# (in days)
$readgrids # readgrid code 0 do not read, 1 = read grids
65.1 # for method 2: parameter A in I_0 = A (initial
# infiltration capacity, in method 0 defined as 65 mm/h)
12.21 # for method 2: parameter B in I_end = B*(dg^C)*(fd^D)
# (in method 0 defined as 12.2)
0.521 # for method 2: parameter C in I_end = B*(dg^C)*(fd^D)
# (in method 0 defined as 0.52)
-0.641 # for method 2: parameter D in I_end = B*(dg^C)*(fd^D)
# (in method 0 defined as -0.64)
0.0131 # for method 2: parameter E in Cv =
# E*(fd^F)*(dg^G)*(t_cult^H) (in method 0 defined as 0.013)
-1.031 # for method 2: parameter F in Cv =
# E*(fd^F)*(dg^G)*(t_cult^H) (in method 0 defined as -1.03)
0.71 # for method 2: parameter G in Cv =
# E*(fd^F)*(dg^G)*(t_cult^H) (in method 0 defined as 0.7)
-0.191 # for method 2: parameter H in Cv =
# E*(fd^F)*(dg^G)*(t_cult^H) (in method 0 defined as -0.19)
SiltungUpExpressions {
W = ((P>0.05)&(P<76.2))* (11.89+8.73*log10(Abs(P+0.001))) + (P>=76.2)*28.33;
Y = 3.3 - 0.4 * A + 0.5 * B + 4.6 * C + 9.1 *L + 21.5 * M + 1.8 * Log(O);
Z = 1.735 - 0.0002 * A -0.0169 * B - 0.0037 * C - 1.7120 * L - 1.722 * M -
1.717 * N - 0.0022 * Log(O) ;
X = 10^(2.253 + 28.556 * Z - 0.0946 * Log(O));
# attention: only starting with V= and following following expressions
# will be called after internal update of Q. V must be set only after
# this internal update, but any other expression may be placed herunder
# for preparation of the V-call. However, they will be called before the
# internal update of Q, so they should not touch any of the variables
# needed for EKIN update
V = ((X-Y)*exp(-Z*Q)+Y)*R/60;
}
```

Auszug aus der Steuerdatei von WaSiM 8.10.0, Abschnitt [soil_table], Beispiel für einen Bodentypen aus dem Untersuchungsgebiet Forschungsgut Scheyern:

```

210180 profil_1      {method = MultipleHorizons;
  SU_PAR01          = 15.49      ;
  SU_PAR02          = 1.31      ;
  SU_PAR03          = 4.04      ;
  GrainSizeDist    = 0.283    0.462    0.215    0.027    0.013    0.000    0.000
  PMacroThresh     = 2.08E-01   ;
  MacroCapacity    = 4          ;
  CapacityRedu     = 1          ;
  MacroDepth       = 0.8        ;
  horizon          = 1          2          3          4          5          ;
  Name             = Ls2        Lu         Lt2        Lt3        Lt2        ;
  ksats            = 2.89E-06   1.25E-06  7.22E-07  7.22E-07  7.22E-07  ;
  k_recession      = $krec      $krec    $krec    $krec    $krec    ;
  theta_sat        = 0.43       0.45     0.41     0.41     0.41     ;
  theta_res        = 0.078      0.067    0.095    0.095    0.095    ;
  alpha            = 3.6        2         1.9      1.9      1.9      ;
  Par_n            = 1.56       1.41     1.31     1.31     1.31     ;
  Par_tau          = 0.5        0.5      0.5      0.5      0.5      ;
  thickness        = 0.058      0.05     0.16     0.31     0.63     ;
  layers           = 5          2         1         1         56       ;
}

```

Anhang B Ausschnitt aus der Steuerdatei mit der Bodenparametrisierung für Surface Routing

Auszug aus der Steuerdatei von WaSiM 8.10.0, Abschnitt [SurfaceRoutingModel]

```
[SurfaceRoutingModel]
1                # 0=ignore this module, 1 = run the module
$time           # duration of a time step in minutes
2                # method: 1=MultipleFlowPaths for diverging areas,
                #         2=single flowpaths (nearest direction as
                #         given by aspect)
$outpath//qdsr//$grid//.$code//$year $routing_code
                # direct discharge from surface routing module
$outpath//qisr//$grid//.$code//$year $routing_code
                # interflow from surface routing module
$outpath//qbsr//$grid//.$code//$year $routing_code
                # baseflow from surface routing module
$outpath//qgsr//$grid//.$code//$year $routing_code
                # total discharge from surface routing module
$outpath//$surfspeed_grid
                # grid with actual flow velocity of surface flow in m/s
$Writegrid      # writegrid for this grid
$outpath//$surfflux_grid
                # grid with actual flow amounts of surface flow in
                # m^3/s
$Writegrid      # writegrid for this grid
0.001           # maximum wake lenght iteration difference (if
                # Delta_A_n1 < this value, iteration for a_NL stops)
40              # maximum number of iterations for a_NL
0.0001          # maximum flow velocity iteration difference (if Delta
                # v is less than this value, iteration stops)
40              # maximum number of iterations for v
1               # shortest sub-time step in seconds
3600            # longest allowed sub time step (even if flow travel
                # times are longer, the time step is subdivided into
                # sub timesteps of this lenght) be careful: tracers
                # are mixed much faster when multiple sub time steps
                # are applied
0.02            # minimum water depth for regarding roughness of crops
                # in m (shallower sheet flow: only roughness of bare
                # soil will be regarded)
2.0             # ConcentrationFactor takes into account the micro
                # scale concentration of flow pathes, flow will take
                # place on a fraction of the cell only, so the amount
                # flowing per meter width will be multiplied by this
                # factor (1..n)
$readgrids      # readgrid code 0 do not read, 1 = read grids
```

Auszug aus der Steuerdatei von WaSiM 8.10.0, Abschnitt [landuse_table], Beispiel für konservierende Bearbeitung von Winterweizen in Scheyern:

```

10 Winterweizen      {method = VariableDayCount;
  SoilTillage =      233    304;
  RootDistr   =      1;
  TReduWet    =      0.95;
  LimitReduWet =      0.5;
  HReduDry    =      3.45;
  IntercepCap =      0.65;
  JulDays     =      1     133   157   189   198   216   217   ;
  Albedo      =      0.2   0.2   0.2   0.2   0.2   0.2   0.2   ;
  rsc         =      90    80    80    80    80    80    90    ;
  rs_interception =      0.5  0.5  0.5  0.5  0.5  0.5  0.5  ;
  rs_evaporation =      200  200  200  200  200  200  200  ;
  LAI         =      0.3   2.45  2.84  3.59  3.8   1.57  0.3   ,
  Z0          =      0.01  0.03  0.07  0.08  0.09  0.09  0.09  ;
  VCF         =      0.01  0.1   0.51  0.61  0.56  0.47  0.46  ;
  RootDepth   =      0.12  0.57  0.65  0.77  0.8   0.8   0.1   ;
  AltDep      =      0     0     0     0     0     0     0     ;
  # now some parameters for surface routing will follow. They are optional,
  # the default value is given at the start of the comment.
  SR_cultivation = conserving; # default: other; type of cultivating the surface;
                               possible values: conserving (c),
                               nonconserving (nc), other (o)
  (c)
  SR_ResidCovrg =      0.55  0.4   0.09  0.02  0.05  0.09  0.09  ;
  # default: 0.01 fraction of soil covered by stones, and residuals (mulch);
  (c) SR_rough_coeff1 = 0.00207 1.46 0.302;
  # coefficients for k_st-calculation for conserving landuse, Reynolds number < 20000
  (c) SR_rough_coeff2 = 0.000192 1.03 -0.0978 ;
  # coefficients for k_st-calculation for conserving landuse, Reynolds number >= 20000
}

```

Anhang C Beschreibung des C++ Parsers in der WaSiM-Steuerdatei

Seit Version 8.10.0 ist in WaSiM ein Parser in das Verschlammungsmodul (*SU*) integriert, mit dem die Berechnungen des verschlammungsgesteuerten Oberflächenabfluss flexibel angepasst werden können. Durch die Implementierung ist es möglich, verschiedene eigens definierte Regressionsbeziehungen in der Steuerdatei zu definieren. Somit ist es dem Benutzer freigestellt, welche Gleichungen er für die Schätzung der HORTON-Parameter verwendet.

Der Parser beruht auf dem Quellcode von DE JONG (2007). Mathematische Ausdrücke können mit dem Parser direkt in die WaSiM-Steuerdatei geschrieben werden. Um den Parser zu nutzen, muss im Abschnitt [*SiltingUpModel*] der Steuerdatei die Methode 3 gewählt werden (Anhang A).

Dann erwartet WaSiM eine Reihe von Anweisungen, die in einem Block `SiltingUpExpressions{}` zusammengefasst sind. Die Anweisungen müssen folgenden Regeln genügen:

- Anweisungen folgen algebraischen Regeln
- Jede Zeile enthält eine einzige Anweisung, die mit einem Strichpunkt geschlossen wird
- Jede Zeile weist einer internen Variablen einen Wert zu oder aktualisiert ihn

Folgende Ausdrücke können verwendet werden:

Operatoren (aufsteigende Priorität pro Zeile, keine Priorität innerhalb eine Zeile)

& << >>	(AND, OR, BITSHIFTLLEFT, BITSHIFTRIGHT)
= <> < > <= >=	(EQUAL, UNEQUAL, SMALLER, LARGER, SMALLEREQ, LARGEREQ)
+ -	(PLUS, MINUS)
* / %	(MULTIPLY, DIVIDE, MODULUS, XOR)
^	(POW)
!	(FACTORIAL)

Funktionen

Abs(arg), *Exp(arg)*, *Sign(arg)*, *Sqrt(arg)*, *Log(arg)*, *Log10(arg)*, *Sin(arg)*, *Cos(arg)*, *Tan(arg)*, *ASin(arg)*, *ACos(arg)*, *ATan(arg)*, *Factorial(arg)*

Variablen

Pi, *Euler* (ersetzt *e*)

Eine Reihe von internen Variablen ist bereits von WaSiM vorbelegt. Diese sind im Einzelnen:

Variable	Beschreibung
A – J	SU_PAR01 – SU_PAR10 aus dem Abschnitt <code>[soiltable]</code> für zusätzliche nicht belegte Variablen
K	geometrischer Korngrößendurchmesser dg in $[\mu\text{m}]$, intern berechnet nach SHIRAZI et al. 1988
L	Sandgehalt in [-]
M	Tongehalt in [-]
N	Schluffgehalt in [-]
O	Tage seit der letzten Bodenbearbeitung TsT in [d]
P	Niederschlagsintensität in [mm/h], aus Niederschlagsinput (z.B. <code>precipitation.tab</code>)
Q	E_{kin} in $[\text{J}/\text{m}^2]$, berechnet aus Niederschlagsenergie und Bedeckungsgrad
R	Simulationszeitschritt in [min]

Folgende Variablen erwartet WaSiM als Ausgabe der Regressionsgleichungen:

Z	Verschlämmungsneigung c_v $[\text{m}^2/\text{J}]$
Y	Endinfiltrationsrate f_e [mm/h]
X	Anfangsinfiltrationsrate f_0 [mm/h]
W	Aktuelle kinetische Energie pro Zeitschritt
V	Potentielle verschlämmungsgesteuerte Infiltrationsrate nach Gleichung [4.1]

Bei der Anordnung der Anweisungen ist weiterhin zu beachten:

- Anweisungen für die Variablen W, X, Y, und Z müssen unabhängig voneinander sein.
- Anweisung für V muss als letzte in der internen Reihenfolge stehen, da V von allen anderen Werten abhängt.
- Weitere Anweisungen für Zwischenergebnisse können innerhalb des Parsers verwendet werden, aber vor ihrer weiteren Verwendung.
- Die Variablen A – J werden im Abschnitt `[soiltable]` definiert und entsprechen den Ausdrücken SU_PAR01 – SU_PAR10. Wenn diese Variablen global verwendet werden, können sie auch direkt in der Anweisungsliste stehen.

Die Verwendung des Expression Parsers ist extrem zeitaufwändig und verlangsamt die Leistung von WaSiM erheblich. Es wird daher empfohlen, diese Funktion nur für kleinräumige Anwendungen (geringe Zellenanzahl) oder auf Hochleistungsrechnern zu nutzen.

Anhang D Darstellung der Regressionsmodelle für die einzelnen Berechnungsversuche

Nachfolgend sind alle gebildeten Abfolgen (SEQ) der Berechnungsdatenbank (n=336) mit den entwickelten Regressionsmodellen und den optimierten Verläufen nach dem modifizierten HORTON-Modell dargestellt.

Nicht in jedem Diagramm können alle Modelle dargestellt werden.

Einzig das statistische Abflussmodell (*StatMod*) aus Kapitel 6.3 konnte auf alle Trockenläufe der einzelnen Sequenzen angewendet werden und auf die Infiltrationsraten f_{pot} umgerechnet werden.

In Diagrammen, die nur Infiltrationsverlauf aus *StatMod* aufweisen, wurden die zugehörigen SEQ im Preprocessing zur Schätzung der HORTON-Parameter - wie in Kapitel 6.1.2 erläutert - verworfen.

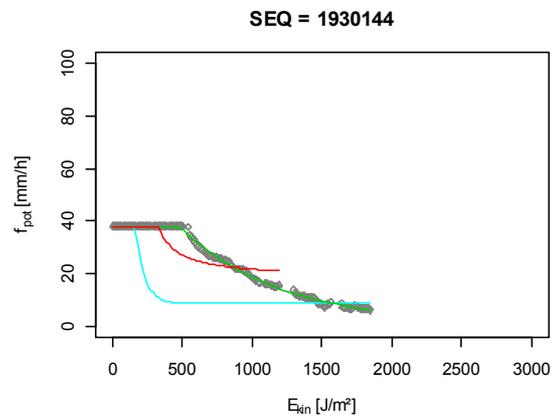
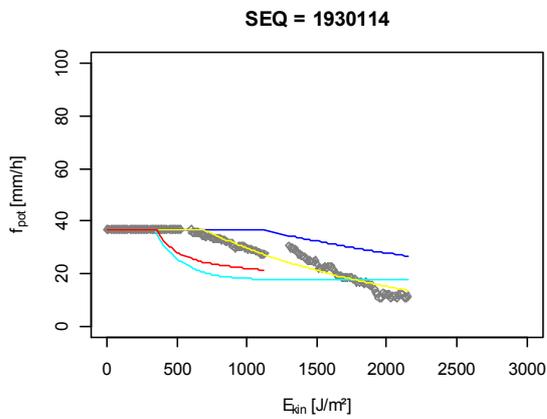
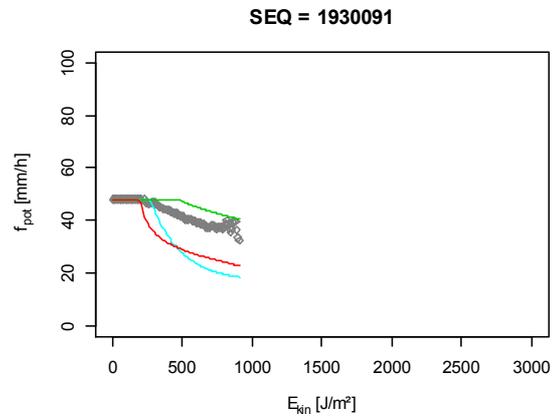
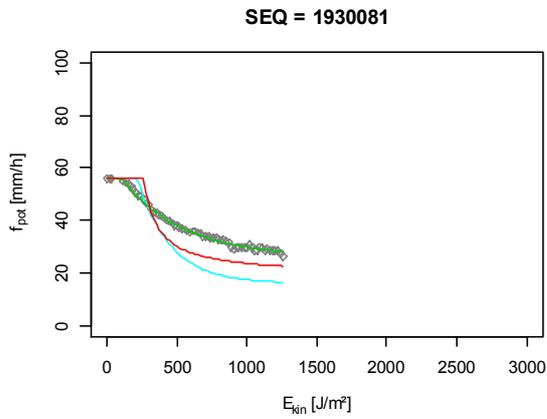
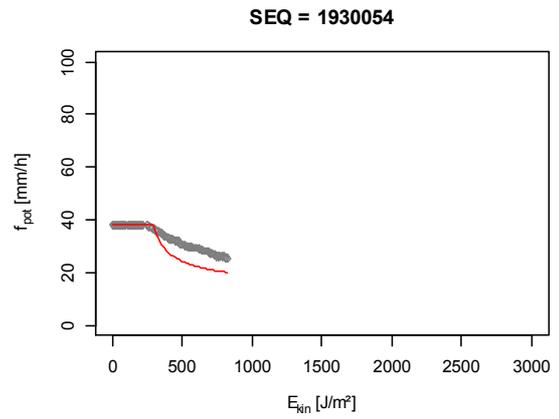
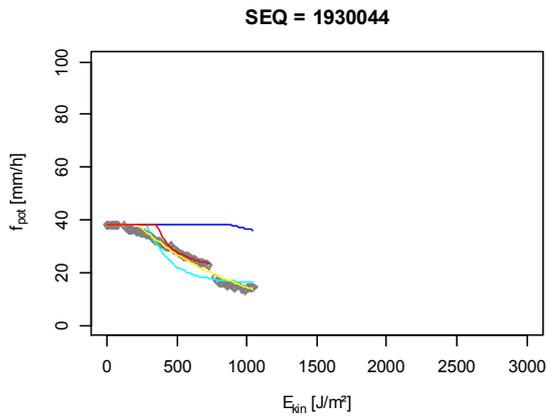
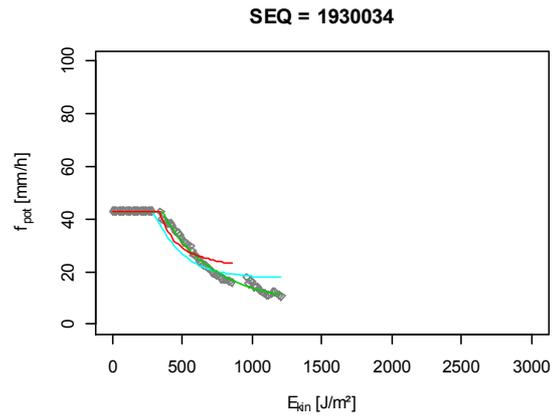
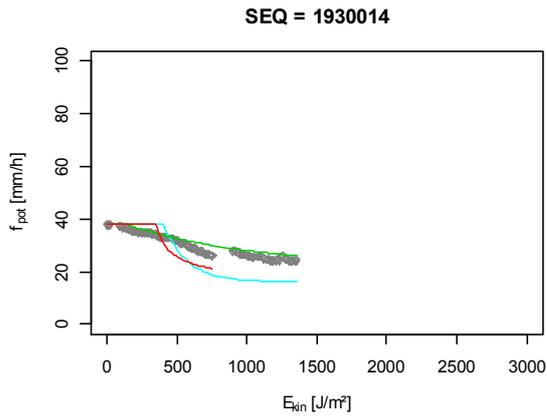
Alle SEQ, die sich im Kalibrierungsdatensatz (*HorKal*) befinden, zeigen in den Diagrammen zudem die Optimierung (*Opt*) sowie die Schätzung nach dem Multiplen Regressionsmodell aus Kapitel 6.2.2 (*RegMod*).

Sequenzen aus dem Validierungsdatensatz (Kapitel 6.1.3) zeigen die Ergebnisse der Optimierungsalgorithmen *SA* und *NLS*, die keine ähnlichen Ergebnisse lieferten.

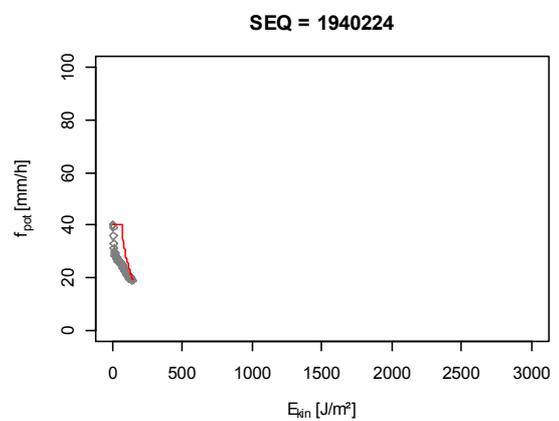
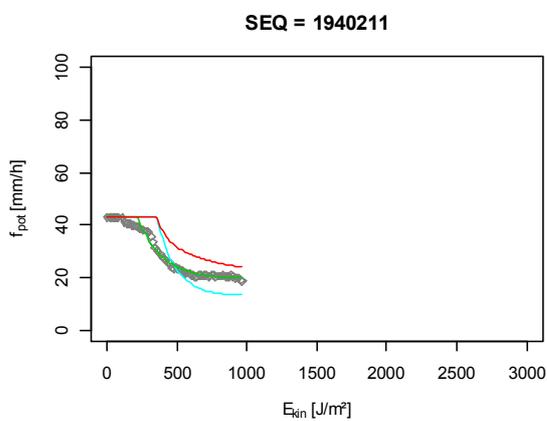
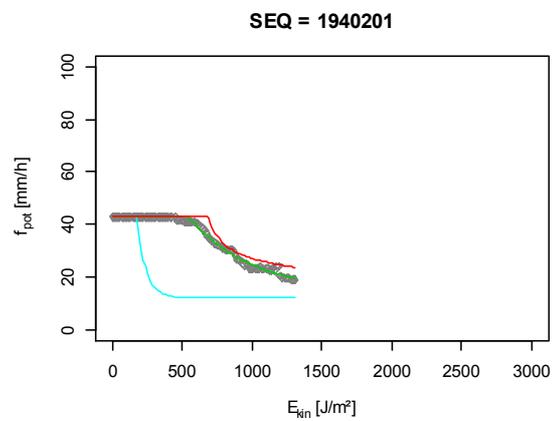
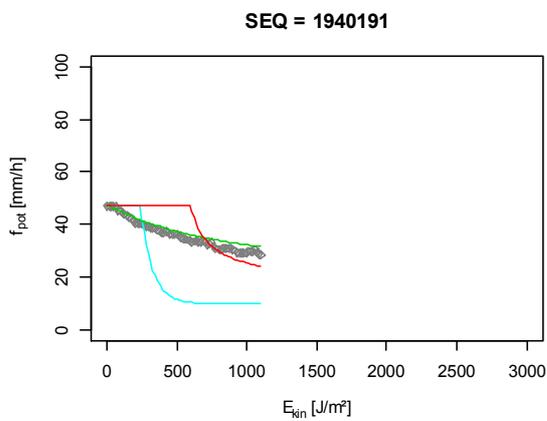
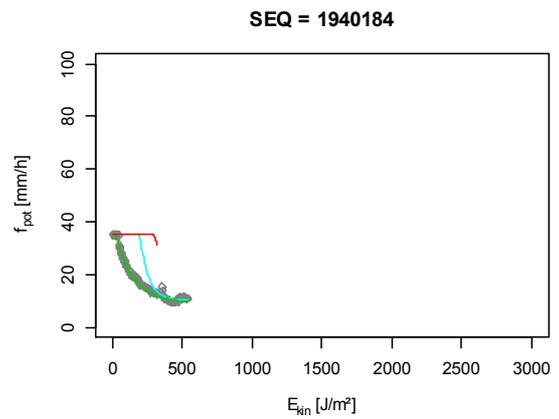
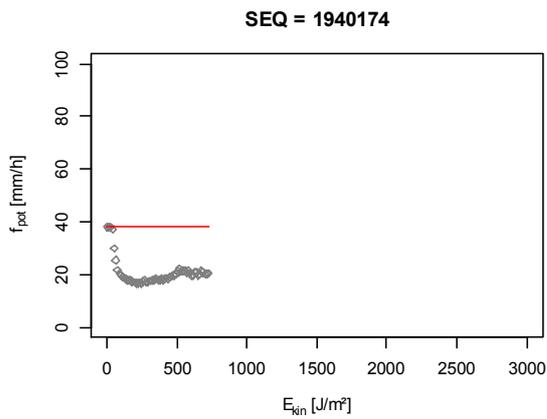
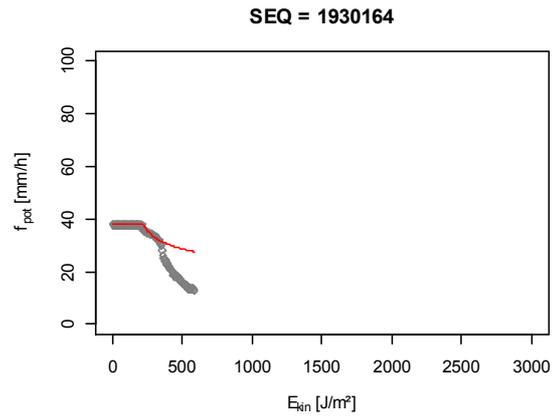
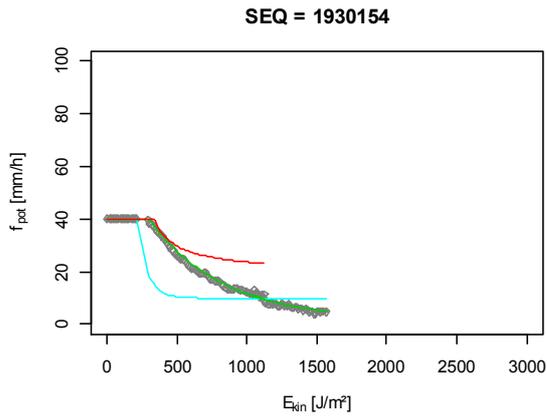
Modell	Anzahl <i>n</i>
<i>StatMod</i>	336
<i>RegMod</i>	252
<i>Opt</i>	213
<i>SA</i>	39
<i>NLS</i>	39

Die 7stellige Codierung der SEQ folgt der Definition aus SEIBERT et al. (2011) und wird in nachfolgender Tabelle erläutert.

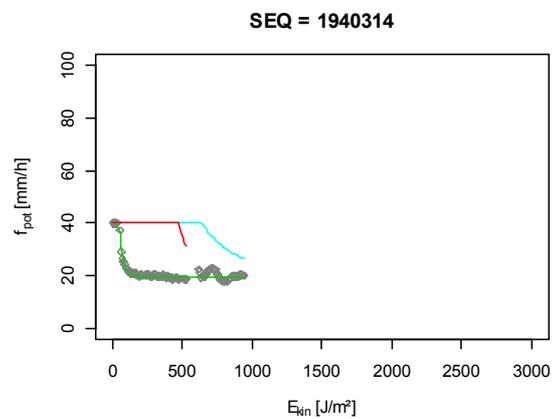
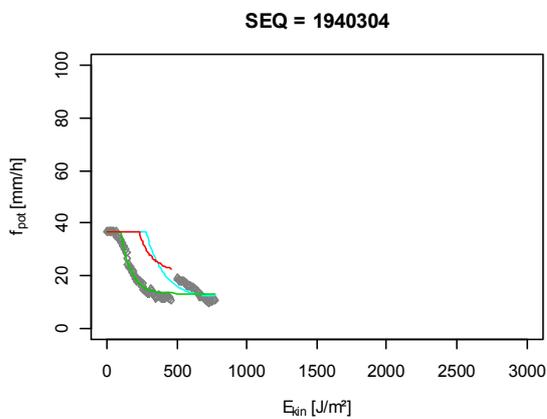
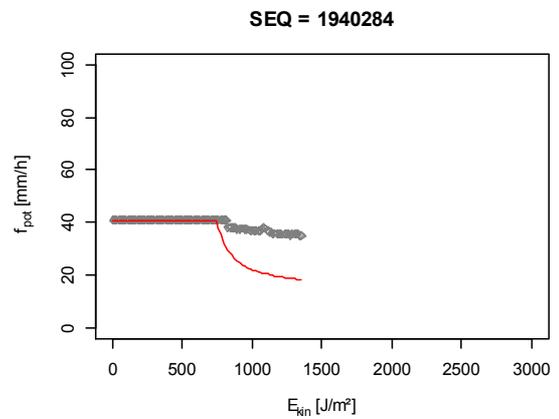
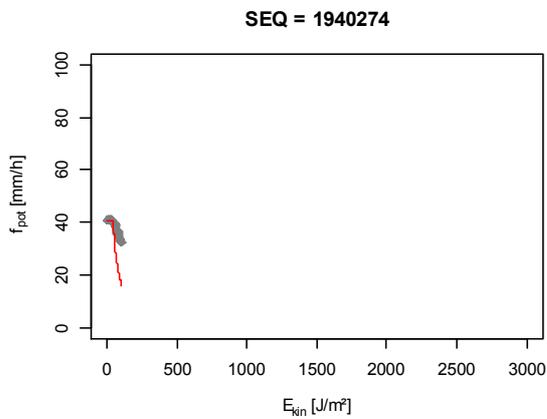
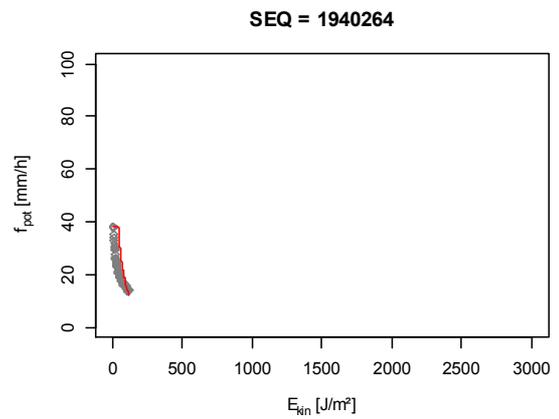
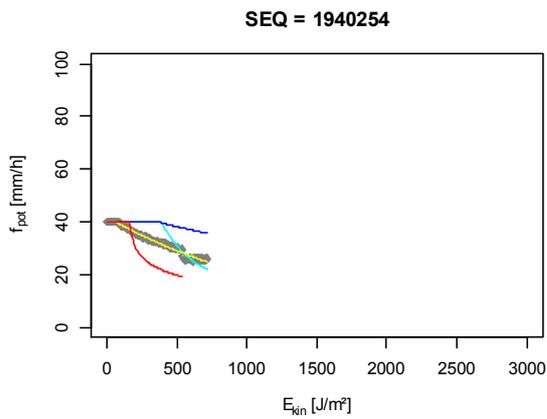
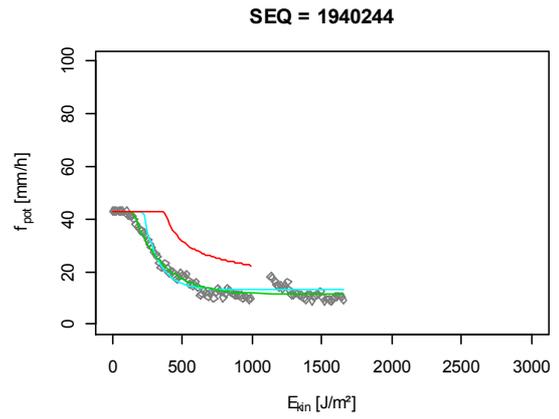
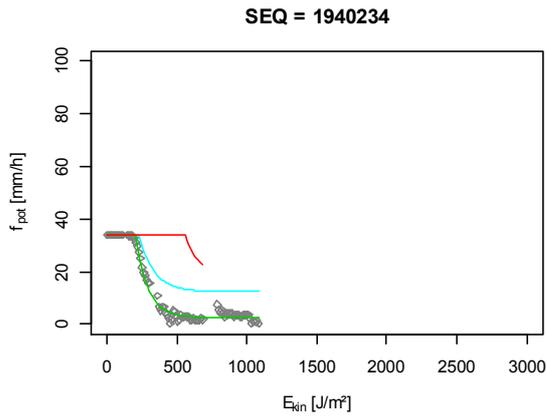
Ziffer in Identifikationsnummer							Bedeutung
1	2	3	4	5	6	7	komplette 7stellige Identifikationsnummer für SEQ
1							bezeichnet den Teildatensatz (Kap. 4.1.2)
	2	3					bezeichnet das Jahr der Durchführung
			4				bezeichnet die Nummer der Messkampagne innerhalb eines Jahres. 0 in allen Fällen außer für den Teildatensatz WS
1				5	6		bezeichnet die Codierung für den Boden
						7	bezeichnet die Zusammensetzung der Abfolge in einzelne Läufe. Mögliche Kombinationen sind: 1 = nur Trockenlauf, 2 = nur Feuchtlauf, 3 = nur Nasslauf, 4 = Kombination aus Trocken- und Feucht-/Nasslauf, 5 = nur Feucht- und Nasslauf



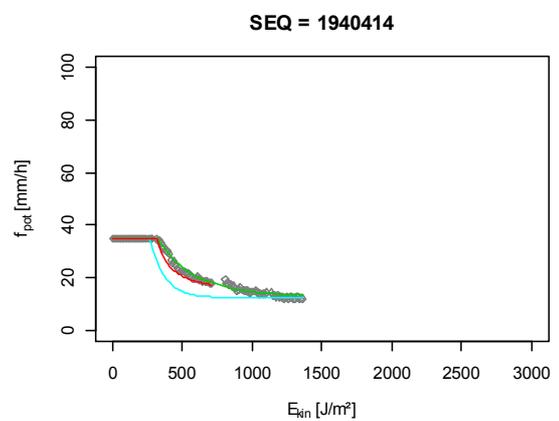
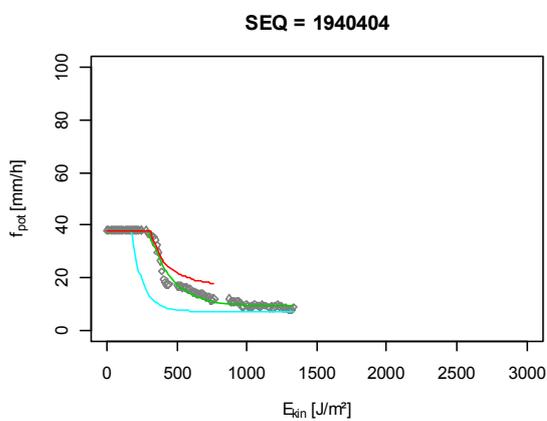
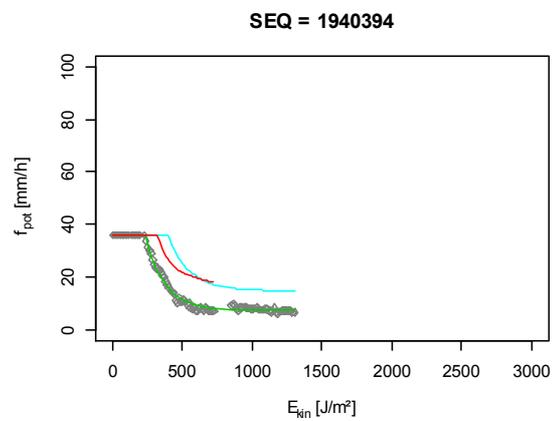
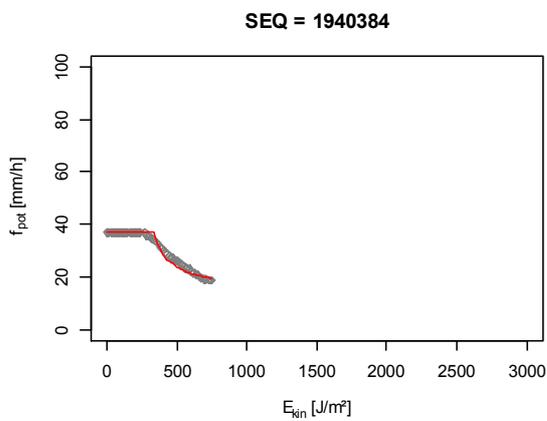
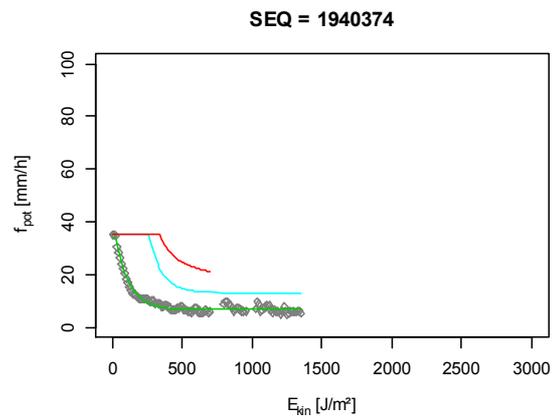
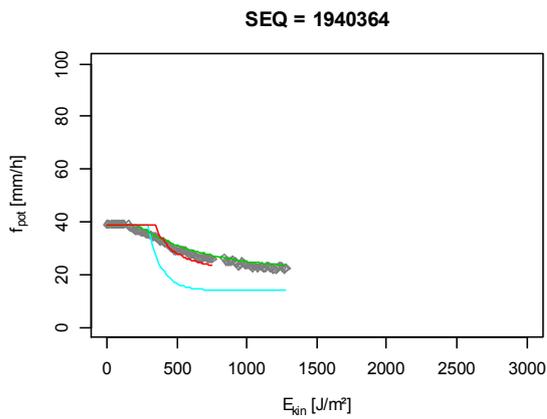
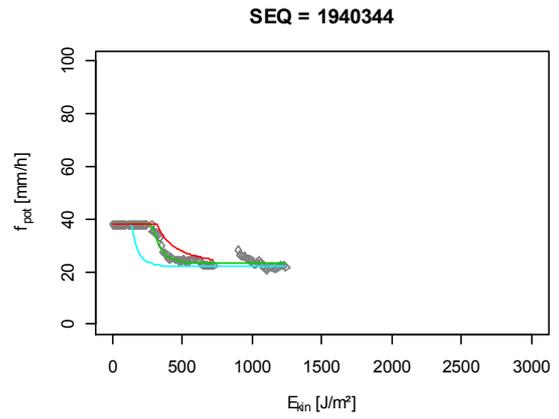
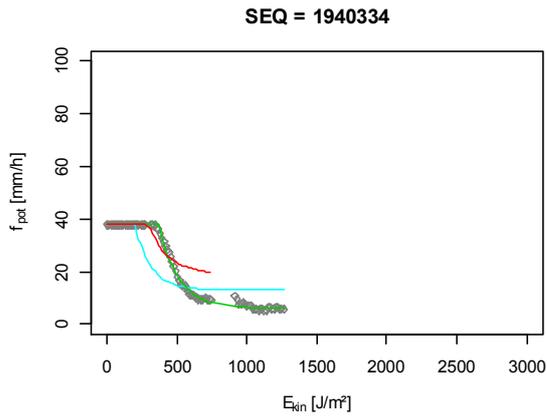
— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



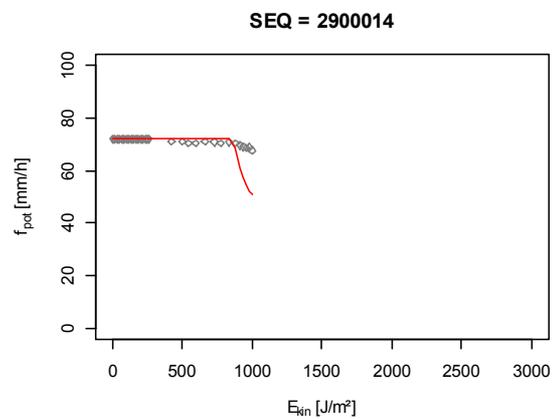
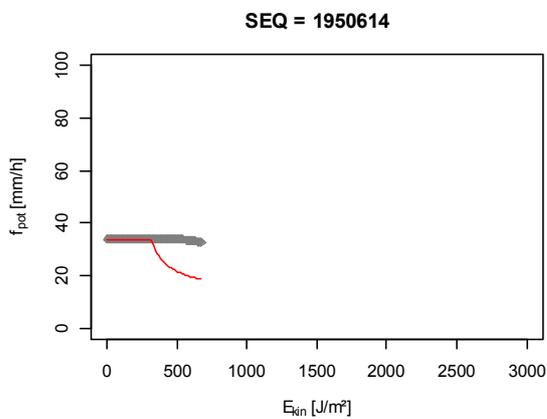
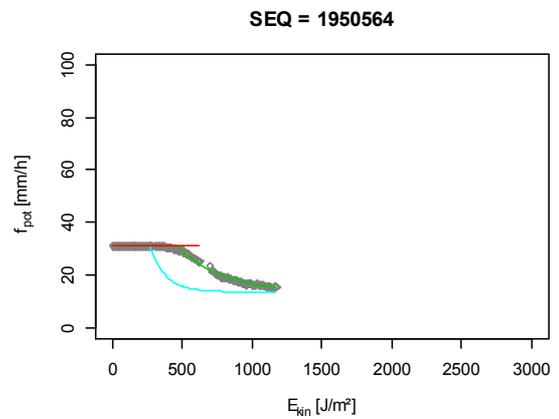
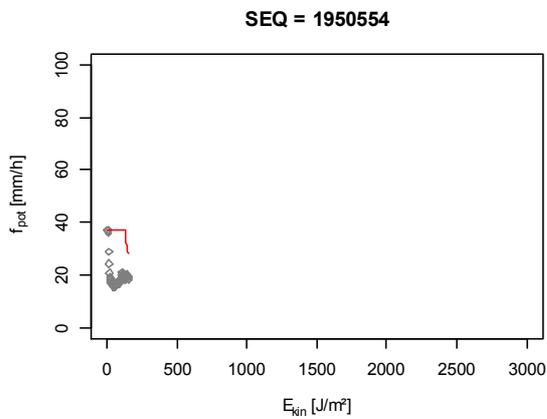
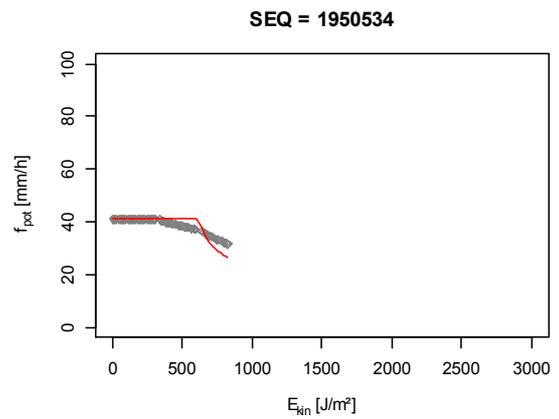
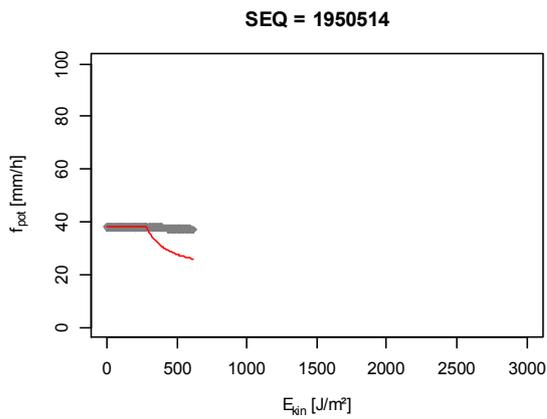
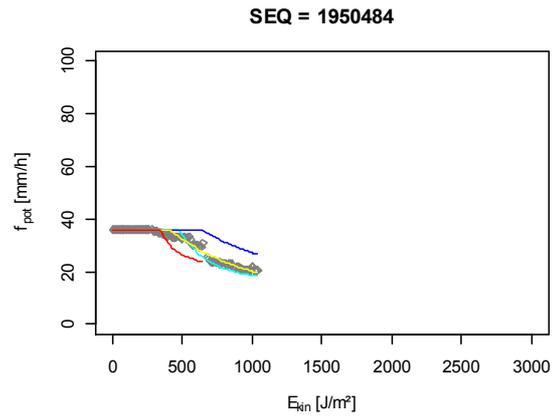
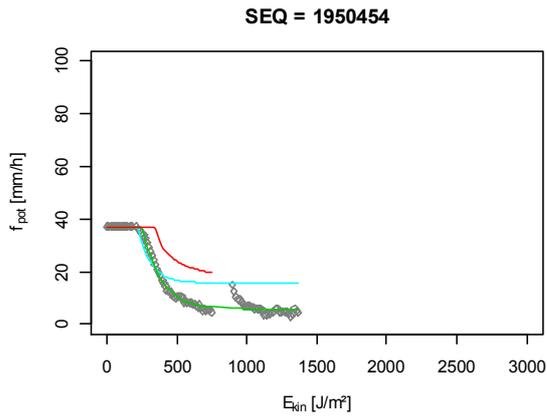
— Opt
 — StatMod
 — RegMod
 — SA
 — NLS



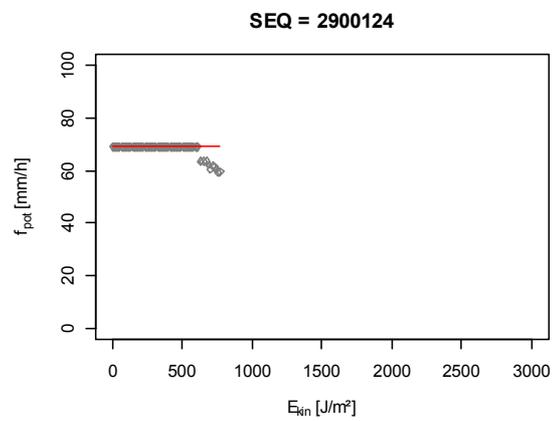
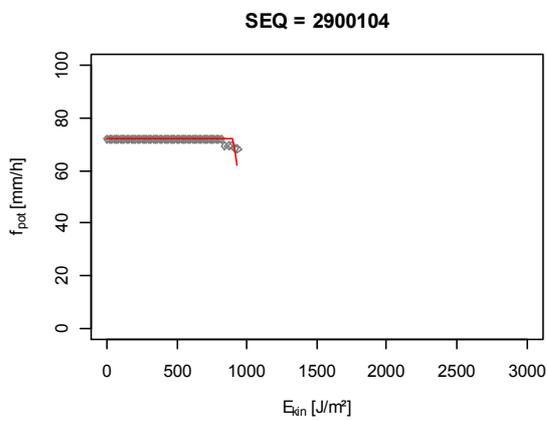
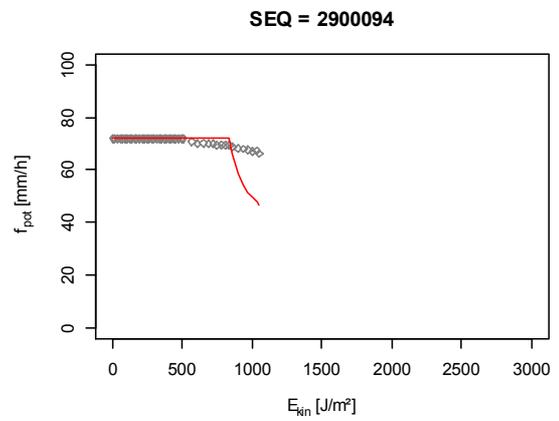
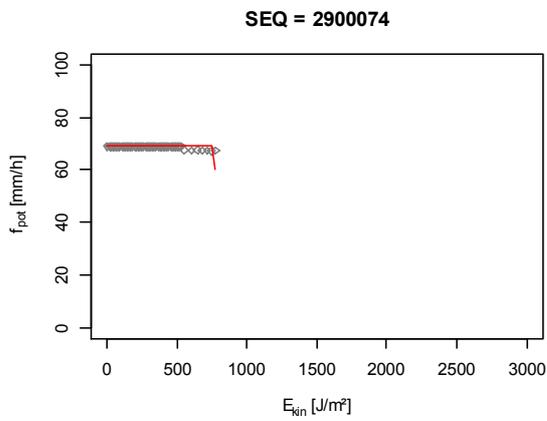
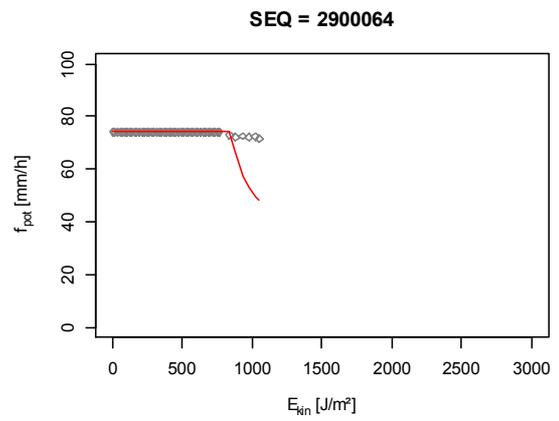
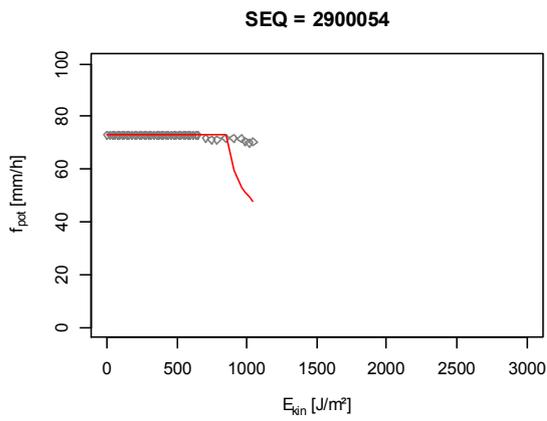
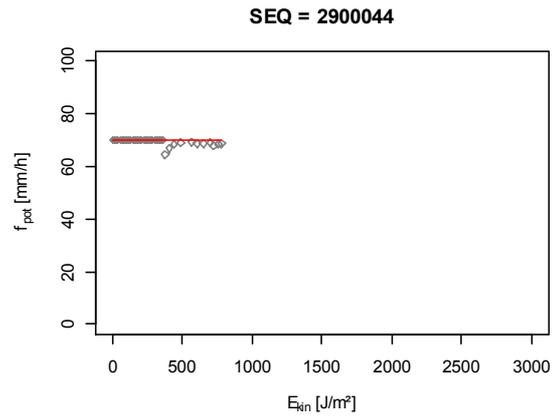
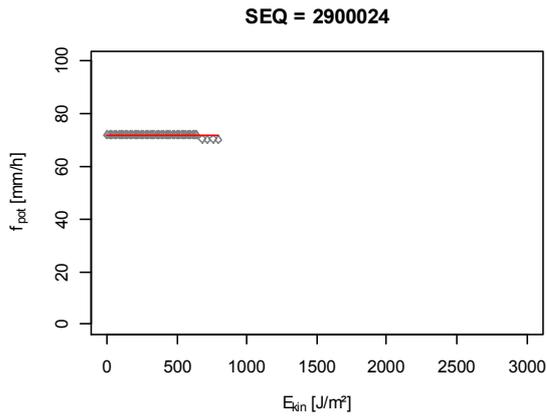
— Opt
 — StatMod
 — RegMod
 — SA
 — NLS



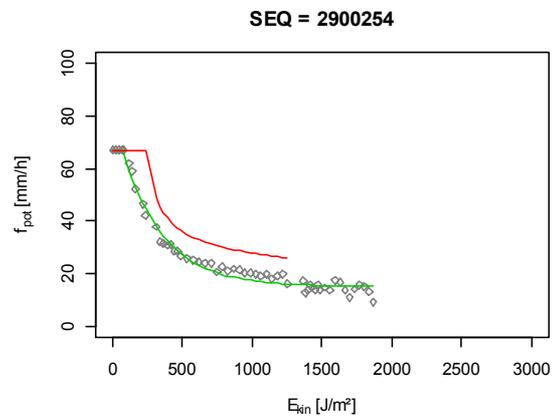
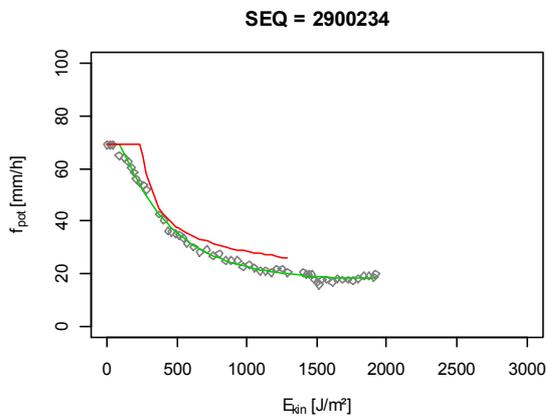
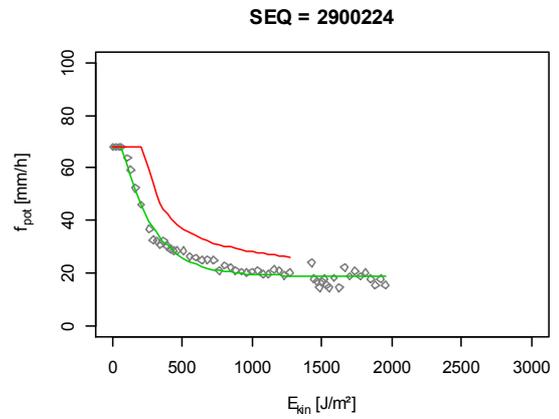
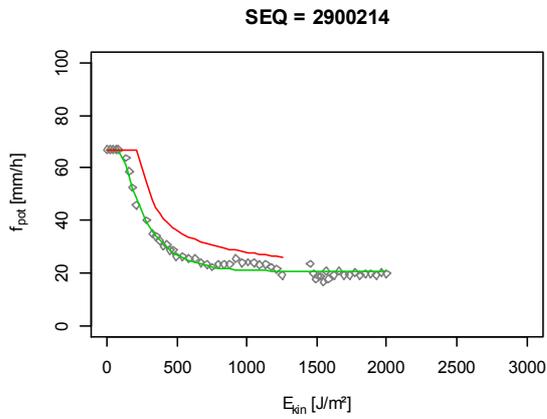
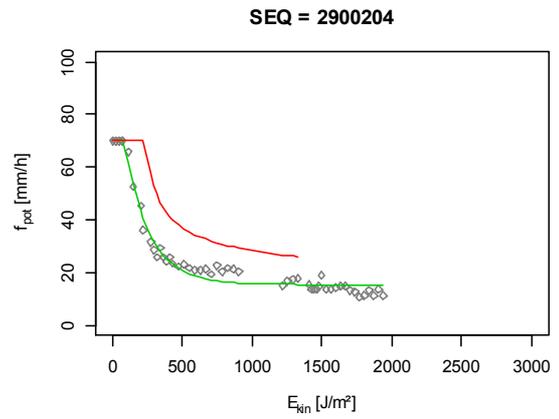
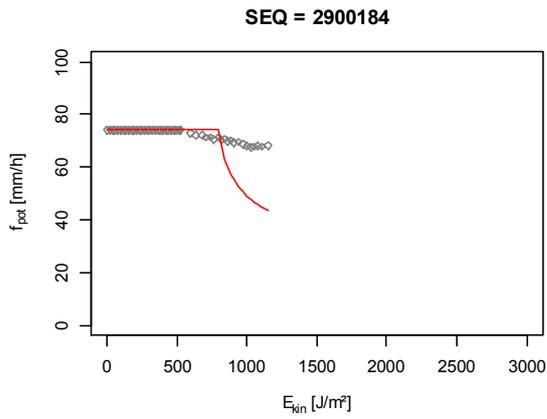
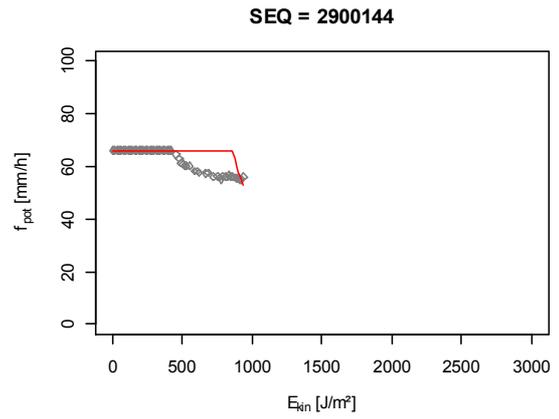
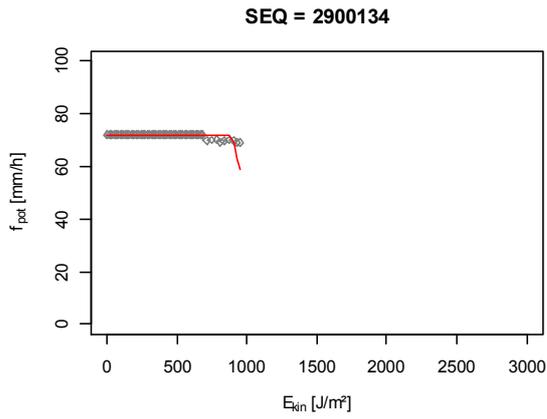
— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



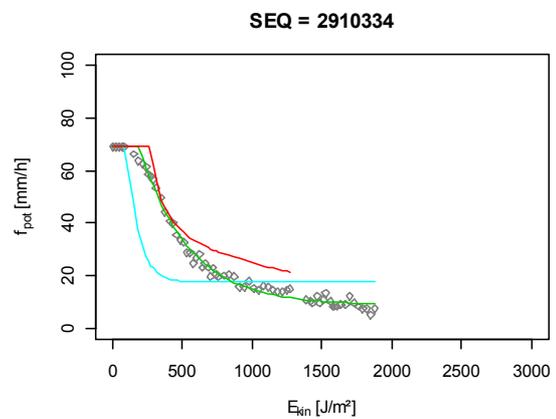
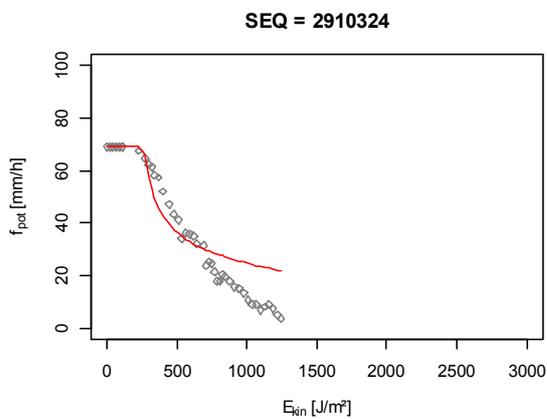
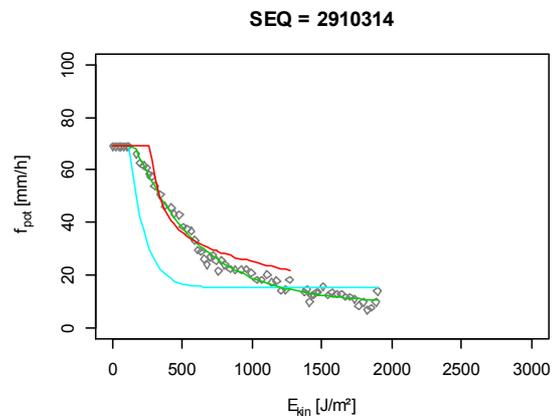
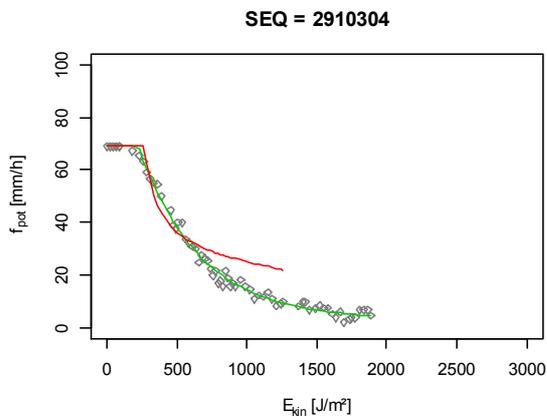
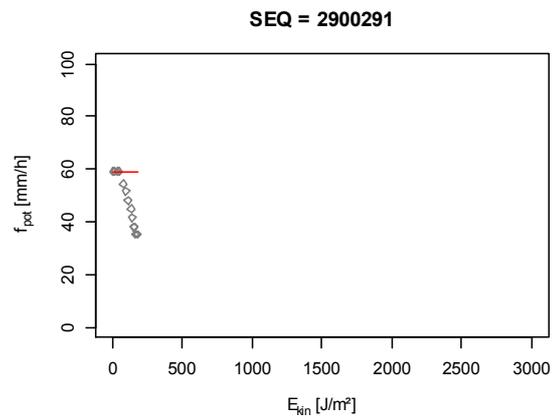
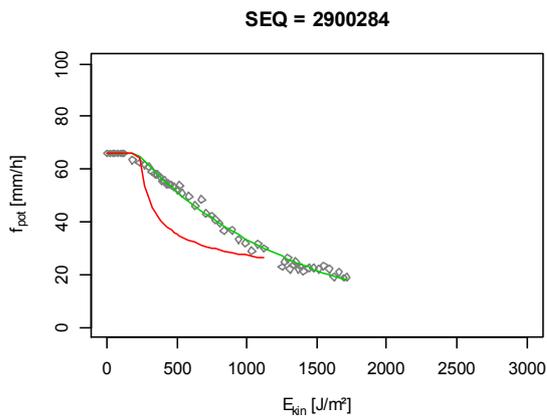
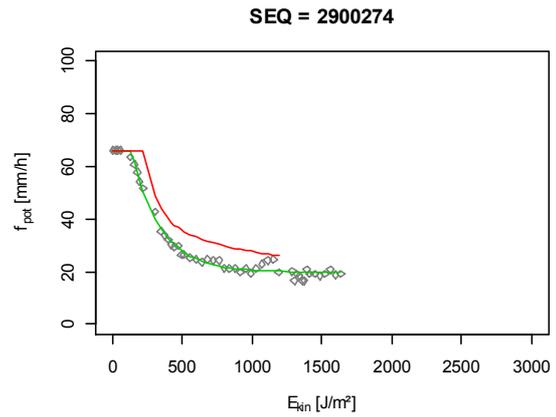
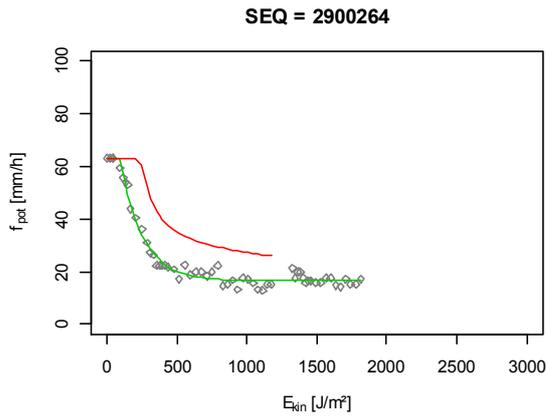
— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



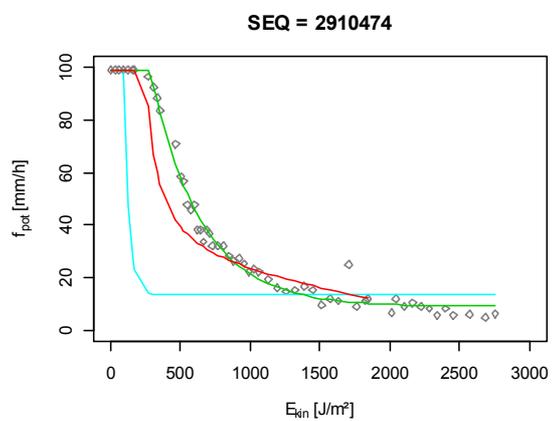
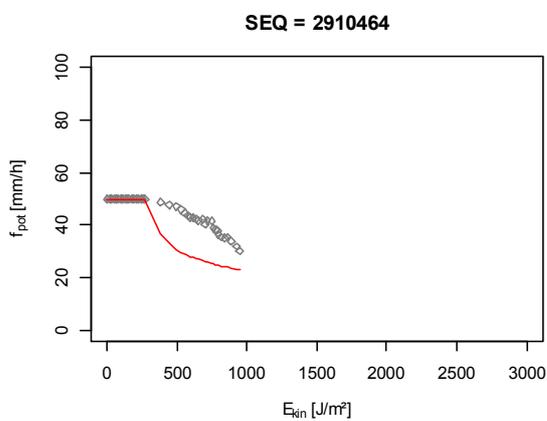
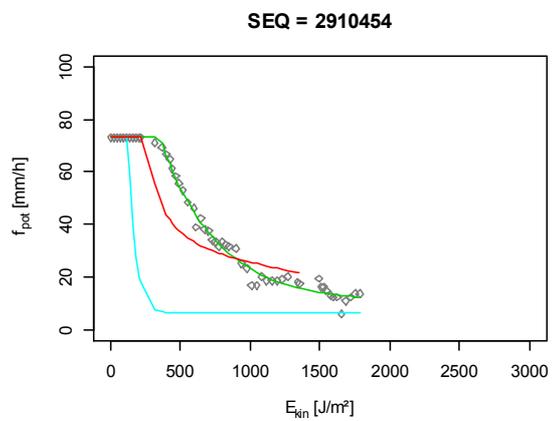
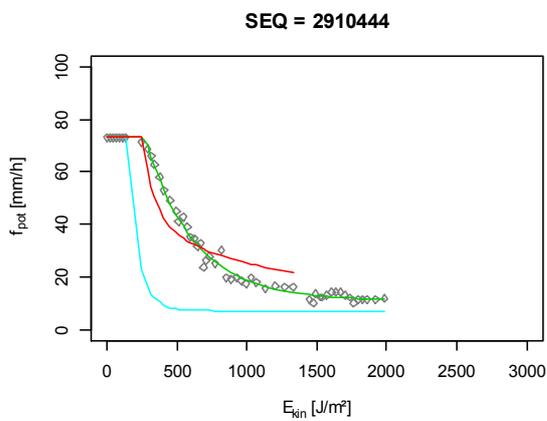
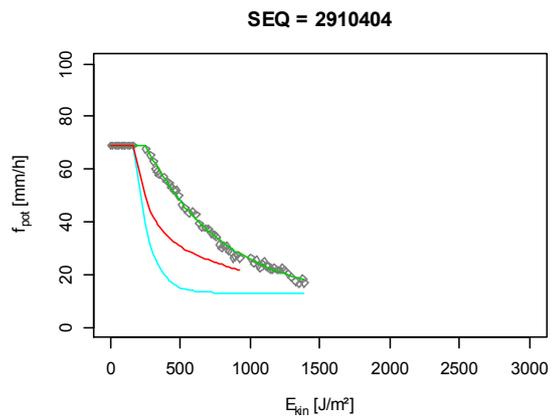
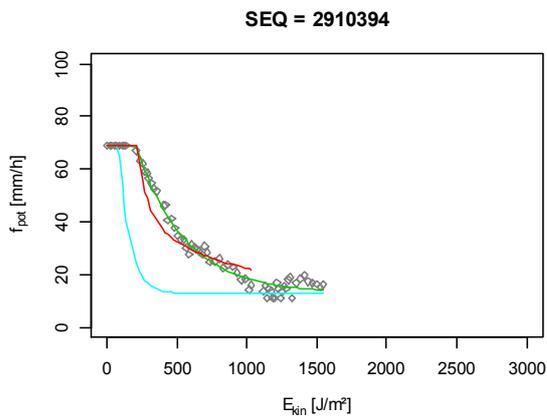
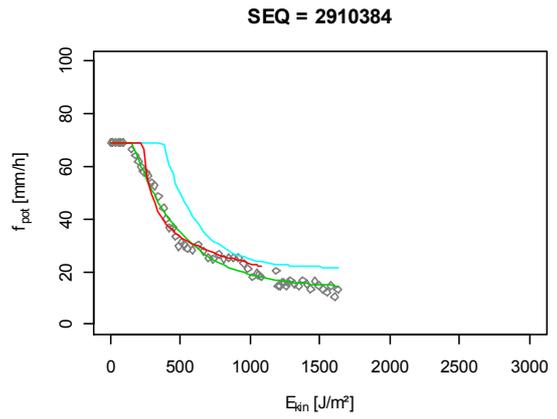
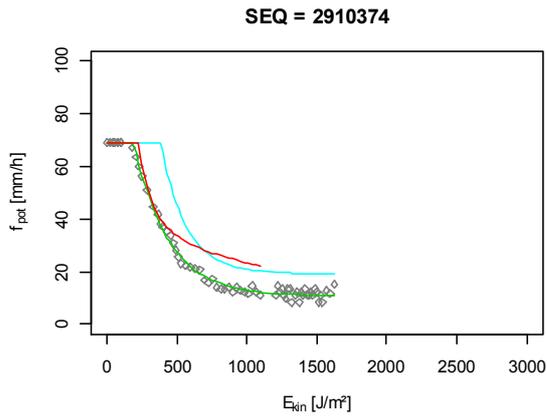
— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



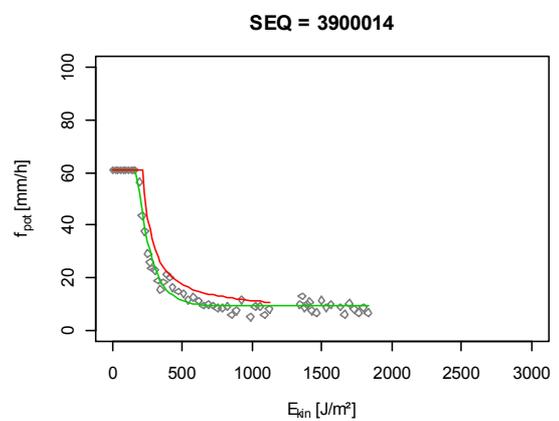
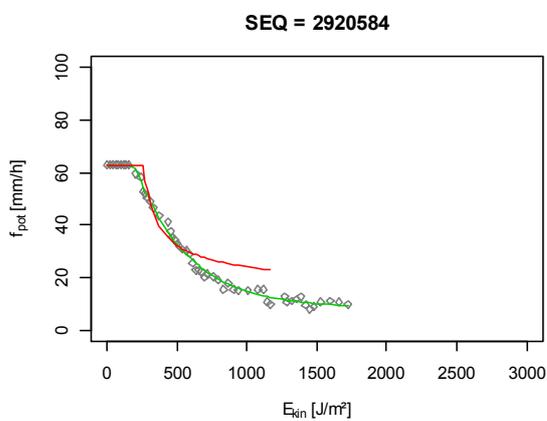
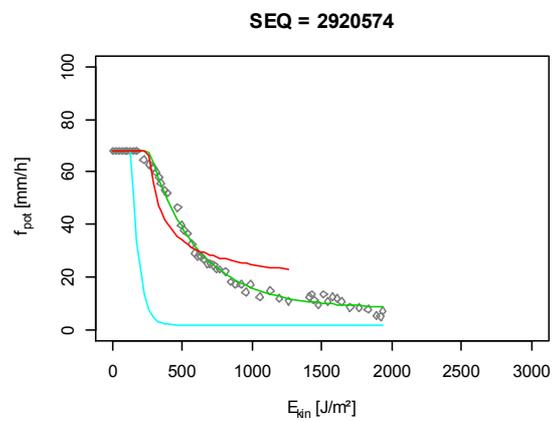
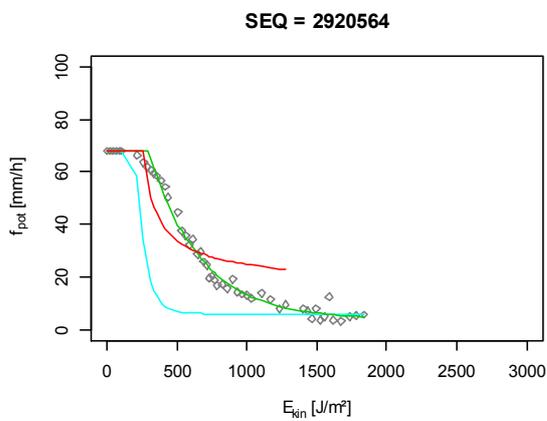
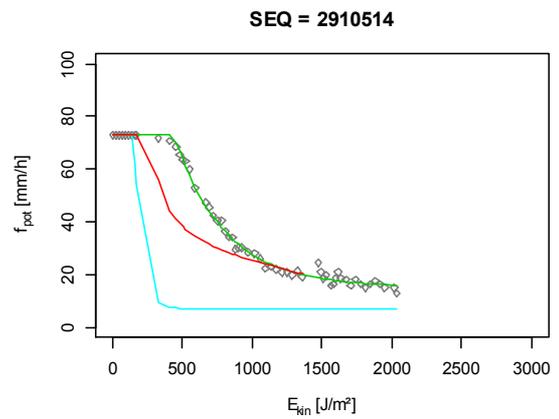
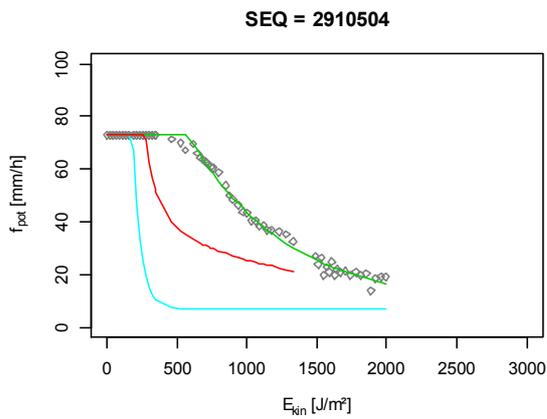
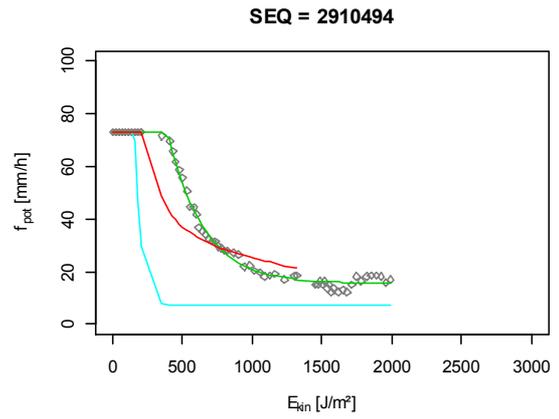
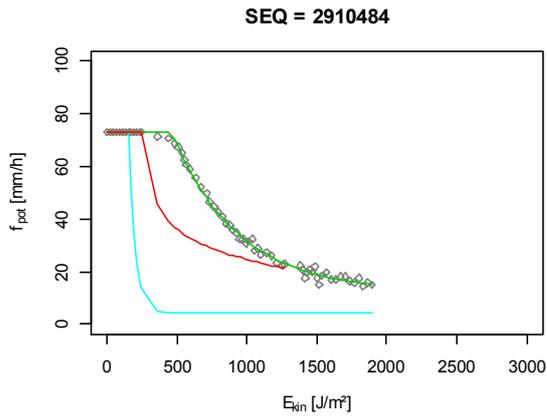
— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



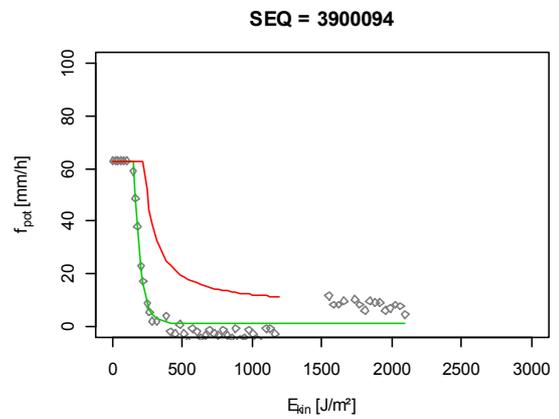
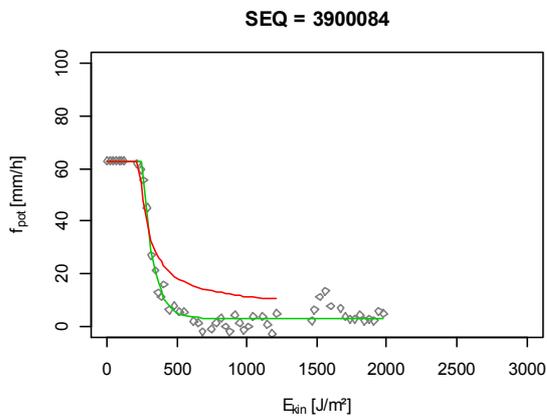
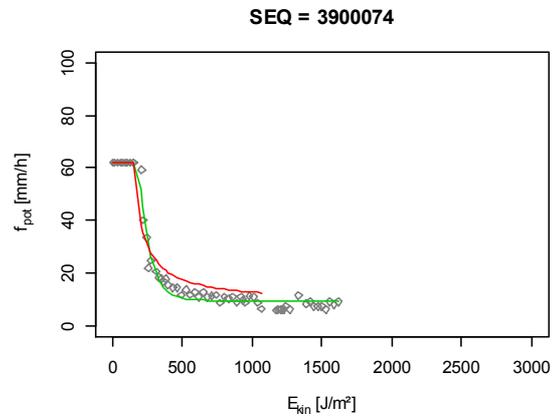
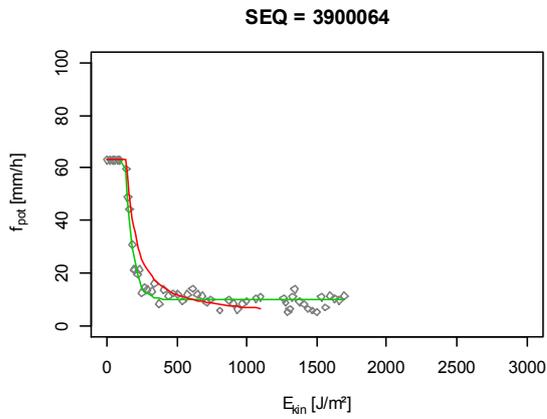
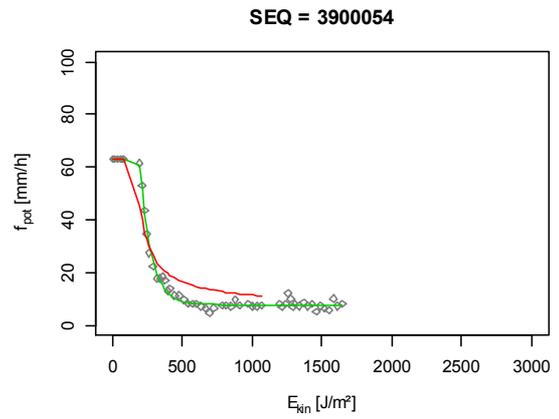
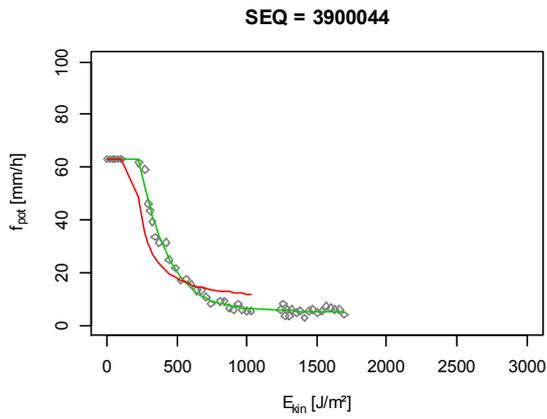
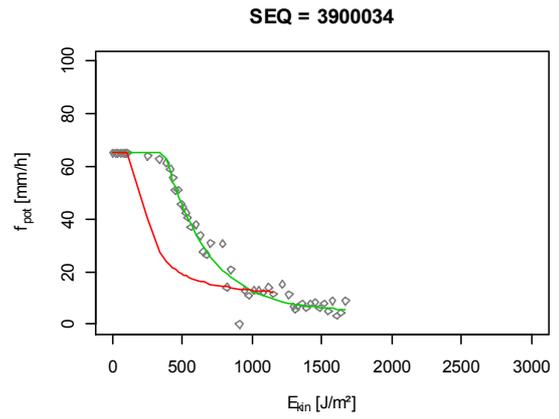
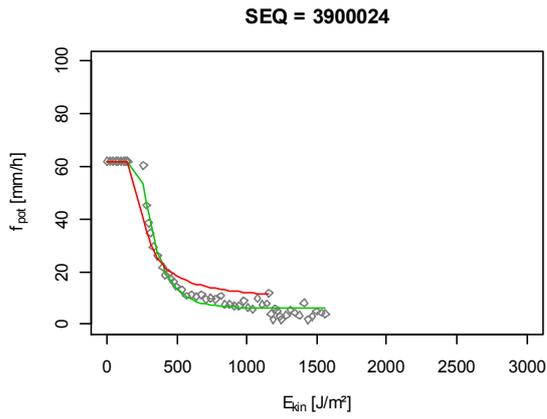
— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



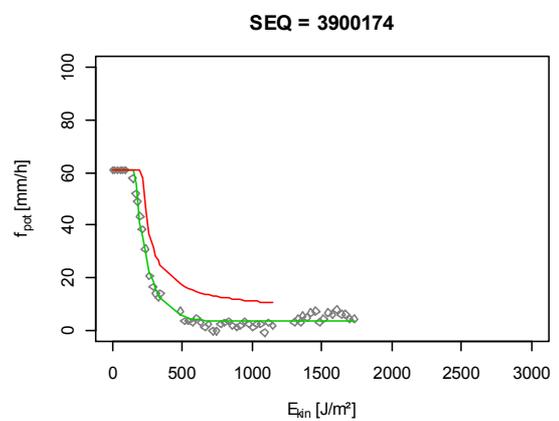
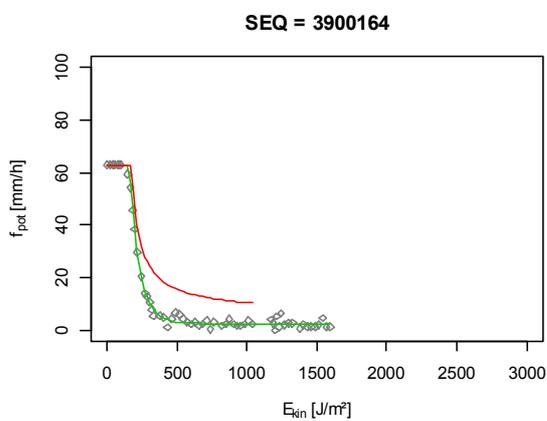
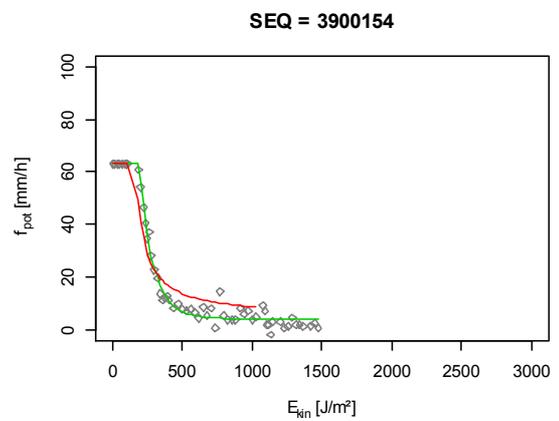
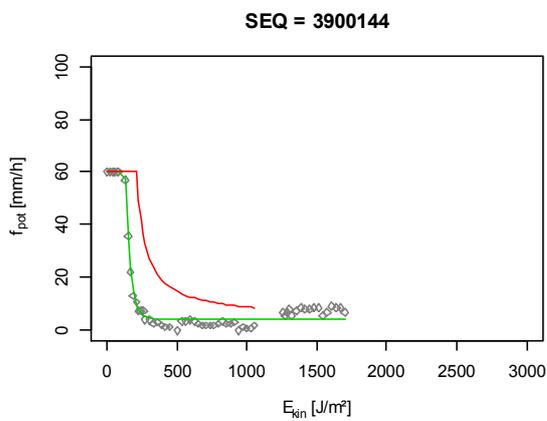
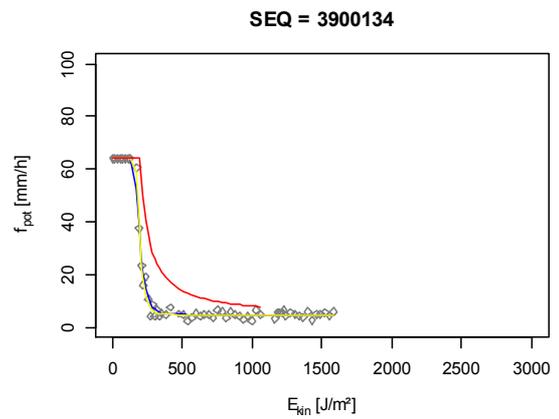
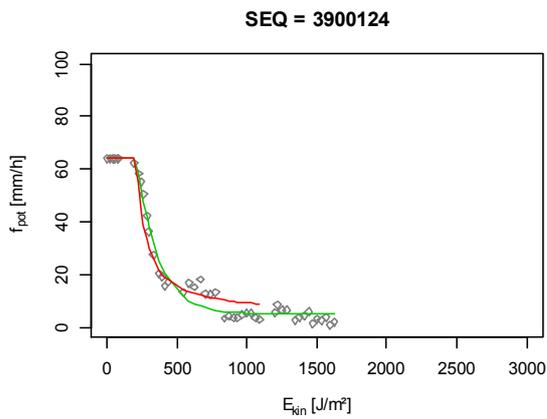
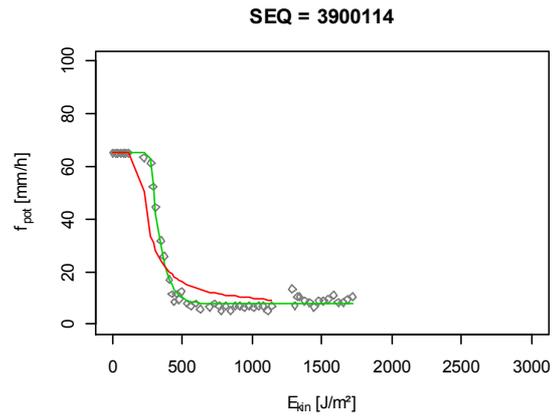
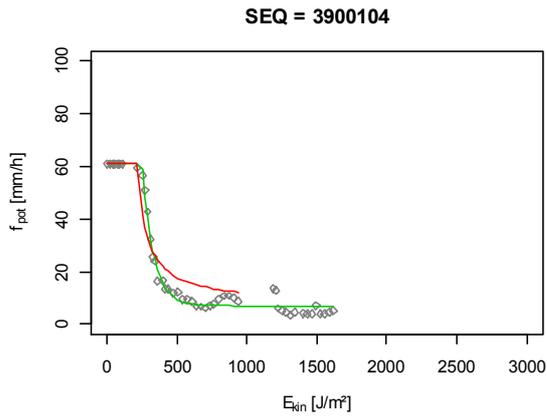
— Opt
 — StatMod
 — RegMod
 — SA
 — NLS



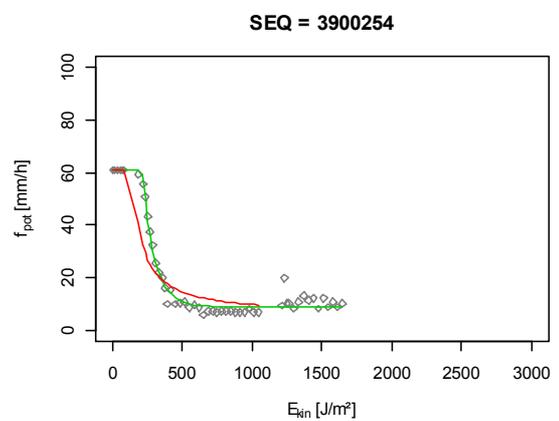
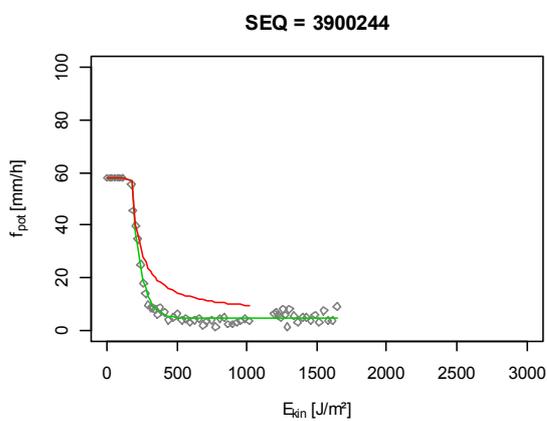
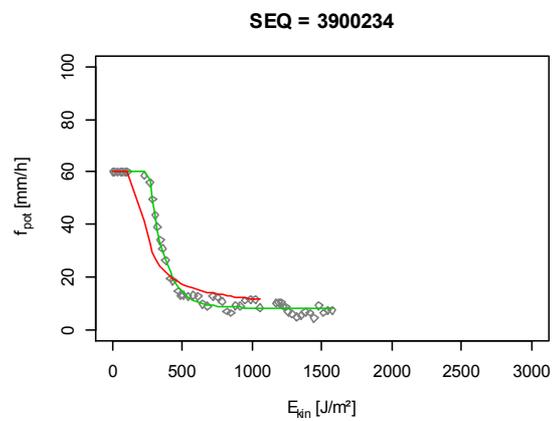
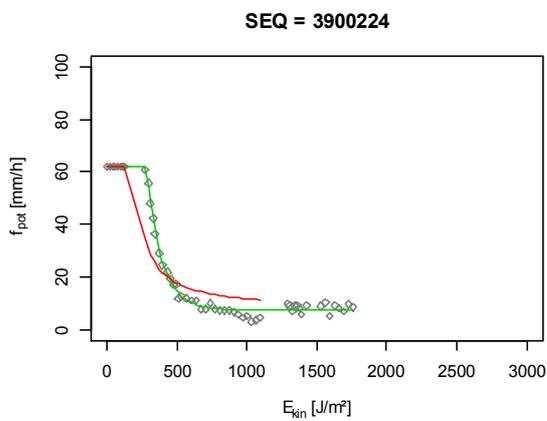
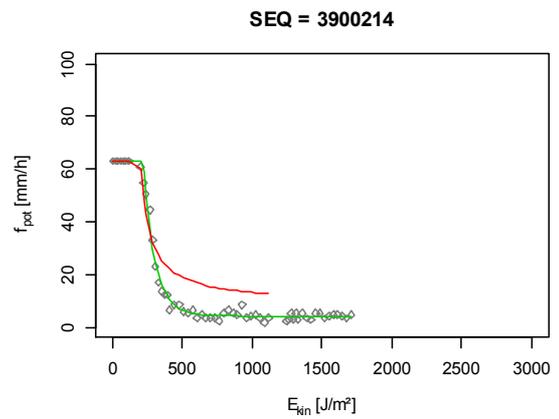
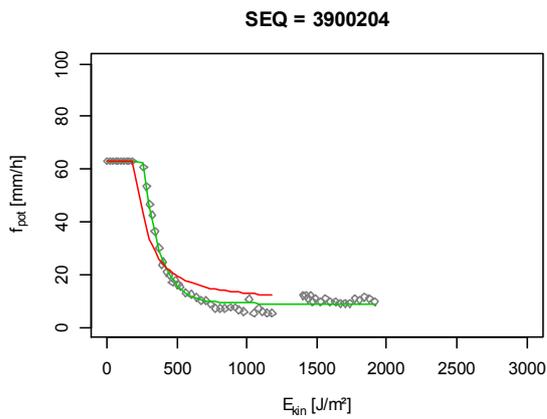
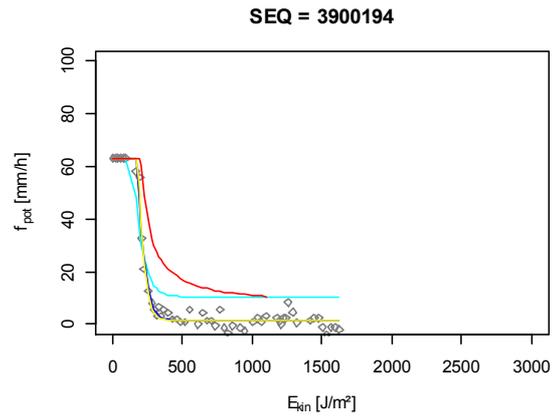
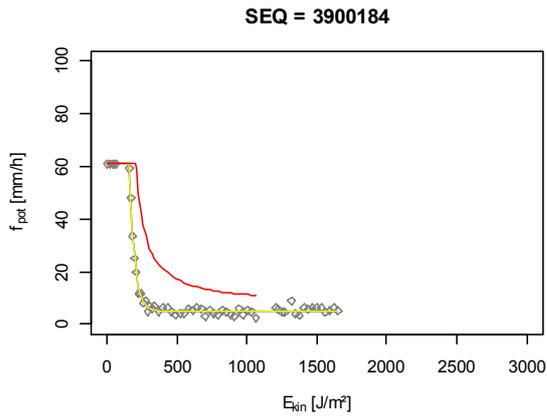
— Opt
 — StatMod
 — RegMod
 — SA
 — NLS



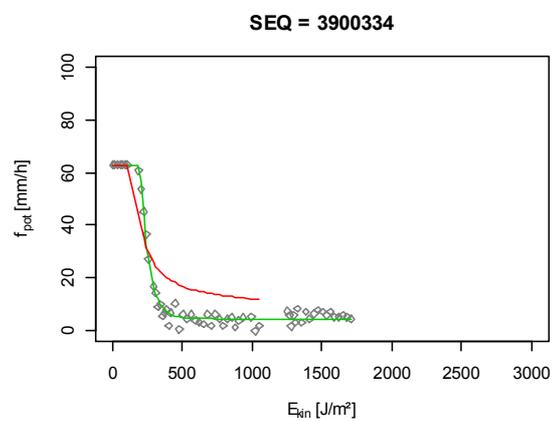
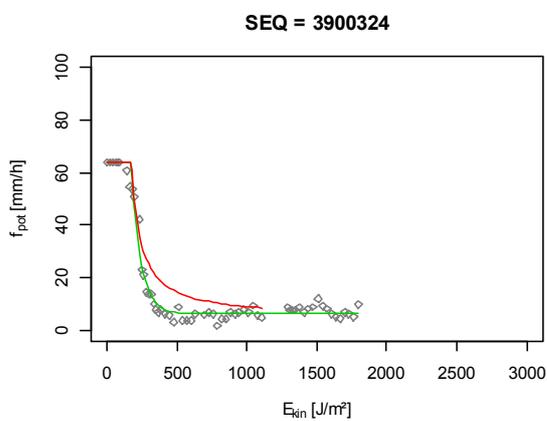
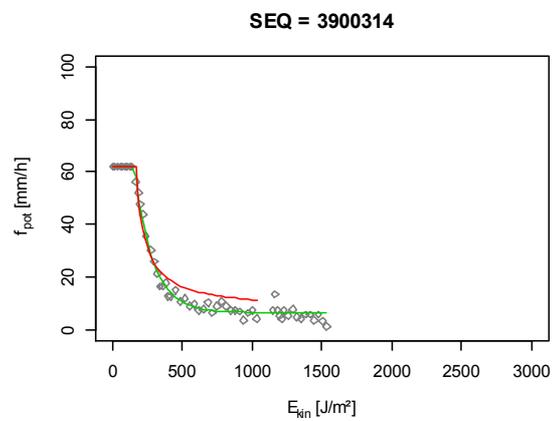
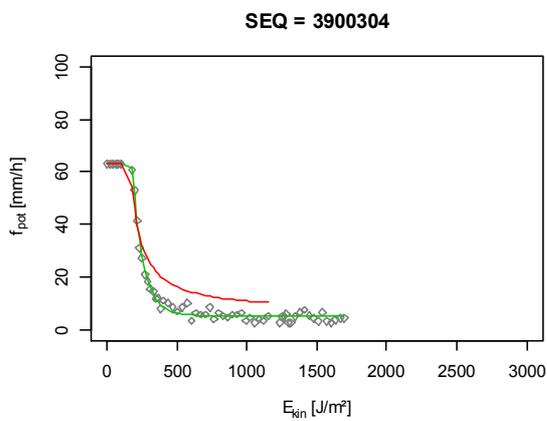
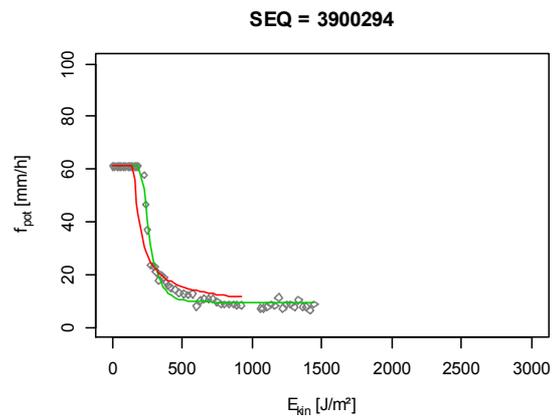
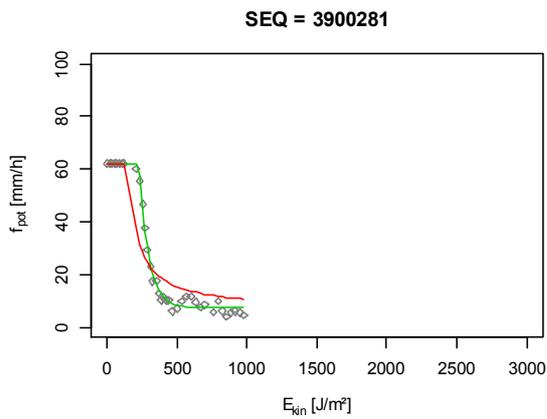
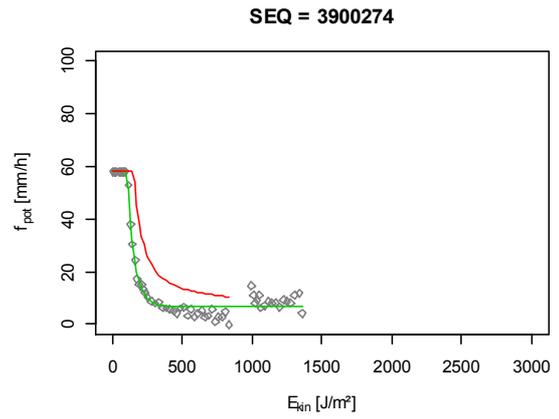
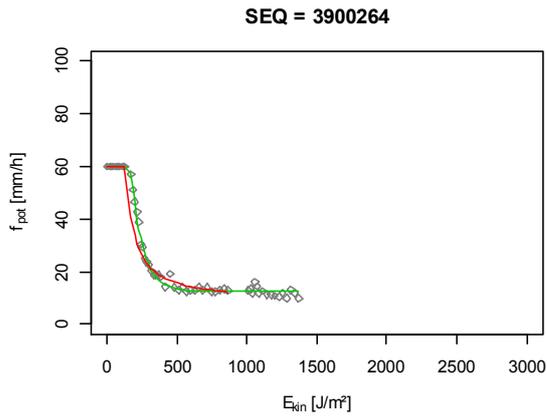
— Opt
 — StatMod
 — RegMod
 — SA
 — NLS



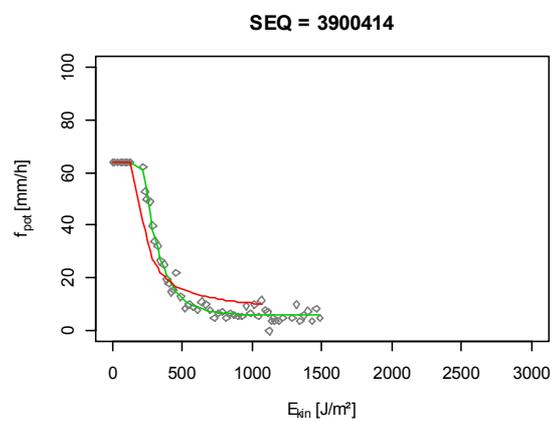
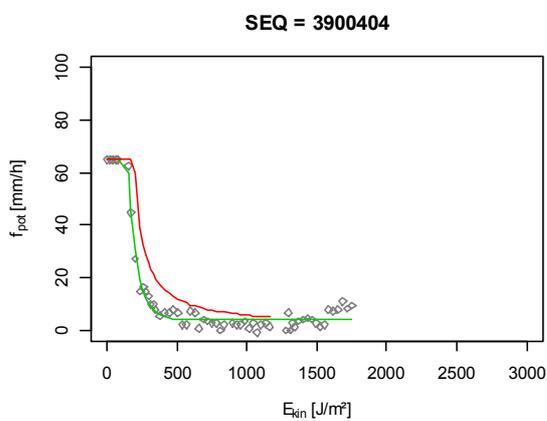
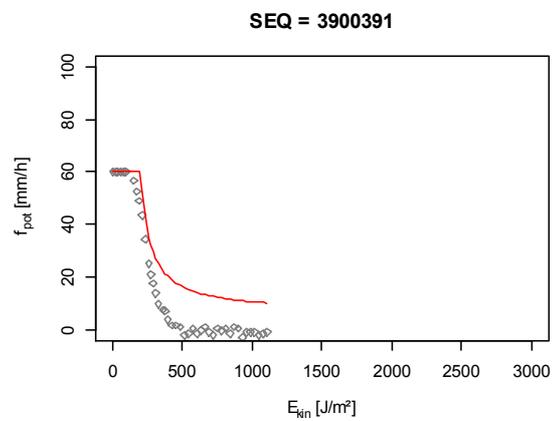
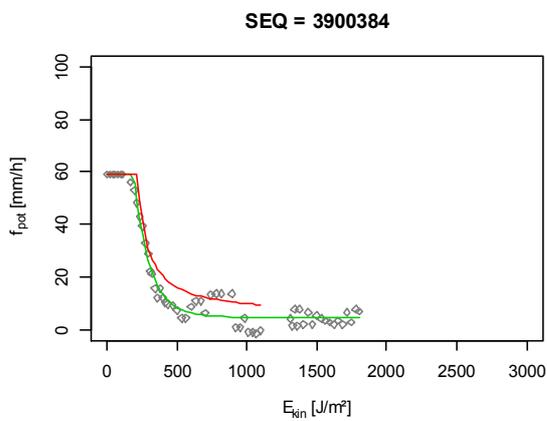
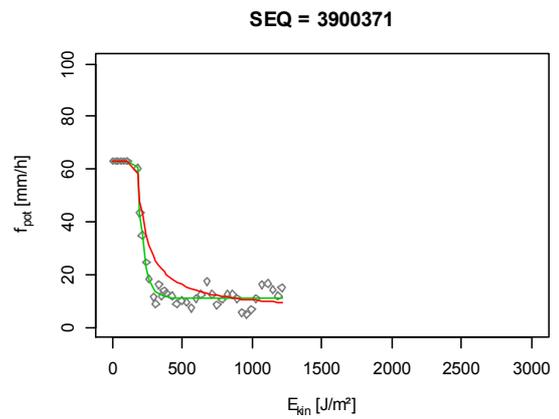
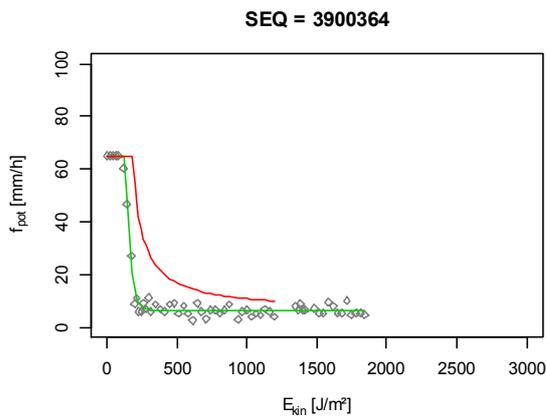
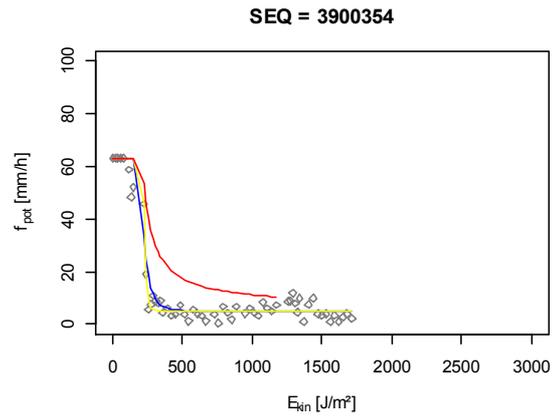
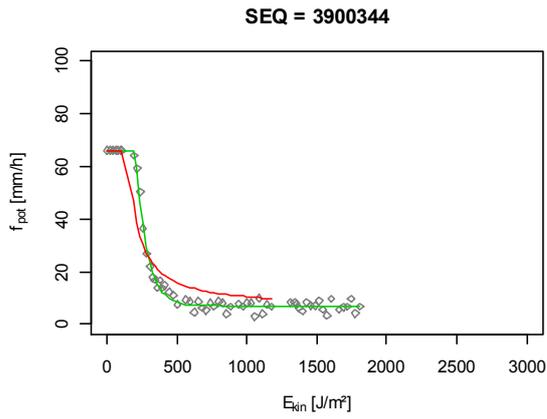
— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



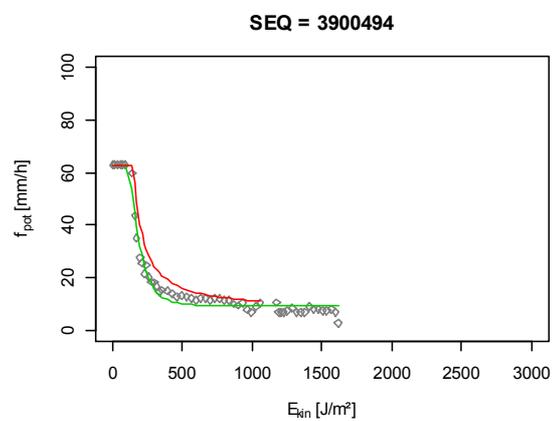
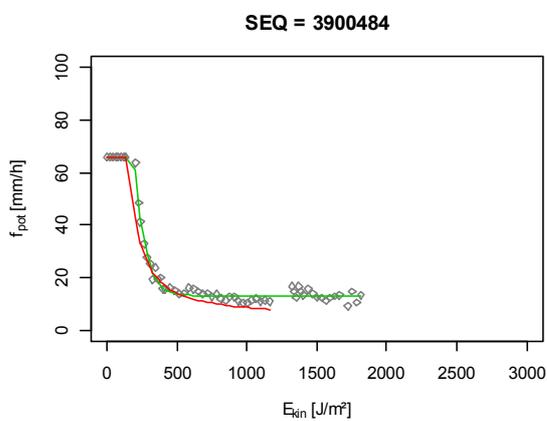
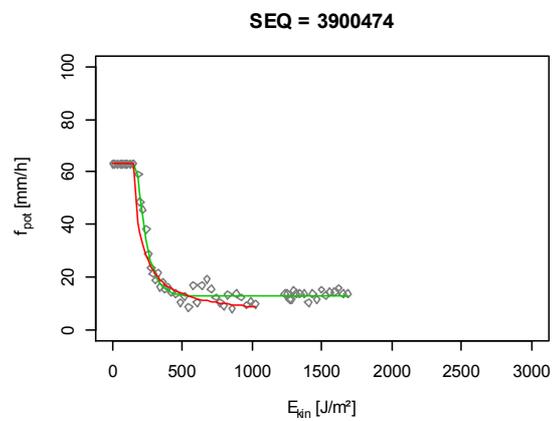
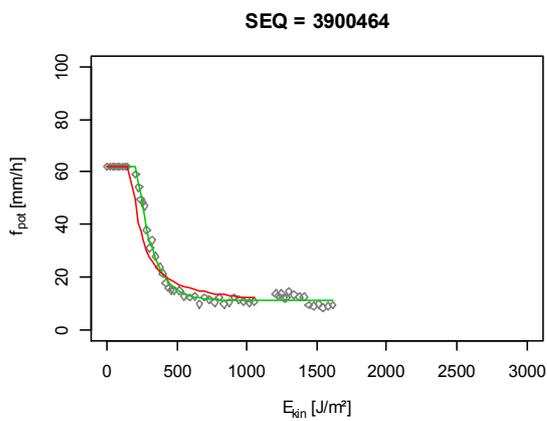
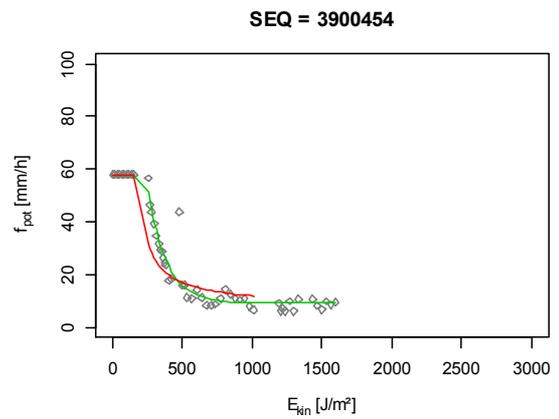
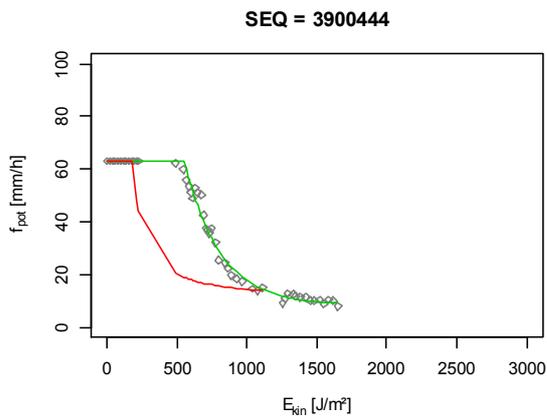
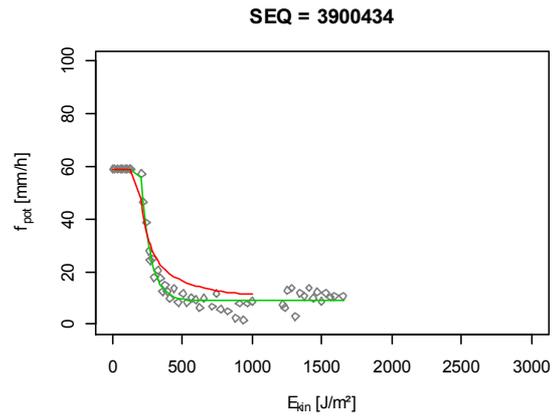
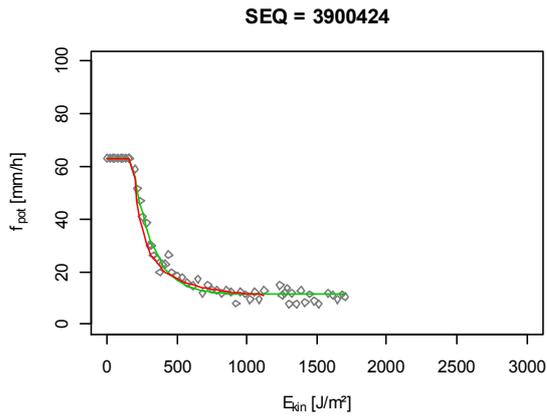
— Opt
 — StatMod
 — RegMod
 — SA
 — NLS



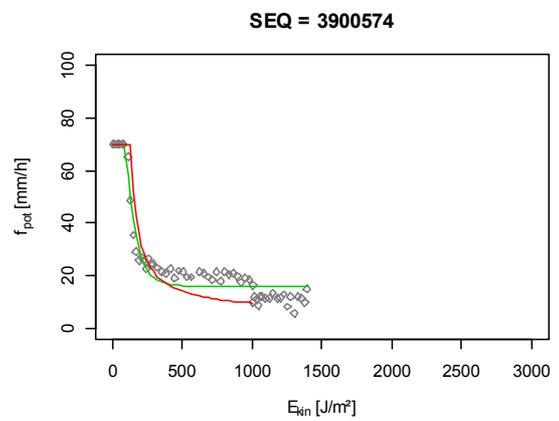
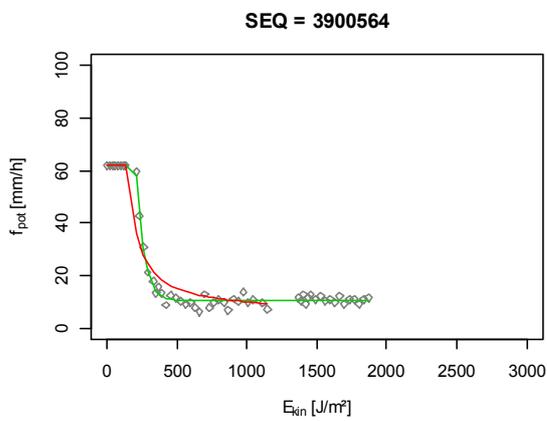
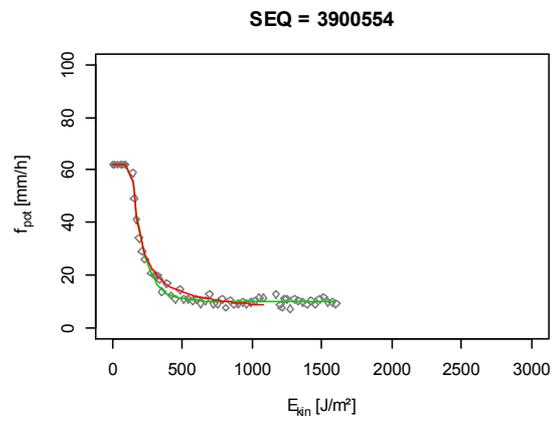
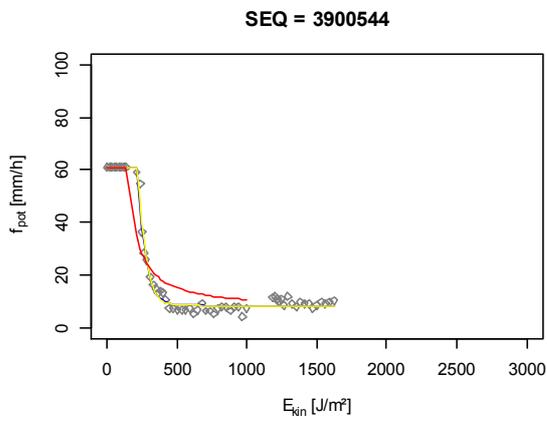
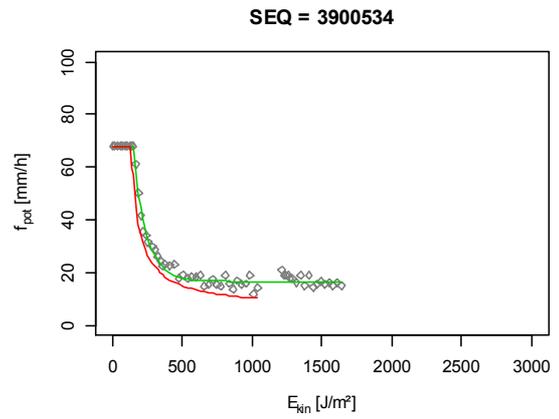
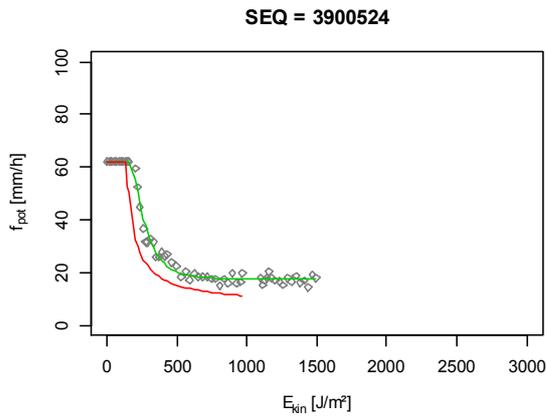
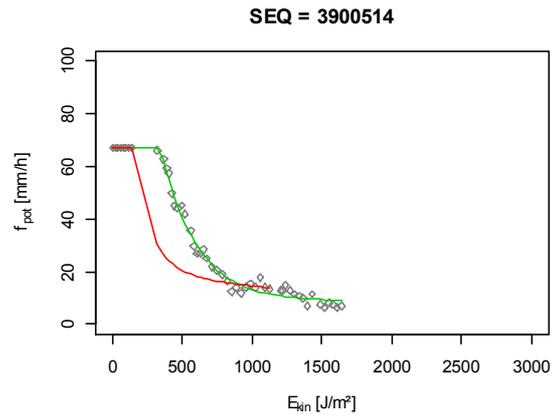
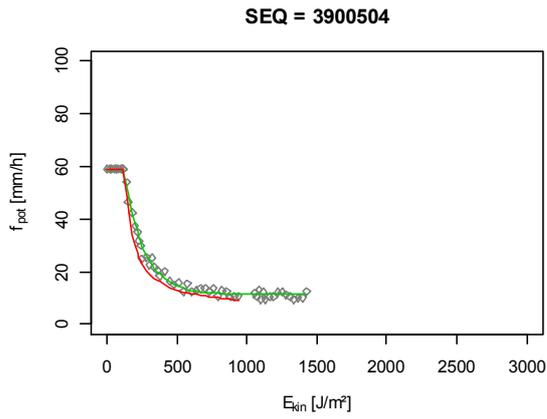
— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



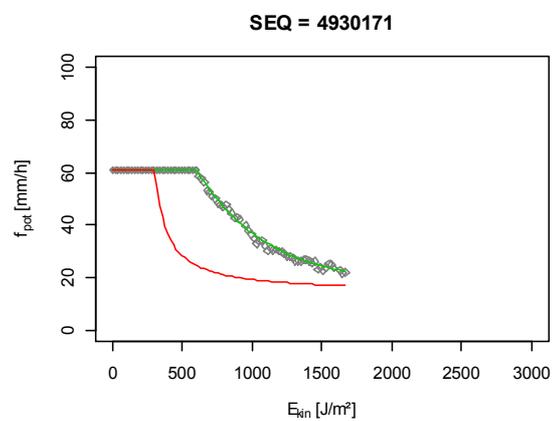
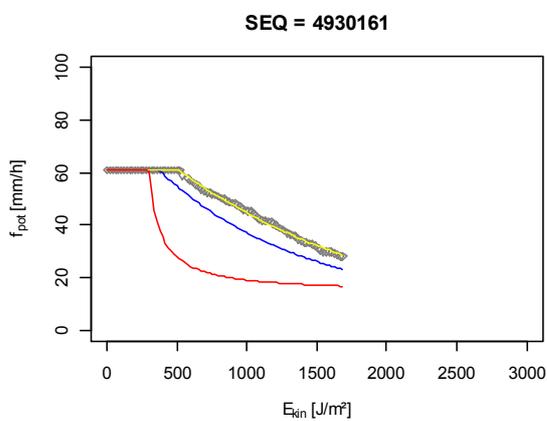
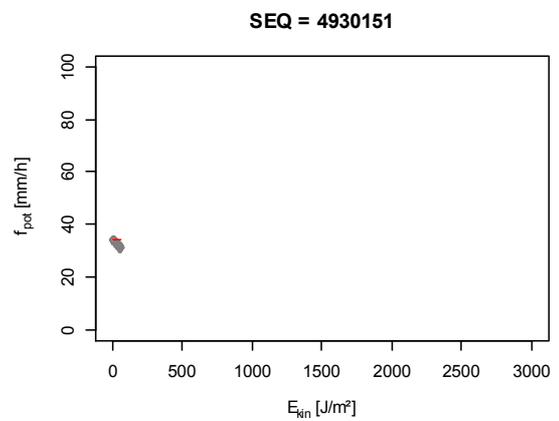
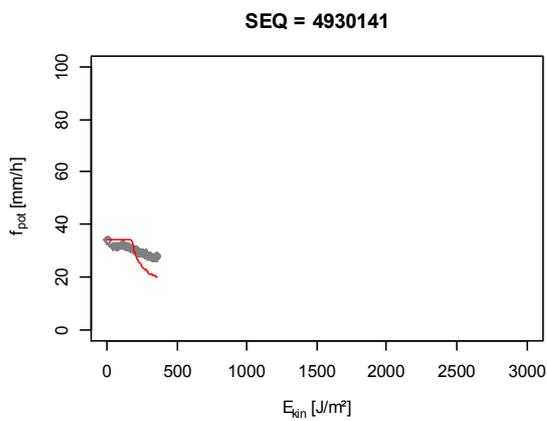
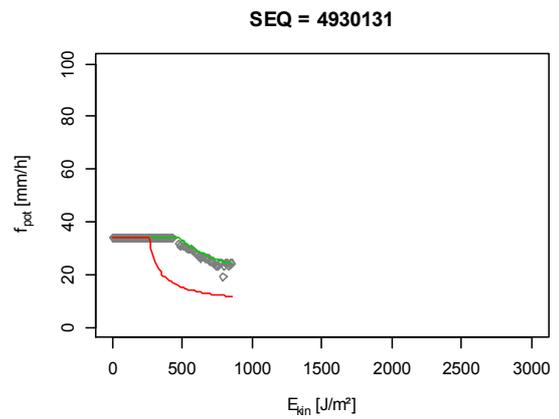
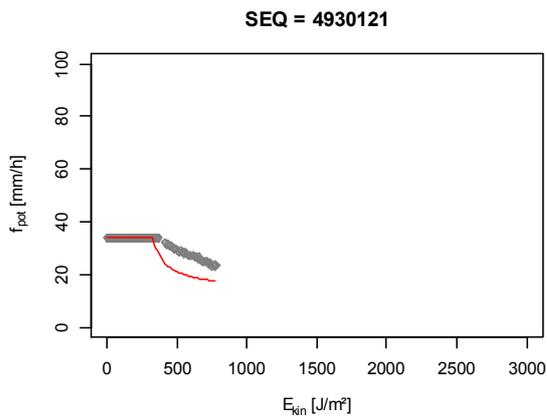
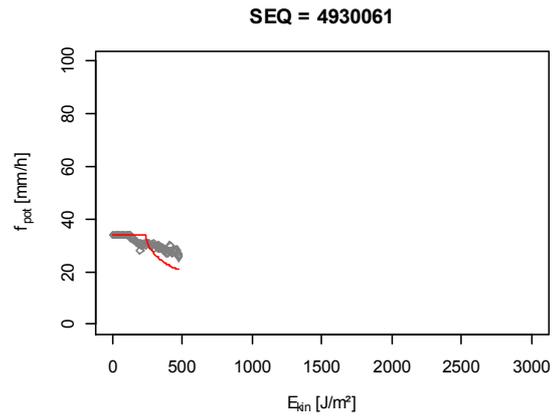
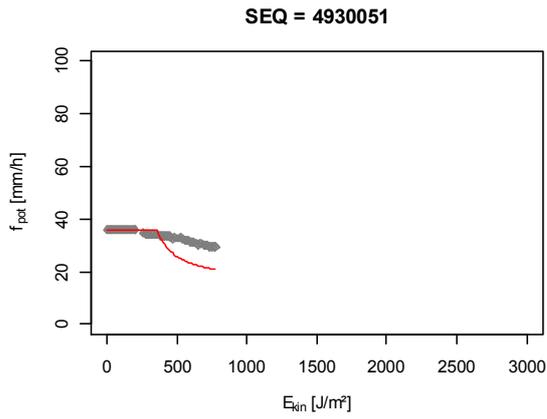
— Opt
 — StatMod
 — RegMod
 — SA
 — NLS



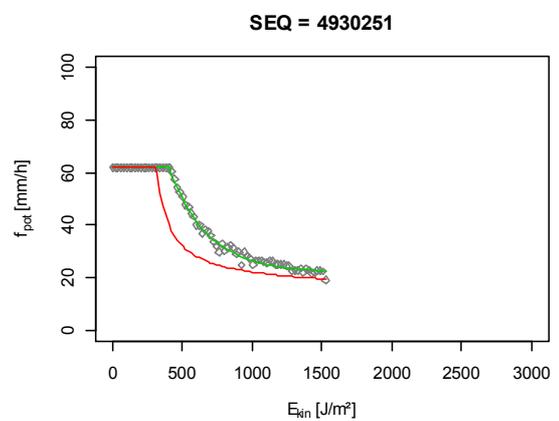
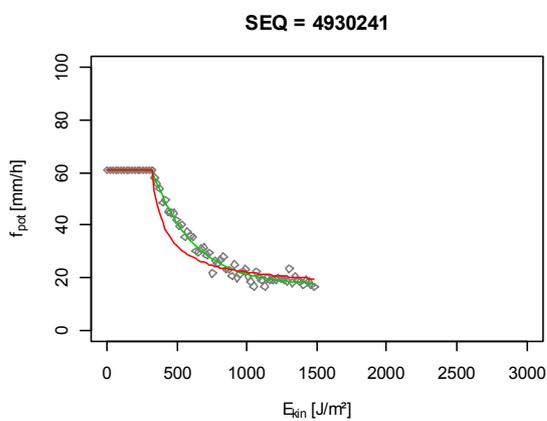
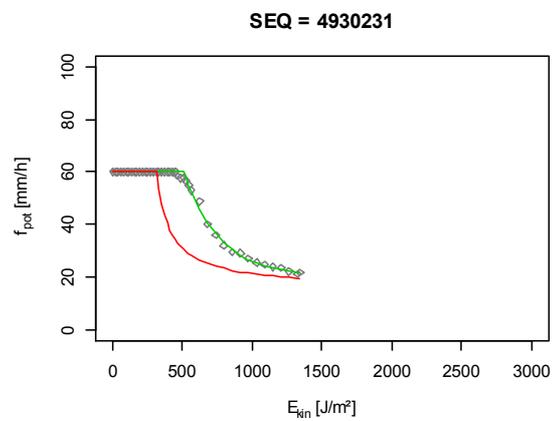
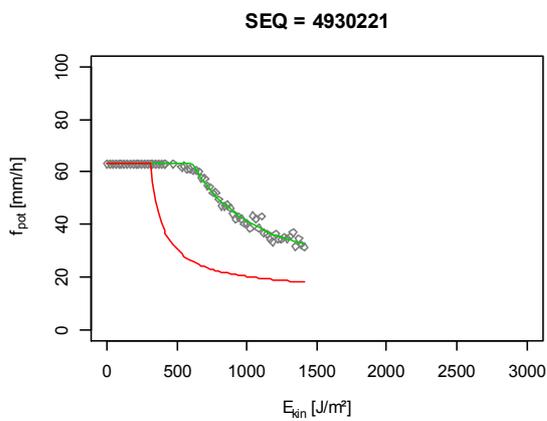
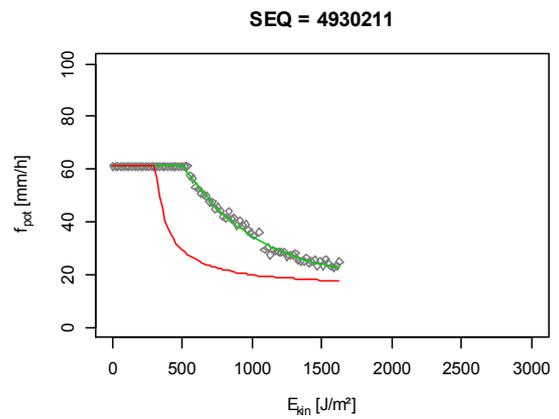
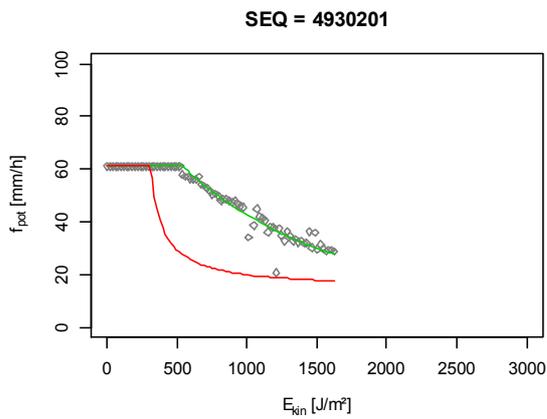
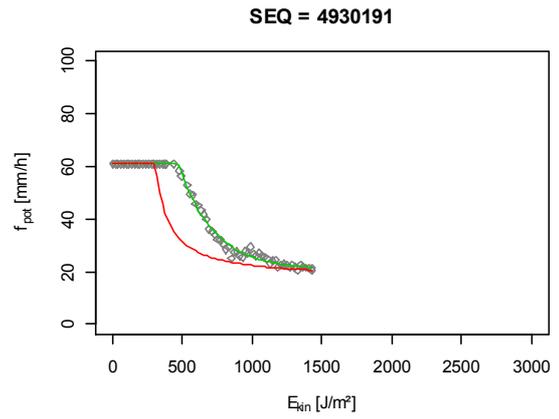
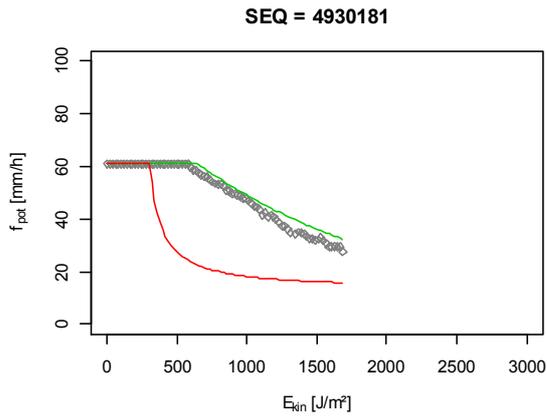
— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



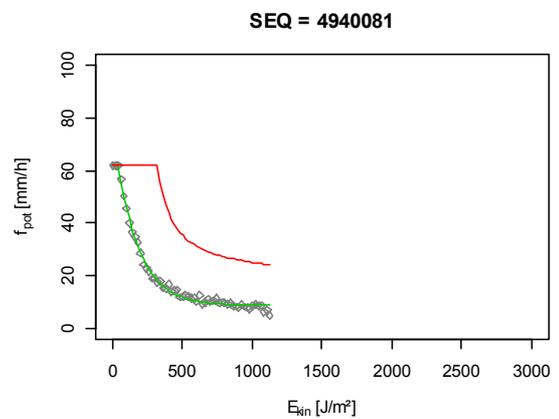
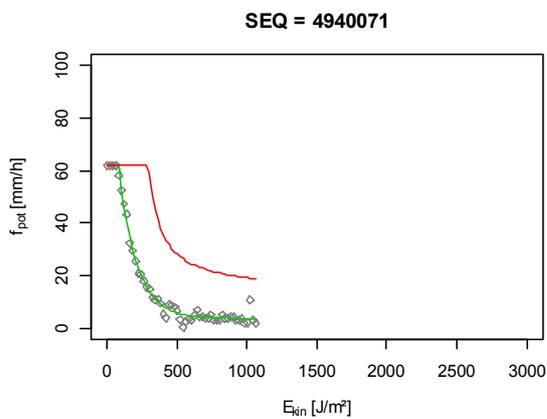
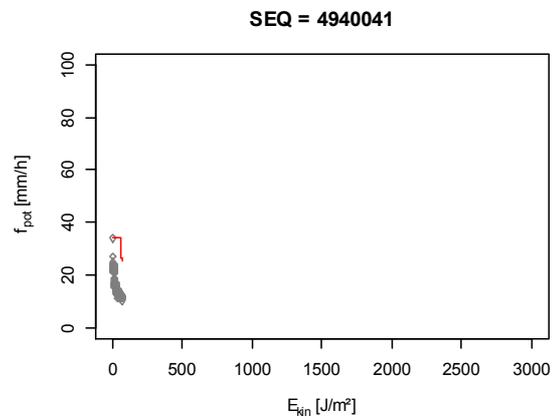
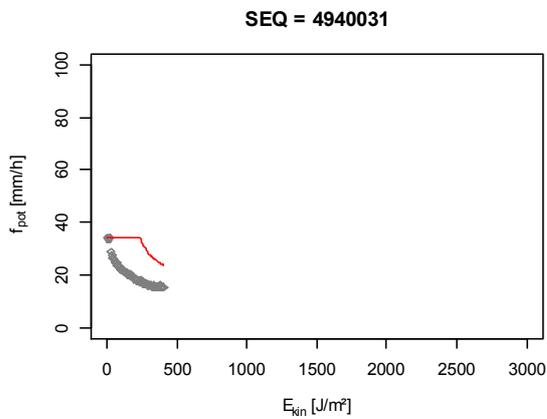
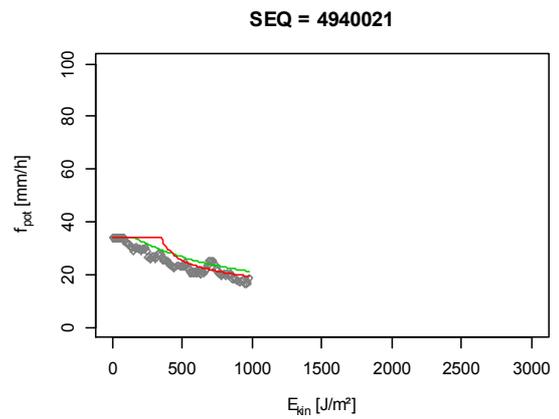
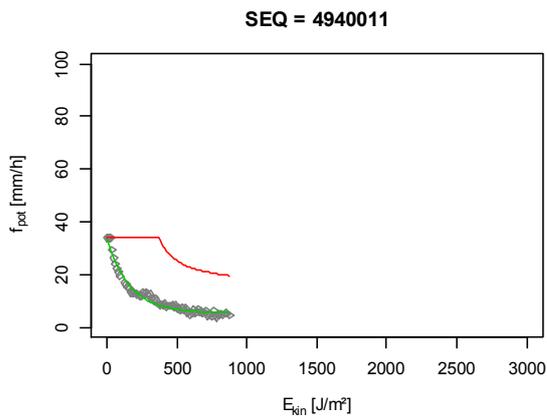
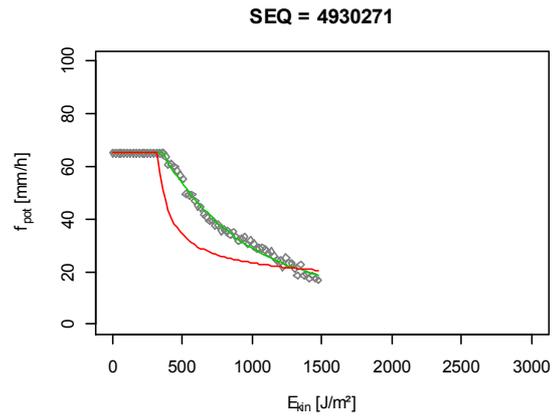
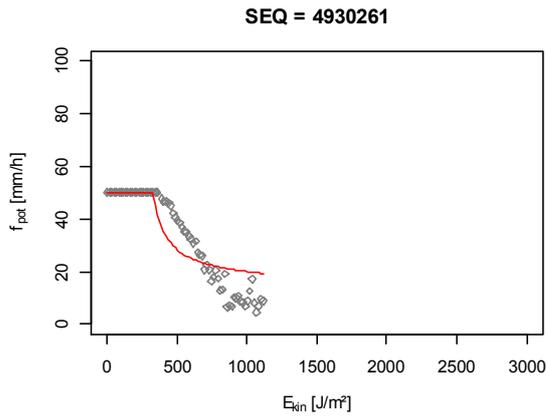
— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



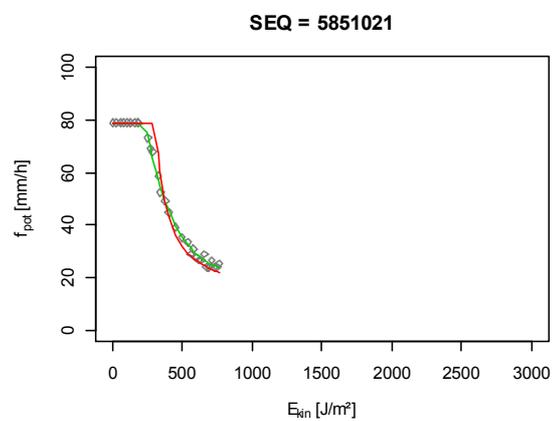
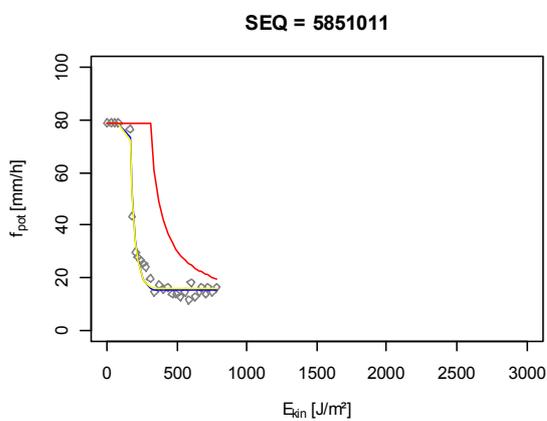
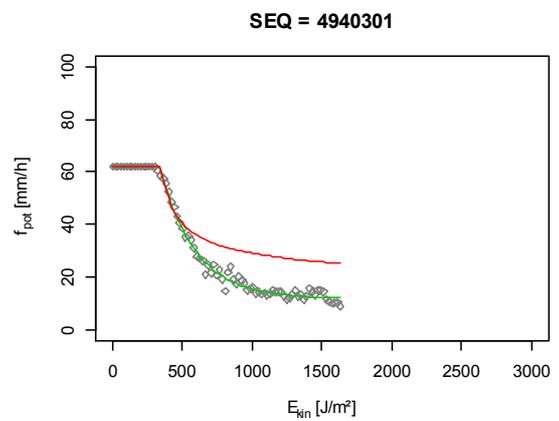
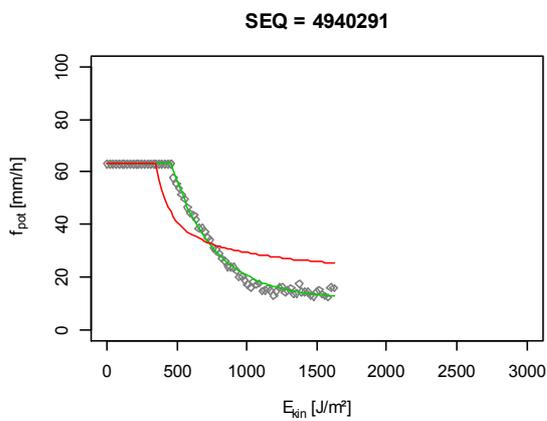
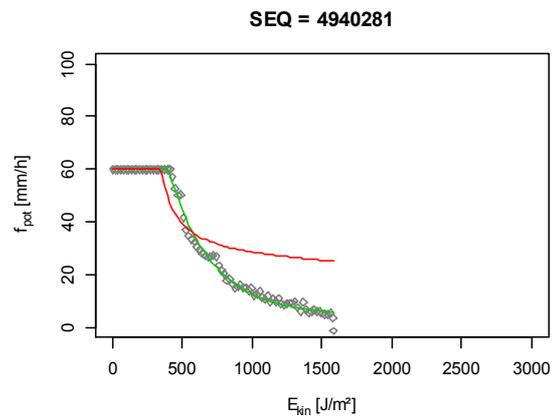
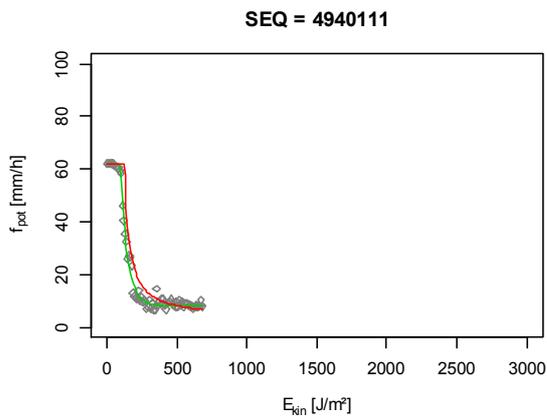
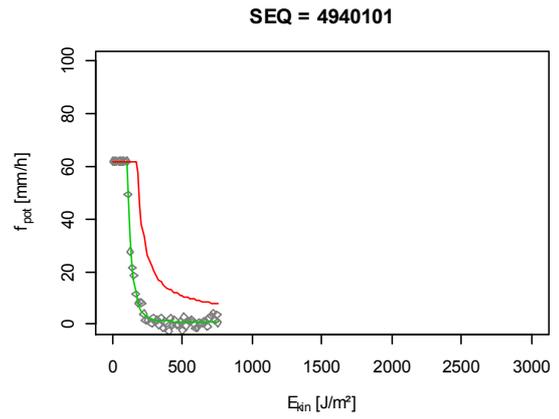
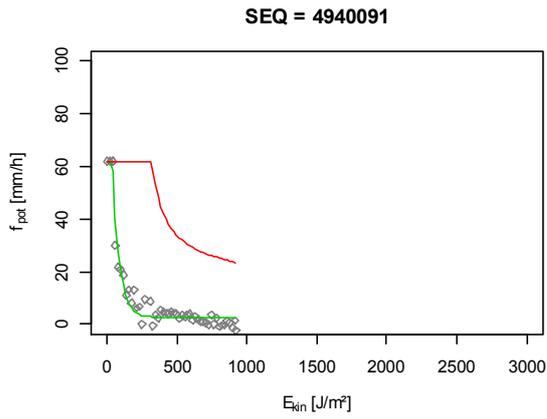
— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



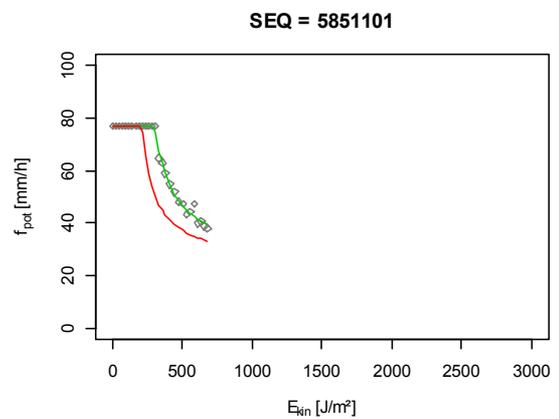
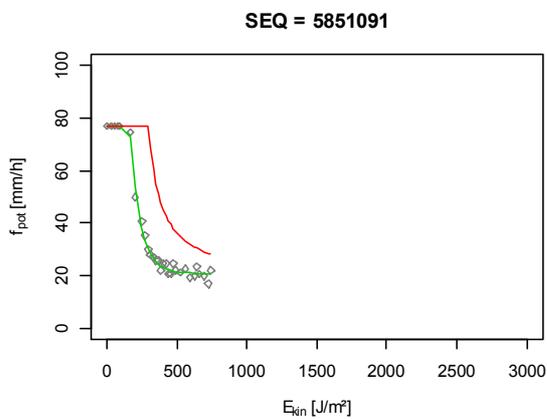
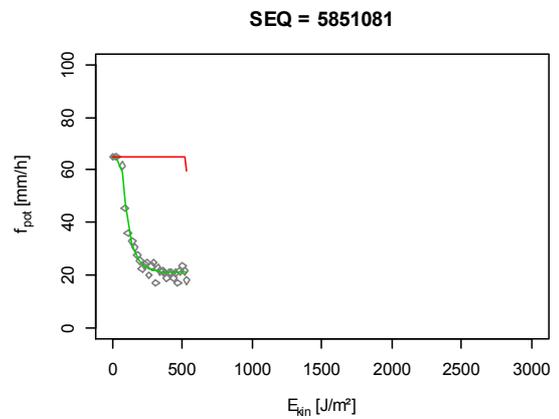
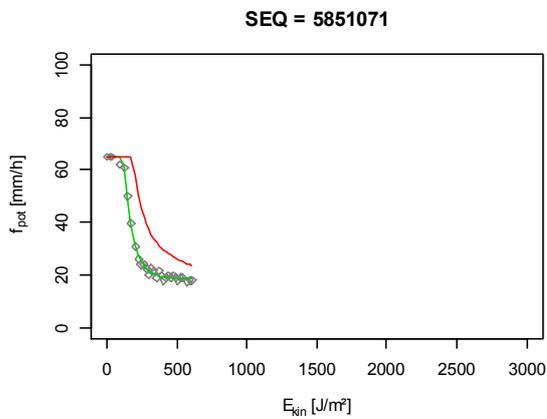
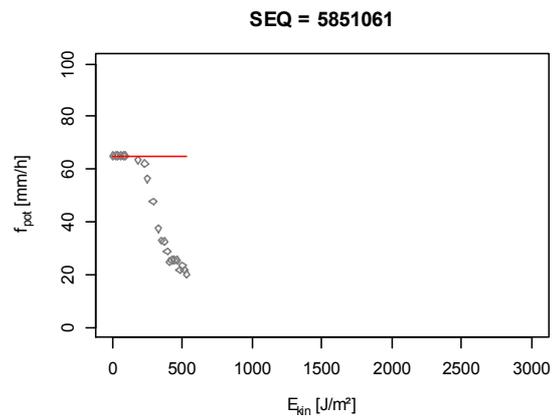
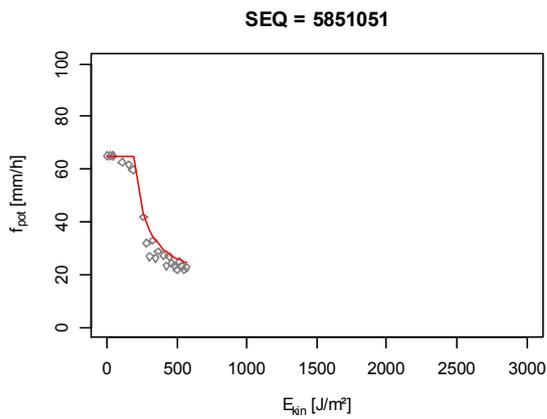
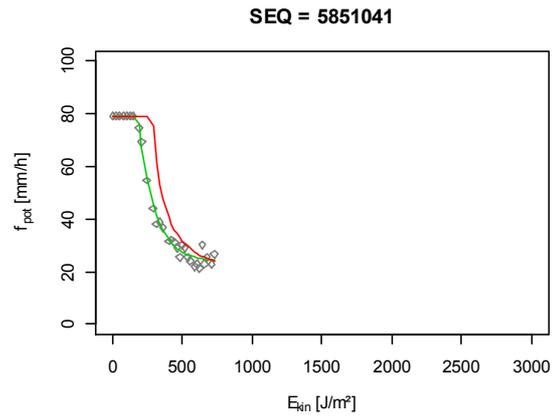
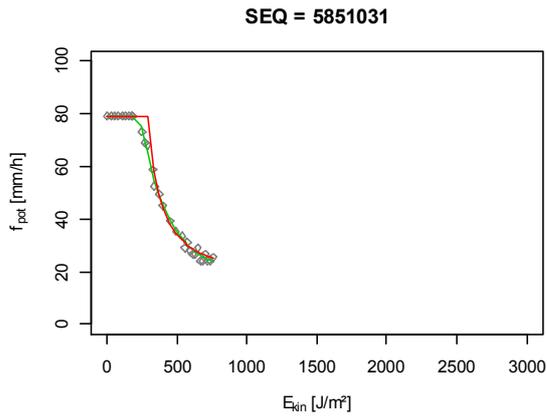
— Opt
 — StatMod
 — RegMod
 — SA
 — NLS



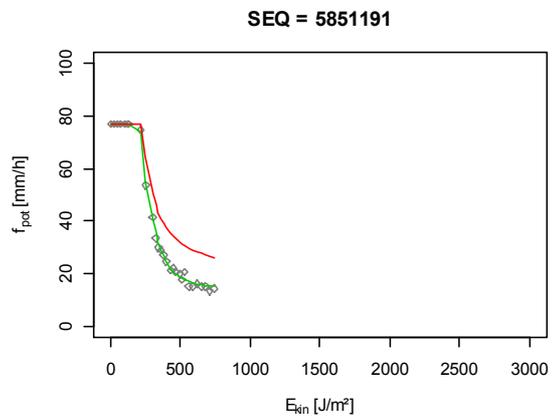
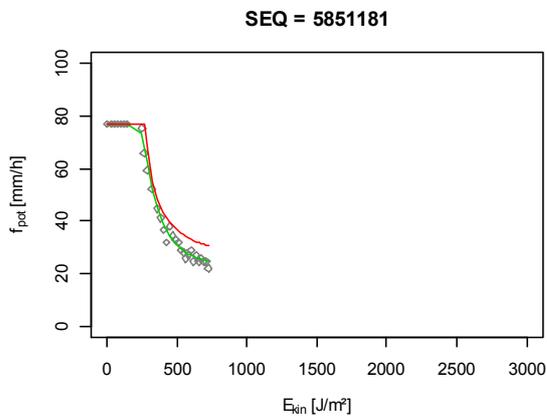
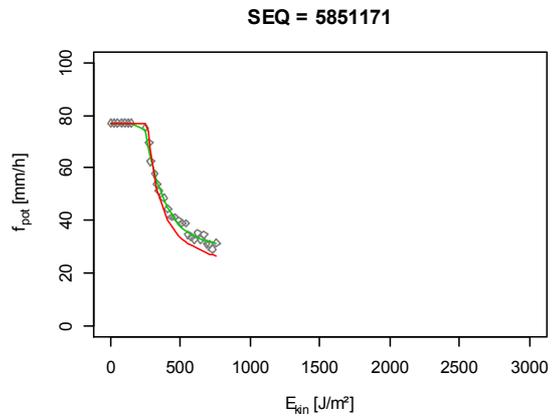
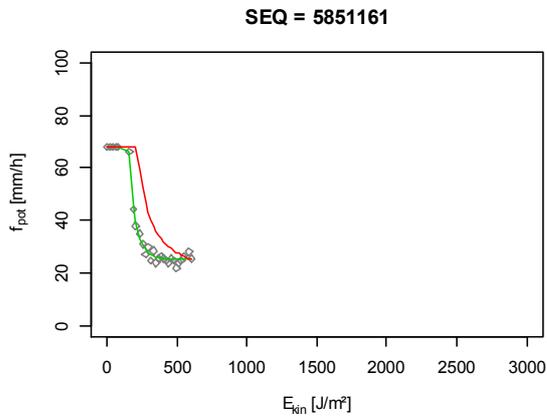
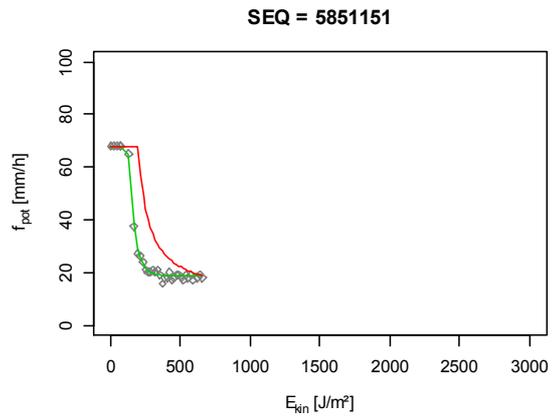
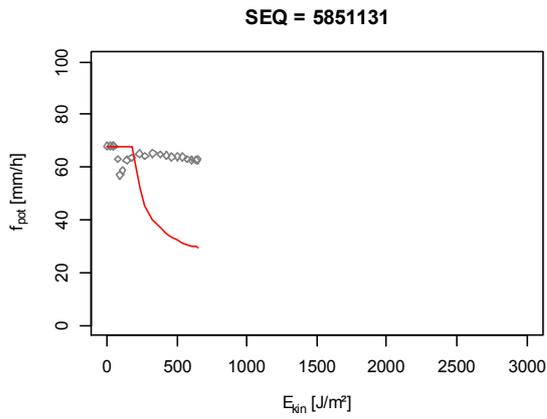
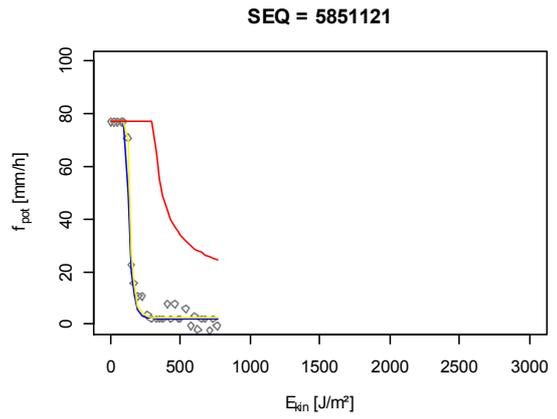
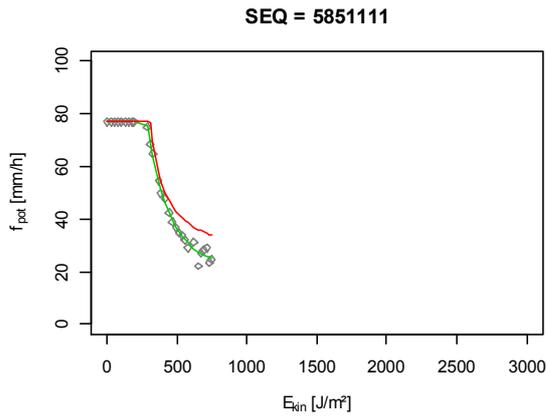
— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



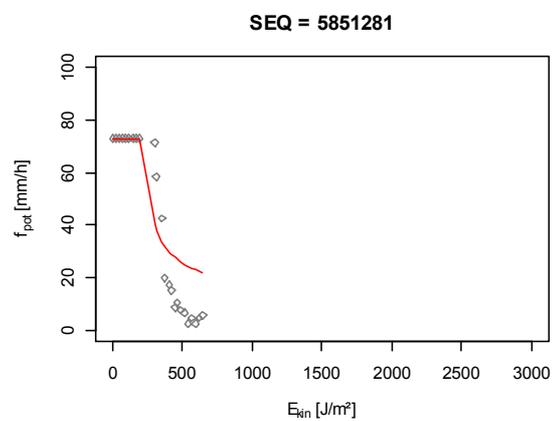
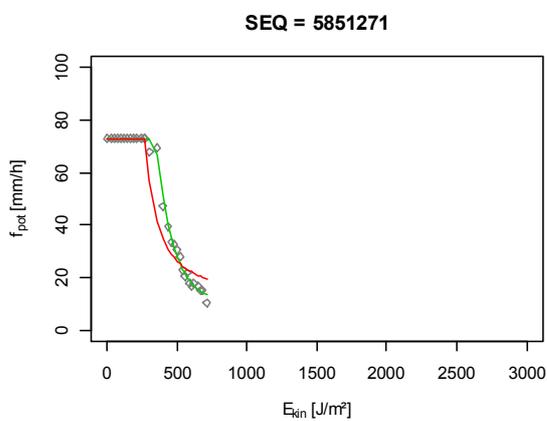
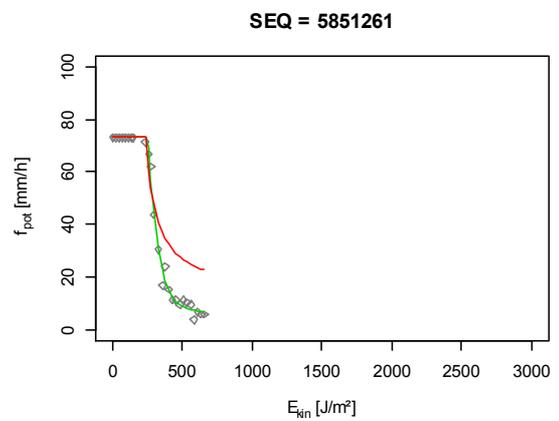
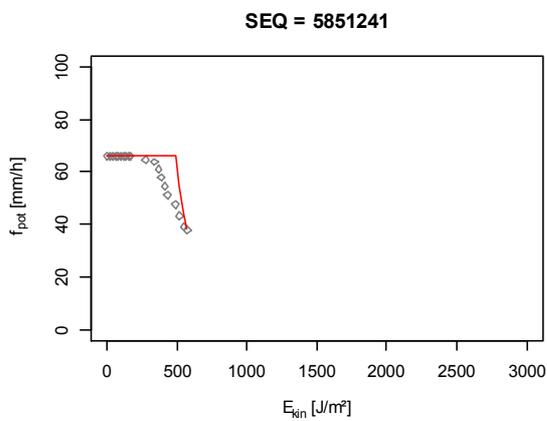
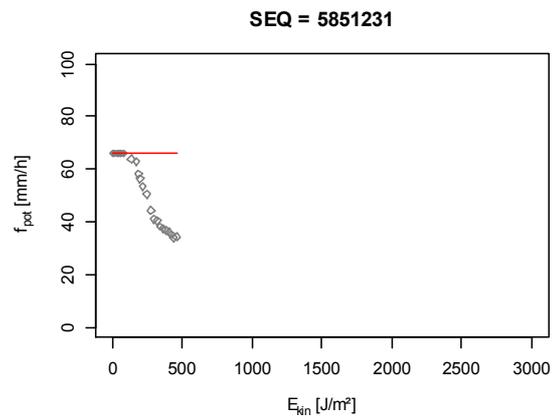
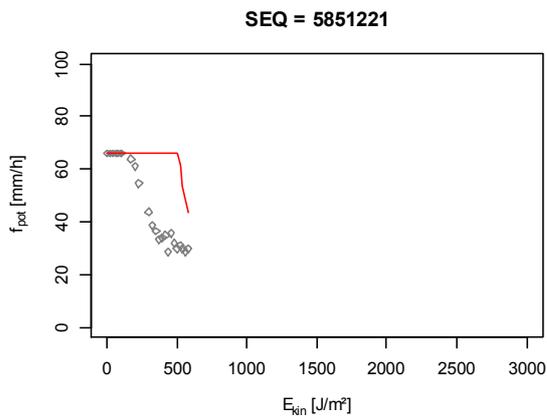
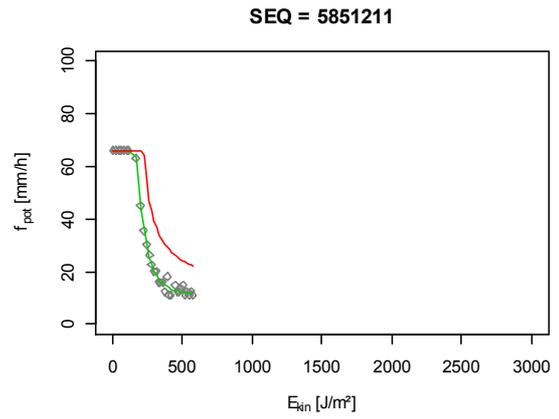
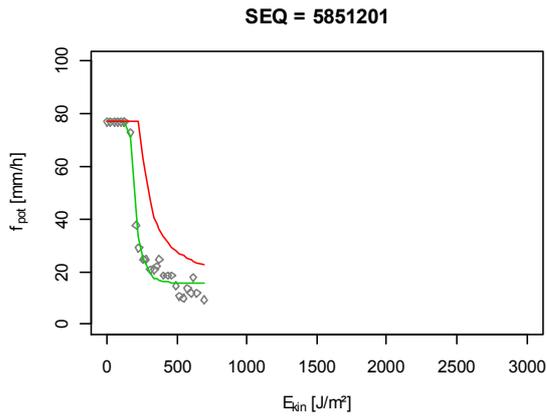
— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



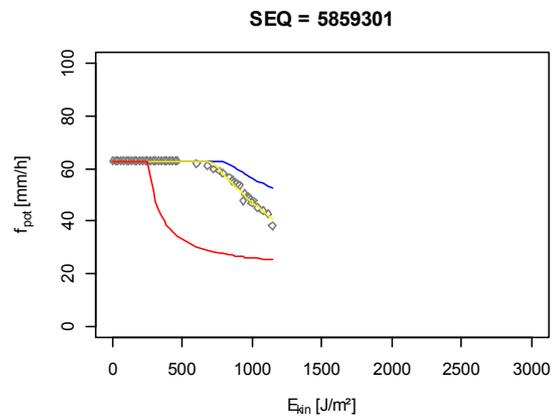
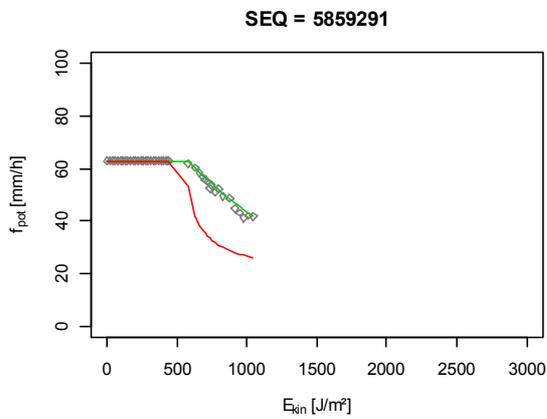
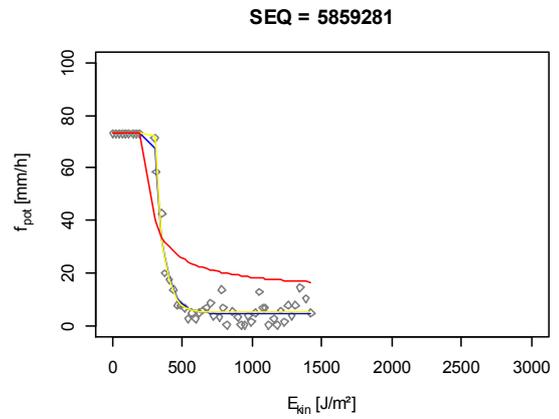
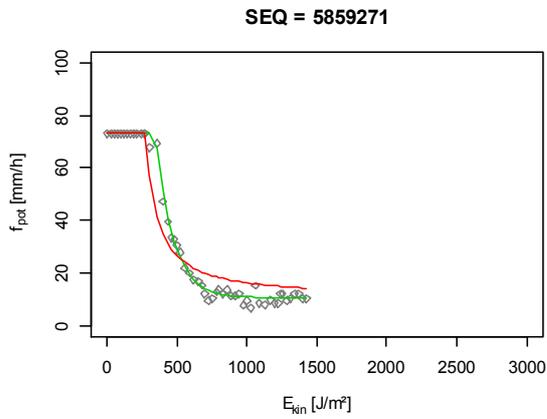
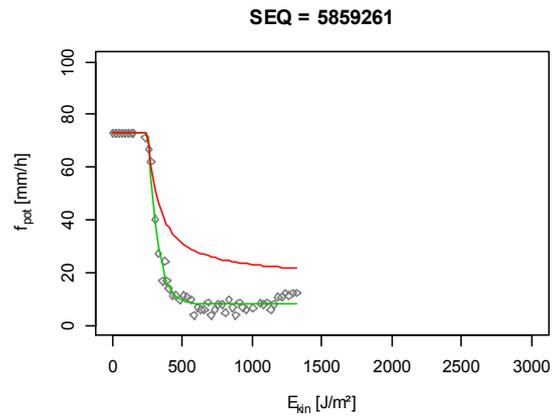
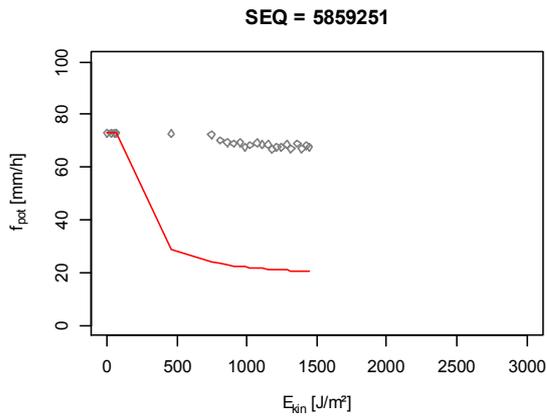
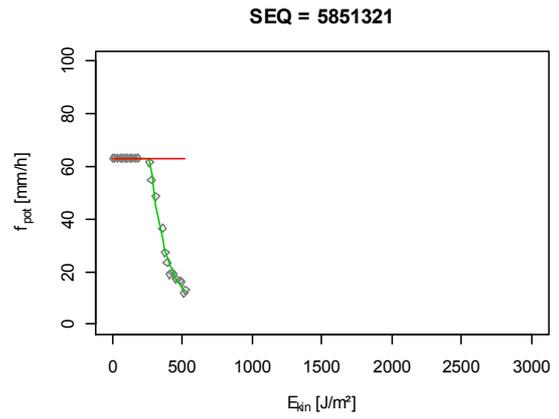
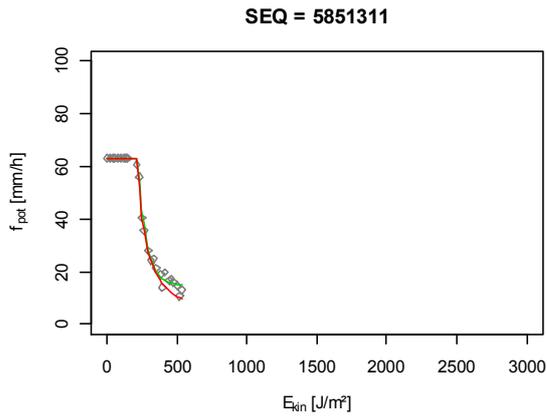
— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



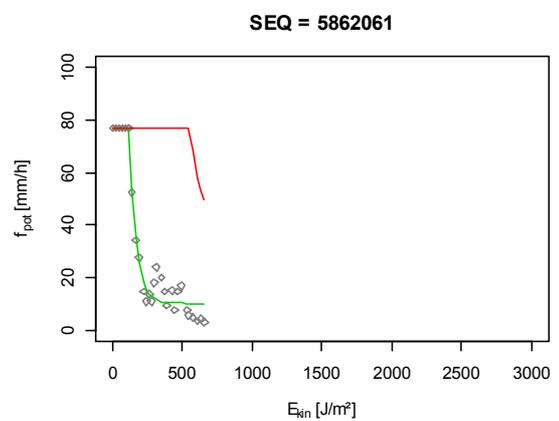
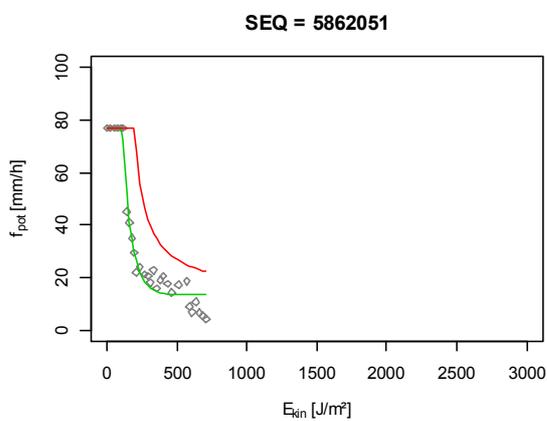
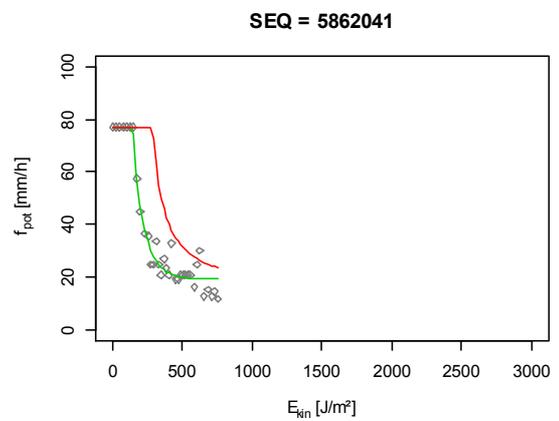
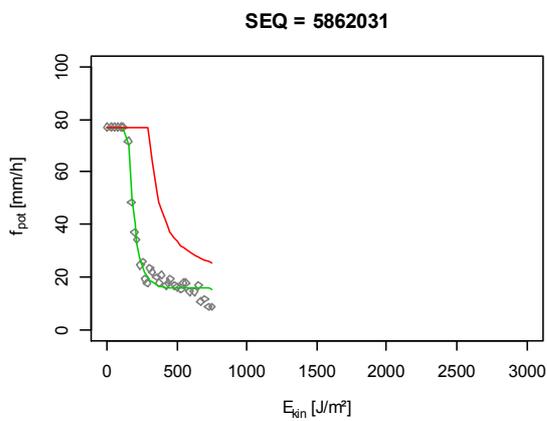
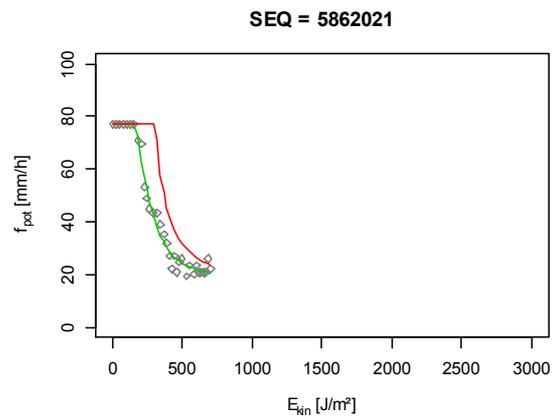
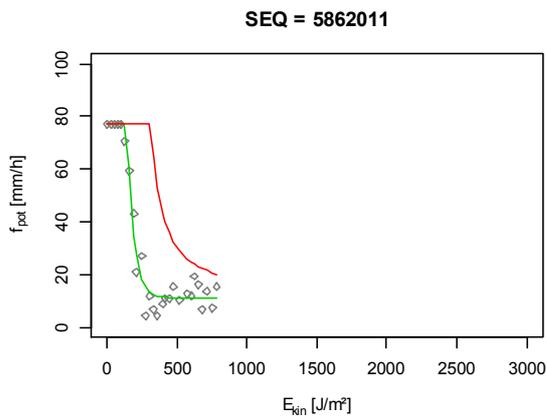
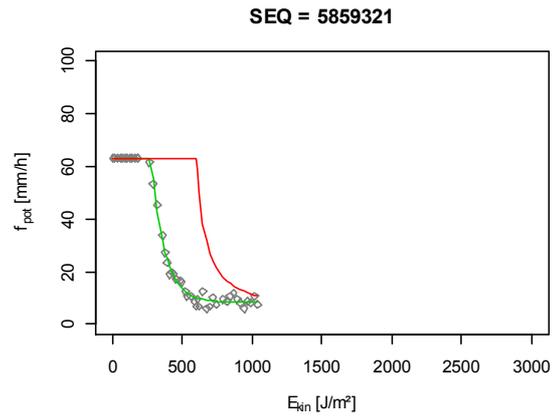
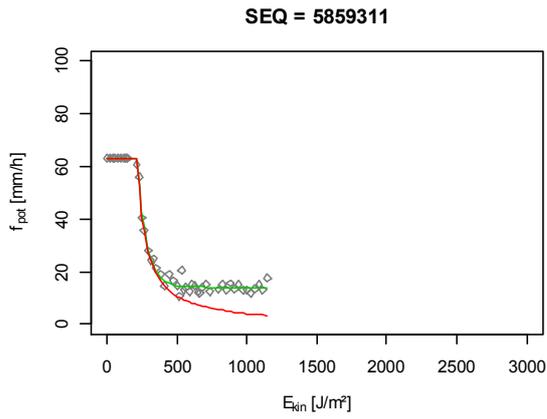
— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



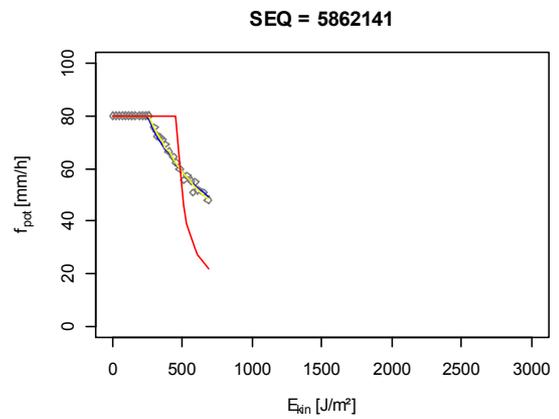
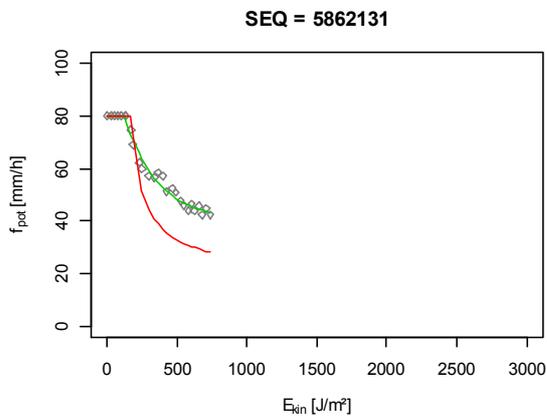
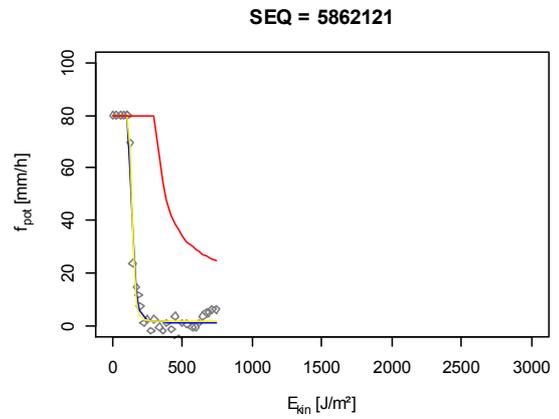
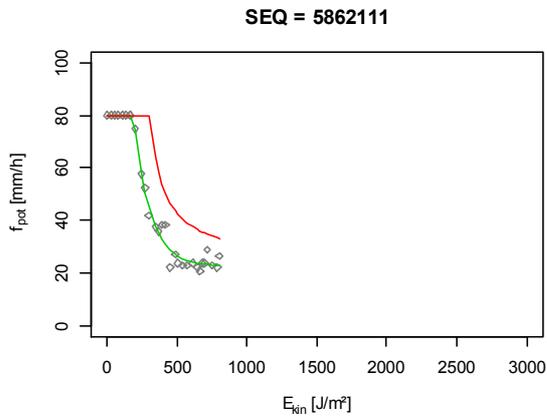
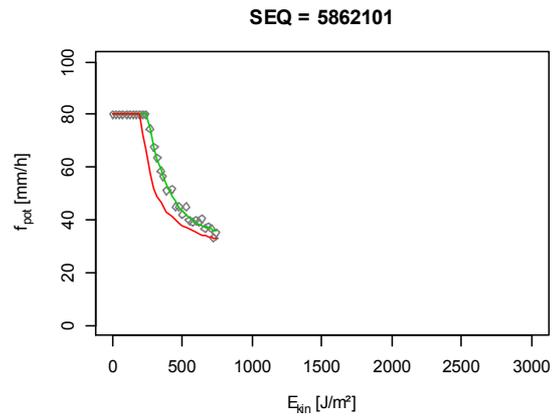
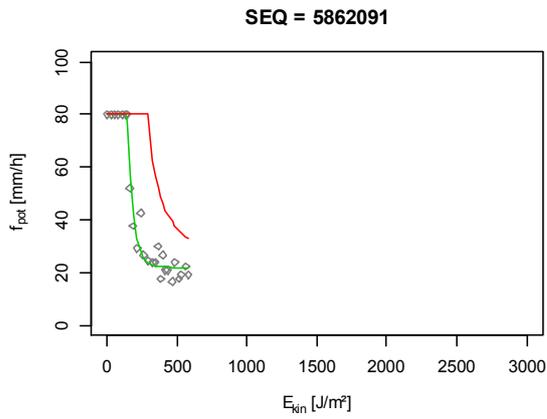
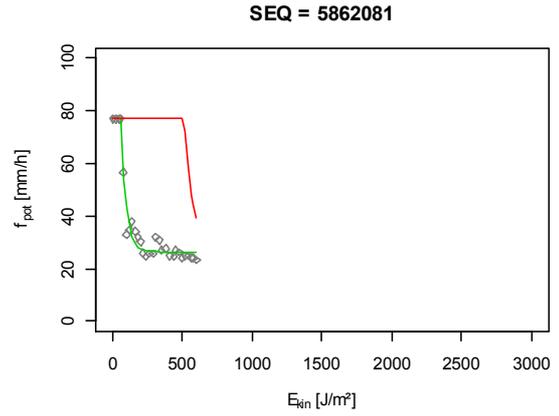
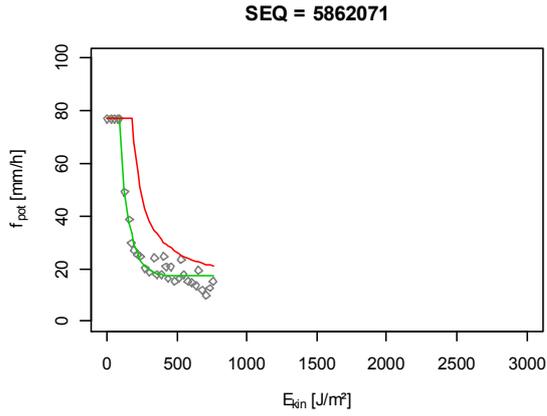
— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



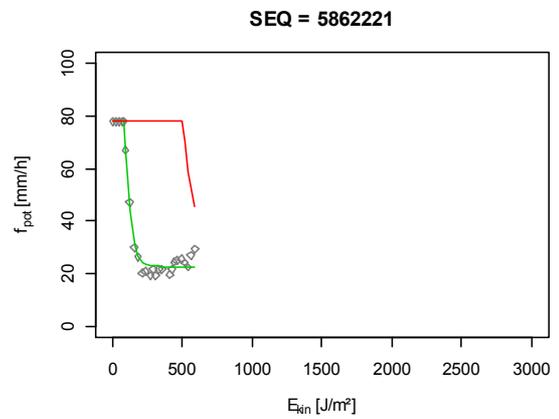
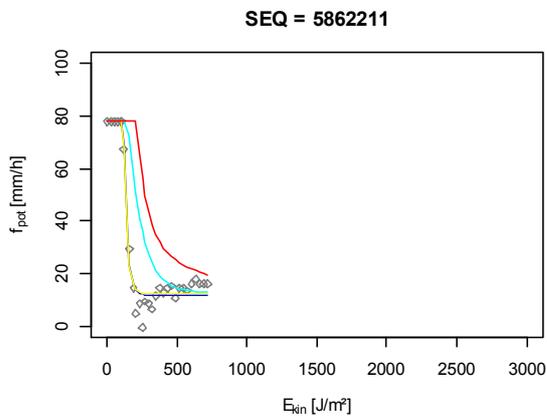
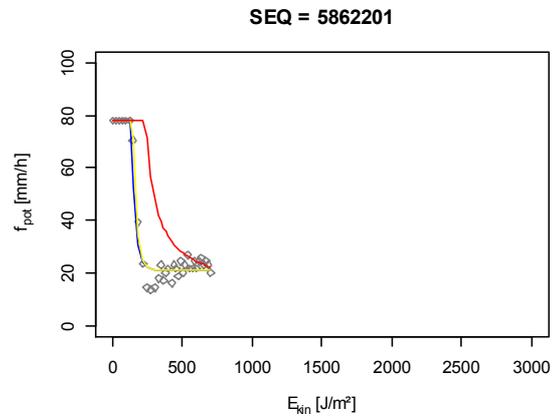
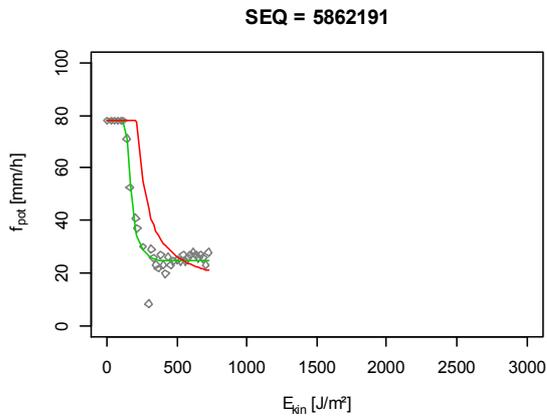
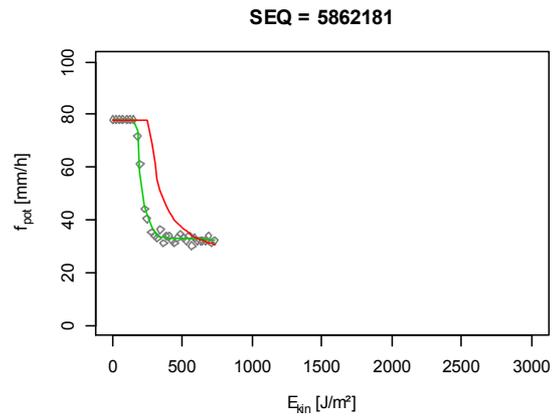
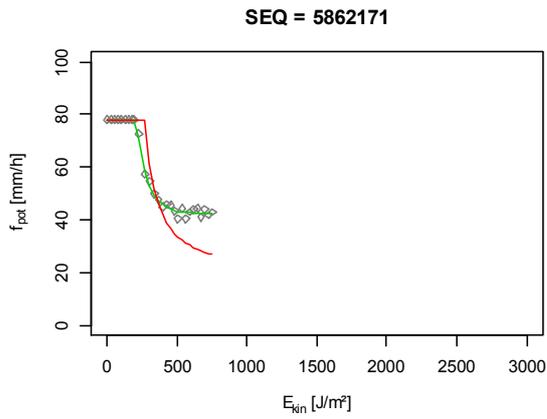
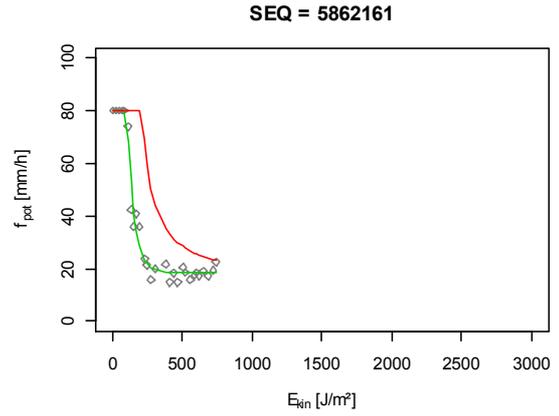
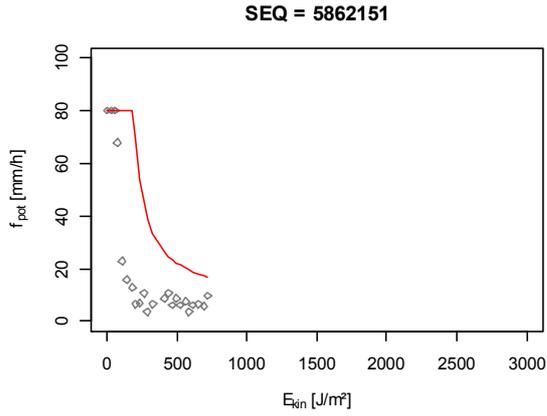
— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



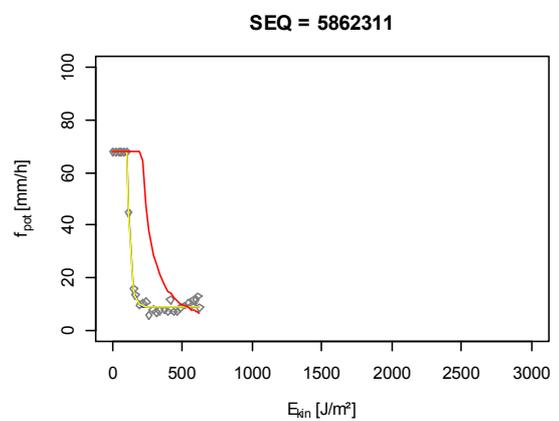
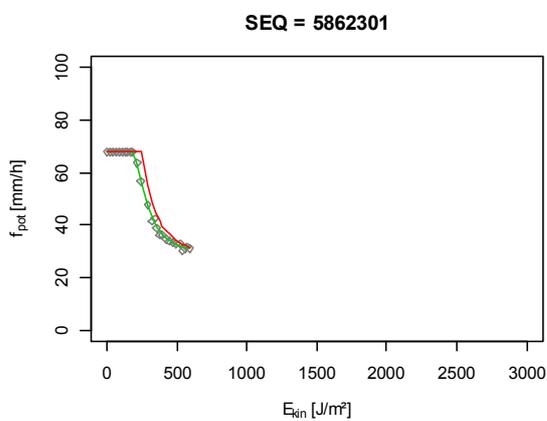
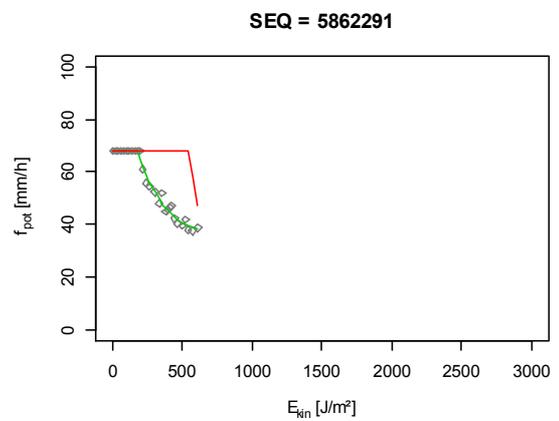
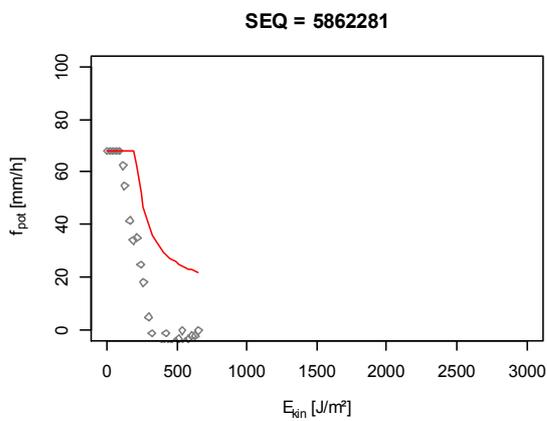
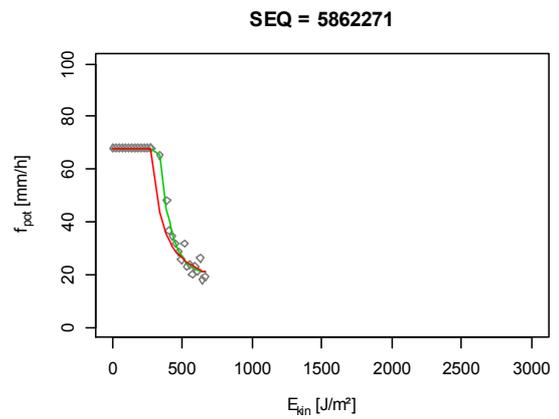
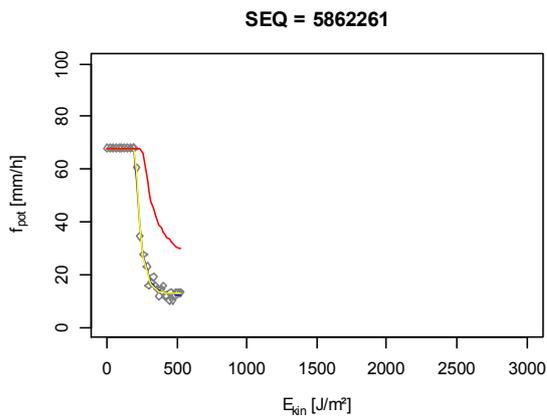
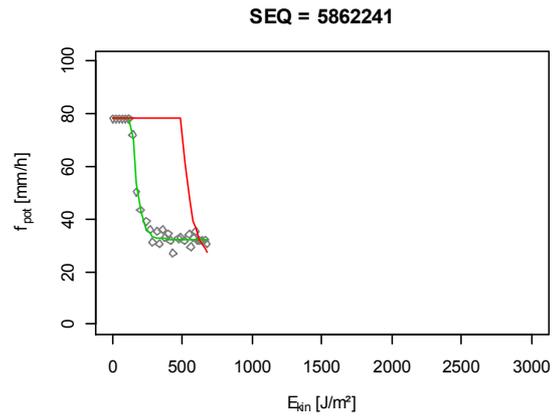
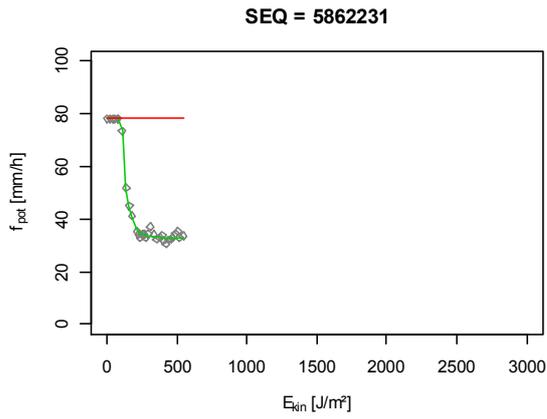
— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



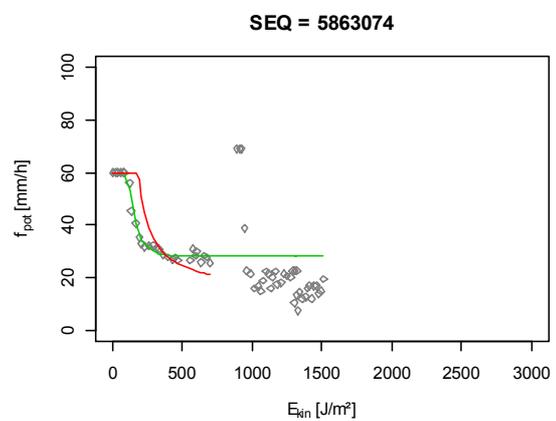
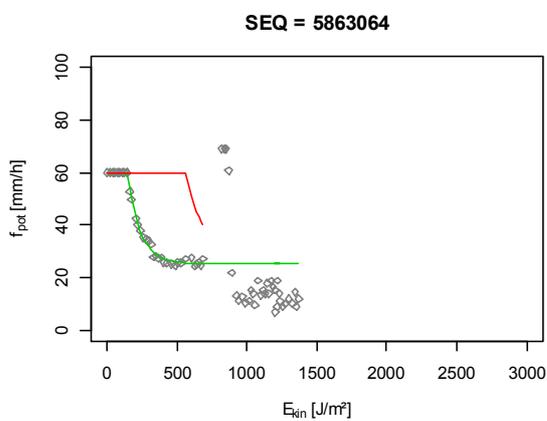
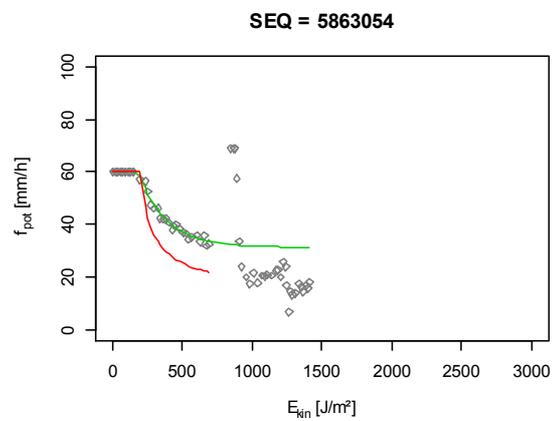
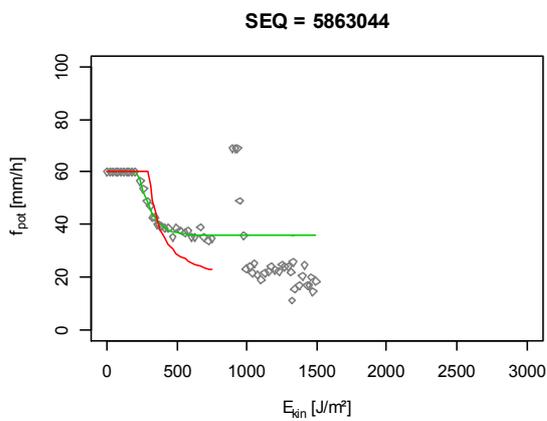
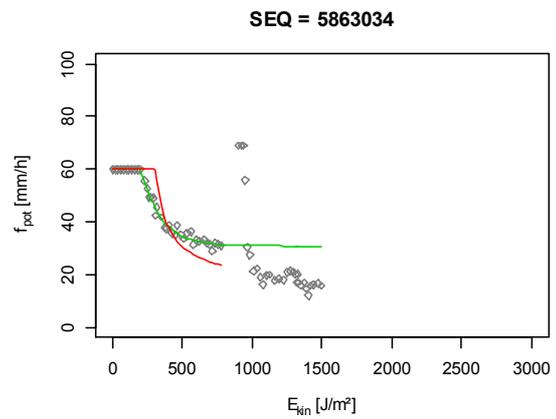
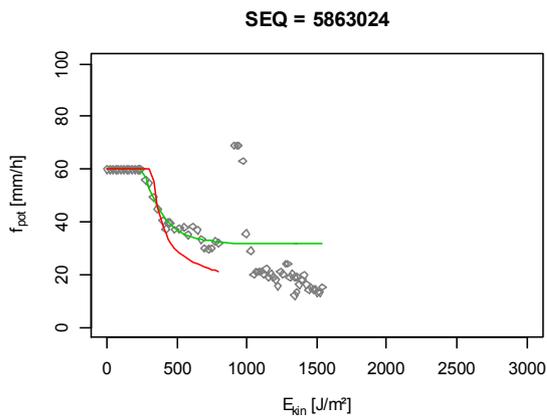
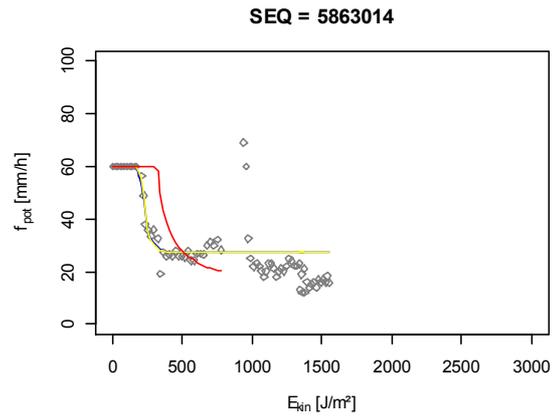
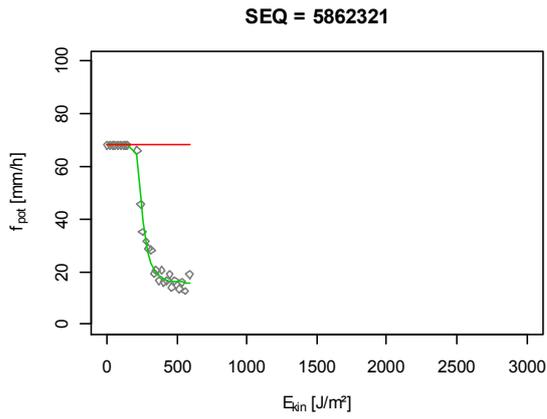
— Opt
 — StatMod
 — RegMod
 — SA
 — NLS



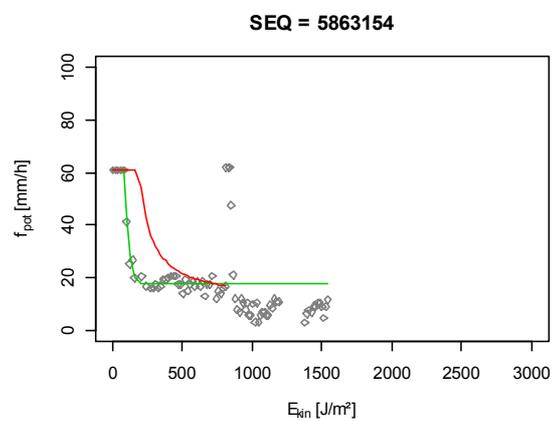
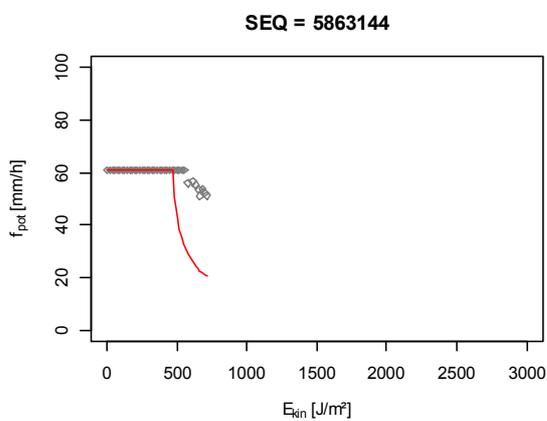
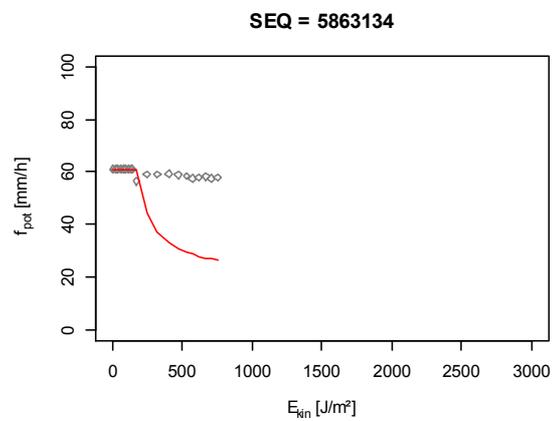
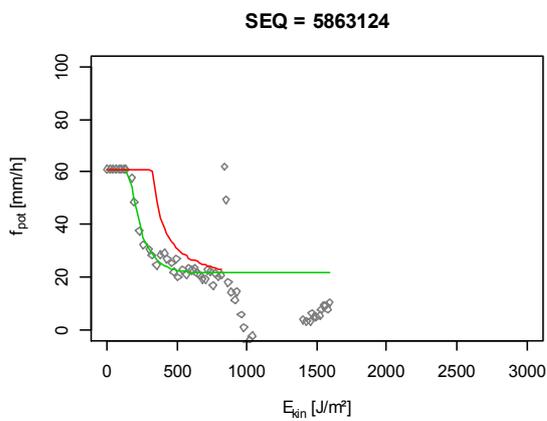
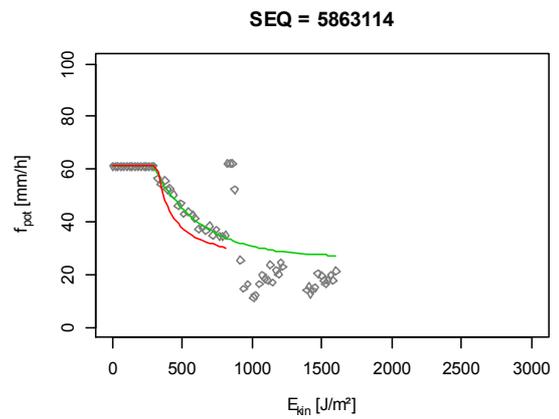
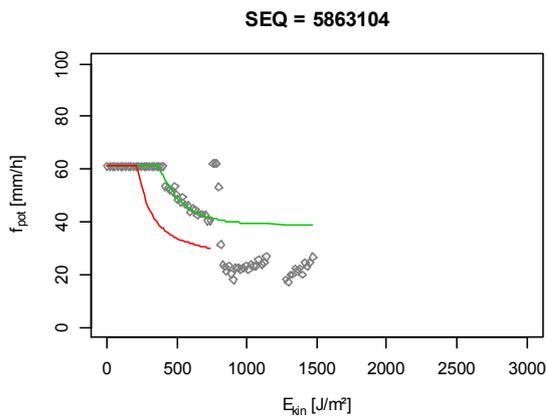
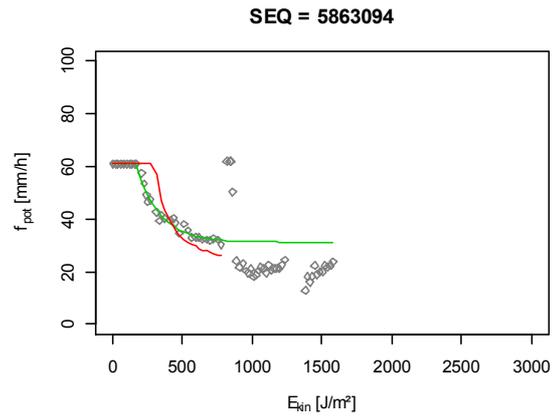
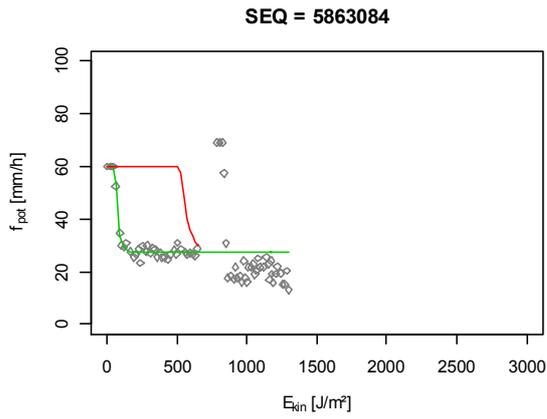
— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



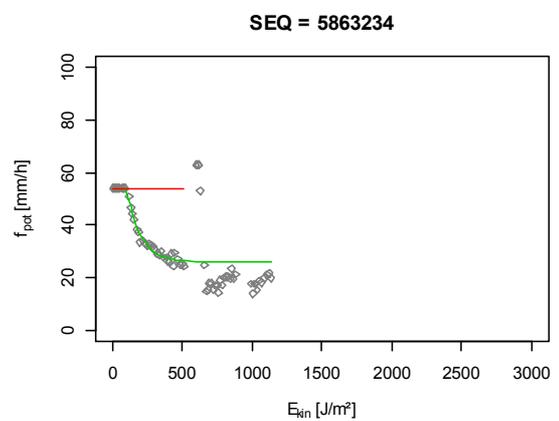
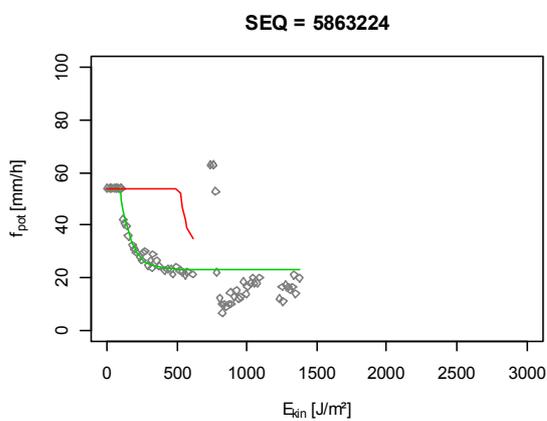
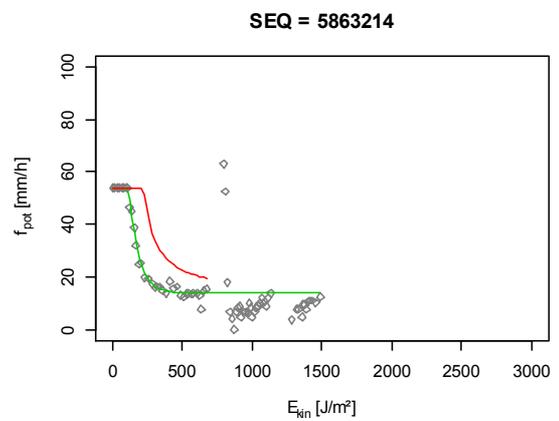
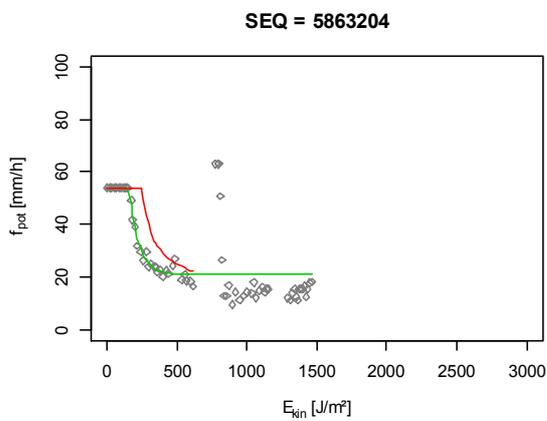
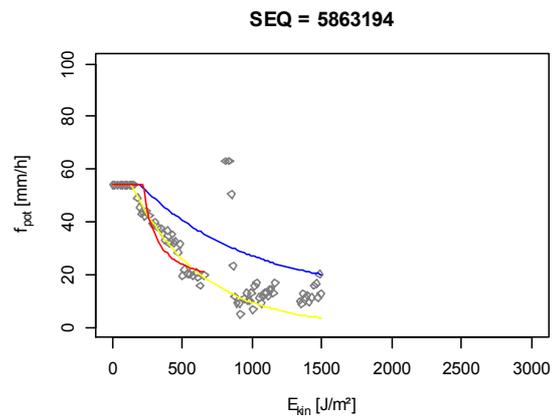
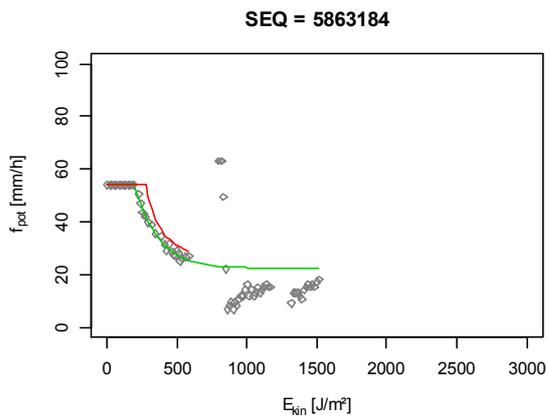
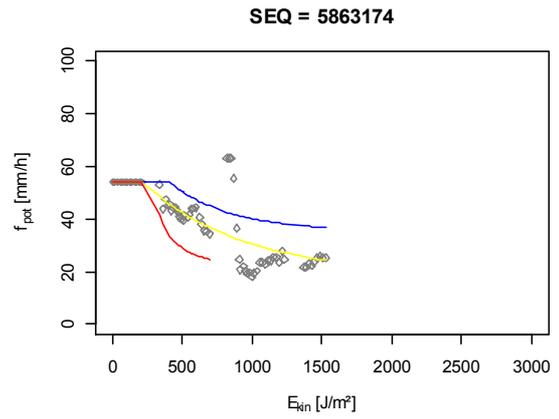
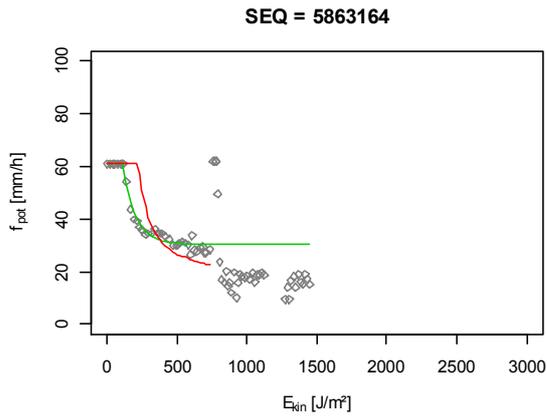
— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



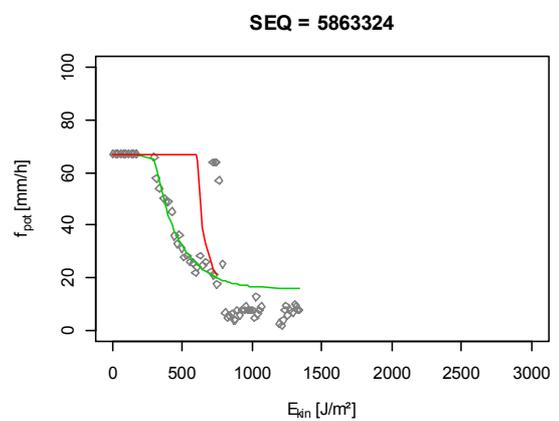
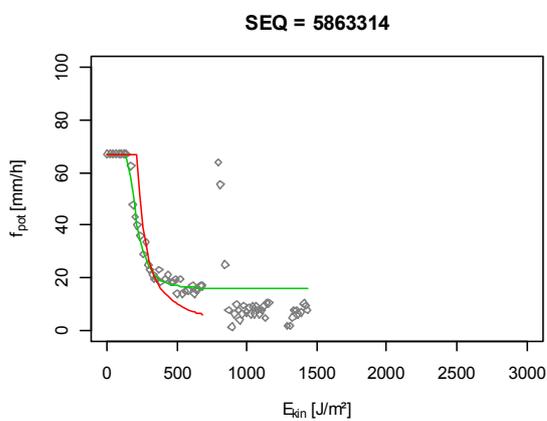
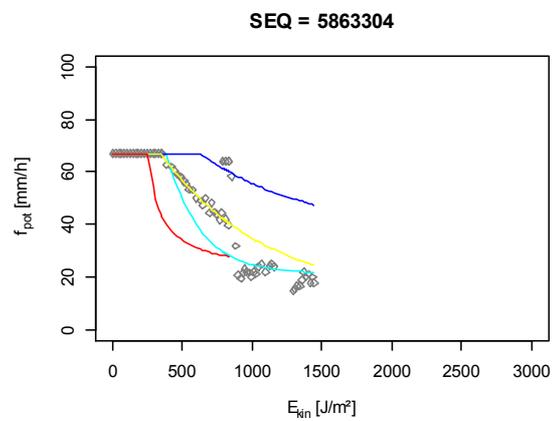
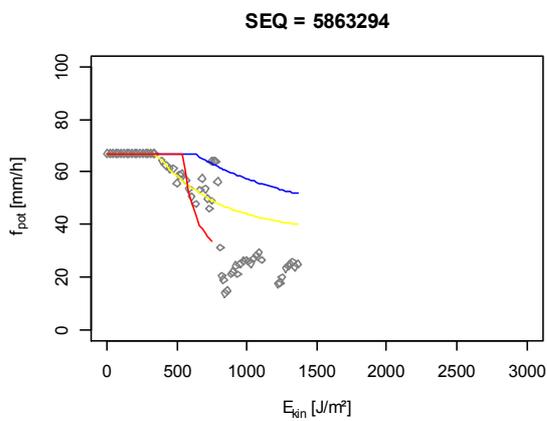
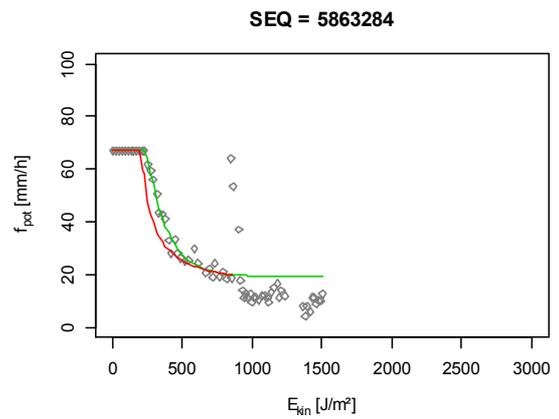
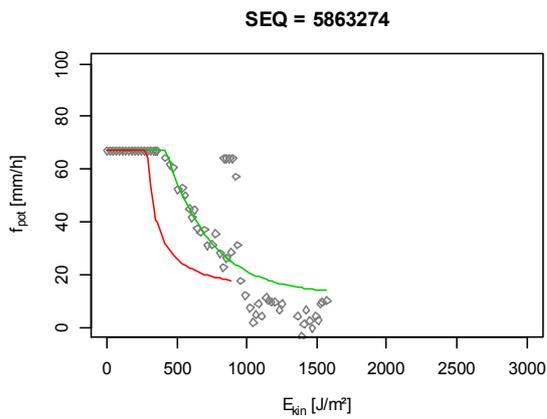
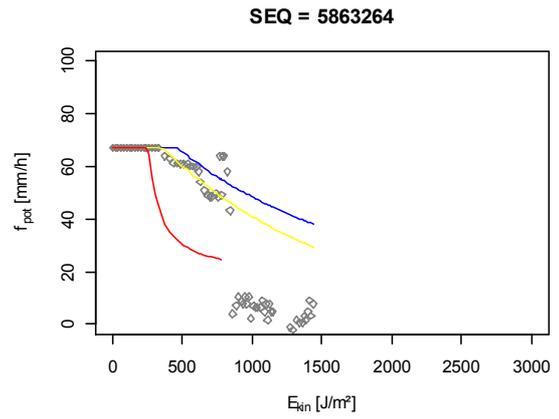
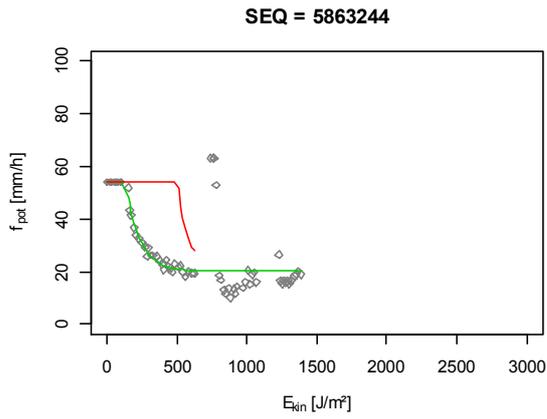
— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



— Opt
 — StatMod
 — RegMod
 — SA
 — NLS

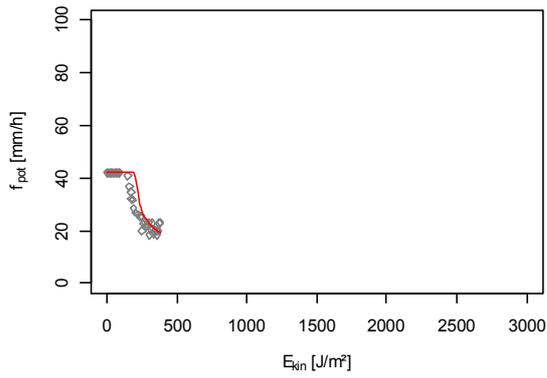


— Opt
 — StatMod
 — RegMod
 — SA
 — NLS

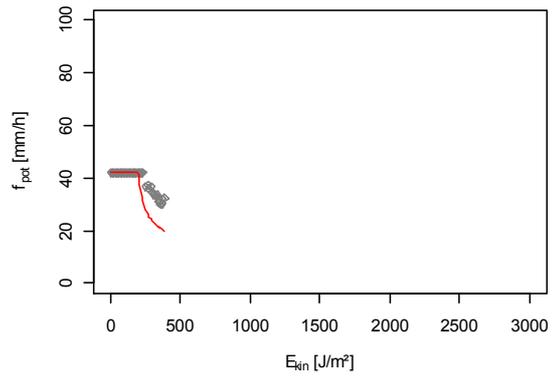


— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS

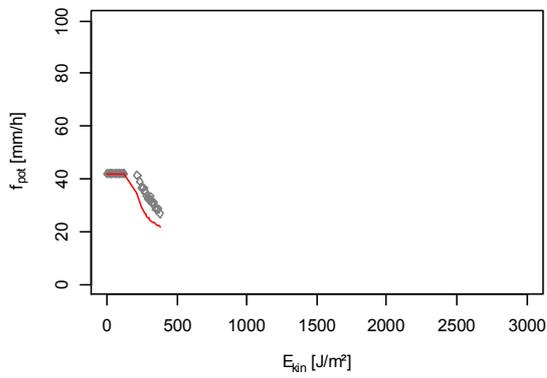
SEQ = 5864014



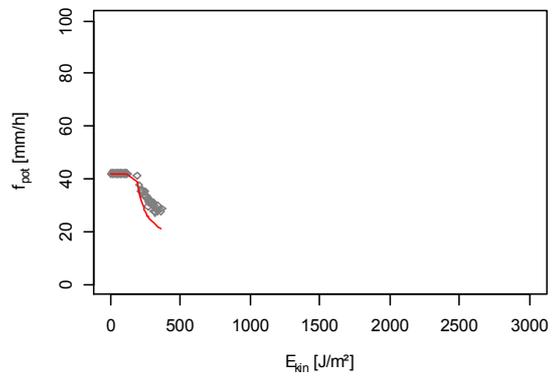
SEQ = 5864024



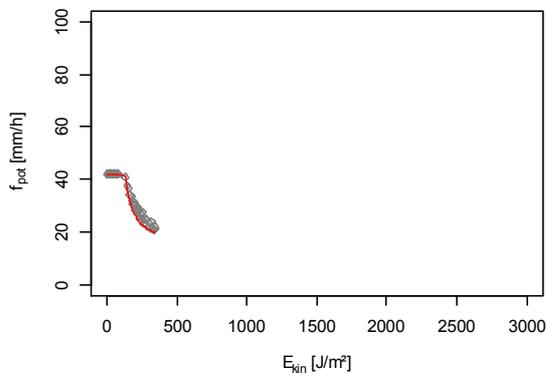
SEQ = 5864034



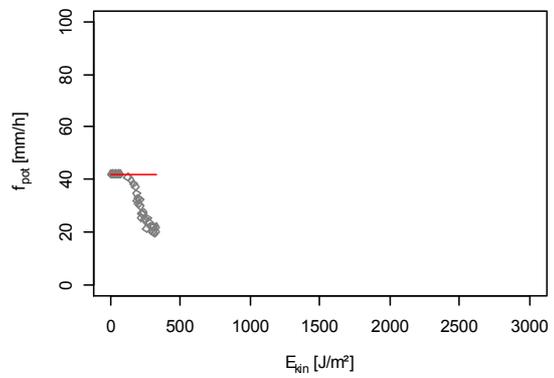
SEQ = 5864044



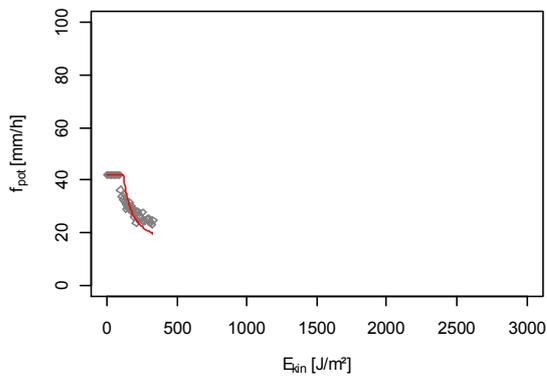
SEQ = 5864054



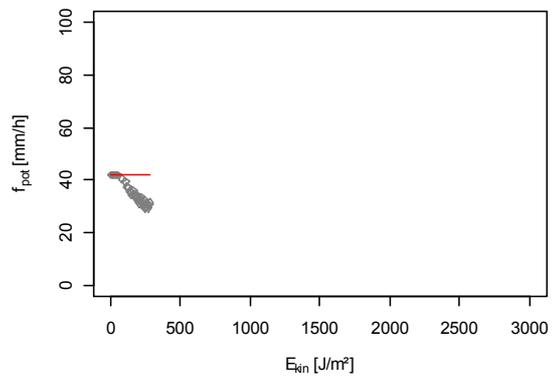
SEQ = 5864064



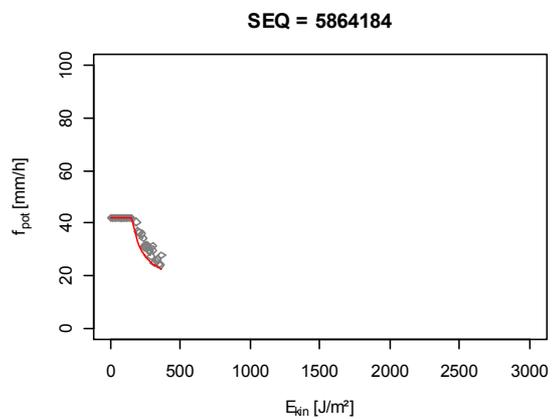
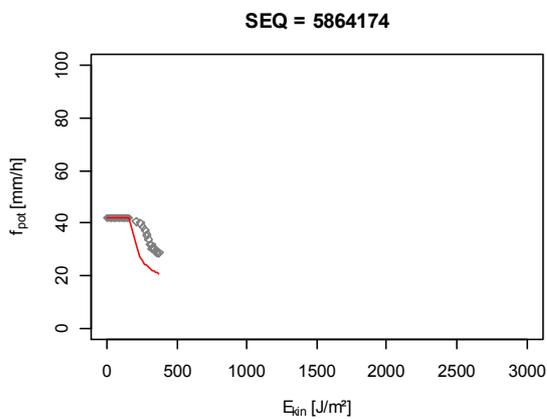
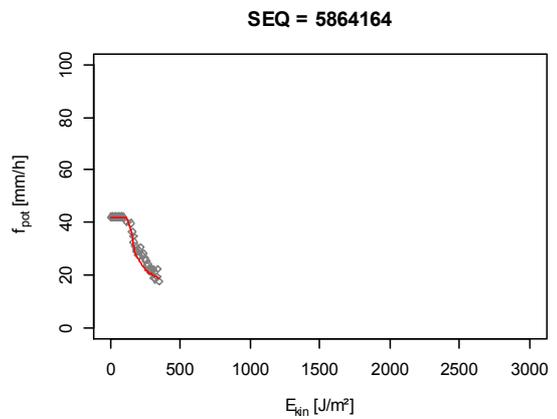
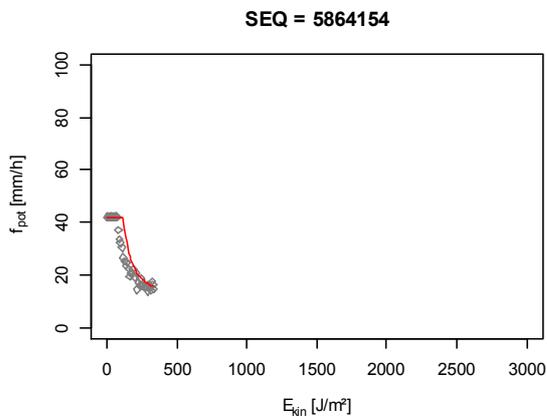
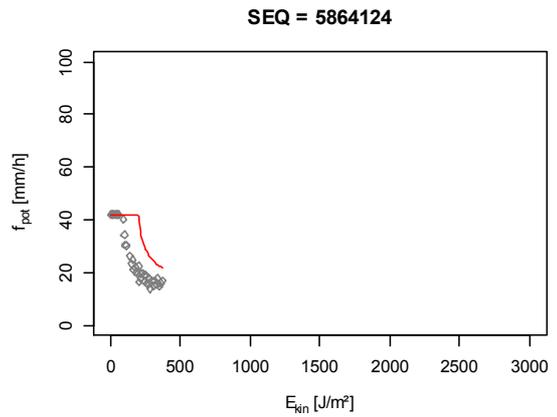
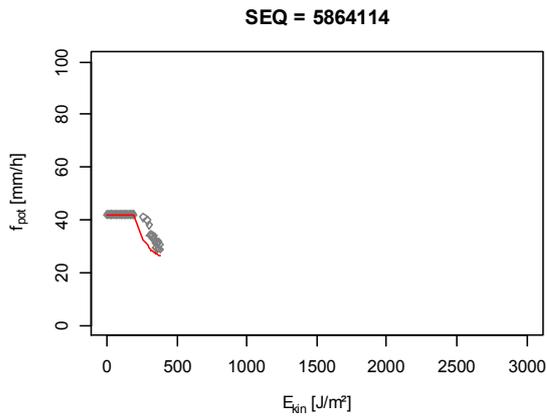
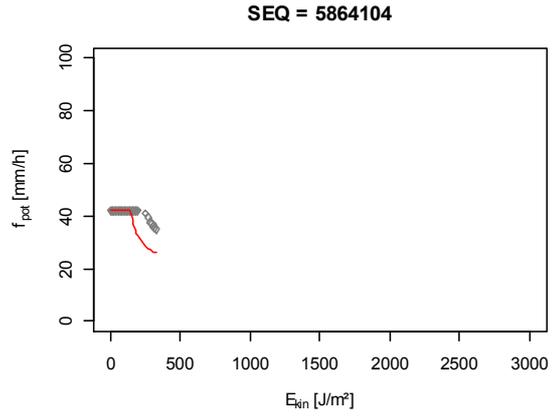
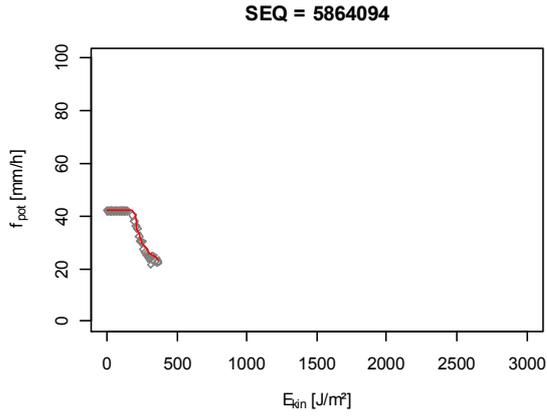
SEQ = 5864074



SEQ = 5864084

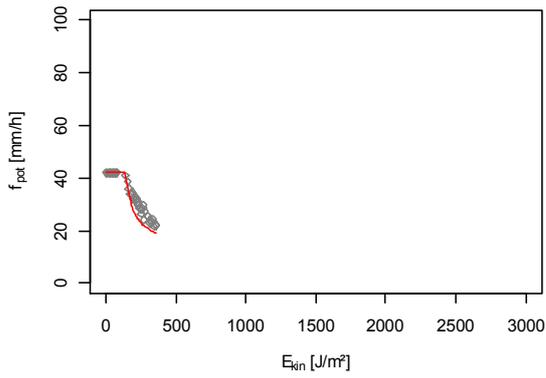


— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS

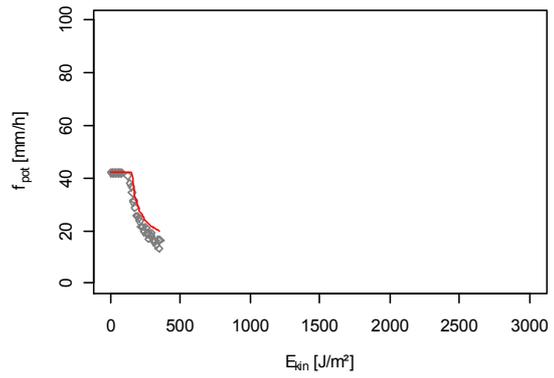


— Opt
 — StatMod
 — RegMod
 — SA
 — NLS

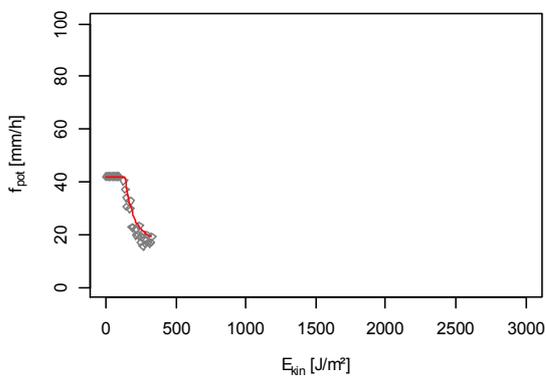
SEQ = 5864194



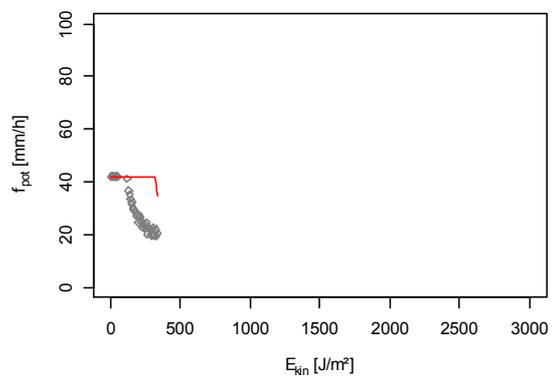
SEQ = 5864204



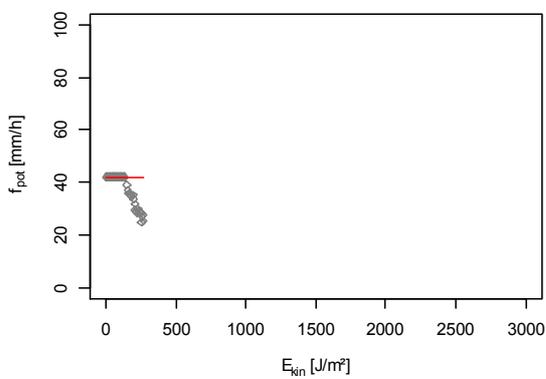
SEQ = 5864214



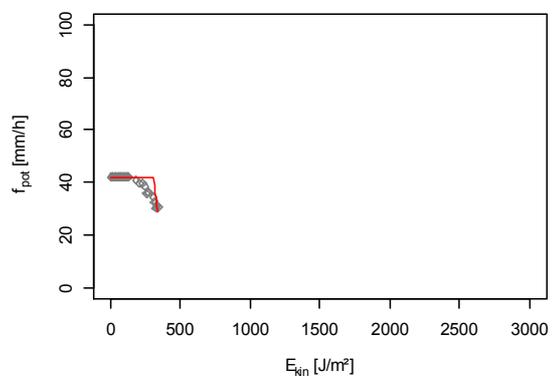
SEQ = 5864224



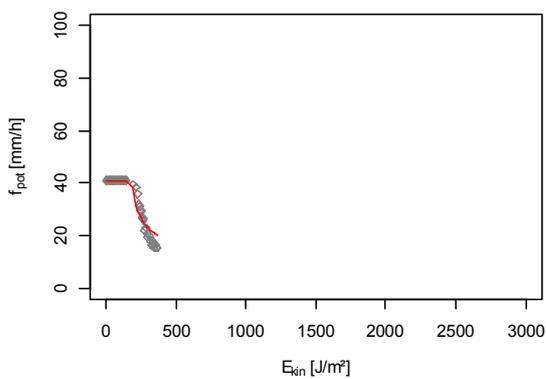
SEQ = 5864234



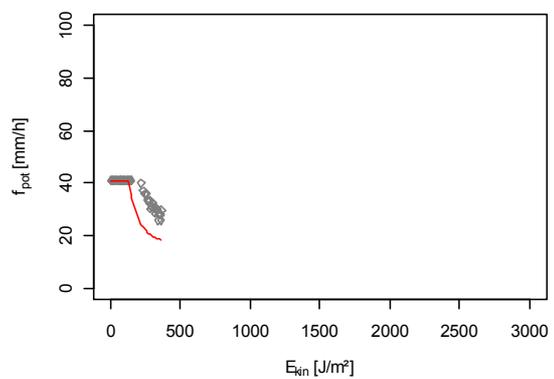
SEQ = 5864244



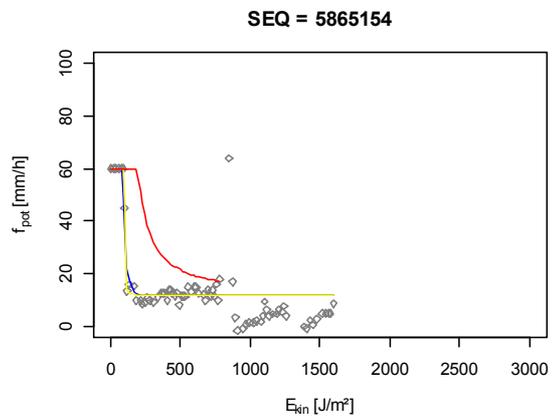
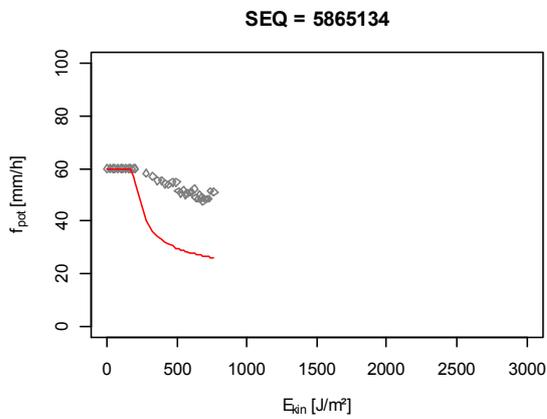
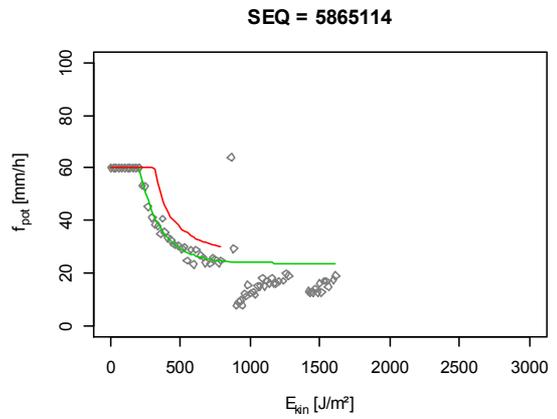
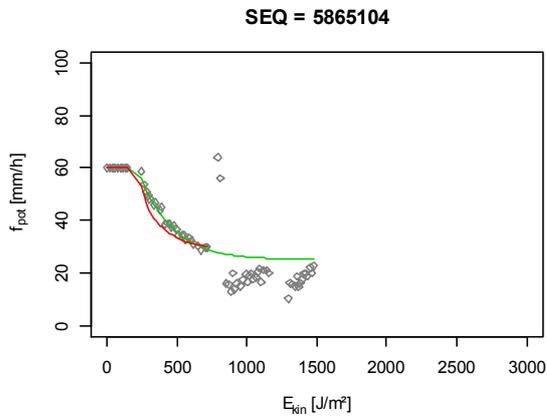
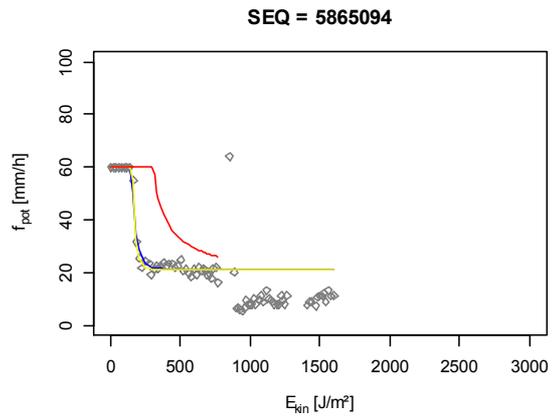
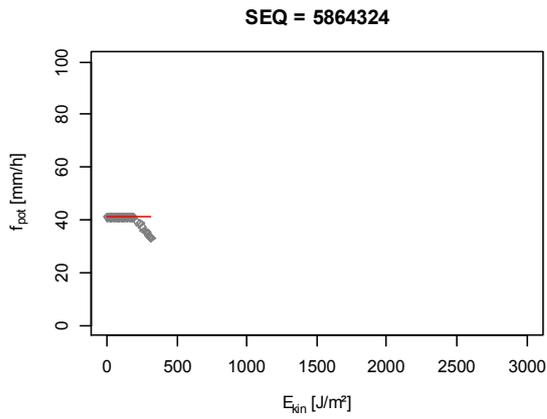
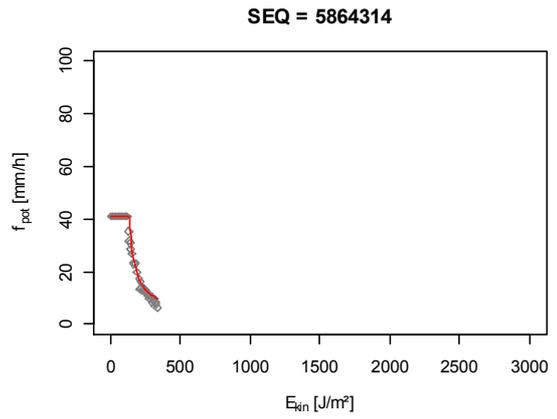
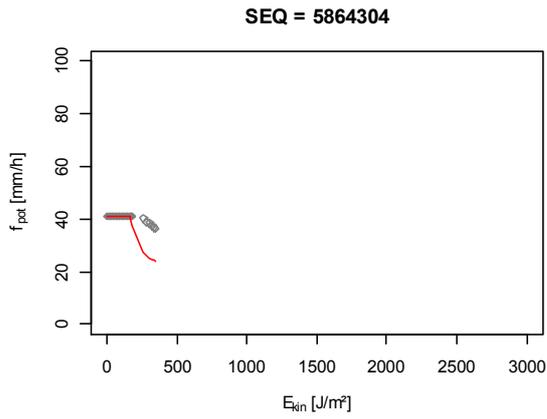
SEQ = 5864274



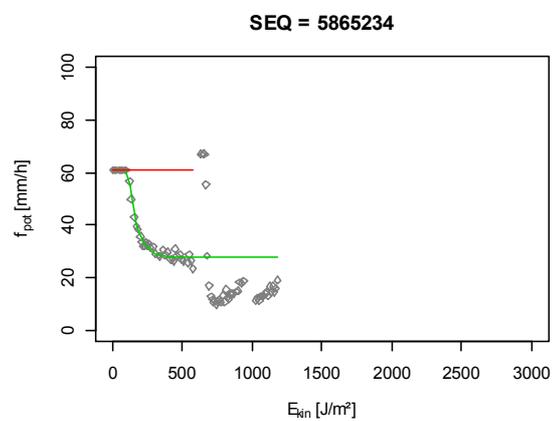
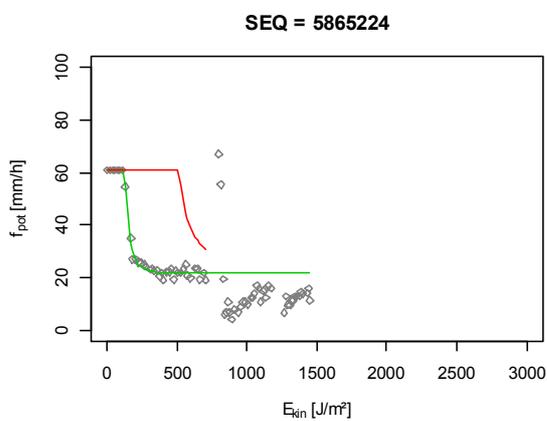
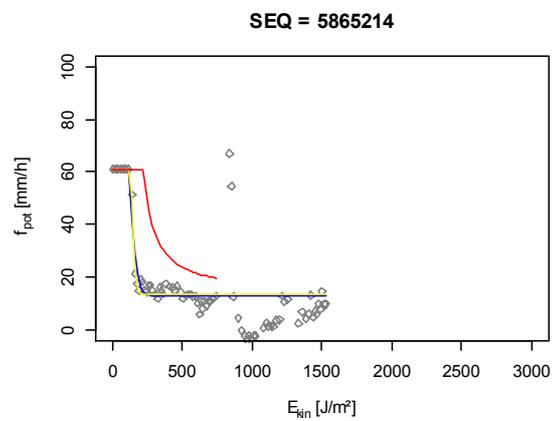
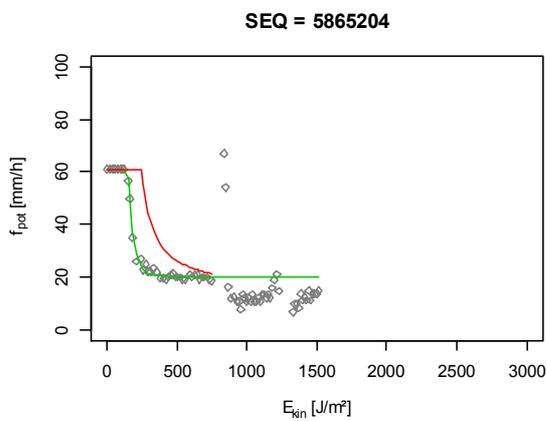
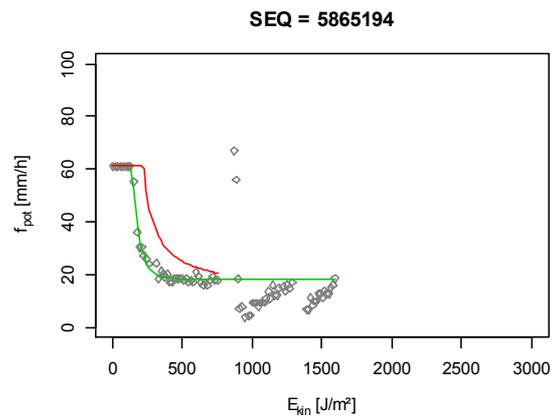
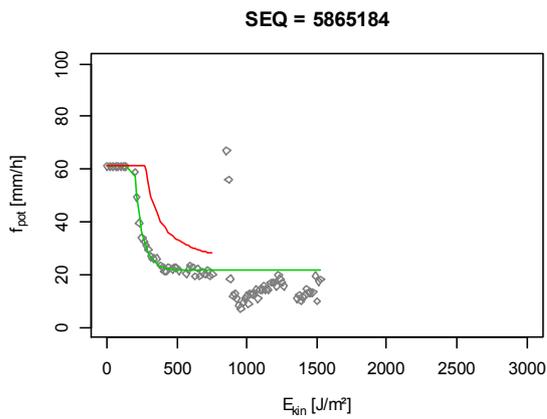
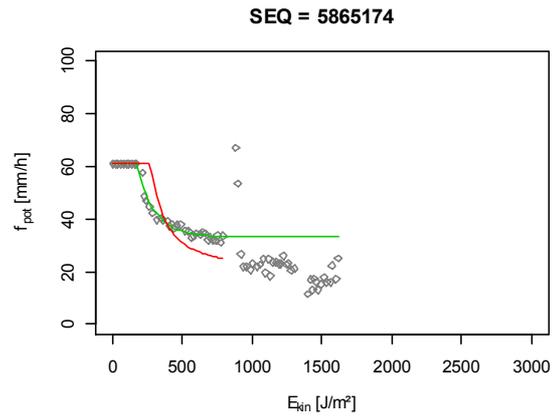
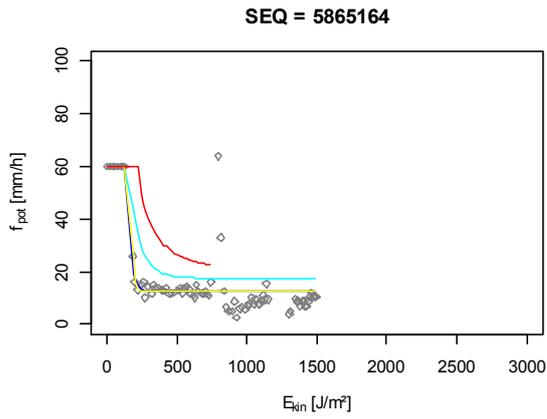
SEQ = 5864284



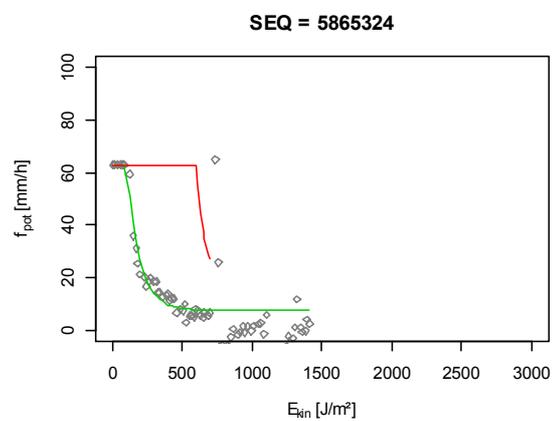
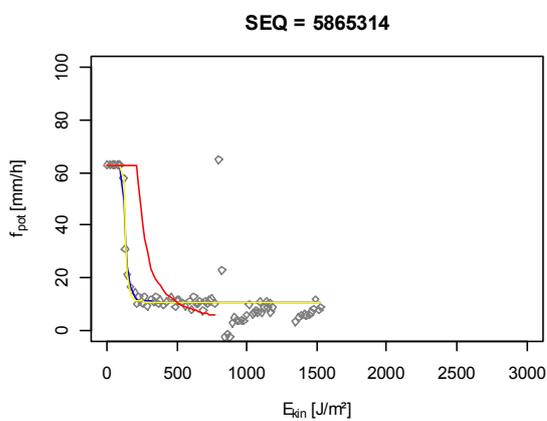
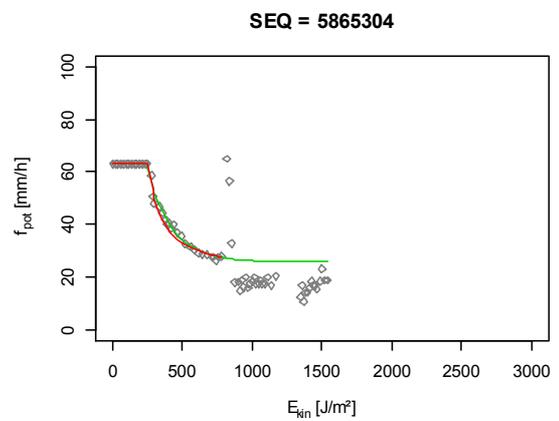
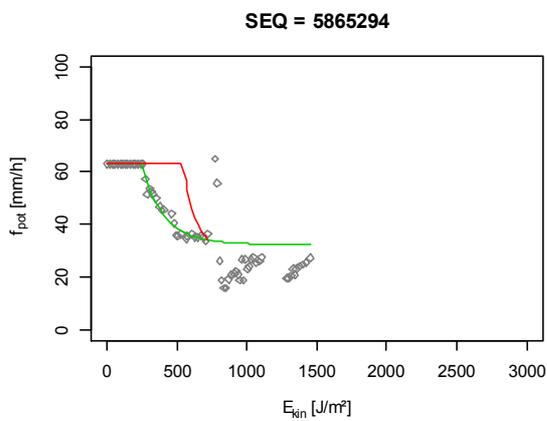
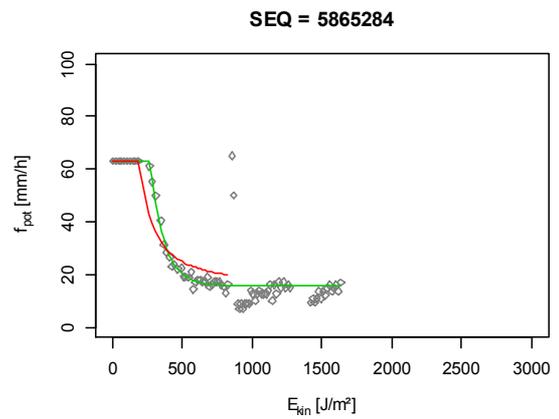
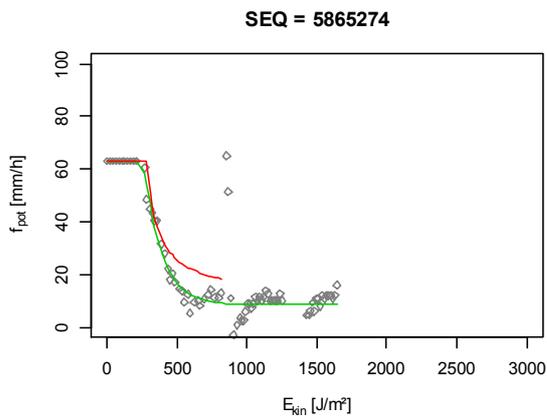
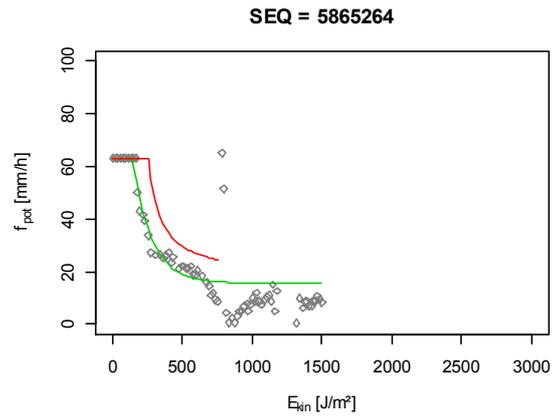
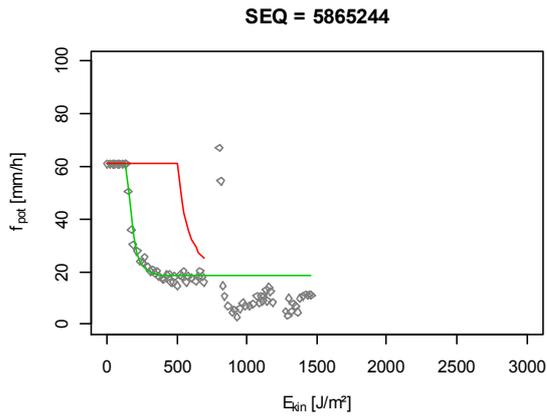
— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



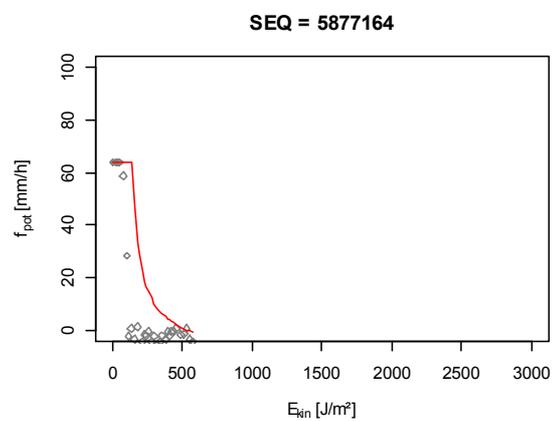
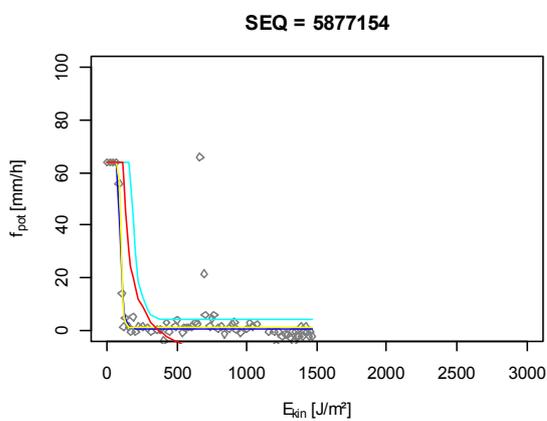
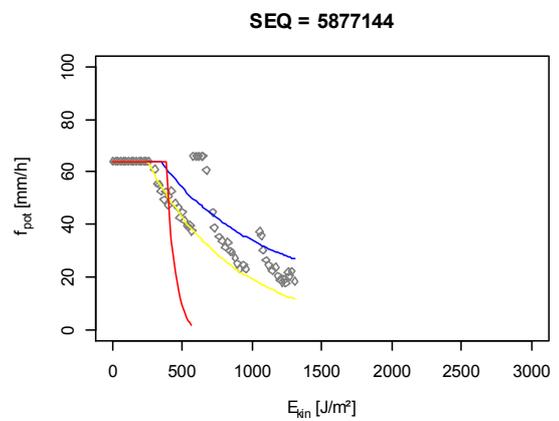
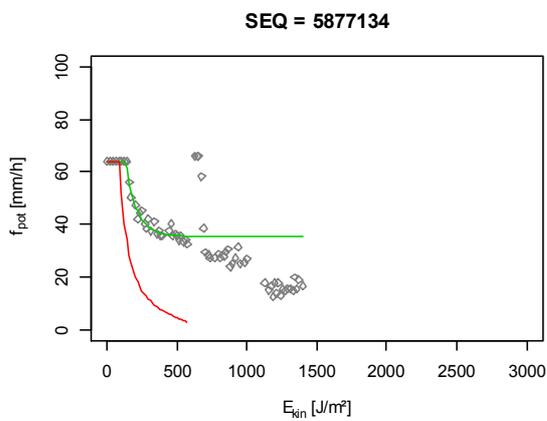
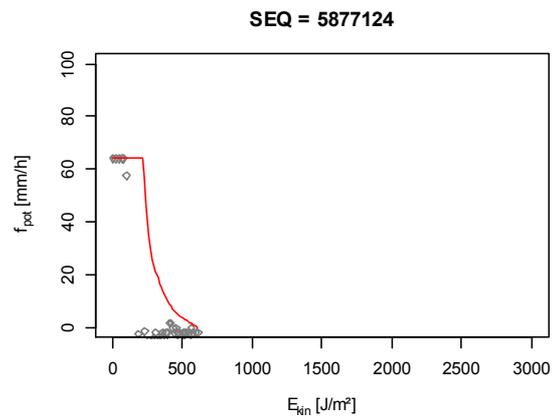
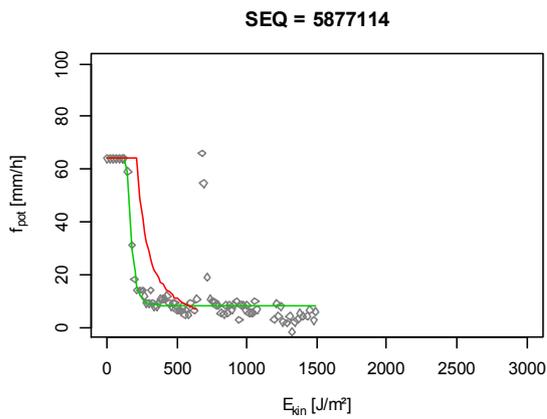
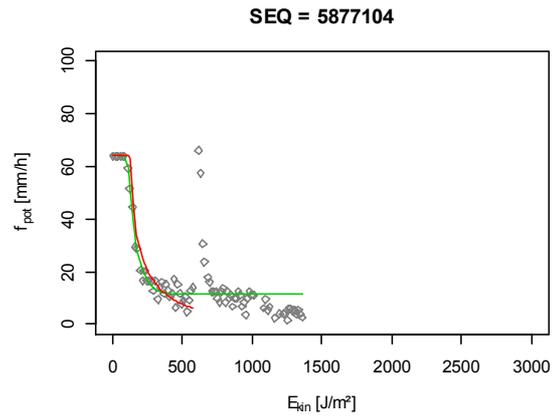
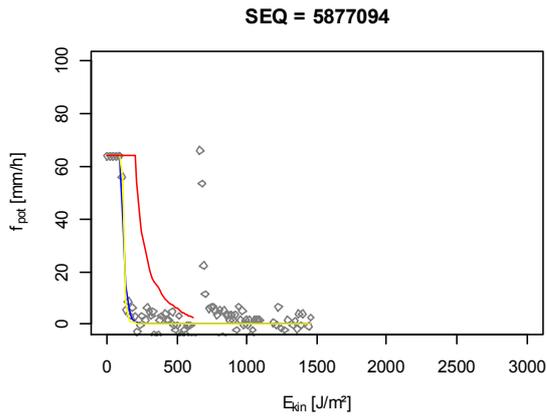
— Opt
 — StatMod
 — RegMod
 — SA
 — NLS



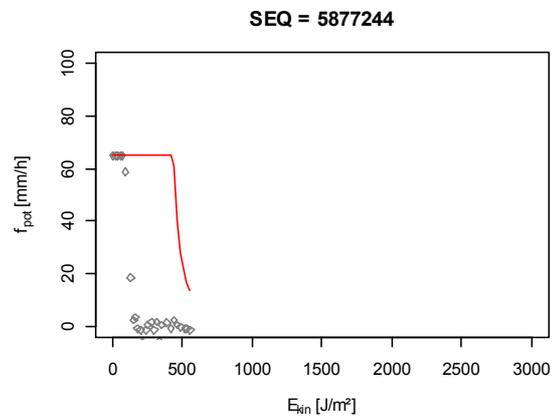
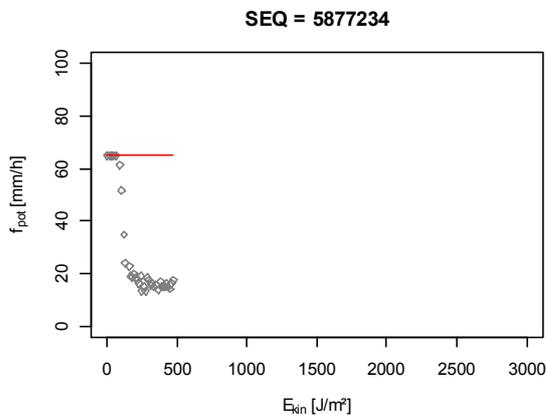
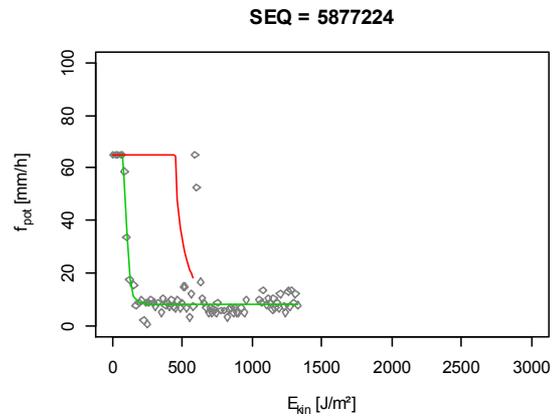
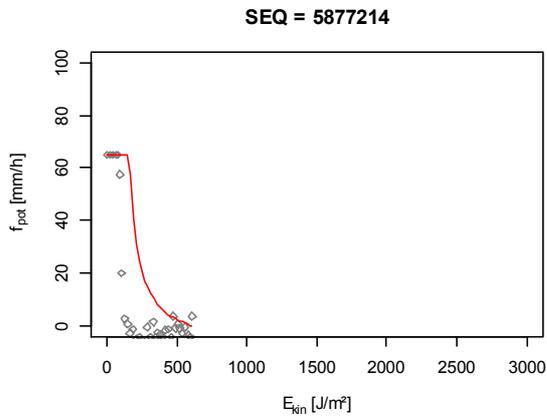
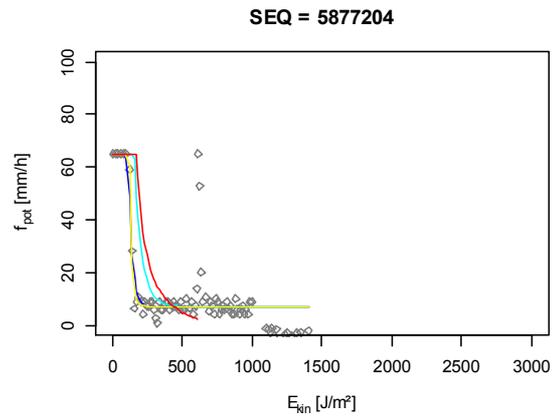
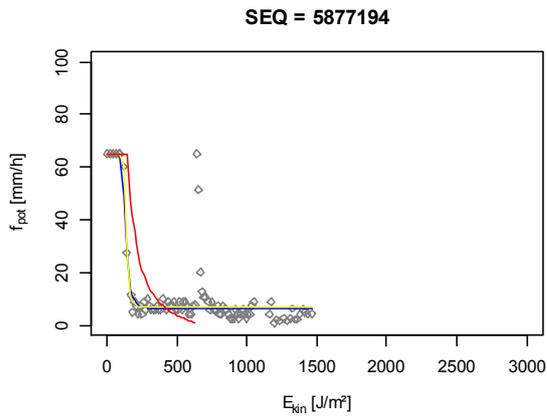
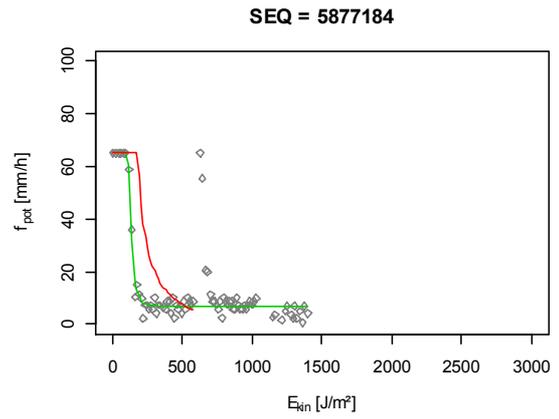
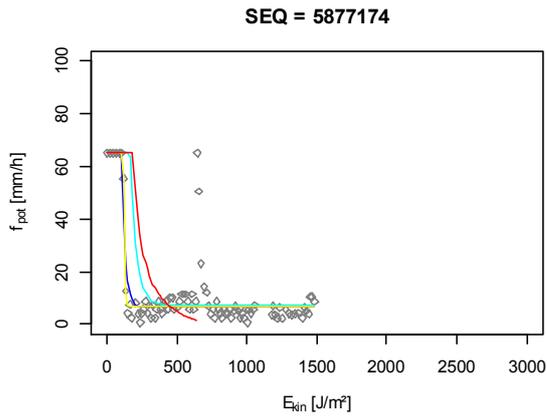
— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



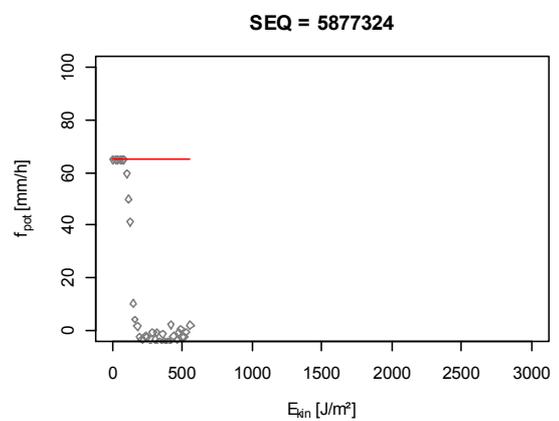
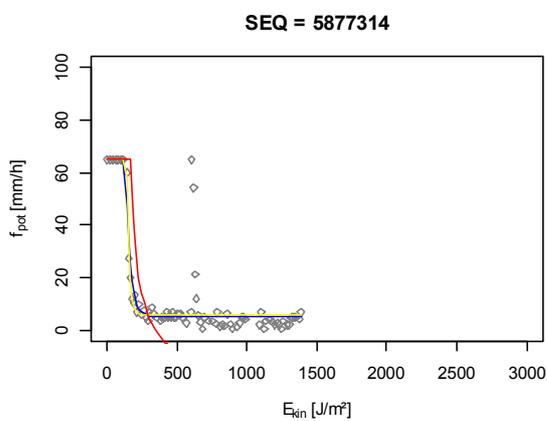
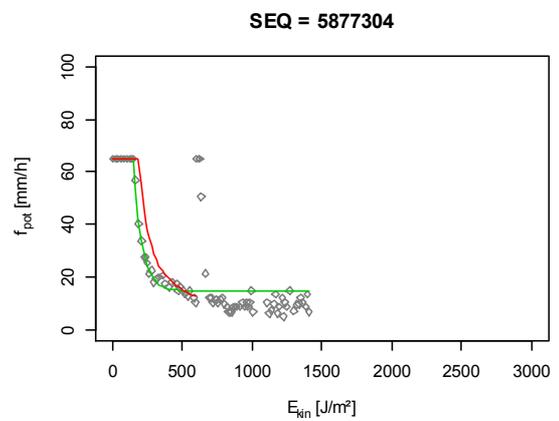
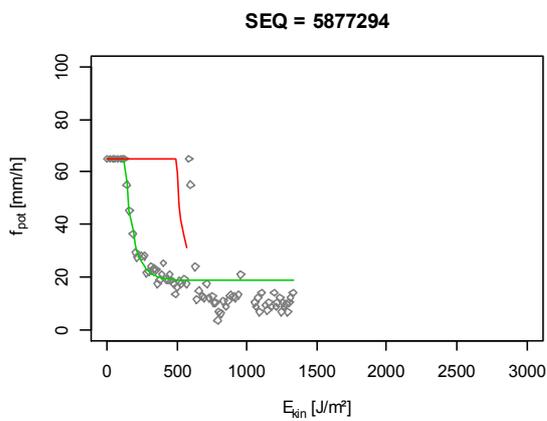
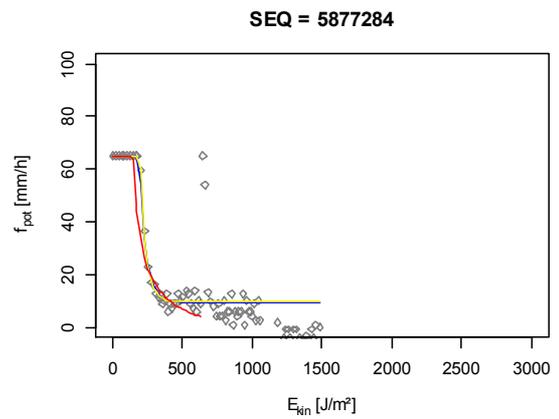
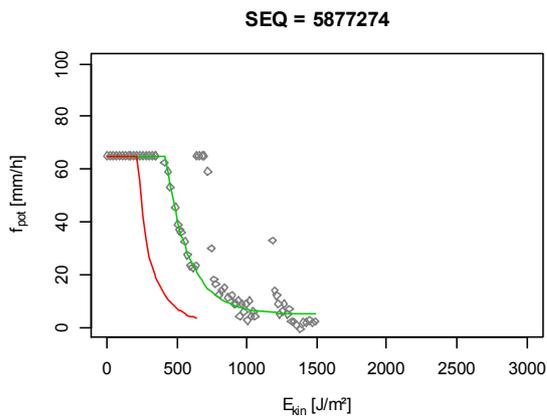
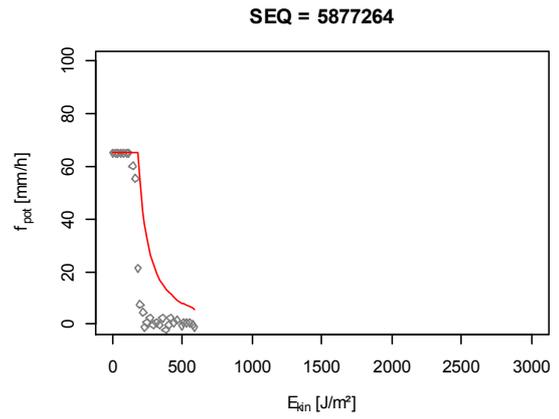
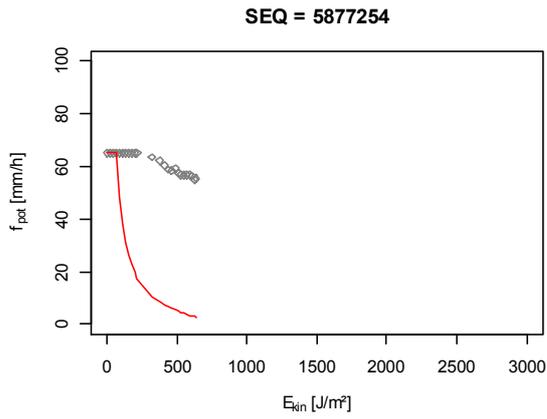
— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS



— Opt
 — StatMod
 — RegMod
 — SA
 — NLS



— Opt — StatMod — RegMod — SA — NLS

