

Professur für Hydrologie
der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.

Lena Sofie Döttling

**Potential des Modells RoGeR zur Vorhersage von
Oberflächen- und Zwischenabfluss bei Starkregen**

**Masterarbeit unter Leitung von Prof. Dr. Markus Weiler
Freiburg i. Br., Juli 2022**

Professur für Hydrologie
der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.

Lena Sofie Döttling

**Potential des Modells RoGeR zur Vorhersage von
Oberflächen- und Zwischenabfluss bei Starkregen**

Referent: Prof. Dr. Markus Weiler
Korreferentin: Dr. Manuela Brunner

Masterarbeit unter Leitung von Prof. Dr. Markus Weiler
Freiburg i. Br., Juli 2022

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei den Menschen bedanken, die mich bei der Fertigstellung meiner Masterarbeit unterstützt haben.

Zunächst möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. Markus Weiler für die Möglichkeit, meine Masterarbeit mit diesem Themenschwerpunkt zu schreiben sowie seinen Rat und seine Unterstützung bei der Anfertigung dieser Arbeit, bedanken. Außerdem möchte ich Frau Dr. Manuela Brunner dafür danken, dass sie sich bereit erklärt hat, das Korreferat für meine Abschlussarbeit zu übernehmen. Ein herzliches Dankeschön gilt auch Herrn Hannes Leistert und Herrn Andreas Steinbrich, die nicht müde wurden, meine Fragen zum Modell RoGeR zu beantworten und erste Hindernisse mit Hilfe ihres Fachwissens aus dem Weg geräumt werden konnten. Ebenfalls danke ich allen fleißigen Korrekturleser:innen für ihre Zeit und die hilfreichen Anregungen.

Mein besonderer Dank gilt auch den BIT Ingenieuren, insbesondere Frau Sabrina Theel, die mein Interesse rund um das Thema Starkregen entfachten. Ein ganz dickes Dankeschön geht an die Hydrologinnen AG – ohne euch wäre das Studium nicht dasselbe gewesen. Abschließend möchte ich meinem Freund, meiner Familie und meinen Freundinnen unendlich danken, die mich während der Masterarbeit getragen und manchmal ertragen haben.

I Inhaltsverzeichnis

II	Abbildungsverzeichnis	iii
III	Tabellenverzeichnis	vi
IV	Verzeichnis der Abbildungen im Anhang	viii
V	Verzeichnis der Tabellen im Anhang	ix
	Zusammenfassung	x
	Abstract	xi
1.	Einleitung	1
1.1	Stand der Forschung	3
1.1.1	Starkregen	3
1.1.2	Abflussbildungsprozesse	8
1.1.3	Hanghydrologie	12
1.1.4	Niederschlags-Abfluss-Modellierung.....	13
1.1.5	Modellevaluierung.....	18
1.1.6	Quellen der Modellunsicherheit.....	21
2.	Problemstellung und Zielsetzung	23
3.	Methoden und Vorgehensweise	25
3.1	Datengrundlage	25
3.1.1	Standortwahl.....	25
3.1.2	Versuchsaufbau.....	25
3.1.3	Datenaufbereitung	27
3.2	Verwendete Software	28
3.3.	Modellierung.....	29
3.3.1	RoGeR	29
3.3.2	SCS-CN.....	36
3.3.3	Regionalisierungsansatz nach Lutz	39
3.4	Abflusskoeffizienten.....	42
3.5	Anpassungsgüte.....	42
3.6	Sensitivitätsanalyse	44
3.6.1	Globale Sensitivitätsanalyse	45
3.6.2	Lokale Sensitivitätsanalyse.....	48
3.7	Unsicherheitsanalyse	50
4.	Ergebnisse	53
4.1	Modellierungsgüte	53
4.2	Sensitivitätsanalyse	63
4.2.1	Lokale Sensitivitätsanalyse.....	63
4.2.2	Globale Sensitivitätsanalyse	69

4.2.3 Methodenvergleich	76
4.3 Unsicherheitsanalyse	78
5. Diskussion	83
5.1 Modellierungsgüte	83
5.2 Sensitivitätsanalyse	88
5.3 Unsicherheitsanalyse	93
6. Schlussfolgerungen und Ausblick.....	97
Literaturverzeichnis	100
Anhang.....	111
Ehrenwörtliche Erklärung.....	191

II Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Schlüsselstellen der Abflussbildung (verändert nach DWA-AG HW-1.3 (2020)).	12
Abbildung 2: Standorte der durchgeführten Starkregenversuche von Ries et al. (2018) mit Standortnummer und räumlicher Verteilung sowie prozentualer Anteil der Bodenarten laut BK50 in Baden-Württemberg (modifiziert nach Ries et al., 2020a).	26
Abbildung 3: Exemplarisches Bild des Versuchsaufbaus (Ries et al., 2020a).	26
Abbildung 4: Modellvorstellung der in RoGeR_dyn berücksichtigten Abflussbildungsprozessen (Steinbrich et al., 2015). Die Darstellung von Infiltration über Trockenrisse fehlt, während die abgebildete Unterscheidung zwischen den OA Komponenten HOF und SOF in der für diese Arbeit genutzten Modellversion nicht in den Ergebnissen quantifizierbar ist.	33
Abbildung 5: Schematische Darstellung der Modellierung der Hangberegnungsversuche mit RoGeR (Ries et al., 2020a).	33
Abbildung 6: Beispiel eines rasterbasierten Untersuchungsraums der Morris-Methode für zwei Parameter x_1 und x_2 (Specka, 2014).	46
Abbildung 7: Ereignissummen des gemessenen und simulierten Direktabflusses [mm] nach Versuch. Berechnung mittels SCS-CN Verfahren.	55
Abbildung 8: Ereignissummen des gemessenen und simulierten Direktabflusses [mm] nach Bodentyp und Landnutzung. Berechnung mittels SCS-CN Verfahren.	55
Abbildung 9: Ereignissummen des gemessenen und simulierten Direktabflusses [mm] nach Versuch. Berechnung mittels Regionalisierungsmethode nach Lutz.	56
Abbildung 10: Ereignissummen des gemessenen und simulierten Direktabflusses [mm] nach Bodentyp und Landnutzung. Berechnung mittels Regionalisierungsmethode nach Lutz.	56
Abbildung 11: Ereignissummen des gemessenen und simulierten Direktabflusses [mm] nach Versuch. Berechnung mittels Modell RoGeR.	57
Abbildung 12: Ereignissummen des gemessenen und simulierten Direktabflusses [mm] nach Bodentyp und Landnutzung. Berechnung mittels Modell RoGeR (*Bodentypenteilung erfolgt innerhalb des Modells direkt über die numerische Eingabe der nFK und LK).	57
Abbildung 13: Gemessene und simulierte Oberflächenabflusskoeffizientenganglinie aller Versuche an den 23 Standorten. Die dicke Linie markiert die über alle Standorte gemittelte Oberflächenabflusskoeffizientenganglinie. Die Abflusskoeffizienten zu einzelnen Versuchen finden sich in Tabelle 15.	61
Abbildung 14: Gemessene und simulierte Zwischenabflusskoeffizientenganglinie aller Versuche an den 23 Standorten. Die dicke Linie markiert die über alle Standorte gemittelte Zwischenabflusskoeffizientenganglinie. Die Abflusskoeffizienten zu einzelnen Versuchen finden sich in Tabelle 15.	61
Abbildung 15: Gemessene und simulierte Direktabflusskoeffizientenganglinie aller Versuche an den 23 Standorten. Die dicke Linie markiert die über alle Standorte gemittelte Zwischenabflusskoeffizientenganglinie. Die Abflusskoeffizienten zu den einzelnen Versuchen finden sich in Tabelle 15.	63
Abbildung 16: Absolute Änderung des mittleren Oberflächenabflusskoeffizienten aufgrund der Veränderung eines Parameterwertes um 20 %.	65
Abbildung 17: Prozentuale Änderung des mittleren Oberflächenabflusskoeffizienten aufgrund der Veränderung eines Parameterwertes um 20 %.	65

Abbildung 18: Absolute Änderung des mittleren Zwischenabflusskoeffizienten aufgrund der Veränderung eines Parameterwertes um 20 %	66
Abbildung 19: Prozentuale Änderung des mittleren Zwischenabflusskoeffizienten aufgrund der Veränderung eines Parameterwertes um 20 %	66
Abbildung 20: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der Bodenfeuchte auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten durchschnittlichen Oberflächenabflusskoeffizienten.	68
Abbildung 21: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der Bodenfeuchte auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten durchschnittlichen Zwischenabflusskoeffizienten	68
Abbildung 22: Stabilitätstest des Morris-Screenings unter Verwendung verschiedener r- und p-Werte für die Zielfunktion RMSE beispielhaft für einen zufällig gewählten Versuches (S04V6). Die roten Punkte mit entsprechender Parameterkennzeichnung sind als empfindliche Parameter zu verstehen. Die blauen Punkte als nicht empfindliche.	70
Abbildung 23: Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse auf Basis des Oberflächenabflusskoeffizienten, des Morris-Screenings ($p = 16$ und $r = 60$) und der Zielfunktion RMSE. Die Ergebnisse wurden aus den Mittelwerten der 132 Versuche generiert. Die roten Punkte sind als empfindliche Parameter zu verstehen. Je näher der Parameter am oberen rechten Rand liegt, desto empfindlicher ist er. Die Zahl steht für den zugehörigen Parameter entsprechend Tabelle 19.	72
Abbildung 24: Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse auf Basis des Oberflächenabflusskoeffizienten, des Morris-Screenings ($p = 16$ und $r = 60$) und der Zielfunktion RMSE. Die Ergebnisse wurden aus den Mittelwerten der 6 Versuchstypen generiert. Die roten Punkte sind als empfindliche Parameter zu verstehen. Je näher der Parameter am oberen rechten Rand liegt, desto empfindlicher ist er. Die Zahl steht für den zugehörigen Parameter entsprechend Tabelle 19.	73
Abbildung 25: Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse auf Basis des Zwischenabflusskoeffizienten, des Morris-Screenings ($p = 16$ und $r = 60$) und der Zielfunktion RMSE. Die Ergebnisse wurden aus den Mittelwerten der 132 Versuche generiert. Die roten Punkte sind als empfindliche Parameter zu verstehen. Je näher der Parameter am oberen rechten Rand liegt, desto empfindlicher ist er. Die Zahl steht für den zugehörigen Parameter entsprechend Tabelle 19.	74
Abbildung 26: Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse auf Basis des Zwischenabflusskoeffizienten, des Morris-Screenings ($p = 16$ und $r = 60$) und der Zielfunktion RMSE. Die Ergebnisse wurden aus den Mittelwerten der 6 Versuchstypen generiert. Die roten Punkte sind als empfindliche Parameter zu verstehen. Je näher ein Parameter am oberen rechten Rand liegt, desto empfindlicher ist er. Die Zahl steht für den zugehörigen Parameter entsprechend Tabelle 19.	76
Abbildung 27: Unsicherheitsanalyse des Oberflächenabflusskoeffizienten für die sechs Berechnungsversuche des Standortes 1.	80
Abbildung 28: Unsicherheitsanalyse des Zwischenabflusskoeffizienten für die sechs Berechnungsversuche des Standortes 1.	80
Abbildung 29: Breite des Unsicherheitsbandes für den Oberflächenabflusskoeffizienten [-] geordnet nach Versuchstyp. Abbildung a) zeigt die Ergebnisse der 10% besten Morris-Läufe (ML). Abbildung b) das 95% Konfidenzintervall aller ML.	81

Abbildung 30: Breite des Unsicherheitsbandes für den Zwischenabflusskoeffizienten [-] geordnet nach Versuchstyp. Abbildung a) zeigt die Ergebnisse der 10% besten Morris-Läufe (ML). Abbildung b) das 95% Konfidenzintervall aller ML. 82

III Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Idealisierte Typen von Regenhochwasserereignissen (Informationen entnommen aus Fohrer et al. (2016) und Patt und Jüpner (2020); Grafik verändert nach Hengst (2019)).	5
Tabelle 2: Beschreibung der sechs Versuchstypen entsprechend der zugehörigen Dauerstufe, Wiederkehrperiode, Zielintensität und tatsächlich applizierten Niederschlagsintensität an den 23 Standorten (Ries et al., 2020a).	27
Tabelle 3: Übersicht über die einzelnen Dateien, die im FreiDok-Datenspeicher zur Verfügung stehen. Alle Dateien sind in eine einzige ZIP-Datei gepackt (Ries et al., 2020b).	28
Tabelle 4: Übersicht über die verwendete Software.	28
Tabelle 5: Übersicht der variierenden Modellparameter.	35
Tabelle 6: Randbedingungen der 132 Simulationsexperimente.	35
Tabelle 7: Unterscheidung der verschiedenen Bodentypen hinsichtlich ihres Versickerungsvermögen bzw. ihres Abflussverhaltens im SCS-CN-Verfahren (Ostrowski, 2008).	38
Tabelle 8: Zuordnung der hydrologischen Bodentypen nach LK und nFK (BGR, 2004).	38
Tabelle 9: Einteilung der Bodenfeuchteklassen nach SCS-CN-Verfahren (Ostrowski, 2008).	38
Tabelle 10: CN-Werte in Abhängigkeit von Bodentyp und Bodennutzung für Bodenfeuchtekategorie II (Ostrowski, 2008).	39
Tabelle 11: Anfangsverluste A [mm] für das Verfahren nach Lutz (1984).	41
Tabelle 12: Endabflussbeiwerte [-] für das Verfahren nach Lutz (1984).	41
Tabelle 13: Parametergrenzen der Morris-Methode mit ausschlaggebender Fachliteratur für die Wahl der physikalischen Ober- und Untergrenze.	48
Tabelle 14: Gütemaße der Modelle berechnet aus den modellierten Direktabflusssummen [mm].	54
Tabelle 15: Ausgebrachter mittlerer Niederschlag, gemessener und simulierter Abfluss mittels RoGeR, SCS-CN- und Lutz-Modell als Mittelwert der Abflusskoeffizienten über alle 23 Standorte in Abhängigkeit des Versuches. Farblich markierte Felder zeigen eine grobe* Unterschätzung (blau) oder Überschätzungen (rot). *Abweichung des Abflusskoeffizienten > 0,25.	59
Tabelle 16: Ausgebrachter summierter Niederschlag, gemessener und simulierter Abfluss mittels RoGeR, SCS-CN- und Lutz-Modell als Mittelwert der Abflusskoeffizienten über alle 23 Standorte. Farblich markierte Felder zeigen eine grobe* Unterschätzung (blau) oder Überschätzungen (rot). *Abweichung des Abflusskoeffizienten > 0,25.	59
Tabelle 17: Gütemaße des Modells RoGeR für die verschiedenen Abflusskomponenten berechnet aus den jeweiligen Abflusssummen über den gesamten Versuchszeitraum.	62
Tabelle 18: Absolute Änderung der Abflusskoeffizienten zwischen der Spannbreite -20% bzw. +20% der BK50 Parametrisierung. Das Ranking basiert auf den mittleren absoluten Veränderungen der 132 Versuche.	64
Tabelle 19: Mittelwerte aller p und r Kombinationen.	70
Tabelle 20: Ergebnisse des Morris-Parameters μ^* berechnet anhand der Gittergrößen $p = 16$ und $r = 60$ sowie der Zielfunktion RMSE für die Veränderung der Oberflächenabflusskennwerte. Die Ergebnisse wurden aus den Mittelwerten der 6 Versuchstypen generiert. Als sensitiv befundene Parameterwerte sind fett hinterlegt.	72

Tabelle 21: Ergebnisse des Morris-Parameters σ berechnet anhand der Gittergrößen $p = 16$ und $r = 60$ sowie der Zielfunktion RMSE für die Veränderung der Oberflächenabflusskennwerte. Die Ergebnisse wurden aus den Mittelwerten der 6 Versuchstypen generiert. Als sensitiv befundene Parameterwerte sind fett hinterlegt.	73
Tabelle 22: Ergebnisse des Morris-Parameters μ^* berechnet anhand der Gittergrößen $p = 16$ und $r = 60$ sowie der Zielfunktion RMSE für die Veränderung der Zwischenabflusskennwerte. Die Ergebnisse wurden aus den Mittelwerten der 6 Versuchstypen generiert. Als sensitiv befundene Parameterwerte sind fett hinterlegt.	75
Tabelle 23: Ergebnisse des Morris-Parameters σ berechnet anhand der Gittergrößen $p = 16$ und $r = 60$ sowie der Zielfunktion RMSE für die Veränderung der Zwischenabflusskennwerte. Die Ergebnisse wurden aus den Mittelwerten der 6 Versuchstypen generiert. Als sensitiv befundene Parameterwerte sind fett hinterlegt.	75
Tabelle 24: Gegenüberstellung der Ergebnisse der lokalen und globalen Sensitivitätsanalyse für den Oberflächenabflusskoeffizienten. Fett hinterlegt sind von beiden Modellen als sensitiv identifizierte Parameter.	77
Tabelle 25: Gegenüberstellung der Ergebnisse der lokalen und globalen Sensitivitätsanalyse für den Zwischenabflusskoeffizienten. Fett hinterlegt sind von beiden Modellen als sensitiv identifizierte Parameter.	78

IV Verzeichnis der Abbildungen im Anhang

Abbildung A. 1 - Abbildung A. 23: Gemessene und simulierte Oberflächenabflusspenden für alle Versuche (1 - 6) an Standort 1 – 23.....	120 - 131
Abbildung A. 24 - Abbildung A. 46: Gemessene und simulierte Zwischenabflusspenden für alle Versuche (1 - 6) an Standort 1 – 23.....	131 - 143
Abbildung A. 47 - Abbildung A. 59: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung aller 13 Parameter auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten durchschnittlichen Oberflächenabflusskoeffizienten.....	143 - 149
Abbildung A. 60 - Abbildung A. 72: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung aller 13 Parameter auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten durchschnittlichen Zwischenabflusskoeffizienten.....	150 - 155
Abbildung A. 73 - Abbildung A. 95: Modellunsicherheit des Oberflächenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1 - 6) an Standort 1 – 23.....	156 - 167
Abbildung A. 96 - Abbildung A. 118: Modellunsicherheit des Zwischenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1 - 6) an Standort 1 – 23.....	167 - 178
Abbildung A. 119 - Abbildung A. 121: Breite des Unsicherheitsbandes bezogen auf den Oberflächenabflusskoeffizienten für die Standorte 1 - 23. Unsicherheitsband berechnet anhand des 95 % Perzentils.....	179 - 180
Abbildung A. 122 - Abbildung A. 124: Breite des Unsicherheitsbandes bezogen auf den Oberflächenabflusskoeffizienten für die Standorte 1 - 23. Unsicherheitsband berechnet anhand der 10 % besten Morris-Läufe.....	180 - 181
Abbildung A. 125 - Abbildung A. 127: Breite des Unsicherheitsbandes bezogen auf den Zwischenabflusskoeffizienten für die Standorte 1 - 23. Unsicherheitsband berechnet anhand des 95 % Perzentils.....	182 - 183
Abbildung A. 128 - Abbildung A. 130: Breite des Unsicherheitsbandes bezogen auf den Zwischenabflusskoeffizienten für die Standorte 1 - 23. Unsicherheitsband berechnet anhand der 10 % besten Morris-Läufe.....	183 - 184

V Verzeichnis der Tabellen im Anhang

Tabelle A. 1: Lageinformationen der einzelnen Standorte (Ries et al., 2018). Die fett gedruckten Größen gehen als Parameter in das N-A-Modell RoGeR ein.	115
Tabelle A. 2: Parametrisierung des Bodentyps anhand der Methode der BGR (2004). Bodenhydrologische Informationen entsprechend der BK50 (LGRB, 2019). Dokumentation der Landnutzung am Standort erfolgte durch Ries et al. (2018). Die Parameter Bodentyp und Landnutzung sind ausschlaggebend für die Ermittlung des CN-Wertes (SCS-CN-Modell) bzw. der Anfangsverluste sowie Endabflussbeiwerte (Regionalisierungsverfahren nach Lutz).	116
Tabelle A. 3: Standortinformationen der BK50 bzw. Tiefenperkolation nach HGK50 (Ries et al., 2018; LGRB, 2019). Die fett gedruckten Größen gehen als Parameter in das N-A-Modell RoGeR ein.	117
Tabelle A. 4: Standortinformationen abgeleitet nach Steinbrich (2019). Die fett gedruckten Größen gehen als Parameter in das N-A-Modell RoGeR ein.	118
Tabelle A. 5: Bodenfeuchtemesswerte nach Ries et al. (2018) um Skelettgehalt und Messausreißern korrigiert.	119
Tabelle A. 6: Lokale Sensitivitätsanalyse. KOA geordnet nach absoluter Veränderung über die Spannweite der lokalen Nachbarschaft.	185

Zusammenfassung

Starkregenederschläge führen vor allem in kleinen, steilen Einzugsgebieten zu Sturzfluten mit enormer Zerstörungskraft. In den allermeisten dieser Gebiete werden entsprechende Extremereignisse nicht messtechnisch erfasst, wodurch ein Einsatz kalibrierter Niederschlags-Abfluss-Modelle für die Abschätzung der Abflussreaktion stark eingeschränkt ist. In den letzten Jahrzehnten wurden einige vielversprechende Ansätze entwickelt, um die Abflussbildung in unbeobachteten Einzugsgebieten vorherzusagen und eine anschließende Gefährdungsanalyse zu ermöglichen.

Anhand von über 130 Beregnungsexperimenten, die auf einer Fläche von 100 Quadratmetern an landwirtschaftlich genutzten Hängen in Baden-Württemberg durchgeführt wurden, werden die beiden empirischen Modelle, die SCS-CN-Methode und der Regionalisierungsansatz nach Lutz, dem physikalisch-basierten Modell RoGeR („Runoff Generation Research Model“) gegenübergestellt. Dabei variieren die zu simulierenden Starkregenereignisse in Dauer und Intensität.

Die Auswertung der simulierten Direktabflusskoeffizienten zeigt eine deutlich bessere Darstellung der beobachteten Daten bei Verwendung des physikalisch-basierten Modells als durch die beiden empirischen Modelle. Die Teilkomponenten Oberflächen- und Zwischenabfluss werden im Modell RoGeR jedoch systematisch über- bzw. unterschätzt.

Anhand der globalen Sensitivitätsanalyse nach Morris wird die Rangfolge der Parametersensitivität unter der Berücksichtigung von Interaktionen abgeschätzt. Anschließend werden mit Hilfe einer eindimensionalen Parameterperturbation die quantitativen Veränderungen in den Ausgangsgrößen der Modellierung bei Veränderung der Parameter bestimmt. Für die Ausprägung des Oberflächenabflusskoeffizienten sind die initiale Bodenfeuchte, die effektive Porosität und der Niederschlag entsprechend den Ergebnissen der lokalen Sensitivitätsanalyse von entscheidender Bedeutung. Aufgrund veränderter Parametergrenzen gewinnt die hydraulische Leitfähigkeit des Bodens gegenüber dem Niederschlag in der globalen Sensitivitätsanalyse an Einfluss. Für den Zwischenabfluss werden in Übereinstimmung beider Methoden die initiale Bodenfeuchte, die effektive Porosität, sowie die nutzbare Feldkapazität als die drei sensitivsten Modellparameter identifiziert. Ausschließlich die Oberflächenrauheit konnte von beiden Methoden und für beide Abflussbildungsprozesse als nicht sensitiver Parameter agnostiziert werden.

Die durchgeführte Unsicherheitsanalyse erfolgt in Anlehnung an die GLUE-Methodik („Generalised likelihood uncertainty estimation“). Für RoGeR wird somit erstmals die Unsicherheit aller Modellparameter systematisch untersucht. Die Unsicherheiten sind erwartungsgemäß hoch, variieren aber je nach Niederschlagsereignis, lokalen Standorteigenschaften und im zeitlichen Verlauf der Abflussreaktion deutlich.

Stichworte: Niederschlag-Abfluss-Modellierung, Abflussbildungsprozesse, Starkregen, Unkalibriertes Modell, Empirisches Modell, Modellvergleich, Sensitivitätsanalyse, Parameterunsicherheit.

Abstract

Heavy rainfall leads to flash floods with enormous destructive power, especially in small, steep catchments. In the vast majority of these areas, corresponding extreme events are not measured, severely limiting the use of calibrated rainfall-runoff models for the estimation of the runoff response. In recent decades, several promising approaches have been developed to predict runoff generation in unobserved watersheds and enable subsequent hazard analysis.

In this study, the two empirical models, SCS-CN method and regionalization method according to Lutz, are compared to the physically based model RoGeR (“Runoff Generation Research Model”). The analysis is based on more than 130 irrigation experiments with varying rainfall intensity and duration, which were conducted on an area of 100 square meters on agricultural slopes in Baden-Württemberg, Germany. The evaluation of the simulated direct runoff coefficients shows a significantly better representation of the observed data by the physically-based model than by the two empirical models. However, the surface and interflow subcomponents are systematically overestimated and underestimated, respectively, in the RoGeR model.

Using Morris' global sensitivity analysis, the ranking of parameter sensitivity is estimated considering interactions. Subsequently, a one-dimensional parameter perturbation is used to determine the quantitative changes in the output variables of the modeling when the parameters are changed. For the expression of the surface runoff coefficient, antecedent soil moisture, effective porosity and precipitation are of crucial importance according to the results of the local sensitivity analysis. Due to changed parameter limits, the hydraulic conductivity of the soil gains influence over precipitation in the global sensitivity analysis. For the interflow, antecedent soil moisture, effective porosity, and usable field capacity are identified as the three most sensitive model parameters in agreement with both methods. Only the surface roughness could be predicted as a non-sensitive parameter by both methods and for both runoff generation processes.

The uncertainty analysis is performed according to the GLUE methodology (“Generalised likelihood uncertainty estimation”). For RoGeR, the uncertainty of all model parameters is thus systematically investigated for the first time. As expected, the uncertainties are high, but vary significantly depending on the precipitation event, local site characteristics and the temporal course of the runoff response.

Keywords: Rainfall-Runoff Modeling, runoff processes, heavy rainfall, uncalibrated model, empirical model, model comparison, sensitivity analysis, parameter uncertainty.

1. Einleitung

Das Auftreten von Sturzfluten ist für die Hydrologie von besonderer Bedeutung, da solche Extremereignisse sowohl in Bezug auf die Anzahl der betroffenen Menschen als auch in Bezug auf den Anteil der einzelnen Todesopfer eine der gefährlichsten Naturkatastrophen darstellen (Marchi et al., 2010). Die Zerstörungskraft von Sturzfluten spiegelt sich aber auch in den subnationalen Wirtschaftsleistungen wider, wie eine Studie des Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK) eindrücklich belegte (Kotz et al., 2022). In Deutschland zählt man seit 2001 rund 11.000 sogenannter Starkregen-Ereignisse – mit einer Schadenssumme von bis zu sieben Milliarden Euro pro Jahr (Gesamtverband der Deutschen Versicherungswirtschaft e. V., 2021).

Unter Starkniederschlag versteht man im Allgemeinen eine große Menge Niederschlag, die in einer verhältnismäßig kurzen Zeiteinheit auftritt und somit durch ihre hohe Intensität gekennzeichnet wird (DWD, 2016). Bei einem Zusammentreffen von Starkregen auf entsprechend abflussfördernde Gebietscharakteristika kommt es zu Überschwemmungen, sogenannten „Sturzfluten“. Dies ist insbesondere in anthropogen geprägten Landschaften der Fall (Smith und McLuckie, 2015). Auch in Baden-Württemberg traten in den letzten Jahren verstärkt Überflutungen auf (LUBW, 2016), die durch lokal begrenzte Starkregenereignisse verursacht wurden. Eindrückliche Beispiele der verheerenden Auswirkungen von Sturzfluten liefern Bretten und Bonndorf im Juni 2015 (LUBW, 2016), Braunsbach und Gundelsheim im Mai 2016 (LUBW, 2016), die Region Stuttgart im Juli 2018 (Landesdienst Südwest, 2018), der Kreis Ludwigsburg im Juni 2019 (Stuttgarter Zeitung, 2019) oder Schwäbisch-Gmünd und Biberach im Juli 2021 (SWR, 2021). Bemerkenswert ist, dass die Sturzfluten, entgegen fluviatilen Hochwassern, nicht nur entlang von Fließgewässern auftreten, sondern, wie die Fallbeispiele aus Baden-Württemberg zeigen, überall vorkommen können (LUBW, 2016). Aufgrund der eingeschränkten Vorhersagbarkeit von Starkregen und der dadurch begrenzten Reaktionszeit auf Sturzfluten ist es schwierig Betroffene rechtzeitig zu warnen (Bronstert et al., 2017). Das Risiko für Sach- und Personenschäden entsteht durch die charakteristischen, hohen Fließgeschwindigkeiten und die damit verbundenen enormen Transportkapazitäten an Sediment sowie der Zerstörungskraft einer Sturzflut gegenüber städtischer Infrastruktur. Ebenso stellen die künstlich geschaffenen Geländetiefpunkte wie Unterführungen, Keller oder U-Bahn-Schächte, die im Starkregenfall mit Wasser volllaufen können, tödliche Fallen dar (Patt und Jüpner, 2020). Angesichts dessen sterben europaweit mehr Menschen durch Sturzfluten als durch Flussüberschwemmungen (Gaume et al., 2009). Ein erhöhter Flächennutzungsdruck infolge von Urbanisierung und Bevölkerungswachstum sowie ansteigende Häufigkeit und Schwere von Starkregenereignissen infolge des Klimawandels werden das Schadpotential und die Gefährdung durch Sturzfluten im 21. Jahrhundert vermutlich weiter ansteigen lassen (Rosenzweig et al., 2018).

Vor diesem Hintergrund stellen Gall et al. (2009) die entscheidende Frage: „Wie können wir die Verluste durch Naturgefahren reduzieren, wenn wir nicht wissen, wann und wo sie auftreten?“ (S. 10, *eigene Übersetzung*). In großen Einzugsgebieten mit Pegelmessungen kommen hydrologische Niederschlags-

Abfluss-Modelle (N-A-Modelle) zum Einsatz, um die Gefahr eines Flusshochwassers abzuschätzen und die Bevölkerung vorzuwarnen. Aufgrund der unterschiedlichen meteorologischen Entstehungsbedingungen werden Sturzfluten dagegen eher in kleinen Einzugsgebieten beobachtet. In den allermeisten dieser Gebiete findet standardmäßig keine Abflussmessung statt und somit sind weder zur statistischen Auswertung noch zur Kalibrierung komplexerer N-A-Modelle Abflussdaten vorhanden. Aufgrund dieser mangelnden Datenlage sowie eingeschränkter Methodik, stellt die Bestimmung von Abflüssen unbeobachteter Einzugsgebiete eine der großen Herausforderung in der Hydrologie dar (Liebscher und Mendel, 2010).

An der Professur für Hydrologie an der Alber-Ludwigs-Universität Freiburg wurde angetrieben von dieser Problemstellung das bodenhydrologische Modell RoGeR („**R**unoff **G**eneration **R**esearch“) entwickelt. Mit Hilfe des ereignis-basierten Modells lassen sich Prozesse der Abflussbildung, des Bodenwasserhaushalts und der Abflusskonzentration räumlich und zeitlich hoch aufgelöst abbilden (Steinbrich et al., 2016). Dabei verzichtet das Modell auf Black-Box-Ansätze. Die Eingangsparameter (Niederschlagsgeschehen, Topografie, Vegetation, Boden und (Hydro-)Geologie) bilden die Komplexität der Landschaft in Form von messbaren Größen ab. Die integrale Prozessantwort des Modellgebietes wird anhand physikalischer Prozesse wie Trockenrissinfiltration, Zwischenabfluss durch präferenzielle Fließwege oder der Infiltration von lateral abfließendem Wasser auf seinem Fließweg simuliert. Das Modell wurde bereits im Rahmen vieler Projekte angewendet und validiert (Steinbrich et al., 2016).

In der ingenieurhydrologischen Praxis werden dagegen immer noch empirische Verfahren – namentlich die SCS-CN-Methode und die Abflussschätzung nach Lutz – standardmäßig angewendet. Sie sind z.B. im Softwarepaket „Hochwasseranalyse und -berechnung“ des Instituts für Wasser und Gewässerentwicklung (IWG) an der Technischen Universität Karlsruhe (KIT) implementiert und werden in der Loseblattsammlung des Bayrischen Landesamt für Umwelt zur Berechnung von Direktabflusskoeffizienten empfohlen. Der Vorteil dieser Methoden liegt im geringen Datenaufwand und der einfachen Anwendung (DVWK, 1982). Es ist jedoch fraglich, ob deren Gebrauch infolge gestiegener Computerressourcen und flächendeckender Geoinformationen noch zu rechtfertigen ist (Ostrowski, 2008).

Aus den Jahren 2016/2017 liegen Daten über 132 erfolgreiche Großberegnungsversuche von Ries et al. (2020) vor. Als Versuchsstandorte wurden gezielt verschiedene Hanglagen in Baden-Württemberg gewählt, um die natürlich vorkommenden Bodenarten und -eigenschaften im Bundesland abzudecken. Das Modell RoGeR soll anhand dieses Datensatzes den empirischen Verfahren des SCS-CN-Modells und der Abflussschätzung nach Lutz gegenübergestellt werden. Darüberhinausgehend soll eine umfassende Sensitivitätsanalyse dazu dienen, spezifisches Modellverhalten von RoGeR zu identifizieren. So können Aussagen über die Priorisierung von weiterem Daten- und Forschungsbedarf getroffen werden (Cullen et al., 1999). Sensitivitätsanalysen sollen genutzt werden, um Einblicke in die Robustheit der Modellergebnisse zu gewinnen und die Unsicherheiten der Modellierungen zu quantifizieren. Letztendlich sollen die Erkenntnisse genutzt werden, um Vorschläge bezüglich einer weiteren Modellverfeinerung zu formulieren.

1.1 Stand der Forschung

Um die Fragestellung einer wissenschaftlichen Arbeit fachgerecht zu beantworten, müssen Grundlagen der Forschung sowie der aktueller Wissenstand aufgearbeitet und verstanden werden. Die zentralen Themen gehen dabei bereits aus dem Titel dieser Arbeit hervor. Dementsprechend soll zuerst der Begriff „Starkregen“ definiert und die damit verbundenen hydrologischen Reaktionen im Einzugsgebiet hervorgehoben werden. Dazu werden die verschiedenen Abflussbildungsprozesse vorgestellt und entsprechend ihrer Bedeutung für die Entstehung von Abfluss an Hanglagen eingeordnet. Diese prozessorientierten, konzeptionellen Beschreibungen helfen schlussendlich eine erfolgreiche Niederschlag-Abflussmodellierung durchzuführen (Weiler und McDonnell, 2004). Dementsprechend werden gängige Methoden der hydrologischen Modellierung sowie deren Evaluation vorgestellt und hinsichtlich ihrer Anwendbarkeit auf die Simulation von pluvialen Hochwässern diskutiert.

1.1.1 Starkregen

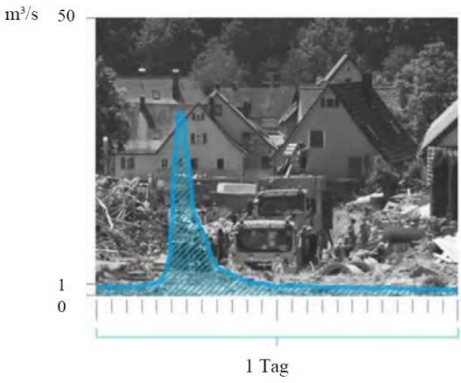
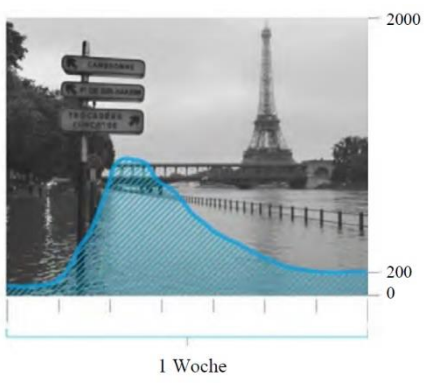
Definition und Charakteristika

Als Starkregenereignisse werden Niederschlagsereignisse mit hohen Intensitäten, die in kurzer Zeit bei geringer räumlicher Ausdehnung auftreten, bezeichnet (LUBW, 2016). Derartige Starkregen (SR) führen vor allem in kleinen Einzugsgebieten (EZG) ($< 500\text{km}^2$) zu kritischen Hochwassersituationen (Fohrer et al., 2016). Da die resultierenden Oberflächenabflüsse unabhängig von Fließgewässern auftreten können, sind pluviale Überflutungen theoretisch überall möglich und können zu erheblichen Schäden führen (LUBW, 2016). Zumeist sind SR an hochreichende und intensive Konvektion gebunden und treten häufig im Zusammenhang mit Gewittern (v.a. Kumulonimbus-Wolken) auf (DWD, o. J.). In Deutschland, ferner den gemäßigten Klimaten Europas, treten diese Bedingungen vor allem in den Sommermonaten auf (Marchi et al., 2010). Im Winter dominieren weniger intensive Niederschläge mit großräumiger Ausdehnung und einer Persistenz von mehreren Tagen (Brasseur et al., 2017). Eine global einheitliche, auf Absolutwerte gestützte Starkregendefinition gibt es nicht. Anders formuliert bedeutet das, dass dasselbe Niederschlagsereignis je nach Klassifikation unterschiedlich eingestuft wird (DWD, o. J.). Diese Einteilung kann anhand von absoluten Schwellenwerten, statistisch ermittelten Perzentilen oder Auftrittswahrscheinlichkeiten von Niederschlagshöhen durchgeführt werden (Brasseur et al., 2017). Das DWA Merkblatt im Rahmen der kommunalen Überflutungsvorsorge (DWA, 2016) definiert einen Starkregen als Niederschlagsereignis mit Regenhöhen in verschiedenen Dauerstufen mit Wiederkehrzeiten (T_n) von \leq einem Jahr. Scherrer (2006) verwendet den Niederschlagsschwellenwert von $> 20 \text{ mm/h}$ als Kriterium für Starkregen. Der DWD spricht ab 15 l/m^2 in einer Stunde oder 20 l/m^2 in sechs Stunden eine Starkregenwarnung aus (DWD, o. J.). Entsprechende Wassermengen übersteigen die regulären Verhältnisse deutlich. Am 28. Juli 2014 fielen in Münster (Messstelle auf der Hauptkläranlage) $90,5 \text{ mm}$ in nur sieben Stunden (Stadt Münster, o. J.). Dagegen gibt die Westfälische Wilhelms-Universität Münster (o. J.) als langjähriges Mittel für den Monat Juli im Zeitraum 1961 bis 1990 einen Wert von 67 mm an. In sieben Stunden fiel

demnach fast 1,4-mal mehr Niederschlag als durchschnittlich im gesamten Monat. Auch den stark lokalen Charakter verdeutlicht dieses Ereignis: 14 km nördlich der Messstation Hauptkläranlage liegt die Messstation Flughafen Münster-Osnabrück des DWDs. Diese zeichnete am selben Tag innerhalb von 24 Stunden mit 20,3 mm eine vergleichsweise geringe Niederschlagsmenge auf (Axer et al., 2015). Kommt es in Folge von Starkregen zu einer Überflutung, wird diese oft als „pluviales Hochwasser“ (engl. „pluvial flood“) bezeichnet (Pitt, 2008; Hurford et al., 2012). Besonders in der deutschen Literatur wurde der Begriff „Sturzflut“ (engl. „flash flood“) in den letzten Jahren synonym für pluviale Hochwässer verwendet (Kron, 2009; Steinbrich et al., 2016). Bernet et al. (2017) sprechen sich dagegen für die Verwendung des Begriffs „Oberflächenhochwasser“ (engl. „surface water flood“) anstatt „pluviales Hochwasser“ aus, da dieser die meist urbanen Überschwemmungen aus Kanalisationen, kleinen offenen Kanälen, kanalisierten Wasserläufen oder Wasser aus Grundwasserquellen inkludiert. Insbesondere in kleinen Einzugsgebieten kommt es infolge der hohen Niederschlagsintensitäten zu den hier beschriebenen kritischen Hochwassersituationen. Mit zunehmender Einzugsgebietsgröße verlieren Starkregenereignisse an Bedeutung und Flusshochwasser, ausgelöst von mehrtägigen, großflächigen Dauerregen, dominieren (Fohrer et al., 2016). Merz und Böschel (2003) kritisieren die unzureichende Abgrenzung zwischen Sturzfluten und Flusshochwassern in der Fachliteratur als auch bei der Risikokommunikation. Vor diesem Hintergrund soll Tabelle 1 den konzeptionellen Unterschied zwischen beiden Begrifflichkeiten verdeutlichen. Flusshochwasser, deren ansteigender Pegel sowohl vor Ort als auch an den stromaufwärtsliegenden Stationen kontinuierlich überwacht wird, lösen bei Überschreitung eines Schwellenwerts eine Warnmeldung aus und Meldepläne regeln konkret die folgenden Maßnahmen zum Schutz von Bevölkerung und Sachwerten (STMUV, o. J.). Die Vorwarnzeiten durch Starkregen sind dagegen sehr kurz. Durch die Kleinräumigkeit der Niederschlagszellen ist die Vorhersage lokaler Starkregen nur bedingt möglich. Die Unwetterwarnungen des DWD können zwar als Vorwarnwerkzeug dienen, sind aber nicht in der Lage Überschwemmungen vorherzusagen oder konkrete Gefährdungsbereiche auszuweisen. Gerade diese räumliche Unsicherheit und die daraus resultierenden kurzen Reaktionszeiten vor Ort erschweren geeignete anlassbezogene Vorsorgemaßnahmen (LUBW, 2016). Um den Schaden einer Sturzflut trotzdem zu minimieren, wurden in den letzten Jahren zahlreiche Leitfäden unter anderem in der Schweiz (z.B. Rüttimann und Egli (2010)), in Deutschland (z.B. Castro et al. (2008), DWA (2013) oder LUBW (2016)) oder in Frankreich (z. B. CEPRI (2014)) veröffentlicht. Die Leitfäden sollen dabei helfen, potenzielle Schäden abzuschätzen und durch geeignete Vorsorgemaßnahmen reduzieren (Bernet et al., 2017).

1. Einleitung

Tabelle 1: Idealisierte Typen von Regenhochwasserereignissen (Informationen entnommen aus Fohrer et al. (2016) und Patt und Jüpner (2020); Grafik verändert nach Hengst (2019)).

Art	Pluviale Hochwasser („Sturzfluten“)	Fluviale Hochwasser („Flusshochwasser“)
Abflussganglinie	 <p>The graph shows a very sharp peak in discharge, reaching 50 m³/s within a short time frame of 1 day. The background image shows a scene of destruction with houses and a car completely destroyed by debris.</p>	 <p>The graph shows a broad, low peak in discharge, reaching 2000 m³/s over a period of 1 week. The background image shows a river with a bridge and the Eiffel Tower in the distance.</p>
Auslöser	Starkregen („Gewitter“)	langandauernder, ergiebiger Niederschlag („Landregen“)
Regendauer	kurz (Minuten – wenige Stunden)	lang (mehrere Stunden – Tage)
Regenintensität	hoch	gering
Gefährdete Bereiche	praktisch jeder beliebige Ort, auch fernab von Gewässern, kleine Flüsse, (Wild-)Bäche, schlafende Gewässer	Flüsse, gewässernahe Bereiche (immer wieder dieselben Gebiete)
EZG-Größe	klein (<500 km ²), lokal/regional	groß (Flussgebietseinheiten), überregional
Fließgeschwindigkeit	hoch	niedrig
Vorhersage	schlecht (Minuten bis Stunden)	gut (Stunden bis Tage)
Schadenspotenzial	mittel	hoch
Schadensfrequenz	hoch (viele Einzelereignissen)	gering
Schadensfaktoren	mechanische Wirkung des schnell fließenden Wassers, ggfs. viel Feststofffracht, Personenschäden	lange Wassereinwirkung, Kontamination des Wassers (z.B. durch Öl, Keime), Sachschaden
Schadensvorsorge	Vorwarnzeit selten ausreichend, „Flucht“ in höher liegende Geschosse, dauerhafter Objektschutz	Vorwarnung möglich, technischer Hochwasserschutz, temporärer Objektschutz, Umlagerung mobiler Gegenstände

Das Risiko jeder Art von Überschwemmung wird durch drei Parameter bestimmt (Rosenzweig et al., 2018):

- (i) Gefährdung: die Wahrscheinlichkeit des Auftretens eines Ereignisses.
- (ii) Exposition: die Anzahl der Menschen und Vermögenswerte, die direkt von dem Ereignis betroffen wären.
- (iii) Anfälligkeit: die Schwere der Auswirkungen auf die exponierte Bevölkerung und die Vermögenswerte.

In Baden-Württemberg wird, entsprechend dem Leitfaden „Kommunales Starkregenrisikomanagement in Baden-Württemberg“ (SRRM), das Auftreten von pluvialen Überschwemmungen in sogenannten „Starkregengefahrenkarten“ festgehalten (LUBW, 2016). Die Schwierigkeit einer entsprechenden hydrologisch-hydraulischen Gefährdungsanalyse besteht vor allem in der fehlenden Datengrundlage. Falls Daten zu früheren Starkregenereignissen im betroffenen Gebiet vorliegen, sind diese oft zwischen benachbarten Gemeinden, Unternehmen und Forschungseinrichtungen verstreut und nur selten öffentlich zugänglich (Gaume et al., 2009). Praktisch liegen meist keine langfristigen und kontinuierlichen Messungen von Sturzfluten an Hängen und in kleinen Einzugsgebieten vor. Somit kann die an Fließgewässern erprobte Hochwasserstatistik nicht angewendet werden (Steinbrich et al., 2016). Entsprechend wurden Verfahren entwickelt, die in der Lage sind, auch ohne lange Zeitreihen Abfluss zu simulieren. Diese werden in Kapitel 1.1.4 näher beschrieben. Entscheidend für ihre Entwicklung waren detaillierte Beobachtungen verschiedenster Niederschlag-Abfluss-Reaktionen (N-A-) sowie die Formulierung der ablaufenden Abflussbildungsprozesse auf konzeptioneller Ebene (Kapitel 1.1.2).

Trends im Auftreten

Bezüglich des Auftretens eines Sturzflutereignisses sind die Auswirkungen des Klimawandels von zentraler Bedeutung. Es stellt sich die Frage, „ob durch die Erwärmung der Atmosphäre die Intensität von kurzen Starkregenereignissen zunimmt bzw. ob die Auftretenshäufigkeit von hochintensiven Starkregen zunimmt“ (Bronstert et al., 2017, S. 158). Erste Ergebnisse einzelner Simulationen für Deutschland zeigen z.B. eine Zunahme der Starkniederschläge für kurze Dauerstufe (< 24 Stunden) im Sommer (COSMO-CLM5.0; Auflösung: 2,8 x 2,8 km) (KLIWA, 2019). Solche Klimamodelle sind aktuell allerdings noch mit hohen Unsicherheiten behaftet (Bürger et al., 2021). Da die intensiven, kleinräumigen Niederschläge eines Starkregenereignisses anhand der bodengebundenen Messnetzdichte in Deutschland nicht immer erfasst werden können, sind Trendanalysen durch die fehlenden Aufzeichnungen beeinträchtigt (Becker et al., 2016). Trotzdem wurde der lokale Zusammenhang zwischen extremen Niederschlägen und der örtlichen Lufttemperatur in einer Vielzahl von Studien als statistisch signifikant belegt (Bürger et al., 2021). In vielen Ländern, darunter Deutschland (Mueller und Pfister, 2011; Bürger et al., 2014), Kanada (Panthou et al., 2014), die USA (Mishra et al., 2012) und Australien (Jones et al., 2010) konnte ein Anstieg der Starkregenereignisse in stündlicher oder höherer Auflösung entsprechend der Clausius-Clapeyron-Beziehung (CC)

nachgewiesen werden. In erster Näherung beschreibt die CC, dass sich der Sättigungsdampfdruck im Temperaturbereich zwischen 0 und 40 Grad Celsius alle 10 Kelvin verdoppelt (Bürger et al., 2021). Untersuchungen speziell für konvektive Niederschlagsereignisse zeigen sogar eine Zunahme der Intensität um bis zu 14 % des (gesättigten) atmosphärischen Wasserdampfs pro °C Erwärmung („Super-Clausius-Clapeyron-Beziehung“) (KLIWA, 2019). Die Studienergebnisse von Mueller und Pfister (2011) im Emscher-Lippe Gebiet (Nordrhein-Westfalen) sind für den deutschen Raum besonders interessant. Die Autoren untersuchen den statistischen Trend im Auftreten von Starkregenereignissen mit einer Intensität von über 0,3 mm/min bzw. 20 mm/Std. Alle untersuchten Stationen zeigen eine Zunahme dieser Niederschlagsereignisse, wobei dieser Trend besonders in den Sommermonaten (Juli bis September) ausgeprägt ist. Die Studie belegt das erste Mal für deutsche Niederschlagsstationen eine Vervielfachung der Starkregenhäufigkeit in den letzten Jahren. Eine Studie von Murawski et al. (2016) zeigt anhand täglicher Stationsmessungen des Zeitraums 1951 bis 2006 aber auch die charakteristische hohe räumliche Variabilität: an benachbarten Stationen wurden sowohl Zu- als auch Abnahmen der Starkniederschläge beobachtet. Eine weitere beobachtete Veränderung, die maßgeblich mit der Ausprägung von Starkregeniederschlägen zusammenhängt, ist die Persistenz von Wetterlagen (Becker, 2019). Entscheidend für die Entwicklung der vorbeiziehenden Tief- und Hochdruckgebiete in unseren Breitengraden ist der Jetstream. Dieser Höhenwind bildet sich aufgrund der großen Temperaturunterschiede zwischen Nordpol und Äquator aus. Da sich die untere Atmosphäre der Arktis infolge des Klimawandels schneller erwärmt als die der Erde insgesamt, kommt es infolge zu einer verringerten Temperaturdifferenz zwischen Nordpol und Äquator. Die Starkwinde in 9-14 km Höhe werden schwächer und einzelne Wetterlagen können länger andauern (Barnes und Screen, 2015; Hall et al., 2015; Geo, o. J.). Der DWD (2016) weist darauf hin, dass „eine ganze Reihe weiterer Faktoren und Prozesse über ein weites Spektrum an Skalen von der großräumigen atmosphärischen Zirkulation, d.h. der weltweiten Verteilung von Hoch- und Tiefdruckgebieten im wöchentlichen Wechsel, bis zur Konvektion und Wolkenphysik auf der Zeitskala von Minuten, eine wesentliche Rolle“ (S. 1) bei der Ausbildung von Starkregenereignissen spielen. Darüber hinaus könnten Starkregenereignisse auf verschiedenen Erdteilen miteinander in Verbindung stehen. Diese Telekonnektion wird auf die sogenannten Rossby-Wellen zurückgeführt (Boers et al., 2019). Dementsprechend sollten die komplexen Entwicklungen immer räumlich und zeitlich differenziert betrachtet werden (Becker et al., 2016). Formayer und Fritz (2016) unterstreichen, dass neben den Niederschlagseigenschaften, auch die veränderten Einzugsgebietseigenschaften infolge des Klimawandels Einfluss auf die Ausbildung der resultierenden Abflüsse aufweisen. Sie erwarten einen Anstieg der Wahrscheinlichkeit für sehr trockene Bodenfeuchtebedingungen, während derer hydrophobe Verhältnisse auftreten und somit die Ausbildung von Oberflächenabfluss gefördert werden könnte. Andererseits könnte eine Abnahme der Tage mit kritischer hoher Vorfeuchte, je nach Gebietseigenschaften, zu einer Reduktion schneller Abflusskomponenten führen.

Neben der steigenden Gefährdung nehmen durch Wachstum der (Stadt-)Bevölkerung, die demographische Entwicklung und die Alterung bestehender Infrastruktur im 21. Jahrhundert auch die

Exposition und Anfälligkeit einer Gesellschaft für Starkregenereignisse zu (Hossain et al., 2015). Daher wird auch eine entsprechende Anpassung der relevanten Bemessungs- und Bewirtschaftungsregeln empfohlen (Rosenzweig et al., 2018).

1.1.2 Abflussbildungsprozesse

Sämtliche hydrologische Prozesse, welche zum Abfluss im Fließgewässer bzw. Vorfluter des Einzugsgebietes beitragen, werden der Abflussbildung zugeordnet. Diese Prozesse steuern unter anderem, wie viel Niederschlag auf der Geländeoberfläche abfließt oder im Boden gespeichert wird. Entsprechend beeinflussen sie die Ausprägung von Niedrigwasserperioden ebenso wie die Abflussreaktion im Falle eines Starkregens (Fohrer et al., 2016).

Grundsätzlich kann zwischen drei Abflusskomponenten im EZG unterschieden werden (Dingman, 2015):

- (i) Oberflächenabfluss (OA) (engl. „surface flow“), manchmal auch als direkter Abfluss, Landoberflächenabfluss oder Überlandabfluss bezeichnet
- (ii) Unterirdischer Abfluss (engl. „subsurface stormflow“), auch bekannt als Zwischenabfluss (ZA) (engl. „interflow“) und
- (iii) Grundwasserabfluss, oft bezeichnet als Basisabfluss (Q_B) (engl. „base flow“)

Dabei sei darauf hingewiesen, dass es sich im Folgenden um eine idealisierte, konzeptuelle Darstellung der Prozesse handelt.

Oberirdische Abflussprozesse

Auf seinem Weg zur Erdoberfläche kann Niederschlagswasser durch die Vegetation zurückgehalten werden. Je nach Bedeckungsgrad, kann dieser sogenannte Interzeptionsspeicher die Abflussreaktion deutlich dämpfen. Erst Niederschlagswasser, das auf der Geländeoberfläche dem nächsten Fließgewässer bzw. Vorfluter zufließt, wird als Oberflächenabfluss verstanden (Fohrer et al., 2016). Bereits 1933 postulierte Robert Horton einen entscheidenden Mechanismus zur Bildung von OA: Übersteigt die Regenintensität die aktuelle Rate der Infiltration, auch als Infiltrationskapazität oder -vermögen bezeichnet, kann ein Teil des Niederschlags nicht infiltrieren. Das überschüssige Wasser entspricht dem „Infiltrationsüberschuss“ (engl. infiltration excess overland flow), der infolge der Gravitation hangabwärts an der Geländekante als OA abfließt (Guo et al., 2018). Charakteristisch für den Verlauf des sogenannten „Horton’schen Oberflächenabflusses“ (HOF), ist die sich mit der Zeit verringerende und an einen stationären Wert annähernde Infiltrationsrate. Grund für die Verringerung der Infiltrationsrate ist das Eindringen der Feuchtefront in den Boden, wodurch der hydraulische Gradient abnimmt (Batliner, 2020). Die hohen Intensitäten der Starkregenniederschläge begünstigen das Auftreten von HOF, vor allem wenn der Niederschlag auf spärlich bewachsene Oberböden mit geringen

hydraulischen Leitfähigkeiten trifft (Scherrer et al., 2007). Die hydraulische Leitfähigkeit des Bodens kann aufgrund von Bodeneigenschaften (Bodenart, Makroporen), Landnutzung und Vegetation (Versiegelung, Verdichtung, Verschlammung, Oberflächenrauheit), aber auch Wassergehalt (Hydrophobizität) verringert sein (Merz et al., 2002). Als dominierender Abflussprozess wurde HOF unter anderem in semi-ariden Klimaten (Horton, 1933) und nach Trockenperioden (Sklash und Farvolden, 1979) beobachtet. Die Niederschlags-Abflussereignisse zeigten zudem die für HOF charakteristische, sehr schnelle Reaktion im Gewässer, d.h. einen schnellen Anstieg bzw. Abfall der Abflussganglinie (Fohrer et al., 2016).

Interessanterweise tritt OA aber auch in Regionen auf, in denen die Niederschlagsintensität stets geringer als die Infiltrationskapazität ist (Guo et al., 2018). Ein solches Phänomen wird gewöhnlich als „Sättigungsüberschussabfluss“ oder „Sättigungsflächenabfluss“ (SOF) bezeichnet. Basierend auf den Annahmen von Thomas Dunne, infiltriert der gesamte Niederschlag in den Oberboden so lange, bis die Speicherkapazität des Bodens erschöpft ist. Die Sättigung des Oberbodens hemmt die Infiltration und Niederschlagswasser fließt oberflächlich ab (Dunne et al., 1975). Fohrer et al. (2016) zählen auch den als Rückfluss bezeichneten „Return Flow“ zum SOF. Dieser beschreibt Wasser, das schon vor dem ausschlaggebenden Niederschlagsereignis im Boden war bzw. Wasser, das nach der Infiltration nur über eine kurze Strecke unterirdisch abfließt und während des Ereignisses wieder an die Oberfläche dringt (Scherrer, 1996). Die Entstehung von klassischem SOF setzt eine hohe Infiltrationskapazität, eine geringe Speicherkapazität sowie ein geringes laterales Transportvermögen des Bodens aufgrund fehlender präferentieller Fließwege voraus (Scherrer, 1996). Die Abflusswirksamkeit ist außerdem abhängig von Niederschlagsmenge, Vorfeuchte und Bodenmächtigkeit (Bachmaier und Weiler, 2011; Fohrer et al., 2016). Damit ist auf Gebieten in Gewässernähe bzw. Gebiete mit geringen Grundwasserflurabständen SOF der dominierende Abflussbildungsprozess. Ebenso kann das Auftreten von Stauhorizonten, konkaven Hangprofilen, ausgedehnten Talböden und Wassersättigung im Boden infolge von großflächigen Schneeschmelzen SOF begünstigen (Scherrer, 1996). Dabei ist anzumerken, dass diese Flächen meist nur einen kleinen prozentualen Anteil im EZG ausmachen. Vorausgehende Studien haben gezeigt, dass bis zu zwei Drittel des Abflusses aus den Sättigungsflächen stammen können, wobei diese nur 5-20 % der Wassereinzugsgebietsfläche einnehmen (Ogden und Watts, 2000).

Trifft der OA auf eine Geländedepression, kann eine der Muldengröße entsprechende Wassermenge zurückgehalten werden. Der sogenannte „Muldenrückhalt“, führt zu einer verzögerten Infiltration bzw. (Evapo-)Transpiration und verringert das Abflussvolumen des OAs (Fohrer et al., 2016).

Unterirdische Abflussprozesse

Infiltration von Niederschlagswasser in den Boden beschreibt den vertikalen Fließprozess von Wasser, das von oben in den Boden eindringt (Fohrer et al., 2016). Bereits in der oberflächennahen Streuschicht kann Ereigniswasser jedoch lateral abgelenkt werden und mit Geschwindigkeiten entsprechend des OA hangabwärts fließen (Sidle et al., 2007). In früherer Literatur wurde dieser Abflussprozess oftmals mit dem HOA verwechselt (Sidle et al., 2007) und auch in aktuellerer Literatur wird der Prozess nicht

einheitlich benannt: So führt z.B. Sidle et al. (2007) den Begriff „biomat flow“ ein, während Weiler und McDonnell noch 2004 den Begriff „organic layer interflow“ prägten.

Eine der komplexesten Abflussarten wurde dagegen bereits 1919 von Engler erkannt und erstmals von Hursh und Brater (1941) quantitativ untersucht: der Zwischenabfluss. Gemeint ist das laterale Fließen in gut drainierenden Schichten innerhalb des Bodenprofils, entlang der Grenzschichten zwischen dem Boden und dem Grundgestein oder zwischen dem Mineralboden und der organischer Auflage (Graham und McDonnell, 2010; Weiler et al., 2005). Das Grundwasser wird dabei nicht erreicht (Whipkey, 1965). Als Entstehungsbedingung lässt sich damit im Allgemeinen ein Bodenprofil beschreiben, dessen gesättigte hydraulische Leitfähigkeit in der Tiefe abnimmt. Das bedeutet, die vertikale Durchlässigkeit ist deutlich geringer als die horizontale (Anisotropie) und Wasser wird bei ausreichendem Gefälle lateral abgelenkt (Peschke et al., 1999). Dieser Abflussprozess dominiert vor allem in humiden, steilen Gebieten mit durchlässigen Oberböden (Weiler und McDonnell, 2006), in denen hohe Fließgeschwindigkeiten erreicht werden können (Graham et al., 2010). Allerdings lassen sich in der Literatur eine recht hohe Zahl an Teilprozesse des Zwischenabflusses, die sich meist in Lage und Art der dominierenden Wasserwege unterscheiden, finden (Fohrer et al., 2016). Fließt Wasser durch die Bodenmatrix, so spricht man von Matrixdurchfluss (engl. Matrix-Throughflow) (MAF) (Kirkby und Chorley, 1967). Dieser ist vor allem für homogene, mächtige Böden relevant (Weiler et al., 2005). Das Wasser fließt primär aufgrund von Kapillarkräften in der Bodenmatrix (Batliner, 2020). Das Fließverhalten kann als annähernd laminar und uniform beschrieben werden und lässt sich somit durch das Darcy-Gesetz beschreiben (Hu und Li, 2018). Der MAF hat das Potential den Niederschlagsimpuls erheblich zu dämpfen, da Wasser im Boden zurückgehalten wird und erst verzögert zum Gewässer gelangt. Er wirkt somit sowohl auf Hochwasserabfluss (reduzierend) und Basisabfluss (anhebend) regulierend (Weiler et al., 2005).

Im Gegensatz zum Fließen in einer gut durchlässigen Bodenmatrix stehen die nicht kapillaren, unterirdischen Fließwege. Diese Fließwege bestehen aus einem Netz von Makroporen, welche auch als „Pipes“ bezeichnet werden. Gemeint sind damit präferenzielle Fließwege (PF) z.B. durch Erosionsröhren, Tiergänge, Schrumpfungsrisse oder Röhren infolge von Materialauswaschung oder absterbender Wurzeln (Scherrer et al., 2007). Auch hochdurchlässige Bodenschichten können zu präferentiellem Fließen führen (Scherrer, 1996). Gerade die große Verbreitung von grob-texturierten Materialien wie Hangschutt, lockerem Moränenmaterial oder periglazialen Ablagerungen in Mittelgebirgslagen spiegeln die Relevanz von ZA im allgemeinen und präferentiellen Fließwegen im speziellen wieder (Chiffard et al., 2008). Aufgrund der kurzen Fließzeiten und hohen Fließgeschwindigkeiten wird dieser Prozess auch als „schneller Zwischenabfluss“ bezeichnet. Dieser kann ein erhebliches Volumen zur Hochwasserganglinie im Vorfluter beitragen. Gleichzeitig kann unerwartet schnelle Entwässerung von Böden bei auftretendem ZA beobachtet werden. Das weitergeleitete Wasser trägt nicht mehr zur lokalen Sättigung des Bodens bei. Die Sättigung verzögert sich oder bleibt ganz aus. Die resultierende Bildung von SOF reduziert sich dementsprechend (Meerveld und Weiler, 2008). MAF und PF treten oft gleichzeitig auf, haben aber wie beschrieben sehr unterschiedliche Auswirkungen auf den Wasserfluss. Insofern sollte

der ZA und seine entsprechenden Teilprozesse bei der Quantifizierung von Hochwasserabflüssen unbedingt berücksichtigt werden (Scherrer, 1996).

Weisen sowohl Bodenhorizonte als auch geologischer Untergrund eine hohe Durchlässigkeit auf, wird die Tiefenversickerung (TP) (engl. „Deep Percolation“) begünstigt. Sie wird auch als Grundwasserneubildung bezeichnet, da infiltriertes Niederschlagswassers bis zum Grundwasser perkoliert (Bachmaier und Weiler, 2011). Das Wasser kann entweder aus der Matrix oder aus den präferentiellen Fließwegen stammen. Der Grundwasserabfluss stellt als Q_B in humiden und semi-humiden Klimazonen meist einen erheblichen Anteil des Abflussvolumens von Flüssen dar (Fohrer et al., 2016). Aufgrund der langen Fließ- bzw. Verweilzeit von durchschnittlich mehreren Jahren (Hu und Li, 2018) kommt diese Niederschlagskomponente sehr verzögert zum Abfluss und trägt somit nicht zur Ausbildung einer Hochwasserwelle bei (DWA, 2020). Eine Ausnahme bilden die kurzen Reaktionszeiten in Karstsystemen (Steinbrich et al., 2016).

In Abbildung 1 werden die, in dieser Arbeit relevanten, Abflussbildungsprozesse zusammengefasst und konzeptionell aufgearbeitet: Die Entstehung des HOFs hängt von einer möglichen Infiltrationshemmung ab. Kann Niederschlagswasser in den Boden perkolieren, kann abhängig von weiteren Indikatoren (z.B. das Vorhandensein von ausgeprägten Makroporen-Verbänden) ZA oder SOF entstehen. Ist weder Infiltrationshemmung noch Perkolationshemmung dominant, so wird die TP begünstigt (DWA, 2020). In der Natur kommen diese, hier vereinfacht dargestellten Prozesse, in den meisten Fällen in Kombination vor. Gerade während Starkregen kann selten ein singulärer Prozess ausgewiesen werden und es gibt noch keinen breiten Konsens über die verantwortlichen Mechanismen, die starkregeninduzierte Sturzfluten auf Hängen steuern (Baltinger, 2020). Je nach Reaktionszeit bzw. ob der Abflussprozess direkt oder verzögert einsetzt, können HOF, SOF und ZA durch beobachtungsgestützte Entscheidungsschemata weiter zu differenziert werden.

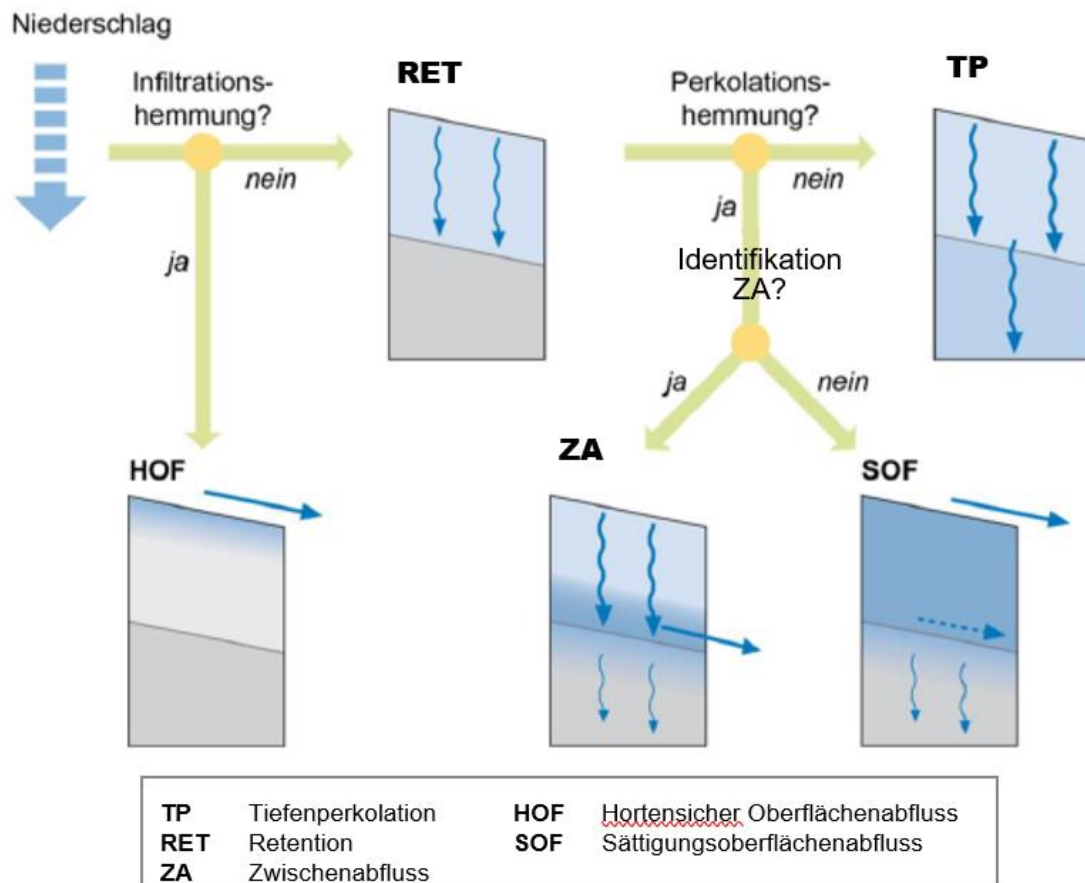


Abbildung 1: Schlüsselstellen der Abflussbildung (verändert nach DWA-AG HW-1.3 (2020)).

1.1.3 Hanghydrologie

Hanglagen sind grundlegende Landschaftseinheiten, deren Eigenschaften Abflussprozesse stark steuern und dafür ausschlaggebend sind, wie und ob Niederschläge oder Schneeschmelze vertikal und lateral zu Vorflutern transportiert werden (Bachmaier und Weiler, 2011). In gewissem Sinne sind sie Mikrokosmen im EZG und können als eigene Skale betrachtet werden (Bachmaier und Weiler, 2011). Das Verständnis und die Vorhersage der Reaktion von Berghängen ist von großer Bedeutung für die Hochwasservorhersage, aber auch für den Transport von Nährstoffen und Sedimenten in Oberflächengewässer, für die Hangstabilität und für die Austauschprozesse zwischen Boden, Atmosphäre und Vegetation (Bachmaier und Weiler, 2011). In den letzten Jahrzehnten wurde die Hanghydrologie durch Durchführung ausgedehnter Beregnungsversuche (z.B. Scherrer (1996), Scherrer et al. (2007) oder Ries et al. (2020a)), Tracerexperimente (z.B. Weiler und Naef (2003) oder McDonnell (2003)) sowie durch Anwendung von geophysikalische Methoden (z.B. Hübner et al. (2015) oder Jackisch et al. (2017)) in zahlreichen Feldexperimenten untersucht. Trotz der daraus erzielten Erfolge im Prozessverständnis von Abflussprozessen an Hängen, ist unsere Fähigkeit, diese Ergebnisse auf unbefestigte Hänge und Einzugsgebiete zu extrapolieren noch sehr gering (Sivapalan, 2005). Die für Fließgewässer etablierten mehrdimensionalen Strömungsmodelle lassen sich aufgrund der sehr

unterschiedlichen Spektren bzw. Skalen der maßgeblichen Fließtiefen (bis hin zum Dünnschichtabfluss), Geländegradien und morphodynamischen Prozesse (Verschlammung, Rinnenbildung) nicht auf Starkregenabflüsse an Hängen übertragen (Oberle et al., 2021).

Neben den in Kapitel 1.1.2 vorgestellten, bekannten, konzeptionellen Abflussprozessen, haben neuere Arbeiten die überwältigende Komplexität, Heterogenität und Einzigartigkeit von Hängen (McDonnell et al., 2007) und die enorme Bandbreite von Prozessen, die durch das Klima, die Geologie und die Vegetation ausgelöst werden, gezeigt (Sidle et al., 2007; Sivapalan et al., 2003). Während eines Starkregenereignisses können verschiedene Flächen eines Hanges in unterschiedlichem Ausmaß zum Oberflächenabfluss beitragen. Dieses Phänomen ist unter dem Begriff der teilweise beitragenden Flächen (engl. „partial area concept“) bekannt. Ein Ergebnis der räumlichen Variabilität entlang eines geneigten Fließweges ist, dass Infiltration des Oberflächenabfluss auf seinem Weg zum Gewässer auf Abschnitten größerer Infiltrationskapazität möglich ist. Die Bedeutung dieses Re-Infiltrationseffektes (engl. „run-on process“) und der mögliche, spätere Wiederaustritt an die Geländeoberfläche (Return Flow) auf die Bildung des gesamten Oberflächenabflusses sollte daher nicht vernachlässigt werden (Fohrer et al., 2016). Gleichzeitig wurden auch Gemeinsamkeiten in der Abflussreaktion von Hängen identifiziert. Die meisten Hanglagen scheinen eine starke Nichtlinearität als Reaktion auf Niederschläge aufzuweisen (McDonnell, 2003; Uchida et al., 2005). Ein System wird als nichtlinear definiert, wenn die Ausgänge nicht proportional zu den Eingängen sind und zwar über den gesamten Bereich der Eingänge (Phillips, 2003). Mehrere Studien an Berghängen berichten von einer bestimmten Niederschlagsschwelle, die überschritten werden muss, bis ein signifikanter Hangabfluss ausgelöst wird (Uchida et al., 2005; Tromp-van Meerveld und McDonnell, 2006). Die beschriebene Schwellenreaktion kann als eine extreme Form der Nichtlinearität angesehen werden (Zehe und Sivapalan, 2009). Um unter diesem Systemverhalten aussagekräftige Vorhersage zu treffen, ist ein holistisches Konzept der ausschlaggebenden Prozessparameter nötig (Bachmaier und Weiler, 2011).

1.1.4 Niederschlags-Abfluss-Modellierung

Trotz messtechnischer Fortschritte ist es nicht möglich, alle ablaufenden hydrologischen Prozesse und ihre Einflussgrößen zu bestimmen (Beven, 2012). Um das Verständnis von Abflussprozessen dennoch zu verbessern, wurden hydrologische Modelle entwickelt, die das Wesen der physikalischen Einflüsse von Boden, Vegetation und Topografie auf die Abflussbildung erfassen. Im Allgemeinen integrieren Modelle vorhandenes Wissen in einem logischen Rahmen aus Beziehungen und Regeln. Einige Modelle sind stärker vereinfacht als andere, aber jedem Modell liegt eine mathematische Beschreibung zugrunde, welche die zu berücksichtigenden Faktoren vereinfacht und die Modelle in die Lage versetzt, quantitative Vorhersagen zu treffen (Guo et al., 2018). Abhängig von der Problemstellung unterscheiden Singh und Woolhiser (2002) hydrologische Modellanwendung nach ihrer Zielsetzung:

- Extrapolation von Punktmessungen in Raum und Zeit.
- Verbesserung des grundlegenden Verständnisses bestehender hydrologischer Systeme und Abschätzung der Auswirkungen von Veränderungen (z.B. Klima- und Landnutzungsänderungen) auf die vorhandenen Wasserressourcen.
- Entwicklung von Modellen für Managemententscheidungen über die aktuelle und zukünftige Einzugsgebietshydrologie (z.B. Bewirtschaftung des Grundwasserspiegels, Renaturierung von Flussläufen, Bewertung der Wasserqualität sowie Hochwasservorhersage und -management).

Neben den Zielen einer Studie sollten auch andere Faktoren wie Datenverfügbarkeit, Geld und Zeit für die Modellauswahl berücksichtigt werden (Dobmann, 2009). Anhand eines kurzen Überblicks über die gängigen Verfahren der Hochwasserabschätzung sollen die Stärken sowie Schwächen von bestehenden Modellen in Bezug auf die Abflussmodellierung an Hängen erläutert werden.

Spreafico et al. (2003) gliedern die verschiedenen Verfahren zur Hochwasserabschätzung primär anhand der Verfügbarkeit vorhandener Abflussdaten und Gebietskenntnissen. Folgt man ihrem Schema lassen sich drei Gruppen unterscheiden: Extremwertstatistik, Niederschlag-Abfluss-Modelle (N-A-Modelle) und regionale Übertragung. Neben diesen quantitativen Methoden stehen Prozessbeurteilungsschemata z.B. der „Bestimmungsschlüssel zur Identifikation von hochwasserrelevanten Flächen“ von Scherrer (2006) oder die „Provisorische Geländeanleitung zur Abschätzung des Oberflächenabflussbeiwertes auf alpinen Boden-/Vegetationseinheiten bei konvektiven Starkregen“ von Markart et al. (2004) und die EGAR-Kartierung des Bayerischen Landesamtes für Umwelt (2014) zur Verfügung. Endprodukte bodenhydrologischer Kartierungen sind z.B. Oberflächenabflussbeiwertkarten, Karten dominanter Abflussbildungsprozesse und Karten mit Prozentanteilen oder Fließzeiten der einzelnen Abflussbildungsprozesse (DWA-AG HW-1.3, 2020). In großen Einzugsgebieten mit Pegelmessstellen stehen meist langjährige Abflussmessreihen zur Verfügung. Hier kann die empirische Verteilung der Jahreshochwasser an eine theoretische Verteilungsfunktion angepasst werden (Barben et al., 2001). Diese Form von Extremwertstatistik ist jedoch nicht für kleine EZG oder einzelne Hänge geeignet, da in den wenigsten Fällen Abflussmessreihen vorliegen (Steinbrich et al., 2016). Liegen weder Abfluss- noch Niederschlagszeitreihen vor, werden häufig regionalhydrologische Ansätze gewählt. Die Übertragung erfolgt z.B. durch Hüllformeln, die vorhandene Gebietskennwerte oder Messergebnisse nutzen, um diese auf hydrologische Parameter zu übertragen (Spreafico und Viviroli, 2013). Die KOSTRA-Untersuchung stellt eine solche Regionalisierungsmethode für Bemessungsniederschläge in Deutschland dar (Bartels, 1997). Die spezifischen Entstehungsbedingungen eines Extremereignisses werden dabei nicht berücksichtigt (Barben et al., 2001; Spreafico und Viviroli, 2013) und regionalhydrologische Ansätze sollten nur in Einzugsgebieten von 10-500 km² Größe genutzt werden. In kleineren Einzugsgebieten raten Spreafico und Viviroli (2013) von der Verwendung ab. Als Alternative werden N-A-Modellen, welche Niederschlag rechnerisch in Abfluss umwandeln, für kleine, unbeobachtete Einzugsgebiete bzw. Hänge empfohlen (Bronstert, 1999; Pechlivanidis et al., 2011b;

Steinbrich et al., 2015; Weiler, 2021). Der mathematische Zusammenhang zwischen Niederschlag und Abfluss liefert dabei nicht nur den Hochwasserscheitel, sondern die gesamte Abflussganglinie an einem zuvor definierten Punkt im EZG (Maniak, 2017).

Auch diese N-A-Modelle können wiederum in Kategorien eingeteilt und hinsichtlich ihrer Stärken und Schwächen charakterisiert werden (Liebscher und Mendel, 2010). Sie können in stochastische und deterministische Modelle aufgrund ihrer zeitlichen (kontinuierlich oder ereignisbasiert) und räumlichen Verteilung (undifferenziert oder verteilt), ihrer physikalischen Transparenz (Black-, Grey oder White-Box-Modelle), ihrer Dimension (1D, 2D oder quasi-3D) sowie ihrer Parametrisierung unterteilt werden (Guo et al., 2018).

Bei einem stochastischen Modellierungsansatz sind Zufälligkeiten oder Unsicherheiten in den möglichen Ergebnissen des Modells aufgrund der Unsicherheiten in den Eingangsdaten enthalten. Bei mehrmaliger Verwendung derselben Parameterwerte liefern stochastische Modelle unterschiedliche Ergebnisse, auch wenn sie "von außen gesehen" unter identischen Bedingungen ablaufen (Beven, 2012). Eingangs- als auch die Ausgangsvariablen werden mit Hilfe einer Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung beschrieben (Liebscher und Mendel, 2010). Dabei gilt der ermittelte, statistische Zusammenhang immer nur für das Gebiet, aus dem die Daten stammen (Hapuarachchi et al., 2011). Deterministische Modelle stellen eine Ursache-Wirkung-Beziehung zwischen den Variablen her (Maniak, 2017) und konzentrieren sich auf die Simulation der Prozesse, welche bei dem Übergang vom Niederschlag zum Abfluss beteiligt sind (Guo et al., 2018). Deterministische Modelle erzeugen mit demselben Satz von Eingangsdaten und Parameterwerten immer das gleiche Ergebnis (Pechlivanidis et al., 2011a). Werden stochastische Fehlermodelle in das deterministische Modell eingefügt, spricht man von gemischt deterministisch-stochastische Modellen. Zum Beispiel könnte ein stochastischer Niederschlag als Eingangsvariable für ein deterministisches Niederschlags-Abfluss-Modell verwendet werden (Singh, 1995) oder ein deterministisches Modell kann verwendet werden, um ein stochastisches System mittels Monte-Carlo-Simulation darzustellen (Pechlivanidis et al., 2011a).

Wird nur ein einzelnes Niederschlagsereignis in die jeweilige Simulation einbezogen, spricht man von einem ereignisbasierten Modell. Aufgrund der kurzen zeitlichen Dauer können Prozesse des Wasserkreislaufes, die auf längeren Skalen wirken, vernachlässigt werden (Knapp et al., 1991). So beziehen beispielsweise Steinbrich et al. (2016) die Evapotranspiration nicht in die Modellierung einzelner Starkregenereignisse mit ein. Anfangsbedingungen werden häufig vorrausgegangenen Wasserhaushaltsmodellierungen entnommen. Entsprechend verwenden Steinbrich et al. (2016) die Modellierungsergebnisse des Wasserhaushaltsmodells GWN-BW als Grundlage zur Parametrisierung der Bodenfeuchte. Handelt es sich bei den Niederschlagszeitreihen um kontinuierliche Messdaten, sowohl aus Niederschlagsereignissen als auch aus niederschlagsfreien Perioden, spricht man von einer kontinuierlichen Modellierung (Knapp et al., 1991). Für eine entsprechend gute Repräsentation der Abflussprozesse sollten hier zusätzliche Mechanismen, wie z.B. die Evapotranspiration und der Basisabfluss, implementiert sein (Krier, 2017). Die Wahl der Zeitskala für die Simulation hängt

maßgeblich vom Verwendungszweck des Modells ab (Pechlivanidis et al., 2011a). Kontinuierliche Modelle verwenden häufig Tageswerte (Knapp et al., 1991), die für die Anwendung auf Abflussbildung nach intensiven Starkregen mit Dauerstufen von unter 24 Stunden ungeeignet sind. Um Abflussspitzen von Sturzfluten korrekt abbilden zu können, sollten die Niederschlagsdaten in minütlicher, höchstens in stündlicher Auflösung vorliegen (Steinbrich et al., 2016).

Räumlich undifferenzierte Modelle ignorieren die räumliche Variabilität der verschiedenen Parameter und Prozesse. Für alle Eingangs- (Niederschlag, Bodenparameter, usw.) und Ausgangsparameter (z.B. Abfluss) wird ein einzelner Durchschnittswert, der das gesamte Einzugsgebiet repräsentiert, verwendet. Die Verwendung solcher einfacher Modelle neigt jedoch dazu, Details von Umweltprozessen zu verallgemeinern, was zu einem Verlust von räumlichen und zeitlichen Informationen führen kann (Guo et al., 2018). Dagegen ermöglichen räumlich verteilte Modelle Vorhersagen, die Auswirkung von verschiedenen, sich ändernden räumlichen Parametern, wie Landnutzung oder Bodenbedeckung, auf den Abfluss berücksichtigen (Guo et al., 2018). Die Auflösung hängt dabei von der verwendeten Rastergröße ab (Steinbrich et al., 2016). Für jede Gitterzelle werden dann die Modellgleichungen einzeln gelöst (Singh und Frevert, 2006). Die zunehmende Verfügbarkeit räumlich verteilter Datensätze in relativ kleinem Maßstab (Steinbrich et al., 2016), Informationen über physikalische Einzugsgebiets-eigenschaften auf kleiner Ebene (NERC, 1999) und die zunehmende Verfügbarkeit von leistungsfähigen Computerressourcen (Fohrer et al., 2016), hat den Einsatz von verteilten Modellen in den letzten Jahren deutlich vorangetrieben. Allerdings wurde dabei häufig beobachtet, dass mit der Zunahme räumlicher Diskretisierung auch die Anzahl der Modellparameter zunimmt. Räumlich verteilte Modelle neigen dementsprechend zur Überparametrisierung und in der Folge schlechterer Darstellung der Eingangs-Ausgangs-Beziehung (Madsen et al., 2002). Untersuchungen wie das Distributed Model Intercomparison Project (DMIP) (Ajami et al., 2004; Smith und Gupta, 2012) zeigen keinen eindeutigen Trend, der die Überlegenheit von verteilten Modellen im Vergleich zu undifferenzierten Modellen in Bezug auf die Genauigkeit des vorhergesagten Abflusses am Einzugsgebiet ausreichend belegt. Um die Vorteile der beiden Methoden zu kombinieren, wurden halbverteilte Modelle entwickelt. Ein halbverteilt Modell kann die wichtigen Merkmale eines Einzugsgebiets genauer darstellen als ein undifferenziertes Modell, während es gleichzeitig einen geringeren Datenbedarf und geringere Rechenkosten aufweist als verteilte Modelle (Khakbaz et al., 2012).

Empirische Modelle, sogenannte „Black-Box-Modelle“, nutzen einfache Übertragungsfunktionen, um die beobachtete Beziehung zwischen Niederschlag und Oberflächenabfluss abzubilden (Wheater et al., 1993). Vor allem Anfang und Mitte des 20. Jahrhunderts war die geringe Rechenkapazität dieser Methoden von Vorteil (Liebscher und Mendel, 2010). Einige dieser frühen Modellideen, wie das Einheitsganglinien-Verfahren (engl. „Unit-Hydrograph“) (Sherman, 1932) oder die Verwendung des SCS-CN-Modells (Soil Conservation Service, 1956), sind jedoch immer noch weitverbreitet bzw. in modifizierter Form in komplexere Modelle implementiert (Liebscher und Mendel, 2010). Zu den interessantesten neueren Ansätzen gehören die datenbasierte, mechanistische (engl. „Data Based Mechanistic“) Modellierung und künstliche neuronale Netze (engl. „Artificial Neuronal Network“) (Pechlivanidis et al.,

2011a). Gemeinsam haben diese Modelle den geringen Datenbedarf und die vergleichsweise einfache Anwendbarkeit. Bei den genutzten Transferfunktionen werden physikalische Grundgesetze außer Acht gelassen. Trotzdem liefern die Methoden auch in unbeobachteten EZG passable Ergebnisse, bei geringem zeitlichem und rechnerischem Aufwand (Pechlivanidis et al., 2011a). Es lassen sich jedoch oft nur begrenzte quantitative Informationen darüber gewinnen, wie die Modellparameter entwickelt werden und ihre Anwendung auf Bedingungen, für die sie nicht entwickelt wurden, kann zu fragwürdigen Ergebnissen führen (Guo et al., 2018).

Die Ansätze physikalischer Modellierungen, auch hydrodynamische Modellierungen oder „White-Box-Modelle“ genannt, basieren auf den Merkmalen und Eigenschaften von Naturprozessen. Diese wiederum folgen den physikalischen Erhaltungsgesetzen von Masse, Energie und Impuls (Guo et al., 2018). In der Regel werden Bewegungsgleichungen der Kontinuumsmechanik als nichtlineare, partielle Differentialgleichungen formuliert (Pechlivanidis et al., 2011a). Zur Lösung dieser Gleichungen existieren jedoch nur in wenigen Fällen analytische Rechenwege, weswegen die einzelnen Prozesse numerisch mit Hilfe von Finite-Differenzen- oder Finite-Elemente-Diskretisierung gelöst werden. Häufig wird versucht, stets die neusten naturwissenschaftlich-basierten Erkenntnisse zu implementierten und die Teilprozesse so realitätsnah wie möglich abzubilden (Knapp et al., 1991). Dabei wird häufig die Annahme getroffen, dass physikalische Prozesse skalenunabhängig sind. Unsicherheiten, die bei der Übertragung von physikalischen Beobachtungen z.B. in Laborexperimenten auf das EZG entstehen, werden somit außer Acht gelassen (Beven, 2004).

Zwischen Black-Box- und White-Box-Modellen lassen sich konzeptionelle Modelle ansiedeln. Konzeptionelle Modelle stellen im Allgemeinen alle hydrologischen Komponenten dar, die für die Eingangs-Ausgangs-Beziehungen im Einzugsgebiet als wichtig erachtet werden (Wheater, 2002). Verschiedene konzeptionelle Modelle unterscheiden sich stark in ihrer Komplexität, basieren in der Regel aber auf der Verwendung schematischer Speicher. Eine klare Abgrenzung zwischen den Modelltypen kann nicht immer gezogen werden. Die meisten Modelle werden als eine der oben genannten Typen (empirisch, konzeptionell, physikalisch) bezeichnet, enthalten aber in Wirklichkeit Elemente von zwei oder mehr Typen (Pechlivanidis et al., 2011a). Oft werden konzeptionelle und physikalische Konzepte kombiniert, da auch in hydrodynamischen Betrachtungen nicht vollständig auf Vereinfachungen verzichtet werden kann (Knapp et al., 1991). Um dem steigenden Rechenaufwand und Datenbedarf entgegenzuwirken, werden physikalische Grundlagen hier nur durch vereinfachte Ansätze (z.B. vereinfachte St. Venant-Gleichungen) abgebildet (Pechlivanidis et al., 2011a). Diese Modelle werden dann häufig als „physikalisch basiert“ bezeichnet. Heute gibt es eine breite Palette von konzeptionellen, physikalisch-basierten Niederschlags-Abfluss-Modelle wie HBV (Bergström und Singh, 1995), TOPMODEL (Beven et al., 1984) und SHE (Abbott et al., 1986), die für Hochwassermodellierungen eingesetzt werden (Guo et al., 2018).

Werden nicht auf Messwerten beruhende Parameter in einem Modell verwendet, müssen diese Parameter anhand einer Kalibrierung gegen die beobachteten Daten geschätzt werden (Pechlivanidis et

al., 2011a). Daraus ergibt sich ein grundsätzliches Problem der gegenwärtigen hydrologischen Modellierung: die Güte eines Modells ist von einer erfolgreichen Kalibrierung abhängig (Liebscher und Mendel, 2010). Die Kalibrierung beschreibt den Prozess, bei dem der Fehler zwischen der gemessenen und simulierten Abflusszeitreihe durch Veränderung der Parameter auf ein Minimum reduziert wird (Knapp et al., 1991). Für die Kalibrierung werden langjährige Messzeitreihen benötigt (Hapuarachchi et al., 2011). Theoretisch können auch physikalische Parameter kalibriert werden. Jedoch entsprechen diese nach Kalibrierung zumeist nicht mehr den gemessenen Werten (Beven, 2019). Oft liefern Modelle außerhalb des Kalibrierungszeitraumes nur befriedigende Ergebnisse (Liebscher und Mendel, 2010) und sind nicht auf andere Gebiete mit unterschiedlichen Eigenschaften z.B. Klima, Nutzung, Boden, Relief und Größe übertragbar (Clark et al., 2008).

Eine der größten Herausforderungen ist die Entwicklung eines holistischen und quantitativen Verständnisses des Boden-Pflanze-Atmosphäre-Kontinuum, das Veränderungen im Verhalten hydrologischer Systeme abbilden kann. Dafür müssen Vorhersagen hydrologischer Reaktionen die räumliche und zeitliche Entwicklung von Böden, Vegetation und Klima adaptiv berücksichtigen. Die Schwierigkeit verlässliche Ergebnisse zu erzielen steigt an, wenn die Modellvorhersagen auf nicht gemessene Bedingungen extrapoliert werden (Pechlivanidis et al., 2011a). Die beiden am häufigsten beachteten Themen sind der Klimawandel (Scibeka et al., 2007; Hagemann et al., 2013; Elshamy und Wheeler, 2009) und die veränderte Landnutzung (Marhaento et al., 2018; Hundecha und Bárdossy, 2004; Mcintyre et al., 2014). Speziell in der kleinskaligen Modellierung (Hänge, kleine EZG) wurde aber auch der Identifizierung von Heterogenität (McDonnell et al., 2007; Troch et al., 2009; Gao et al., 2018) eine besondere Rolle in der Entwicklung einer ganzheitlichen hydrologischen Theorie zugemessen.

1.1.5 Modellevaluierung

Validierung

Nachdem ein passendes Modell entwickelt bzw. gewählt wurde und die Parameter durch Messungen, Expert:innenwissen oder Kalibrierung abgeschätzt wurden, sollte eine Validierung (auch „Verifizierung“) anhand von bisher ungenutzten Datensätzen oder in einem anderen Einzugsgebiet erfolgen (Beven, 2012). Mit Hilfe einer Validierung soll die Grundfrage beantwortet werden, wie gut ein Modell ein gegebenes, reales System abbilden kann. Dabei sollen Robustheit des Modells und dessen Fähigkeit, die hydrologische Reaktion des Einzugsgebiets zu beschreiben, verifiziert und etwaige Verzerrungen erkannt werden (Gupta et al., 2006). Wird der Grad an Divergenz zwischen beobachteten und simulierten Werten als inakzeptabel angesehen, muss der:die Modellierer:in die Modellstruktur und das Verfahren zur Parameterschätzung überprüfen und entsprechend überarbeiten (Sorooshian und Gupta, 1985). In einem ersten Schritt kann die Plausibilität der Modellierungsergebnisse durch Aufstellung der Wasserbilanz anhand der Wasserhaushaltsgleichung kontrolliert werden. Neben einem visuellen Vergleich von gemessener und modellierter Zeitreihe existieren verschiedene statistische Gütemaße zur

Bewertung der Modellierung. Die bekanntesten Beispiele sind die Nash-Sutcliffe-Efficiency (NSE), die Kling-Gupta-Efficiency (KGE) der Korrelationskoeffizient (R) sowie der Regressionskoeffizient (r^2) und der Root Mean Square Error (RMSE) (Fohrer et al., 2016). Abhängig von der Wahl des Gütemaßes, können Dynamik und Bilanz unterschiedlich gut detektiert werden. Beispielsweise eignet sich der NSE als gutes Bewertungskriterium für Hochwasserabflüsse, gewichtet aber aufgrund seiner mathematischen Definition Niedrigwasserperioden nicht so stark und sollte deshalb nicht als Gütemaß für die Modellierung von Basisabflüssen herangezogen werden (Cheng, 2014). Dementsprechend sollte auch die Wahl des Bewertungskriteriums an den Zweck der Modellierung angepasst sein (Knoben et al., 2019). Durch die Bewertung systematischer Abweichungen lassen sich auch verschiedene Modelle miteinander quantitativ vergleichen (Moriassi et al., 2007).

Sensitivitätsanalyse

Modellergebnisse direkt bestimmten Parameterwerten zuzuordnen, ist bei dem Detailierungsgrad und damit der Komplexität heutiger N-A-Modelle nur schwer möglich (Douglas-Smith et al., 2020). Wie sich die Variation der Eingangsparameter auf die Ergebnisse eines numerischen Modells auswirken, kann durch eine Sensitivitätsanalyse systematisch untersucht werden. Zur Quantifizierung des Parametereinflusses wird ein geeignetes statistische Gütemaß verwendet (Pechlivanidis et al., 2011a). Liegt ein Bereich der Parameterschätzungen vor, in dem die Modellierungsgüte nur um einen kleinen Wert vom besten Funktionswert abweicht, wird dieser als Indifferenzbereich bezeichnet (Sorooshian und Gupta, 1985). Zeigt sich keine oder kaum Veränderung der Modellierungsgüte über den gesamten Bereich des Parameterraumes, wird dieser Parameter als „nicht sensitiv“ bezeichnet. Kann ein Ergebnis mit verschiedenen Parameterkombinationen erreicht werden, spricht man von Equifinalität (Beven, 2006). Eine Sensitivitätsanalyse ist deshalb ein wichtiges Instrument zur Verbesserung des Modellverständnisses, der besseren Ergebnisinterpretation und bietet schlussendlich die Möglichkeit Modellunsicherheiten, z.B. durch Reduktion von nicht sensitiven Parametern, zu verringern und somit die Modellierungsgüte zu verbessern (Lenhart et al., 2002; Bahreman und Smedt, 2008).

In Abhängigkeit davon, ob die Variation des Eingangsparameters um einen Referenzwert oder über den gesamten realisierbaren Parameterraum erfolgt, wird die Sensitivitätsanalyse entweder als lokal oder global bezeichnet (Pianosi et al., 2016). Damit zielen lokale Sensitivitätsmethoden darauf ab, Veränderungen der Modelleistung zu untersuchen, wenn sich der Modelleingang vom optimalen Referenzparameter(satz) entfernt. Der lokale Indifferenzbereich wird untersucht, während Aussagen über den gesamten möglichen Parameterraum nicht möglich sind (Pianosi et al., 2016). Das spart Rechenaufwand (Pechlivanidis et al., 2011a), vernachlässigt jedoch in den meisten Fällen die Komplexität und Nichtlinearität von Modellen (Wagener und Kollat, 2007). Im Gegensatz dazu quantifizieren die Methoden der globalen Sensitivitätsanalyse, die Auswirkung von Variationen des Modelleingangs auf den -ausgang durch Berücksichtigung des gesamten Parameterraums innerhalb eines vordefinierten machbaren Parameterbereiches (Tang et al., 2007). Abhängig von der verwendeten Methode lassen sich auch mögliche Wechselwirkungen zwischen den Parametern feststellen (Pianosi et al., 2016). Einige Methoden der

globale Sensitivitätsanalysen berücksichtigen neben den Modellparametern auch andere Eingangsfaktoren des Simulationsverfahrens, zum Beispiel seine zeitliche oder räumliche Auflösung (Baroni und Tarantola, 2014). Nachteil der globalen Sensitivitätsanalyse ist der hohe Rechenaufwand (Sreedevi und Eldho, 2019). Des Weiteren findet häufig eine Unterscheidung anhand der Stichprobenstrategie statt. Wird nur ein Eingangsparameter verändert, während alle anderen konstant gehalten werden, spricht man von „One-(factor)-At-a-Time“-Methoden (OAT). Werden gleichzeitig alle Parameter verändert, von der „All-(factors)-At-a-Time“-Methoden (AAT). Bei der AAT kann die Sensitivität für jeden Faktor sowohl den direkten Einfluss dieses Faktors als auch den gemeinsamen Einfluss aufgrund von Wechselwirkungen bewerten (Pianosi et al., 2016).

Unsicherheitsanalyse

Die Unsicherheitsanalyse dient zur Berechnung und Darstellung der Gewissheit, mit der die Modellergebnisse die Realität wiedergeben (Melching und Singh, 1995). Die Berechnung quantitativer Maße für das Vertrauen in die Ergebnisse eines Modells ist von wesentlicher Bedeutung für die Gewichtung, die dem Modell bei der Entscheidungsfindung (z.B. für Hochwasserschutzmaßnahmen) eingeräumt werden sollte. Gleichzeitig hilft die Unsicherheitsanalyse bei der Modelldiagnostik, indem sie aufzeigt, in welchen Bereichen das Modell verbessert werden muss (Pechlivanidis et al., 2011a). Während der Unsicherheitsanalyse wird jedem Parametersatz von Vorhersagen ein Maß an Überzeugung zugeordnet. Die daraus resultierende Unsicherheit in den Vorhersagen kann dann konzeptionell sehr einfach abgeschätzt werden, indem die Vorhersagen aller akzeptablen Modelle nach ihrem zugehörigen Grad an Überzeugung gewichtet werden (Pechlivanidis et al., 2011a). Ein solcher Ansatz ermöglicht es, die Nichtlinearität der Reaktion akzeptabler Modelle mit unterschiedlichen Parametersätzen bei der Vorhersage und Unsicherheitsabschätzung zu berücksichtigen (Beven, 2012). Standardmäßig werden Konfidenzintervalle verwendet, um Bereiche (z.B. 95 %) zu definieren, innerhalb derer die mittlere Schätzung mit einer bestimmten Wahrscheinlichkeit liegt (Melching und Singh, 1995).

Es gibt zahlreiche Methoden zur Bewertung der Unsicherheit von Modellen. Sie lassen sich in drei Kategorien einordnen: analytische Methoden, auf Computeralgebra basierende (Black-Box-) Methoden und stichprobenbasierte Methoden. Wobei in der hydrologischen Modellierung zumeist stichprobenbasierte Methoden bevorzugt werden (Pechlivanidis et al., 2011a). Die Unsicherheit wird dabei durch wiederholtes Ausführen des Modells für eine Reihe von Parameterwerten, die aus einer Wahrscheinlichkeitsverteilung entnommen werden, quantifiziert. Somit ist kein Zugang zu den Modellgleichungen oder zum Modellcode erforderlich, andererseits sind diese Methoden sehr rechenintensiv (Pechlivanidis et al., 2011a). Eine äußerst flexible, aber gleichzeitig robuste Variante ist die Monte-Carlo-Simulation (Beven, 2012). Die Parameter werden mit Wahrscheinlichkeitsverteilungen beschrieben und zufällige Werte für jeden der Parameter generiert. Auf diese Weise werden Stichproben von Modellergebnisse generiert, deren Statistiken (z.B. Mittelwert, Standardabweichung, Schiefe) sowie die geschätzte Wahrscheinlichkeitsverteilung des Modellausgangs bestimmt werden können. Dabei werden die Modellparameter in den meisten Fällen als unabhängig angenommen, da

keine Informationen über eine gemeinsame Wahrscheinlichkeit vorliegen (Pechlivanidis et al., 2011a). Um alle wahrscheinlichen Ergebnisse zuverlässig darzustellen (und die Modellreaktion angemessen zu beschreiben), ist eine große Anzahl an Modellläufen notwendig. Ein gewisses Maß an Recheneffizienz kann durch den Einsatz effizienter Stichprobenverfahren erreicht werden. Die geschichtete Latin-Hypercube-Stichprobenmethode (Helton und Davis, 2000) zum Beispiel unterteilt den Bereich der wahrscheinlichen Werte für jeden Parameter in geordnete Segmente mit gleicher Wahrscheinlichkeit und kombiniert die einzelnen Stichproben, um die Parametersätze zu erstellen (Pechlivanidis et al., 2011a). Die Aussagekraft dieser stichprobenbasierten Verfahren wird durch die praktische Schwierigkeit beeinträchtigt, die Verteilung der Modellparameter bei Vorhandensein von Rauschen (Zufälligkeit) und Messfehlern in den Daten angemessen zu spezifizieren. Eine fehlerhafte Auswahl der Verteilung kann die Modellergebnisse beeinflussen und die Unsicherheitsanalyse verzerren (Kavetski et al., 2006). Um einen standardisierten Rahmen für die Unsicherheitsanalyse zu gewährleisten, wurden zudem in den letzten Jahrzehnten feste Vorgehensweisen entwickelt (Pechlivanidis et al., 2011a), darunter GLUE („Generalised Likelihood Uncertainty Estimation“) (Beven und Binley, 1992), BMA („Bayesian model averaging“) (Madigan et al., 1996) oder FUSE („Framework for Understanding Structural Errors“) (Clark et al., 2008).

1.1.6 Quellen der Modellunsicherheit

Die Gesamtunsicherheit eines hydrologischen Modells erfordert die Identifizierung und Quantifizierung von vier Quellen: natürliche Unsicherheiten, Datenunsicherheiten, Unsicherheiten der Modellparameter und Unsicherheiten in der Modellstruktur (Pechlivanidis et al., 2011a).

Natürliche Unsicherheit beschreibt die natürlichen Zufallseffekte der zeitlichen und räumlichen Fluktuation, die den physikalischen Prozess der Abflussbildung beeinflusst (Melching und Singh, 1995). Das Ausmaß, mit dem natürliche Unsicherheiten beschreiben werden können, hängt von der Qualität und der Art der verfügbaren Daten zur Beschreibung der Zufallseffekte ab (Guo et al., 2018). Ein dichtes Messnetz kann es beispielsweise ermöglichen, räumliche Zufälligkeiten zu beobachten und explizit darzustellen und dadurch strukturelle Unsicherheit zu reduzieren.

Die Bedeutung der Unsicherheit aus Messwerten (z.B. aufgrund einer unzureichenden Qualitätskontrolle) hängt davon ab, ob die Modellparameter durch Kalibrierung oder durch physikalische Messungen bestimmt werden. Ein systematischer Fehler in den Niederschlagsdaten wird bei der Modellkalibrierung auch die Parameter des Modells verzerren (Oudin et al., 2006). Das bedeutet nicht, dass sich bei Verwendung fehlerhafter Daten und verzerrter Parameter wesentlich von der Leistung bei Verwendung echter Daten und Parameterwerte unterscheidet, macht aber den fehlenden physikalischen Bezug zur Realität und damit ein falsches Systemverständnis im Modell deutlich (Gourley und Vieux, 2006; Liu et al., 2009). Auf der anderen Seite fehlt unkalibrierten physikalischen Parametern der Anpassungsfaktor und die Leistung der Modellierung nimmt aufgrund der fehlerhaften Eingangsdaten

ab. Darüber hinaus ergibt sich diese Unsicherheit auch aus der zeitlichen und räumlichen Diskretion der Daten. Die fehlenden Informationen zwischen den Zeitschritten oder über die Heterogenität innerhalb einer Gitterzelle können die Modellunsicherheit maßgeblich beeinflussen (Kavetski und Clark, 2010a; 2010b).

Parameterunsicherheit im klassischen Sinn bezieht sich auf die Praktik der Parameterschätzung. In den meisten Modellen wird hierfür die Modellkalibrierung eingesetzt, wobei in seltenen Fällen auch eine Parameterschätzung anhand von Expert:innenwissen oder Übertragungen aus anderen EZG erfolgen kann. Anhand dieses Vorgehens ist es schwierig eindeutige und im Falle der Kalibrierung „konzeptionell“ realistische Parameterwerte zu erhalten (Sorooshian und Gupta, 1995). Unabhängig von der Unsicherheit der Messdaten und der Unsicherheit der Modellstruktur kommt es häufig zu einer Überparametrisierung. Für die hydrologische Modellierung bedeutet dies, dass das Systemverhalten meistens durch verschiedene Parametrisierungen erklärt werden kann (Equifinalität) (Beven, 2006).

Die konzeptionelle Betrachtung hydrologischer Prozesse und ihrer mathematischen Repräsentationen führt zur Wahl einer Modellstruktur. Diese Struktur basiert auf dem Verständnis der Modellentwickler:innen über das betrachtete hydrologische System. Alle bisher unidentifizierten oder aufgrund der Datenlage vernachlässigten Prozesse werden ignoriert, wodurch die Modellierungsergebnisse mit Unsicherheiten behaftet sind. Unsicherheiten im Zusammenhang mit der Modellstruktur selbst werden in den Abflusseigenschaften wie z.B. Spitzenabfluss, Zeit bis zum Spitzenwert, Abflussvolumen (Butts et al., 2004) oder durch Zeitreihendiagnosen (Wagner et al., 2003) sichtbar. In der aktuellen hydrologischen Literatur wird die Notwendigkeit einer expliziten Identifizierung der Unsicherheit der Modellstruktur und der Diagnose von Unterschieden im hydrologischen Verhalten zwischen Modellstrukturen immer wieder betont (Bai et al., 2009). Datenassimilationsverfahren können bei der Schätzung der unsicheren Modellstruktur eine entscheidende Rolle spielen (Bulygina und Gupta, 2009). Fenicia et al. (2008) schlagen eine systematische Aktualisierung der Modellstruktur vor, um schrittweise neue Hypothesen zum Verhalten des Einzugsgebiets einzubeziehen und Unsicherheiten zu reduzieren.

2. Problemstellung und Zielsetzung

In der Vergangenheit kam es durch Starkregenereignisse immer wieder zu schwerwiegenden Schäden in Deutschland und ganz Europa. Eine Gefährdungsanalyse im betroffenen Einzugsgebiet ist Grundlage zur Erstellung erfolgreicher Risikomanagementkonzepte (Albrecht, 2019). Standardmäßig werden in Baden-Württemberg 2D-hydraulische Modelle zur Analyse von Überflutungstiefe und Fließgeschwindigkeit eingesetzt (LUBW, 2016). Grundlage dieser Modelle ist die Kenntnis über die Abflussbereitschaft eines Einzugsgebietes bei einem bestimmten Niederschlagsereignis. Im Gegensatz zu großen Flusseinzugsgebieten, in denen langjährige Abflusszeitreihen vorliegen, treten Sturzfluten nach kurzen Vorwarnzeiten und mit starker räumlicher Begrenzung auf, wodurch eine systematische Überwachung der Abflüsse nahezu unmöglich ist. Die eingeschränkte Datengrundlage ist für die Kalibrierung klassischer Niederschlags-Abfluss-Modelle nicht zweckmäßig und diese Art von Modellen zur Vorhersage pluvialer Hochwässer ungeeignet (Steinbrich et al., 2018).

Schon Anfang des 20. Jahrhunderts entstand die Idee, die beobachteten Beziehungen von Niederschlag und Abfluss anhand einfacher Übertragungsfunktionen auf die unbeobachteten Einzugsgebiete anzuwenden (Wheater et al., 1993). Empirische Methoden wie das SCS-CN-Verfahren und die Regionalisierungsmethode nach Lutz sind vor allem in der Ingenieurwissenschaft immer noch weit verbreitet und finden in teilweise modifizierter Form auch Eingang in komplexere hydrologische Modelle (Liescher und Mendel, 2010). Demgegenüber steht die Anwendung ereignisbasierter Modelle, die aufgrund der detaillierten Abbildung physikalischer Prozesse ohne Kalibrierung zu robusten Simulationsergebnissen führen. Ein solches Modell wurde in den letzten Jahren am Institut für Hydrologie an der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg entwickelt (Steinbrich et al., 2016). Das Modell RoGeR nutzt räumlich hochaufgelöste Daten zu Boden, Geologie, Topographie, Landnutzung und Versiegelung zur Parametrisierung und verspricht dadurch ein erhöhtes Prozessverständnis zu gewinnen (Ries et al., 2020a).

Vor diesem Hintergrund soll in dieser Arbeit das physikalisch-basierte Modell RoGeR den empirischen Modellen gegenübergestellt werden. Datengrundlage stellen 132 Berechnungsversuche dar, die in der sommerlichen Starkregensaison zwischen Mai und September (Marchi et al., 2010) von Ries et al. (2018) durchgeführt wurden. Die detaillierten zeitlichen Aufzeichnungen der applizierten Niederschläge, sowie des gebildeten Oberflächen- und Zwischenabflusses eignen sich optimal für einen Modellvergleich, da die Modelle anhand der unter kontrollierten Bedingungen gewonnen Beobachtungsdaten validiert werden können. Zusammenfassend lässt sich daraus die erste Forschungsfrage wie folgt ableiten:

- Entspricht die Simulationsgüte des effektiven Niederschlags einfacher empirischer Modelle, namentlich das SCS-CN-Modell sowie die Regionalisierungsmethode nach Lutz, denen des komplexeren, unkalibrierten Modells RoGeR?

2. Problemstellung und Zielsetzung

Im weiteren Verlauf der Arbeit soll das Potential des Modells RoGeR zur zeitlich hochaufgelösten Vorhersage von Oberflächen- und Zwischenabfluss bei Starkregen weiter untersucht werden. Obwohl das Modell bereits mehrfach validiert wurde (Ries et al., 2020a; Steinbrich et al., 2016; Krier, 2017), blieb eine vollständige Evaluierung bisher aus und der Einfluss von Modellparametern auf die Ausgangsgrößen Oberflächen- und Zwischenabflusskoeffizient wurde bisher nur unzulänglich bestimmt. Ziel der Arbeit ist es, geeignete Methoden für die Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen des rechenintensiven Modells zu finden und diese für die Anwendung auf die 132 durchgeführten Berechnungsversuche in Baden-Württemberg aufzubereiten. Mithilfe einer Kombination aus lokaler und globaler Sensitivitätsanalyse soll die Relevanz der einzelnen Modellparameter auf die Güte der Simulation von Oberflächen- sowie Zwischenabflusskoeffizienten bewertet werden. In Hinblick auf die Anwendung des Modells RoGeR auf unbeobachtete Abflussereignisse infolge eines Starkregens ist die Vertrauenswürdigkeit der Simulationsergebnisse von entscheidender Bedeutung, da die ermittelten Größen als Basis hydraulischer Modellierung sowie Risikomanagemententscheidungen eingesetzt werden. Daraus ergeben sich Forschungsfrage zwei und drei:

- Ist das Modellverhalten, das sich als Antwort auf repräsentative Variation der Modellparameter ergibt, realistisch?
- Ist die Präzision, die sich aus den Parameterunsicherheiten für das Modell RoGeR ergibt, vertretbar?

Schlussendlich können durch die Beantwortung der Forschungsfragen die zugrundeliegenden Modellkonzepte plausibilisiert oder als unzureichend erkannt werden. Intention dieser Arbeit ist es aber auch, Ansätze für die Ausrichtung zukünftiger Forschungs- und Messschwerpunkte der Niederschlags-Abfluss-Modellierung unter den spezifischen Bedingungen der Starkregenereignisse zu formulieren.

3. Methoden und Vorgehensweise

3.1 Datengrundlage

Im Rahmen des Projekts „Validierung von Oberflächenabflüssen nach Starkregen an Hängen in Baden-Württemberg“ wurden im Auftrag der LUBW über 130 Beregnungsversuche in Baden-Württemberg vom Institut für Hydrologie der Albert-Ludwigs-Universität-Freiburg realisiert. Die erhobenen Daten von Ries et al. (2018) sind öffentlich über das FreiDok *plus* Datenrepositorium zugänglich und stehen für weitere Analysen frei zur Verfügung (<https://doi.org/10.6094/UNIFR/151460>; Ries et al., 2020b).

Um die Modellierungsergebnisse korrekt nachvollziehen zu können, wird im Folgenden ein kurzer Überblick über Standortwahl sowie Aufbau der Feldexperimente gegeben. Detaillierte Ausführungen finden sich in Ries et al. (2018) und Ries et al. (2020a).

3.1.1 Standortwahl

Insgesamt wurden 23 Standorte ausgewählt, von denen 13 als Grünland und 10 als Ackerland bewirtschaftet werden. Als potenziell Abfluss generierende Hänge wurde ein Gefälle von mindestens 5% vorausgesetzt. Entscheidend für die Verteilung der Standorte sollte die Abdeckung möglichst aller in Baden-Württemberg vorkommender Bodenarten sein (Ries et al., 2020a). Hierfür wurde die Bodenkarte 1:50.000 (BK50) (LGRB, 2017) als Informationsgrundlage herangezogen. Um den Effekt der Landnutzung auf die Abflussbildung zu untersuchen, wurden Paare der beiden Landnutzungsarten unter ansonsten ähnlichen Standortbedingungen gebildet. Dies war in Hinblick auf den Versuchsaufbau (u.a. Zugang zum öffentlichen Trinkwassernetz) nicht immer möglich. Abbildung 2 gibt eine Übersicht über die geographische Lage der Versuchsstandorte sowie die Verteilung der Bodenarten in Baden-Württemberg auf der Grundlage der BK50 (Ries et al., 2020a).

3.1.2 Versuchsaufbau

Auf den gewählten Hängen wurden Versuchsflächen von 10 x 10 m abgesteckt, wobei diese in drei gleichgroße Plots mit einer Breite von jeweils 3,33 m und einer Länge in Gefällerichtung von 10 m aufgeteilt wurden. Abbildung 3 zeigt exemplarisch den Versuchsaufbau. In den im Vordergrund abgebildeten Plastikröhren befindet sich ein doppeltes Trapez-Wehr (Upwelling Bernoulli-Tube), das für die Abflussmessungen verwendet wurde. Der Oberflächenabfluss wurde in einem Abflussgraben (mit PVC-Folie abgedeckt) separiert nach Plot gesammelt und über die grünen Schläuche zur Abflussmessung geleitet. Vom mittleren Plot aus wurde eine 40 cm tiefe Drainage gegraben, wodurch Zwischenabfluss zur Messapparatur abfließen konnte. Die eigentliche Versuchsfläche mit den Regnern und den Instrumenten zur Messung der Niederschlagsmenge und Intensität ist im Hintergrund zu sehen (Ries et al., 2020a).

3. Methoden und Vorgehensweise

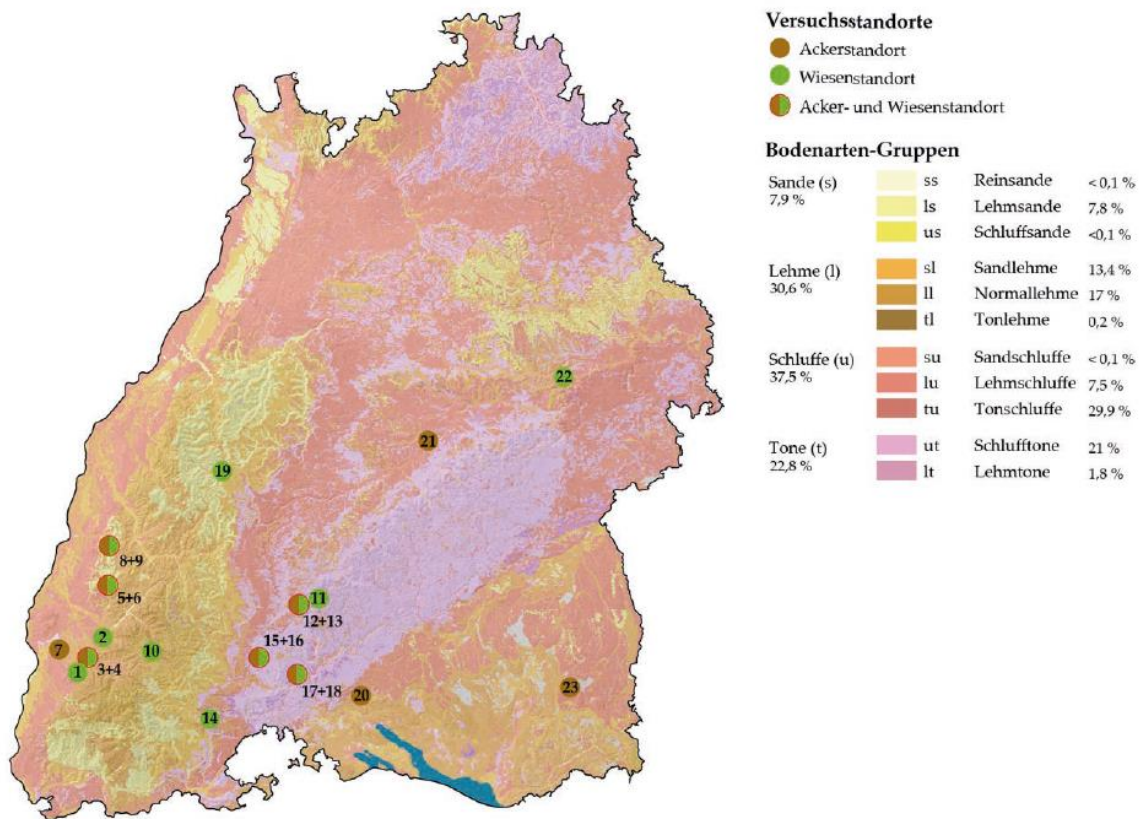


Abbildung 2: Standorte der durchgeführten Starkregenversuche von Ries et al. (2018) mit Standortnummer und räumlicher Verteilung sowie prozentualer Anteil der Bodenarten laut BK50 in Baden-Württemberg (modifiziert nach Ries et al., 2020a).



Abbildung 3: Exemplarisches Bild des Versuchsaufbaus (Ries et al., 2020a).

3. Methoden und Vorgehensweise

Die Berechnungsversuche wurden mit konstanter Niederschlagsintensitäten (Blockregen) durchgeführt. Die Intensitäten für die Versuche 1 bis 4 entsprechen einem standortspezifischen Ereignis mit einer Wiederkehrperiode von 100 Jahren, nach jeweiliger Dauerstufe von 1 h (trockene Vorfeuchtebedingung), 1 h (feuchte Vorfeuchtebedingung), 30 min und 15 min variiert. Versuche 5 und 6 stellen ein Maximalszenario dar und basieren auf den höchsten in Baden-Württemberg gemessenen Niederschlagsereignissen. Angesetzt wurden die Dauerstufen 3 h und 60 min. Anhand der umliegenden Niederschlagsstationen wurden Niederschlagsdaten statistisch ausgewertet und die Absolutwerte der zu simulierenden Niederschlagsintensitäten ermittelt (LUBW, 2016). Für das Maximalszenario sind das z.B. 46 mm/h über einen Zeitraum von 3 Stunden bzw. 106 mm/h über einen Zeitraum von 60 Minuten (Ries et al., 2020a). In den folgenden Auswertungen wird der jeweilige Versuchstyp anhand seiner Nummerierung entsprechend Tabelle 2 angesprochen.

Während der Versuche wurden Niederschlagsverteilung, Oberflächen- und Zwischenabfluss, die Bodenfeuchte als auch die Bildung temporärer Sättigungsflächen in zeitlich hoher Auflösung aufgezeichnet. An den Standorten 4 (Versuch 3), 8 (Versuche 4 bis 6) sowie 23 (Versuche 5 und 6) mussten die Versuche aufgrund extremer Erosion (Bodenabtrag) auf der Berechnungsfläche oder dem erhöhten Eintrag von mitgeschwemmten Materialien in die Messapparatur und den damit verbundenen Messfehlern abgebrochen werden (Ries et al., 2018). Abzüglich der fehlgeschlagenen Messungen ergeben sich 132 erfolgreiche Berechnungsversuche, die für die weitere Analyse zur Verfügung stehen.

Tabelle 2: Beschreibung der sechs Versuchstypen entsprechend der zugehörigen Dauerstufe, Wiederkehrperiode, Zielintensität und tatsächlich applizierten Niederschlagsintensität an den 23 Standorten (Ries et al., 2020a).

Versuchs- Nr. [-]	Dauer [min]	Wiederkehrperiode [Jahre]	Zielintensität [mm/h]	Applizierte Niederschlagsintensität [mm/h]
1	60	100	41 - 69	42 - 76
2	60	100	41 - 69	42 - 76
3	30	100	80 - 115	82 - 130
4	15	100	108 - 173	110 - 172
5	180	„maximal beobachtet“	46	44 - 53
6	60	„maximal beobachtet“	106	99 - 126

3.1.3 Datenaufbereitung

Die Struktur der verwendeten Datensätze ist in Tabelle 4 zusammengefasst. Die Informationen der Datei „1_site_data.txt“ dienen zusammen mit weiteren Informationen aus Ries et al. (2018) zur Parametrisierung der Modelle. Eingangswert für zeitinvariante Modelle stellen die kumulierten

3. Methoden und Vorgehensweise

Niederschlagsmengen aus „2_event_data.txt“ dar. Für zeitvariante Modelle können die Niederschlagszeitreihen aus „3_time_series_data.txt“ mittels Filterfunktionen z.B. mittels R-Paket „dyplr“ (Wickham et al., 2018) für einzelne Versuche extrahiert werden. Entsprechend der Datenanforderung des Modells RoGeR wird sie als .txt-Datei gespeichert. Neben dem Niederschlag werden auch die Beobachtungsdaten zu Oberflächenabfluss und Zwischenabfluss entnommen und als separate .csv-Datei abgespeichert. Die Validierung der Modelle erfolgt entsprechend der zeitlichen Auflösung anhand der aufgezeichneten Abflussmengen.

Tabelle 3: Übersicht über die einzelnen Dateien, die im FreiDok-Datenspeicher zur Verfügung stehen. Alle Dateien sind in eine einzige ZIP-Datei gepackt (Ries et al., 2020b).

Dateiname	Inhalt
0_README.txt	Informationen über die Struktur und den Inhalt des Datensatzes.
1_site_data.txt	Daten zu den Merkmalen des Versuchsstandorts (z.B. Topografie, Landnutzung, Vegetationsdecke und Bodeneigenschaften).
2_event_data.txt	Daten zu den Merkmalen des Experiments und den Ergebnissen der einzelnen Simulationen (z.B. Dauer, Wiederkehrperiode, Intensität, Start- und Endzeitpunkt, kumulierte Niederschlags- und Abflussmengen).
3_time_series_data.txt	Kombinierte Zeitreihen der beobachteten Variablen aller Experimente in einer Auflösung von 1 min mit Daten zu simulierter Niederschlagsintensität, Oberflächenabfluss, Zwischenabfluss, beobachteter Bodenfeuchte, Tiefe der Bodenwassersättigung und meteorologische Parameter.
4_soil_images	Ordner mit Bildern der Oberfläche und der horizontalen Bodenprofile in 10 und 30 cm Tiefe der einzelnen Versuchsstandorte.

3.2 Verwendete Software

Für die in den folgenden Kapiteln näher erläuterten Methoden werden eine Reihe von Programmen und Modellanwendungen benötigt. Die entsprechende Software bzw. Implementierung der Modelle ist in Tabelle 4 aufgeführt.

Tabelle 4: Übersicht über die verwendete Software

Programm	Beschreibung
R	Das Statistikprogramm R (Version 4.0.3) ausgeführt innerhalb der Oberfläche R-Studio (Version 1.2.1335) wurde für den Großteil der Arbeitsschritte dieser Arbeit verwendet. So erfolgt unter anderem die Aufbereitung der Beobachtungsdaten, die Generation der RoGeR Control Files und die Visualisierung mittels R.

3. Methoden und Vorgehensweise

Programm	Beschreibung
Python	Die Programmiersprache Python (Version 3.9.7) ausgeführt innerhalb der Oberfläche PyCharm (Version 2020.2.1) wird für die Automatisierung des Modells RoGeR verwendet. Die Durchführung der Morris-Methode (Gitternetzvorgaben und Berechnung der Elementaren Effekte) erfolgt mit Hilfe der SALib Bibliothek.
RoGeR	Das Modell RoGeR liegt als Python-Skript vor. Die Version RoGeR_dyn wurde von Herrn Hannes Leistert speziell für die Auswertung der Großberechnungsversuche modifiziert. Dem Modell werden Steuerungsdateien sogenannte „Control Files“ im csv-Format übergeben. Diese beinhalten den Dateipfad zur zugehörige Niederschlagszeitreihe im .txt-Format sowie die Zahlenwerte der Modellparameter. Des Weiteren greift das Modell auf sogenannte „Look-up Tables“ zurück. Diese beinhalten Voreinstellungen der Modellentwickler und sollten nicht verändert werden (Steinbrich, o. J.).
SCS-CN-Modell	Die Modellgleichungen des SCS-CN-Modells sowie etwaige Modifizierungsmethoden sind frei zugänglich und werden für diese Arbeit in einem Excel-Tool implementiert.
Regionalisierungsmethode nach Lutz	Die Modellgleichungen des Regionalisierungsansatz nach Lutz sind frei zugänglich und werden für diese Arbeit in einem Excel-Tool implementiert.

3.3. Modellierung

3.3.1 RoGeR

RoGeR ist ein bodenhydrologisches Modell, das im Laufe der letzten Jahre an der Professur für Hydrologie in Freiburg entwickelt wurde. Das Akronym RoGeR steht für „**R**unoff **G**eneration **R**esearch“ und verweist auf die Zielsetzung der Modellanwendung: die Erforschung von Abflussbildungsprozessen. Das N-A-Modell beruht auf physikalischen Grundlagen und kann ereignisbasiert Abflussbildung und -konzentration räumlich (bis 1 m²) und zeitlich (bis 1 min) hoch auflösen. Eine Besonderheit ist, dass es sich bei RoGeR, entgegen dem Status Quo, um ein unkalibriertes Modell handelt (Steinbrich et al., 2021). Der Hauptgedanke hinter dieser Entscheidung ist unter anderem, die räumlich hochaufgelöst vorliegenden Daten zu Boden, Geologie, Topographie, Landnutzung und Versiegelung zur Parametrisierung zu nutzen und damit ein erhöhtes Prozessverständnis zu gewinnen (Ries et al., 2020a). Außerdem können auch die neusten Erkenntnisse hydrologischer Forschung zielführend in die Parametrisierung eingebunden werden (Steinbrich et al., 2021). Im Gegensatz zu kalibrierten Modellen (Guo et al., 2018), bietet dies den Vorteil, dass RoGeR nicht auf eine Skale beschränkt ist. Es konnten sowohl auf der Plot- oder Hangskale, als auch in mesoskaligen Einzugsgebieten gute

Simulationsergebnisse erzielt werden (Steinbrich et al., 2021). RoGeR berücksichtigt zudem Prozesse, die in hydrologischen Modellen oft vernachlässigt werden (Bronstert und Bárdossy, 2003), darunter die Trockenrissinfiltration oder die dynamische Entwicklung des Zwischenabflusses. Validiert wurde das Model RoGeR anhand von 33 N-A-Ereignissen in 13 unterschiedlichen mesoskaligen EZG in Baden-Württemberg (Steinbrich et al., 2016) sowie in 5 EZG in Luxemburg (Krier, 2017; Lavandier, 2019) und anhand von 132 Großberegnungsversuchen auf 23 Standorten mit unterschiedlichen Böden, Landnutzungen und Vorfeuchten (Ries et al., 2020a). Außerdem wird das Modell im Rahmen verschiedenster Projekte, wie z.B. im SRRM BW landesweit eingesetzt und kontinuierlich geprüft (Ries et al., 2018; Steinbrich et al., 2020). Eine Übersicht über die bisherigen Anwendungen ist in Steinbrich et al. (2021) aufgelistet.

Zur Modellierung der 132 Hangberegnungsexperimente wurde eine eigens von Herrn Hannes Leistert abgewandte Variante der Modellversion „RoGeR_Dyn“ verwendet. Entsprechend dem ursprünglichen RoGeR Modell, handelt es sich um ein unkalibriertes, ereignisbasiertes N-A-Modell. Die Abflusskonzentration wird jedoch nicht mehr durch das Unit-Hydrograph-Verfahren berechnet, sondern mit Hilfe eines hydraulisch-dynamischen 2D-Ansatz simuliert. Dies ermöglicht eine Interaktion zwischen den Zellen und in jedem Modellschritt wird das Potential für weitere Infiltration von Oberflächenabfluss auf dem Fließweg ermittelt. Entsprechend kann der ZA im Boden dynamisch und unter Berücksichtigung der TP entlang des Fließweges modelliert werden. In der genutzten RoGeR Version sind folgende Prozesse implementiert:

- Interzeption (IZ)
- Muldenspeicher (MS)
- Infiltration von der Bodenoberfläche in die Bodenmatrix (Matrix-Inf)
- Infiltration durch Makroporen in die Bodenmatrix (MP-Inf)
- Infiltration durch Trockenrisse in die Bodenmatrix (TR-Inf)
- Auffüllung der nutzbaren Feldkapazität (nFK)
- Auffüllung des frei drainierbaren Porenvolumens (drV)
- Entwicklung der Sättigungswasserflächenspiegellage (SWSP)
- Bildung von Oberflächenabfluss (OA)
- Schneller Zwischenabfluss in präferenziellen Fließwegen (MP-ZA)
- Langsamer Zwischenabfluss in der Bodenmatrix (Matrix-ZA)
- Tiefenperkolation (TP)

Die Prozesse werden im Folgenden näher erläutert und sind in Abbildung 4 schematisch dargestellt.

Je nach Bodenbedeckung trifft Niederschlagswasser zuerst auf eine schützende Vegetationsdecke, bevor es den Boden erreicht. Abhängig von Pflanzenart und Jahreszeit kann in diesem so genannten Interzeptionsspeicher mehr oder weniger Wasser zurückgehalten werden. Zur Quantifizierung eines solchen Speichers wird der Blattflächenindex (LAI) nach Bremicker (2000) genutzt. Sollte es sich um

eine (teil-)versiegelte Fläche handeln, wird die Oberflächenspeicherung in Mikrodepressionen quantifiziert (Muldenspeicher). Obwohl die verwendete RoGeR Version diese Prozesse abbilden kann, wurde aufgrund der ereignisbasierten Zeitskala von deren Verwendung abgesehen.

Die Infiltration in die Bodenmatrix (Matrix-Inf) wird mit dem Ansatz von Green und Ampt (1911) beschrieben. Die Gleichung wurde nach Peschke (1985) an zeitlich variable Niederschlagsintensitäten angepasst. Die Modellannahme beruht auf einer sich gleichmäßig in die Bodenmatrix nach unten ausbreitenden Sättigungsfront. Die Infiltrationsgeschwindigkeit der Sättigungsfront hängt von der Größe des Gradienten zwischen gesättigtem und ungesättigtem Boden (Kapillarsog), der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit, der Niederschlagsintensität und der ungesättigten Porosität ab. Diese ist definiert als die freie pflanzenverfügbare Feldkapazität (nFK) plus der freien Luftkapazität (drainbares Volumen, drV). Kapillarsog und ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit können durch den Ansatz von Mein und Larson (1973) berechnet werden. Da die relative ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit als Funktion des Kapillarsogs beschrieben werden kann, wird ein modifiziertes Mualem van Genuchten (MvGM) Modell genutzt. Bei der Implementierung in RoGeR wird dafür der Lufteintrittswert (Ippisch et al., 2006) berücksichtigt. Mit Hilfe des volumetrischen Wassergehalts im Boden lassen sich die freie nutzbare Feldkapazität und das definierbare Volumen berechnen. Die potenzielle Matrixinfiltration und die Tiefe der Sättigungsfront werden für jeden Zeitschritt und für jede Zelle berechnet. Die potenzielle Matrixinfiltration kann entsprechend des Versiegelungsgrades reduziert werden. Aus Niederschlag abzüglich Interzeption und Muldenspeicherung sowie Matrixinfiltration ergibt sich die Komponente des HOAs (Steinbrich et al., 2016). Anzumerken ist hier, dass in den Modellierungsergebnissen der verwendeten RoGeR Version keine Unterscheidung zwischen HOA und SOF erfolgt, sondern ausschließlich der gesamte OA quantifiziert wird.

Eine weitere Zunahme der Bodensättigung erfolgt über Makroporen (MP-Inf), die durch die Bildung von OA aktiviert werden. Abhängig vom Zusammentreffen von OA und Makroporen, beschrieben durch die Makroporendichte, kann OA in die Bodenmatrix infiltrieren (Steinbrich et al., 2016). Diese Infiltration wird ebenfalls durch Green und Ampt (1911) beschrieben, jedoch mit einem modifizierten Term für die horizontale Ausbreitung der radialen Sättigungsfront (Beven und Clark 1986; Weiler, 2005). Gleichzeitig wird der aktive Teil der Makropore sukzessive durch die fortschreitende Sättigungsfront der vertikalen Matrixinfiltration verkürzt. Um diese Prozesse zu modellieren, sind die Makroporendichte, -länge und -durchmesser von entscheidender Bedeutung (Steinbrich et al., 2016). Die entsprechenden Werte wurden abhängig von der Landnutzung basierend auf wissenschaftlichen Studien parametrisiert (LUBW, 1997; Jarvis et al., 2009).

Wie Makroporen können auch Trockenrisse wesentlich zum Infiltrationsprozess (TR-Inf) beitragen (z.B. Baram et al. 2012). Die Tiefe der Trockenrisse ist abhängig vom Tongehalt und dem Wassergehalt des Bodens (Steinbrich et al., 2016). Zwischen der Bodenfeuchte, bei der der Rissbildungsprozess beginnt und dem Bodenfeuchtegehalt, bei dem keine weitere Volumenabnahme des Bodens eintritt, geht RoGeR von einer linearen zeitlichen Entwicklung der Risse aus. Nach Ausbildung eines

polygonförmigen Netzwerkes aus Trockenrissen (Baram et al., 2012), wird eine Rissdichte von 10m/m^2 im Modell fest gelegt (Steinbrich et al., 2016). Der horizontale Infiltrationsprozess aus den Trockenrisse wird erneut entsprechend der Green-Ampt-Annahme simuliert. Die linear fortschreitende Sättigungsfront bildet sich an beiden Seiten des Risses aus und wird basierend auf dem Darcy Gesetz formuliert (Steinbrich et al., 2016).

Zu Beginn eines Regenereignisses setzt sich der potenzielle Bodenspeicher aus dem freien Anteil der Feldkapazität und dem freien drainierbaren Porenvolumens zusammen. Versickerung durch Matrix und präferentielle Fließwege füllt diesen Bodenspeicher auf. Sobald die verfügbare Feldkapazität überschritten wird, perkoliert Wasser in tiefere Bodenschichten (Tiefenperkolation, TP). Entsprechend der geologischen Einheit des anstehenden Grundgesteins, lässt sich der hydraulische Gradient anhand einer geeigneten hydrogeologischen Karte (z.B. HÜK 350) ableiten. Wenn mehr Wasser aus dem Boden versickert, als der Untergrund absorbieren kann, füllt dieses Wasser das freie Porenvolumen von der Basis des Bodens aus. Von dort ausgehend entwickelt sich eine gesättigte Wasserschicht, in der unterirdischer Fluss stattfinden kann (ZA). Zwischenabfluss wird vom Modell in eine langsame Komponente durch die Bodenmatrix (Matrix-ZA) und eine schnelle Komponente in präferentiellen Fließwegen durch laterale Makroporen (MP-ZA) unterteilt. Fluss in der Bodenmatrix kann mit Hilfe des Darcy Gesetzes simuliert werden. Durch Literaturrecherche wurden Fließgeschwindigkeiten für die schnelle laterale Strömung abgeschätzt und Fließgeschwindigkeits-Gefälle-Beziehungen in RoGeR implementiert. Somit lässt sich auch für den schnellen Zwischenabfluss die maximale Durchflusskapazität pro Gitterzelle berechnen (Steinbrich et al., 2016). Wenn die Menge des infiltrierten Wassers, nach Verlusten durch TP und ZA, die Kapazität des Bodenspeichers (Bodenporosität) noch immer übersteigt, kommt es zu SOF. Je nach Lage des Grundwasserspiegels, kann der verfügbare Gesamtspeicher des Bodens auf die Tiefe des anstehenden Grundwasserspiegels reduziert werden (Steinbrich et al., 2016).

Schlussendlich wurde eine Routing Routine implementiert. Dies ist der Tatsache geschuldet, dass Feldmessungen meist an einem Punkt bzw. Fließgewässerpegel durchgeführt werden. Zur Validierung des Modells liegt demnach nur eine integrale Antwort des EZG auf das Niederschlagsereignis vor, einzelne Abflusskomponenten sind in den Messungen nicht differenziert und die Modellergebnisse ohne Routing-Routine nicht vergleichbar (Steinbrich et al., 2016). Abbildung 5 zeigt die Anwendung des Modells auf die Untersuchungsbedingungen der Beregnungsversuche. Die 100m^2 große Versuchsfläche wurde mit einer Kantenlänge von 1m auf einer Fläche von $10 \times 1 \text{m}$ Länge simuliert. Mit Hilfe einer Routing-Routine wird der OA als auch der ZA durch die 10 Zellen geleitet. ZA konnte aufgrund der Feldversuche nur bis in eine Bodentiefe von 40cm erfasst werden. Aus diesem Grund wird auch im Modell ZA nur bis zu dieser Tiefe betrachtet.

3. Methoden und Vorgehensweise

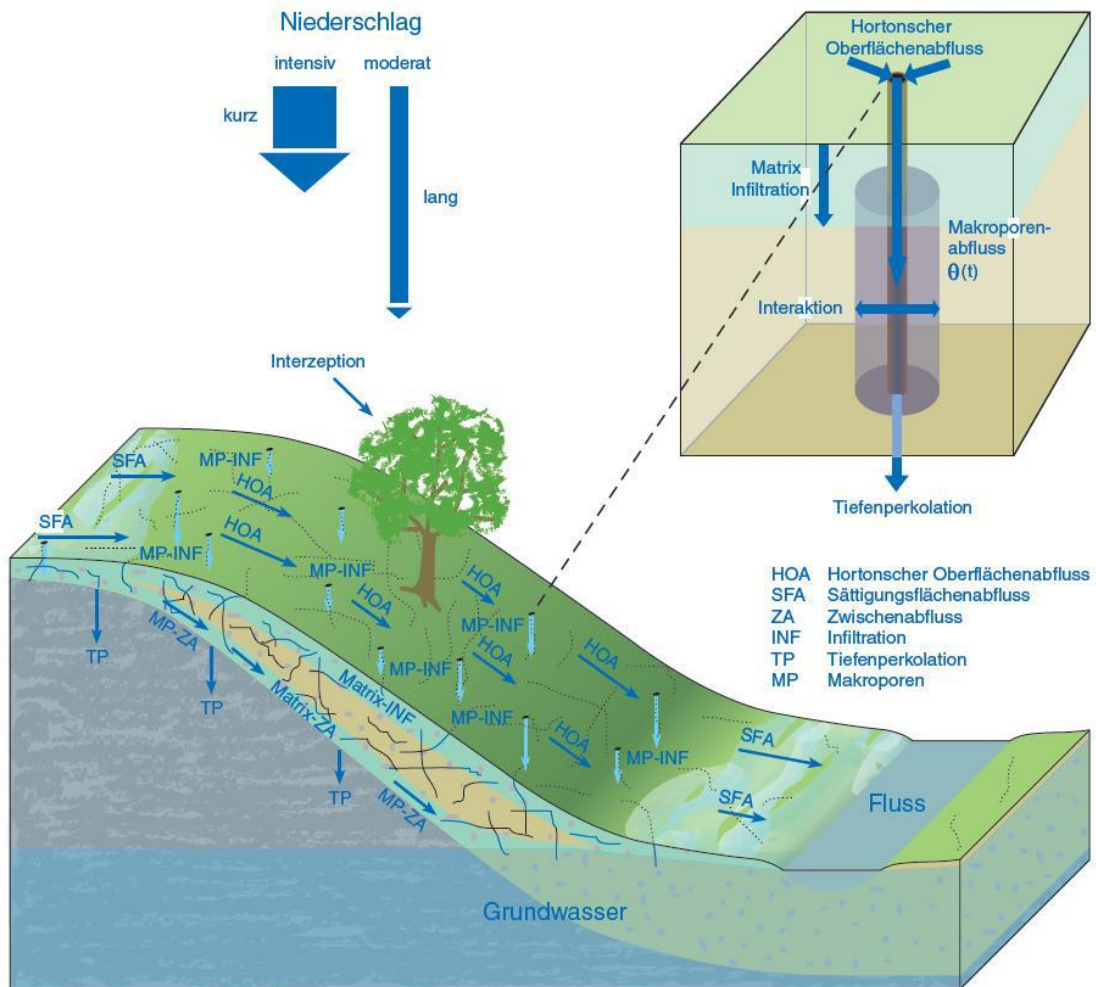


Abbildung 4: Modellvorstellung der in RoGeR_dyn berücksichtigten Abflussbildungsprozessen (Steinbrich et al., 2015). Die Darstellung von Infiltration über Trockenrisse fehlt, während die abgebildete Unterscheidung zwischen den OA Komponenten HOF und SOF in der für diese Arbeit genutzten Modellversion nicht in den Ergebnissen quantifizierbar ist.

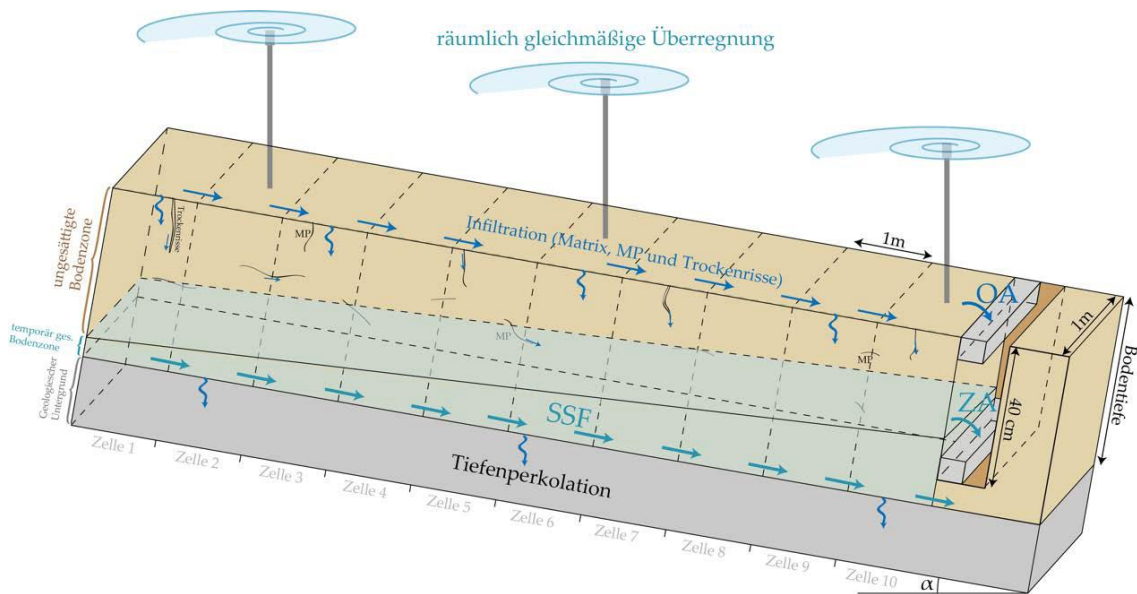


Abbildung 5: Schematische Darstellung der Modellierung der Hangberegnungsversuche mit RoGeR (Ries et al., 2020a).

Eine ausreichende Kenntnis der Gebietseigenschaften und der im Gebiet ablaufenden Prozesse ist von großer Bedeutung, um dieses Wissen in entsprechende Niederschlags-Abfluss-Modelle einzubringen. Üblicherweise werden die Modellparameter (Tabelle 5) für das nicht-kalibrierte Niederschlagsabfluss-Modell RoGeR landesweit verfügbaren Datensätzen entnommen (Steinbrich et al., 2016). Die Bodenkarte 1 : 50.000 (BK50) wurde von Ries et al. (2018) als valide Grundlage für die Identifizierung von Abflussprozessen und Quantifizierung von Abflussmengen bestätigt. Vor diesem Hintergrund wurden bodenphysikalische Parameter wie Korngrößenverteilung (Sand, Ton, Schluff), Gründigkeit sowie Lagerungsdichte und Humusgehalt aus der BK50 entnommen. Mittels Pedotransferfunktionen nach Wesolek et al. (2009) können daraufhin Luftkapazität, Feldkapazität, nutzbare Feldkapazität und gesättigte hydraulische Leitfähigkeit berechnet werden. Die hydraulische Leitfähigkeit wird anhand des geologischen Untergrundes der Hydrogeologischen Karte (HGK50) abgeleitet. Topographische Informationen wie Hangneigung, Landnutzung, Grad der Vegetationsbedeckung und Versiegelung der Oberfläche liegen aus den Aufzeichnungen von Ries et al (2018) für die Versuchsstandorte vor. In dieser Arbeit werden Bodenfeuchtemesswerte (BW_{obs}) von Ries et al. (2018) um den Skelettgehalt (SG) laut BK50 reduziert. Die korrigierte Bodenfeuchte (BW_{akt}) entspricht demnach:

$$BW_{akt} = BW_{obs} * (1 - SG) \quad (1)$$

Falls einzelne unplausible Ausreiser in den Messreihen vorliegen, werden diese durch den Vorfeuchtemittelwert des Versuchsstandortes ersetzt. Liegen keine Messwerte vor, können Bodenfeuchtebedingungen auch dem GWN-BW Modell („Grundwasserneubildungsmodell Baden-Württemberg“) entnommen werden (Gudera und Morhard, 2015). Der Anteil der wassergefüllten Poren lässt sich anhand der Gleichungen 17 – 22 berechnen. Länge und Dichte der Makroporen werden abhängig von Bodentextur bzw. Landnutzung anhand der Informationen aus LUBW (1997) und Jarvis et al. (2009) parametrisiert. Der Rauigkeitsbeiwert wird unter Annahme von „Dünnsfilm“-fließen (Überflutungstiefe ≤ 2 cm) anhand der Vorgaben der LUBW (2016) abgeschätzt. Da der Einfluss der Bodentextur als kategoriale Variable schlecht quantifizierbar ist, wurde die Information im Modell mit den numerischen Angaben über die Trockenrisstiefe (Gleichung 23 – 25) sowie der Sättigungsfrontspannung der jeweiligen Bodenart (Steinbrich, o. J.) implementiert. Verändert sich die Modellausgabe durch die Veränderung dieser beiden Parameter können anschließend Rückschlüsse auf den Einfluss einer veränderten Bodenart (insbesondere des Tongehaltes) gezogen werden. Auf diesen Grundlagen werden für alle 23 Standorte und die jeweiligen 6 Einzelversuche Parameterwerte abgeleitet und Modellierungen mit RoGeR durchgeführt. Die entsprechenden Parametersätze sowie die daraus resultierenden Modellergebnisse werden im Folgenden als Standardwerte (S0) bezeichnet. Tabelle A. 1 bis Tabelle A. 5 geben eine Übersicht über die gewählten Standardparametrisierungen sowie Tabelle 6 über die Annahmen zu Rand- und Anfangsbedingungen. Eine detaillierte Beschreibung zur Ableitung der Modellparameter wird in Steinbrich et al. (2016) und Steinbrich et al. (2018) aufgeführt.

3. Methoden und Vorgehensweise

Tabelle 5: Übersicht der variierenden Modellparameter.

Modellparameter	Einheit
Ereignisunabhängig	
Rauhigkeitsbeiwert nach Manning-Strickler	[m ^{1/3} /s]
Hangneigung	[%]
Vertikale Makroporendichte	[1/m ²]
Vertikale Makroporenlänge	[cm]
Horizontale Makroporendichte	[1/m ²]
Bodenmächtigkeit	[cm]
Effektive Porosität	[Vol-%]
Nutzbare Feldkapazität	[Vol-%]
Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit	[mm/h]
Tiefenperkolation	[mm/h]
Saugspannung an der Sättigungsfront	[mm]
Ereignisabhängig	
Bodenfeuchte (vor Ereignis)*	[Vol-%]
Zeitschrittabhängig	
Niederschlag	[mm]

*Anhand der initialen Bodenfeuchte werden die freie nutzbare Feldkapazität [Vol-%] sowie die freie Luftkapazität [Vol-%] in einer vorgeschalteten R-Routine berechnet.

Tabelle 6: Randbedingungen der 132 Simulationsexperimente.

Randbedingung	Wert
Zelllänge [m]	1
Plot-Länge [m]	10
Plot-Breite [m]	10
Zeitschritte [min]	1
Zeitreihenverlängerung [min]	10
Interne Routingzeitschritte [-]	1
Messtiefe ZA [cm]	40
Max. Fließgeschwindigkeit [m/s]	3
Min. Wasserstand [mm]	0
Versiegelungsgrad [%]	0
Geschlossenes EZG [ja/nein]	Ja
Interzeption [ja/nein]	Nein
Muldenspeicher [ja/nein]	Nein
Bodenart [-]	0
Trockenrisstiefe [cm]	Modell-Routine*
N-freie Zeit, bis TR-Länge mit aktueller Feuchte neu berechnet wird [h]	6

*In Abhängigkeit von Bodenfeuchte und Tongehalt berechnet (Steinbrich et al., 2016).

3.3.2 SCS-CN

Eine andere, in der Hydrologie und Ingenieurwissenschaft weit verbreitete Methode zur Schätzung des Direktabflusses nach Niederschlagsereignissen ist die Anwendung der Abflusskurvennummer (engl. „curve number“, CN). Die Beliebtheit der vom amerikanischen Soil Conservation Service (SCS) entwickelten Methode beruht auf der intuitiven Anwendbarkeit der empirischen Formeln, als auch im geringen Datenaufwand. Zur Berechnung benötigt werden nur die drei maßgeblichen Eigenschaften des Einzugsgebietes: Bodentyp, Landnutzung und Vorfeuchtezustand des Bodens (Ponce und Hawkins, 1996). Die SCS-CN-Methode fand außerdem Eingang in viele hydrologische Modelle, darunter SWAT (Brown und Hollis, 1996), SWIM (Krysanova et al., 2005) oder TOPMODEL (Jeziorska und Niedzielski, 2018), wo sie als Teil der Bodenroutine integriert wurde.

Das Verfahren wurde bereits 1954 speziell für kleine, natürliche Einzugsgebiete entwickelt. Sofern nicht anders angegeben, ist die Einheit der Modellparameter Millimeter. Jedem EZG kann ein maximaler Gebietsrückhalt S_{max} zugeordnet werden, wobei dieser sich in Muldenrückhalt an der Bodenoberfläche und das maximale Speichervolumen im Boden aufteilt. Der Anteil von aktueller Infiltrationsmenge (aktueller Gebietsrückhalt, S_{akt}) zum Anteil des maximalen Gebietsrückhalts entspricht dem Verhältnis von aktuellem Direktabfluss (Q_D) zum gesamten Niederschlag N reduziert um die Anfangsverluste I_A . Wobei die Anfangsverluste linear abhängig vom maximalen Gebietsrückhalt sind (Ostrowski, 2008):

$$\frac{S_{akt}}{S_{max}} = \frac{Q_D}{N - I_A} \quad (2)$$

$$I_A = a * S_{max} \quad (3)$$

Nach Empfehlung des Deutschen Verbands für Wasserwirtschaft und Kulturbau (DVWK, 1984) sollte der Faktor a [-] einem Wert von 0,2 entsprechen. Bei sehr kleinen Regenereignissen sollte a auf 0,1 reduziert werden, da die SCS-CN-Methode erfahrungsgemäß bei Niederschlägen kleiner 50 mm zu kleine Abflussbeiwerte liefert. Für das betrachtete EZG ergibt sich die folgende Wasserbilanzgleichung:

$$S_{akt} = N - I_A - Q_D \quad (4)$$

bzw. umgeformt nach aktuellem Direktabfluss Q_D :

$$Q_D = \frac{(N - I_A)^2}{(N - I_A) + S_{max}} \quad (5)$$

Aus der Gleichung ergibt sich ein steigender Oberflächenabfluss mit zunehmender Niederschlagsmenge (Priestley, 2015). Der maximale Gebietsrückhalt wird von den Bodencharakteristiken (Bodentyp, Bodenfeuchteklasse) sowie der Landnutzung bestimmt:

$$S_{max} = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (6)$$

Repräsentativ für diese Eigenschaften wird der einheitenlose Parameter CN eingeführt. Abgeleitet wurden die CN-Werte ($0 \leq CN [-] \leq 100$) aus Beobachtungsdaten von kleinen, landwirtschaftlich-geprägten EZG in den USA. Die originalen CN-Werte sind im „National Engineering Handbook Part 630“ (Soil Conservation Service, 1956) zu finden. Später wurde die Methodik weltweit adaptiert und teilweise modifiziert (Priestley, 2015). Eine verbale Beschreibung der Boden- und Vorfeuchtecharakteristika ist in Tabelle 7 bzw. Tabelle 9 zu finden. In dieser Arbeit erfolgt die Zuordnung des hydrologischen Bodentyps nach der Methodik der BGR (2004) (Tabelle 8) und der CN-Bewertungsmatrix nach Ostrowski (2008) (Tabelle 10). In Abhängigkeit des Vorregens wird der CN-Wert nach Maniak (1988) modifiziert:

$$CN_I = \frac{CN}{2,334 - 0,01334 * CN} \quad (7)$$

$$CN_{II} = CN \quad (8)$$

$$CN_{III} = \frac{CN}{0,4036 - 0,0059 * CN} \quad (9)$$

Abschließend lässt sich das Ergebnis für S_{\max} in Gleichung 3 und 5 einsetzen, um die Höhe des aktuellen Direktabflusses zu ermitteln.

Um vergleichbare Ausgangsbedingungen bezüglich der Vorfeuchtebedingungen zu schaffen, wurden die Versuche nach einer niederschlagsfreien Periode von 14 Tagen an den jeweiligen Standorten realisiert. Auch während der Durchführung der Beregnungsexperimente wurden keine natürlichen Niederschläge dokumentiert (Ries et al., 2020a). Für die Simulation der Versuche 1 wurden aus diesem Grund Feuchteklasse I angesetzt. Sobald eine kumulierte Niederschlagsmenge von 50 mm überschritten wurde, erfolgten die Berechnungen anhand Feuchteklasse III. Wiesenstandorte werden in der SCS-CN-Methodik als „Dauerwiese“ geführt. Ackerstandorte wurden entsprechend ihrer Nutzung als „Getreide, Futterpflanzen“ eingeordnet. Sollte ein Teil der Fläche nicht vollständig bedeckt sein, wurden CN-Werte entsprechend der prozentualen Bewachsung zwischen eigentlichen Landnutzungstyp und „Ödland (ohne Bewuchs)“ interpoliert. Die Zuordnung des Bodentyps erfolgte entsprechend Tabelle 8 durch die Bewertung nach BGR (2004). Im Einzelnen sind die Parameter zur Simulation der Beregnungsversuche nach SCS-CN-Modell in Anhang unter Tabelle A. 2 aufgeführt.

3. Methoden und Vorgehensweise

Tabelle 7: Unterscheidung der verschiedenen Bodentypen hinsichtlich ihres Versickerungsvermögens bzw. ihres Abflussverhaltens im SCS-CN-Verfahren (Ostrowski, 2008).

Bodentyp	Abflussverhalten
A	Böden mit großem Versickerungsvermögen, auch nach starker Befeuchtung, z.B. tiefgründige Sande und Kiese.
B	Böden mit mittlerem Versickerungsvermögen. Tiefe bis mäßige Böden mit feiner bis grober Textur, z.B. mitteltiefe Sandböden, Löß und (schwach) lehmiger Sand
C	Böden mit geringem Versickerungsvermögen. Böden mit feiner bis mäßig feiner Textur oder mit wasserstauer Schicht, z.B. flache Sandböden und sandiger Lehm.
D	Böden mit sehr geringem Versickerungsvermögen. Tonböden, sehr flache Böden über nahezu undurchlässigem Material, Böden mit dauernd sehr hohem Grundwasserspiegel.

Tabelle 8: Zuordnung der hydrologischen Bodentypen nach LK und nFK (BGR, 2004).

nFK	LK			
	> 15	10 - 15	5 - 9	< 9
> 20	A	B	B	C
10 - 20	A	B	C	C
< 10	-	B	-	D

Tabelle 9: Einteilung der Bodenfeuchteklassen nach SCS-CN-Verfahren (Ostrowski, 2008).

Bodenfeuchteklasse	Vorregenindex
I	Der Boden ist trocken; die Bodenfeuchte liegt aber noch über dem Welkepunkt. Die Niederschlagssumme der letzten 5 Tage beträgt weniger als 30 mm in der Vegetationsperiode und weniger als 15 mm während der Wachstumsruhe.
II	Der Boden weist einen mittleren Feuchtegrad auf. Die Niederschlagssumme der vorangegangenen 5 Tage liegt zwischen 30 und 50 mm in der Vegetationsperiode und zwischen 15 und 30 mm außerhalb dieser Zeit.
III	Der Boden ist nahezu gesättigt. Die Niederschlagssumme der letzten 5 Tage ist größer als 50 mm während der Vegetationsperiode bzw. größer 30 mm außerhalb der Wachstumszeit.

3. Methoden und Vorgehensweise

Tabelle 10: CN-Werte in Abhängigkeit von Bodentyp und Bodennutzung für Bodenfeuchteklasse II (Ostrowski, 2008).

Landnutzung	CN für Bodentyp			
	A	B	C	D
Ödland (ohne Bewuchs)	77	86	91	94
Hackfrüchte, Wein	70	80	87	90
Getreide, Futterpflanzen	64	76	84	88
Weide (normal)	49	69	79	84
Dauerwiese	30	58	71	78
Wald (dicht)	25	55	70	77
Undurchlässige Flächen (z.B. Straßen)	100	100	100	100

3.3.3 Regionalisierungsansatz nach Lutz

Ähnlich dem SCS-CN-Verfahren beschreibt der Regionalisierungsansatz nach Lutz (1984) den Gesamtabflussbeiwert aus der Kombination des hydrologischen Bodentyps und der Landnutzung (LfU, 2019). Datengrundlage zur Entwicklung des Modells bildeten 961 N-A-Ereignisse in 75 kleinen EZG (bis 250 km²) in ganz Deutschland, wobei 50 % der EZG in Baden-Württemberg liegen. Lutz Ziel war ein Modell von einfacher Handhabung, einfacher Übertragbarkeit auf ähnliche Gebiete und die sinnvolle Berücksichtigung physikalischer Zusammenhänge. Die maßgebenden Parameter sollten physikalisch leicht bestimmbar sein, um grobe Über- oder Unterschätzung weitestgehend auszuschließen.

Ein sogenannter Endabflussbeiwert c (maximaler Abflussbeiwert im EZG) dient im Modell als oberer Grenzwert für den Abflussbeiwert. Dieser ist wiederum abhängig von Niederschlagshöhe, Jahreszeit, Vorfeuchte des Gebiets (Basisabflussspende) und Niederschlagsdauer (IWK, 2006). Die Berechnung des Direktabflusses (Q_D) berücksichtigt dabei anteilig die unterschiedliche Abflussbildung von unversiegelten, durchlässigen Teilflächen und versiegelten, undurchlässigen Teilgebieten (Lutz, 1984):

$$NQ_D = Q_{D,u} + Q_{D,v} \quad (10)$$

$$Q_{D,v} = (N - A_v) * \psi_v * \frac{A_{E,v}}{A_E} \quad (11)$$

$$Q_{D,u} = \left[(N - A_u) * c - \frac{c}{a} * (1 - e^{-a(N - A_u)}) \right] * \frac{1 - A_{E,v}}{A_E} \quad (12)$$

3. Methoden und Vorgehensweise

wobei:

$$a = c_1 * e^{-\frac{c_2}{WZ}} * e^{-\frac{c_3}{q_b}} * e^{-c_4 * T_D} \quad (13)$$

mit:

N:	Gebietsniederschlag [mm]
Q _D :	abflusswirksamer Niederschlag (Direktabfluss) [mm]
Q _{D, u} :	abflusswirksamer Niederschlag der unversiegelten Teilflächen [mm]
Q _{D, v} :	abflusswirksamer Niederschlag der versiegelten Teilflächen [mm]
A _u :	Anfangsverlust für die unversiegelten Teilflächen [mm]
A _v :	Anfangsverlust für die versiegelten Teilflächen [mm]
c:	maximaler Endabflussbeiwert [-]
A _E :	Einzugsgebietsfläche [km ²]
A _{E, v} :	versiegelte Einzugsgebietsfläche [km ²]
ψ:	Abflussbeiwert für versiegelte Flächen [-]
a:	Ereignisfaktor [1/mm]
WZ:	Wochenzahl
q _b :	Basisabflusspende direkt vor dem Niederschlagsereignis [l/s/km ²]
T _D :	Niederschlagsdauer [h]
c ₁ :	gebietsabhängiger Parameter [-]
c ₂ :	Parameter berücksichtigt Einfluss der Jahreszeit [-]
c ₃ :	Parameter berücksichtigt Einfluss der Vorfeuchte [-]
c ₄ :	Parameter berücksichtigt Einfluss der Niederschlagsdauer [-]

Lutz (1984) geht davon aus, dass vor jedem N-A-Ereignis bestimmte Anfangsbedingungen herrschen, die im Wesentlichen durch die Jahreszeit und die Bodenfeuchte vor Beginn des Niederschlags beschrieben werden können. Nach Becker und Glos (1969) kann für mitteleuropäische Verhältnisse die Jahreszeit vereinfacht durch die Wochenzahl (WZ) erfasst werden, wobei das Abflussverhalten symmetrisch zur Woche 31 des Jahres angenommen wird. Als Maß für die Charakterisierung der Bodenfeuchte wird die Basisabflusspende q_B vor Beginn des Hochwassers eingesetzt. Der Median in kleinen EZG in Baden-Württemberg liegt bei 8,7 l/s*km² (Lutz, 1984). Der Endabflussbeiwert c wird analog der Methode des US Soil Conservation Service (Tabelle 8) abgeleitet. Als Anfangsverluste werden für alle Beregnungsversuche der Landnutzungstyp „landwirtschaftliche Flächen“ angesetzt und nicht weiter nach Vegetationstyp differenziert. Die Endabflussbeiwerte ergeben sich aus der Matrix in Tabelle 12. Die ereignisabhängige Größe a wird den Modellvorstellungen der koaxialen graphischen Darstellung entsprechend gewählt (IWK, 2006). Je größer der Proportionalitätsfaktor a, umso schneller strebt der Abflussbeiwert gegen den maximalen Abflussbeiwert. Dies wird bei hoher Wochenzahl (Winter), hoher Vorfeuchte (hohem Basisabfluss) und hoher Intensität (kurzer Niederschlagsdauer) erreicht. In den von Lutz durchgeführten Optimierungsberechnungen ergibt sich eine vernachlässigbare Niederschlagsdauer (c₄ = 0). C₃ schwankt in den beobachteten Regionen schwach um 2,0 und deutet auf einen gleichbleibenden Einfluss der Vorfeuchte je nach EZG und N-A-Ereignis hin. Entsprechend der Phänologie der standorttypischen Pflanzen, ist der Einfluss der Jahreszeit von der Landnutzung abhängig. Der zugehörige Parameter c₂ sollte demnach in landwirtschaftlich geprägten EZG höher

3. Methoden und Vorgehensweise

(4,62) gewählt werden als auf Wiesenflächen (2,0). Der Parameter c_1 unterscheidet sich nach Region deutlich. Im Mittel ergab sich ein Wert von 0,02, wobei sich hier typische EZG Eigenschaften wie Reliefenergie, Rauigkeit oder Tiefe des GW-Spiegels auswirken (Lutz, 1984). Die Parametrisierung jedes Versuches nach der Regionalisierungsmethode nach Lutz ist gesondert im Anhang entsprechend der Tabelle A. 2 aufgeführt. Abschließend ist anzumerken, dass bei den beiden hier vorgestellten empirischen Verfahren keine zeitliche Diskretisierung erfolgt. Aus der im Ereigniszeitraum gefallenen Niederschlagssumme wird zeitunabhängig der abflusswirksame Niederschlag bestimmt und als zeitlich konstanter Abflussbeiwert übernommen (LfU, 2019).

Tabelle 11: Anfangsverluste A [mm] für das Verfahren nach Lutz (1984).

Landnutzung	Bodentyp			
	A	B	C	D
Landwirtschaftliche Flächen	7,0	4,0	2,0	1,5
Bewaldete Flächen	8,0	5,0	3,0	2,5
Versiegelte Flächen	1,0	1,0	1,0	1,0

Tabelle 12: Endabflussbeiwerte [-] für das Verfahren nach Lutz (1984).

Landnutzung	Bodentyp			
	A	B	C	D
Waldgebiet	0,17	0,48	0,62	0,7
Ödland	0,71	0,83	0,89	0,93
Reihenkultur	0,62	0,75	0,84	0,88
Getreide	0,54	0,70	0,80	0,85
Leguminosen	0,51	0,68	0,79	0,84
Weideland	0,34	0,60	0,74	0,80
Dauerwiese	0,10	0,46	0,63	0,72

3.4 Abflusskoeffizienten

Der Modellvergleich sowie die weitere Modelldiagnostik erfolgt in dieser Arbeit vor allem auf Basis der berechneten Abflusskoeffizienten anhand der jeweiligen Simulationsergebnisse. Neben dem qualitativen Erkenntnisgewinn zur Abflussbildung ist die exakte Abschätzung des Abflusskoeffizienten ein zentrales Ziel der Niederschlags-Abflussmodellierung (Patt und Jüpner, 2013). Die abgeflossene Wassermenge, d.h. das Abflussvolumen, wird in zeitliche und räumliche Beziehung mit der zugehörigen Niederschlagsmenge gesetzt. Der Abflusskoeffizient, auch als Abflussbeiwert bezeichnet, ist dimensionslos und liegt in der Regel zwischen 1 und 0. Große Abflussbeiwerte deuten an, dass ein großer Anteil des Niederschlags zum Abfluss gelangt und somit wenig im EZG zurückgehalten wird oder verdunstet. Kleine Werte dagegen zeigen, dass die Abflussbildung insgesamt nur einen kleinen Anteil am Wasserhaushalt des zugehörigen Gebiets einnimmt. In seltenen Fällen wird auch ein Abflusskoeffizient größer 1 angegeben. Damit wird dem Vorereigniswasser, welches ausgelöst durch das N-A-Ereignisses das System verlässt, Rechnung getragen (siehe „Return Flow“) (Fohrer et al., 2016).

Es werden zwei unterschiedliche Arten von Abflusskoeffizienten unterschieden: ereignisbezogene und langfristige Abflusskoeffizienten (Fohrer et al., 2016). Ist in dieser Arbeit von Abflusskoeffizient die Rede, ist immer ersterer gemeint. Aufgrund der eingeschränkten Datenlage und der gängigen Modellierungsannahmen wird klassischerweise der Abflusskoeffizient als Direktabfluss verstanden. Der Term Direktabfluss und effektiver Niederschlag werden in dieser Arbeit synonym als entsprechende Prozessbeschreibung verwendet. Besonderheit des Modells RoGeR ist, dass zwischen den Teilmengen Oberflächenabflusskoeffizient und Zwischenabflusskoeffizient unterschieden werden kann.

$$K_D = \frac{Q_D}{N} = \frac{Q_{OA} + Q_{ZA}}{N} \quad (14)$$

mit:

K_D	Direktabflusskoeffizient [-]
Q_D	Direktabfluss [mm]
Q_{OA}	Oberflächenabfluss [mm]
Q_{ZA}	Zwischenabfluss [mm]
N	Niederschlag [mm]

3.5 Anpassungsgüte

Zur Durchführung einer Modellevaluation oder eines Vergleiches verschiedener Modelle miteinander, ist entscheidend, wie gut simulierte und beobachtete Werte miteinander übereinstimmen (Beven, 2012). Quantitativ lassen sich anhand verschiedener mathematischer Formeln, sogenannte Güteparameter berechnen (Krause et al., 2005). Es gibt keinen Konsens über ein Standardverfahren zur Bewertung der Modellleistung, obwohl allgemein anerkannt ist, dass sie in einem multikriteriellen Sinne angegangen werden sollte. Ritter und Muñoz-Carpena (2013) empfehlen, nach eingängiger Literaturrecherche und

Fallstudien, die Kombination mehrerer Gütemaße, von denen mindestens einer ein absoluter Fehlerindikator (in den Einheiten der Variablen) und mindestens einer ein dimensionsloser Index (oder Indikator für den relativen Fehler) zur Quantifizierung der Modellanpassung sein sollte. Gleichwohl sollten diese quantitativen Maßzahlen immer anhand einer subjektiven grafischen Bewertung der Beziehung zwischen Modellschätzungen und Beobachtungen ergänzt werden.

Zur Quantifizierung des absoluten Vorhersagefehlers wurde in dieser Arbeit der Root-Mean-Square-Error (RMSE) verwendet. Berechnet wird der RMSE aus der Wurzel der mittleren Fehlerquadratsumme:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (O_i - P_i)^2}{N}} \quad (15)$$

wobei O_i die beobachteten Messwerte und P_i die Modellschätzungen darstellen. N entspricht dem Umfang der Stichprobe und \bar{O} dem Mittelwert der Beobachtungswerte. Der RMSE liegt zwischen 0 und ∞ , wobei 0 eine perfekte Anpassung bedeutet. Der RMSE ist skalenabhängig. Er eignet sich wie in dieser Untersuchung zur Bewertung verschiedener Modelle mit dem gleichen Datensatz. Zum Vergleich verschiedener Datensätze oder Modelle mit unterschiedlichen Skalen sollte eine Normalisierung des RMSE anhand des beobachteten Mittelwerts (\bar{O}) erfolgen. Der NRMSE wird hier als Prozentsatz ausgedrückt, wobei niedrigere Werte eine geringere Restvarianz anzeigen (Ritter und Muñoz-Carpena, 2013):

$$NRMSE = \frac{RMSE}{\bar{O}} * 100 \quad (16)$$

Der, in der Hydrologie häufig eingesetzte (Kling und Gupta, 2011), Effizienzkoeffizient von Nash und Sutcliffe (1970) wurde in dieser Arbeit als dimensionsloser Indikator für die Quantifizierung der Anpassungsgüte des Modells gewählt. Der NSE wird wie folgt berechnet:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^N (\bar{O} - P_i)^2} = 1 - \left(\frac{RMSE}{SD}\right)^2 \quad (17)$$

wobei sich SD auf die Standardabweichung der Beobachtungen bezieht. Der Effizienzkoeffizient nimmt Werte zwischen 1 und $-\infty$ an. Ein $NSE = 1$ bedeutet eine perfekte Anpassung, während ein $NSE < 0$ darauf hindeutet, dass der Mittelwert der beobachteten Werte ein besserer Prädiktor ist als das evaluierte Modell selbst (Ritter und Muñoz-Carpena, 2013). Gupta und Kling (2011) zeigten, dass bei der Modelloptimierung der NSE typischerweise innerhalb eines endlichen Bereichs variiert. Unter der Annahme einer vernünftig konzipierten Modellstruktur stellten sie fest, dass negative NSE-Werte im Allgemeinen nicht auftreten sollten, es sei denn, es liegen schwerwiegende Fehler in den Eingabe- oder Ausgabedaten vor.

Einer der gängigsten Güteparameter, in und außerhalb der hydrologischen Wissenschaft, ist der Determinationskoeffizient r^2 (Ritter und Muñoz-Carpena, 2013). Er stellt nach Bravais-Pearson das Quadrat des Korrelationskoeffizienten dar und wird wie folgt berechnet (Krause et al., 2005):

$$r^2 = \frac{SQE}{SQT} = \frac{\sum(P_i - \bar{O}_i)^2}{\sum(O_i - \bar{O}_i)^2} \quad (18)$$

wobei SQR der aufgeklärten Varianz [-] und SQT der totalen Varianz [-] entspricht. r^2 beschreibt, wie viel der beobachteten Streuung anhand der Vorhersage erklärt werden kann. Dabei können die Werte zwischen 0 und 1 liegen. Ein Wert von 0 bedeutet, dass die beobachteten und die simulierten Werte keine Korrelation aufweisen. Entspricht die Streuung der simulierten Werte exakt der beobachteten Streuung, ist der Determinationskoeffizient gleich 1 (Krause et al., 2005).

In vorrausgegangenen Arbeiten wurde zur Validierung des Modells RoGeR vor allem ein subjektiv-visueller Ansatz empfohlen (Steinbrich et al., 2016; Krier, 2017; Ries et al., 2018). Steinbrich et al. (2016) weisen darauf hin, dass die traditionellen statistischen Gütemaße (z.B. r^2 , RMSE, NSE) nicht ausreichend in der Lage sind, die Übereinstimmung der Ganglinienform bei kurzen Starkregenereignissen wiederzugeben. Ihre Methodik wurde anhand langer Zeitreihen z.B. zur Bewertung klassischer Flussgebietsmodelle entwickelt. Innerhalb der kleinskaligen Starkregenmodellierung wirkten sich Zeitverschiebungen der Abflussdynamik übermäßig stark auf die Gütemaße aus, obwohl simulierte und beobachtete Spitzenabflüsse sowie Form des Anstiegs und der Rezession gut vom Modell wiedergegeben werden können.

Anhand der zeitinvarianten empirischen Abschätzungen der SCS-CN-Methode und des Lutz-Verfahrens können keine visuellen Vergleiche der Hydrographen vorgenommen werden. Bei einem entsprechenden Modellvergleich mit RoGeR werden trotz der Vorbehalte RMSE und NSE als Bewertungskriterium verwendet. Auch bei einer genaueren Evaluierung des Modells RoGeR (Sensitivitätsanalyse, Unsicherheitsanalyse) ist die Verwendung eines Gütemaß in der gewählten Methodik vorgesehen. Die Ergebnisse dieser Modellierungen werden jedoch immer auch auf visuelle Veränderung resultierender Ganglinien der Abflusskoeffizienten untersucht.

3.6 Sensitivitätsanalyse

Um die Bedeutung der Eingangsparameter auf die modellierten Abflusskoeffizienten zu bewerten, wird ein zweistufiger Ansatz aus Morris-Methode und lokaler Sensitivitätsanalyse angewandt. Mit Hilfe der Morris Methode kann der Rechenbedarf einer Sensitivitätsanalyse für 132 Simulationsexperimente mit ihrem hochdimensionalen Parameterraum ($k = 13$) durch das intelligente Stichprobenverfahren effektiv reduziert werden. Die Parameter werden nach Rang eingestuft und auf Interaktion und Nichtlinearität geprüft. Anschließend wird eine lokale Sensitivitätsanalyse genutzt, um die Ergebnisse der globalen

Sensitivitätsanalyse zu plausibilisieren. Außerdem soll der absolute Effekt der Parameter im Referenzbereich quantifiziert werden.

3.6.1 Globale Sensitivitätsanalyse

Die Morris-Methode ordnet die Eingangsparameter nach der Reihenfolge ihrer Bedeutung und liefert ein qualitatives Maß zur Bewertung der Parametersensitivität (Morris, 1991). Mit Hilfe der Methode lassen sich Aussagen darüber treffen, welche Faktoren a) vernachlässigbar, b) linear und additiv oder c) nichtlinear sind oder in Wechselwirkung mit anderen Faktoren stehen (Saltelli, 2004). Die globale Sensitivitätsanalysemethode konnte bereits erfolgreich auf verschiedene hydrologische Modelle angewendet werden, darunter HBV (Osuch et al., 2015), DHSVM (Kelleher et al., 2015) und SHETRAN (Sreedevi und Eldho, 2019).

Die Methode basiert auf der Unterteilung des Parameterwertebereichs in ein Gitter. Die kontinuierlichen Parameterwerte zwischen den Gitterpunkten werden nicht zur Simulation genutzt, wodurch eine Reduktion der durchzuführenden Modellierungen stattfindet. Ausschließlich die Werte, die den Gitterpunkten entsprechen, werden in die Modellierung einbezogen (Specka, 2014). Im Vergleich zu Monte-Carlo basierten Verfahren werden dadurch nur wenige Modellsimulationen für die Abdeckung des Parameterwertebereichs benötigt und die Kosten der Rechenleistung liegen bei $r(k+1)$. Dabei entspricht r der Anzahl der Trajektorien und k der Parameteranzahl (Sreedevi und Eldho, 2019). Der festgelegte Wertebereich wird in ein p -stufiges Raster (Ω) eingeteilt, wobei die Parameter als gleichverteilt angenommen werden (Specka, 2014). Als Sensitivitätsmaß definiert Morris (1991) die sogenannten Elementaren Effekte (EE). Diese setzen die Änderung der Modellausgabe in Bezug zur Variation des Eingangsparameter zwischen zwei Punkten des Untersuchungsraums (Morris, 1991):

$$EE_i = \frac{f(x_1, \dots, x_i + \Delta_i, \dots, x_k) - f(x)}{\Delta_i} \quad (19)$$

mit der Ausgangsgröße $y = f(x)$ und den Eingangsparametern x_1 bis x_k . Die Schrittweite $\Delta \in \{ \frac{1}{p-1}, \dots, 1 - \frac{1}{p-1} \}$ zur Untersuchung des Parameterraums wird vorgegeben. Wobei p als zu berücksichtigende Stufen im Raster definiert ist. p und Δ sind abhängig von der Anzahl an Modellparametern festzulegen (Saltelli, 2008). Die Startpunkte (Trajektorien) r der zu erstellenden Stichproben werden zufällig gewählt. Nun wird ein beliebiger Eingangsparameter x_i so verändert, dass der resultierende Gitterpunkt ebenfalls Teil des Parameterraums ($x_i + \Delta \in \Omega$) ist (Specka, 2014). Um diesen neuen Punkt zu erzeugen kann die Schrittrichtung ebenfalls zufällig (Morris, 1991) oder entsprechend einer möglichst großen Abdeckung des Parameterraums gewählt werden (Campolongo et al., 2007). Abbildung 6 zeigt exemplarisch die möglichen Schrittrichtungen zweier gleichförmig verteilter Modellparameter ($x_1 \in [0;1]$, $x_2 \in [0;1]$) für $p = 11$ und $\Delta = 4/10$ (Specka, 2014).

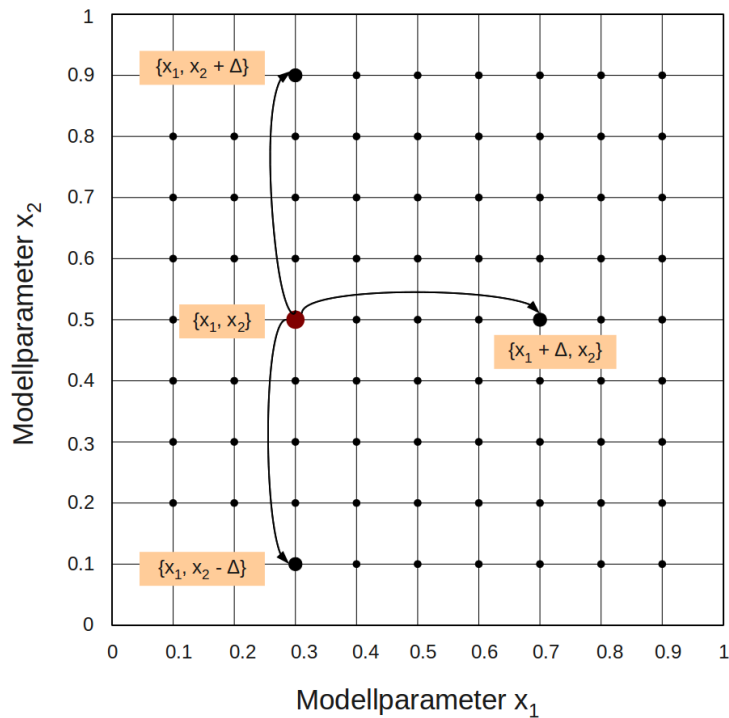


Abbildung 6: Beispiel eines rasterbasierten Untersuchungsraums der Morris-Methode für zwei Parameter x_1 und x_2 (Specka, 2014).

Für die Sensitivitätsmaße Mittelwert (μ) und Standardabweichung (σ) der Absolutbeträge der EEs (Morris, 1991) werden in dieser Analyse die Anpassungen von Campolongo et al. (2007) verwendet. Die Anpassung der Berechnung (μ^*) verhindert, dass relevante Parameter als nicht sensibel eingestuft werden, da eine Annullierung von Effekten durch entgegengesetzte Vorzeichen der EEs untersagt wird:

$$\mu_i^* = \frac{1}{r} \sum_{j=1}^r |EE_{i,j}| \quad (20)$$

$$\sigma_i^* = \sqrt{\frac{1}{r-1} \sum_{j=1}^r (EE_{i,j} - \mu_i^*)^2} \quad (21)$$

Die Veränderung des Modellausgangs $f(x_i)$ bei der Variation des Parameters x_i wird anhand des Mittelwerts (μ^*) quantifiziert. Weist die EE-Verteilung einen hohen Mittelwert auf, zeigt dies eine entsprechend hohe Sensitivität des Modellparameters x_i bezogen auf $f(x_i)$ auf. Interaktionseffekte zwischen den Parametern können mit Hilfe der Standardabweichung quantifiziert werden. Dabei kann eine hohe Standardabweichung sowohl eine Wechselwirkung mit einem anderen Parameter bedeuten oder einen nicht-linearen Einfluss des Parameters x_i auf $f(x_i)$ hinweisen.

Die Erstellung des Gitters sowie die Auswertung der Modellierungsergebnisse anhand der Morris-Methode erfolgt mit Hilfe der SALib Bibliothek (Herman und Usher, 2017) in Python. In R-Studio wird

eine Routine entwickelt, die das berechnete Gitter auf die RoGeR Parameter anwendet und automatisiert in die Control File Struktur überträgt.

Zu beachten bei dieser Methodik ist, dass keine feste Anzahl von Modellsimulationen oder Gitterstufen durch die Literatur vorgegeben wird. In Abhängigkeit des Modells und dem betrachteten Standort können die Werte deutlich schwanken (Benedeti et al., 2010). Ruano et al. (2011) empfehlen deswegen, für jede Studie individuell die optimale Konfigurationszahl zu ermitteln, um einen Typ-I-Fehler (falsch positiv: Identifizierung eines unwichtigen Faktors als signifikant) oder einen Fehler vom Typ II (falsch negativ: Identifizierung eines wichtigen Faktors als nicht signifikant) zu vermeiden. Daher wird in dieser Forschungsarbeit die Effizienz der Morris-Methode bei der Einstufung der RoGeR Modellparametern unter Verwendung verschiedener Stichprobengrößen überprüft. Ein Versuch wurde anhand eines Zufallsgenerators exemplarisch ausgewählt (S04V6) und mit einer unterschiedlichen Anzahl von Wiederholungen ($r = 20, 40, 60$ und 80) und Gitterstufen ($p = 8, 16$ und 32) modelliert und mit Hilfe der Morris-Methode ausgewertet. Die Ergebnisse werden untereinander verglichen, um die Konfiguration zu finden, die eine stabile Diskretisierung des Parameterraums für die weiteren Analysen gewährleistet. Anschließend werden alle anderen Berechnungsversuche entsprechend der adaptierten Morris-Kenngrößen ausgewertet, wobei für jeden Versuch ein eigenes Gitter erstellt wurde.

In der globalen Sensitivitätsanalyse soll der gesamte annehmbare Bereich eines Parameters untersucht werden. Diese Bereiche können auf der Grundlage ihrer physikalischen Bedeutung oder aus der vorhandenen Literatur definiert und mit Hilfe von A-priori-Informationen über die spezifischen Merkmale des Standortes abgeschätzt werden (Pianosi et al., 2016). Als Grundlage für die gewählten Parameterräume wird die experimentelle Datengrundlage von Ries et al. (2018) sowie Grundlagenforschung zur RoGeR Parametrisierung von Steinbrich et al. (u.a. 2015, 2016b, 2021) genutzt. Eine entsprechende Übersicht ist in Tabelle 13 zu finden.

3. Methoden und Vorgehensweise

Tabelle 13: Parametergrenzen der Morris-Methode mit ausschlaggebender Fachliteratur für die Wahl der physikalischen Ober- und Untergrenze.

Parameter	Einheit	Untergrenze	Obergrenze	Quelle
Sättigungsfrontspannung ¹	mm	21	100	LGRB (2019)
Bodentiefe	cm	30	200	LGRB (2019)
Makroporendicht (vertikal)	1/m ²	15	300	Weiler (2022)
Makroporenlänge	cm	10	100	Weiler (2022)
Makroporendichte (horizontal)	1/m ²	75	175	Weiler (2022)
Tiefenperkolation	mm/h	0,0036	360	LGRB (2019)
Gefälle	%	5	35	Ries et al. (2018)
hydraulische Leitfähigkeit	mm/h	0,1	43	LGRB (2019)
Rauhigkeit ²	m ^{1/3} /s	6/8	12/20	Oberle et al. (2021)
nutzbare Feldkapazität	Vol-%	2	27	Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden der Staatlichen Geologischen Dienste und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (2005) / Wessolek et al. (2009)
effektive Porosität	Vol-%	3	64	Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden der Staatlichen Geologischen Dienste und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (2005) / Wessolek et al. (2009)
Vorfeuchte ³	Vol-%	7,5/11,0	39,5/43,0	Ries et al. (2018)
Niederschlag ⁴	mm	Faktor 0,8	Faktor 1,2	McMillan et al. (2012)

¹ Die Saugspannung an der Feuchtefront („Wetting Front Suction“, WFS) wird aus den potenziell möglichen Bodenarten der BK50 abgeleitet.

² Der erste Wert stellt den Rauigkeitsbeiwert auf Wiesenstandorten, der zweite auf Ackerstandorten dar.

³ Der erste Wert stellt die Bodenfeuchte unter trockenen Versuchsbedingungen (Versuch-Nr. 1), der zweite unter feuchten Versuchsbedingungen (Versuch-Nr. 2 – 6) dar.

⁴ Für jeden standort- bzw. versuchsspezifischen Niederschlag wurde eine Spanne von +/- 20% definiert.

3.6.2 Lokale Sensitivitätsanalyse

Die Morris-Analyse kann bei der Identifizierung der Wechselwirkungen zwischen den Parametern helfen, gibt aber keine quantitative Aussage über den Einfluss eines bestimmten Parameters auf den Modellausgang (Sreedevi und Eldho, 2019). Daher wurde in dieser Studie ergänzend eine lokale Sensitivitätsanalyse durchgeführt. Da ein Parameter stufenweise verändert wurde, während die anderen Parameter konstant gehalten werden, handelt es sich um eine sogenannte OAT-Methode. In der lokalen Sensitivitätsanalyse wird der Variabilitätsraum als „Nachbarschaft“ des Istwertes x beschrieben (Pianosi

et al., 2016). Entsprechend der natürlichen Variabilität innerhalb der Versuchsstandorte in Baden-Württemberg (Ries et al., 2020) sowie der Unsicherheit von Umweltmessungen (McMillan et al., 2012) wird der lokale Untersuchungsraum der Parameter als +/- 20% der Ist-Werte (BK50 Parametrisierung) gewählt. Der Ist-Wert wurde schrittweise um -20%, -10%, +10% und +20% reduziert bzw. erhöht. Mit Hilfe dieser Methodik kann die absolute bzw. relative Zu- oder Abnahme der Modellausgangsgrößen bemessen werden. Gleichzeitig können so die Ergebnisse der Morris-Methode überprüft und ihre Zuverlässigkeit bewertet werden.

Das Modell RoGeR stellt standardmäßig keine Methode zur Sensitivitätsanalyse zur Verfügung. Da die verwendeten Methoden der Sensitivitätsanalyse eine Vielzahl von Parametergrößen abdecken, wurden einige Routinen und Sperren in die Strategie des Stichprobenverfahren implementiert. Ziel hierbei ist es, die physikalischen Gesetzmäßigkeiten zu berücksichtigen und die bodenhydrologische Plausibilität eines entsprechenden Versuches zu gewährleisten.

Ohne diese Sperrmechanismen werden bei einem zufallsbasierten Stichprobenverfahren zwangsläufig bodenphysikalische Widersprüche erzeugt. So würde z.B. die Makroporenlänge fälschlicherweise die Bodentiefe übersteigen oder die effektive Porosität unter die nFK fallen. Aus diesem Grund wurde die maximale Makroporenlänge auf die verwendete Bodentiefe gesetzt. Sollte die effektive Porosität unterhalb der nFK liegen, wurde ein zufällig generierter Wert, zwischen 1 und der fehlenden Differenz zur maximalen effektiven Porosität, aufaddiert. Wurde durch das Stichprobenverfahren die effektive Porosität verändert, wurde die Differenz in gleichen Teilen auf die Verteilung der mittleren (nutzbare Feldkapazität) und groben Poren (Luftkapazität) aufgeteilt. Die Verteilung der engen Poren (Totwasser) wurde als unveränderlich angenommen.

Zur korrekten Parametrisierung der freien nutzbaren Feldkapazität und des drainbaren Volumens wurde eine Bodenfeuchteroutine entwickelt. Die beiden Parameter hängen maßgeblich von der Porenverteilung und den Vorfeuchtebedingungen ab:

$$fnFK = nFK; \quad \text{für } PWP > BW \quad (22)$$

$$fnFK = nFK - BW - PWP; \quad \begin{array}{l} \text{für } BW - PWP \geq 0 \text{ \& } \\ nFK - BW - PWP \geq 0 \end{array} \quad (23)$$

$$fnFK = 0; \quad \text{für } nFK - (BW - PWP) < 0 \quad (24)$$

$$drV = LK; \quad \text{für } fnFK > 0 \quad (25)$$

$$drV = nFK - (BW - PWP); \quad \text{für } LK - (BW - PWP - nFK) > 0 \quad (26)$$

$$drV = 0; \quad \text{für } LK - (BW - PWP - nFK) < 0 \quad (27)$$

mit:

fnFK	Freie nutzbare Feldkapazität [Vol-%]
nFK	Nutzbare Feldkapazität [Vol-%]
PWP	Permanenter Welkepunkt [Vol-%]
BW	Bodenwassergehalt [Vol-%]
LK	Luftkapazität [Vol-%]
drV	Drainierbares Volumen [Vol-%]

Um die Sensitivitätsanalyse numerisch auswerten zu können wurde die Bodenart indirekt als Spannung an der Sättigungsfront (WFS) und Trockenrisstiefe (TRT) parametrisiert. Dies bietet den Vorteil alle Parameter numerisch auswerten zu können. Anhand der verwendeten Größen der WFS und TRT können im Nachhinein qualitative Rückschlüsse auf den Einfluss der Bodenart bzw. insbesondere den zugehörigen Tongehalt gezogen werden. Die Trockenrisstiefe kann anhand der folgenden Formeln berechnet werden:

$$TRT_{Akt} = 0; \quad \text{für } BW_{Akt} \geq ARG \quad (28)$$

$$TRT_{Akt} = \frac{(ARG - BW_{Akt})}{D_{ARG-SG} * TRT_{Max}}; \quad \text{für } ARG > BW_{Akt} > SG \quad (29)$$

$$TRT_{Akt} = TRT_{Max}; \quad \text{für } BW_{Akt} \leq SG \quad (30)$$

mit:

TRT _{Akt}	Aktuelle Risstiefe [cm]
BW _{Akt}	Aktueller Bodenwassergehalt [% nFK]
ARG	Ausrollgrenze [% nFK]
D _{ARG-SG}	Differenz Ausrollgrenze-Schrumpfungsgrenze [% nFK]
TRT _{Max}	Maximal Risstiefe [cm]
SG	Schrumpfungsgrenze [% nFK]

Wobei die Werte für ARG, SG und TRT_{Max} aus der Bodenart entsprechend der KA5 (Ad-hoc-AG Boden, 2005) abgeleitet werden (Steinbrich et al., 2016).

3.7 Unsicherheitsanalyse

Die Unsicherheit der Modellierungsergebnisse des Modells RoGeR wurde angelehnt an die GLUE-Methode (Beven, 2012) für die 132 Berechnungsversuche abgeschätzt.

Klassischerweise wird die Monte-Carlo-Simulation oder das Latin-Hypercube-Verfahren genutzt, um eine Zufallsstichprobe aus den Parametersätzen zu ziehen. Da diese Methoden in vielerlei Hinsicht

ineffektiv sind (Campolongo et al., 2007), wurde in dieser Arbeit auf Basis der in Kapitel 3.4.1 beschriebenen Morris-Methode gearbeitet. Bei Anwendung des Morris-Gitters ergeben sich diskretisierte Werte innerhalb der definierten Parametergrenzen. Auch in der GLUE-Methodik wird häufig die Annahme getroffen, dass Parameter uniform und unabhängig verteilt sind, da kein detailliertes Vorwissen über die Verteilungsfunktionen der Parameter besteht (Beven, 2012). Verwendet man die Parameterwerte der Stichprobe zur Modellierung, ergibt sich auch für die Ausgangsgröße eine stochastische Verteilung. Nun wird ein Bewertungsverfahren für jede einzelne dieser Simulation durchgeführt. Die Simulationen und damit die Parametersätze werden auf ihre Güte gegenüber den beobachteten Daten geprüft. Wenn die simulierten Zustandsvariablen "nahe" an den beobachteten Werten liegen, wird die Simulation mit einer bestimmten Wahrscheinlichkeit $L(\theta|\psi)$ akzeptiert, wohingegen, Parametersätze mit geringer Güte verworfen werden.

Zur Quantifizierung der Unsicherheit der Standardparametrisierung BK50 wurden die Parameterwerte zwischen +/- 20% variiert. Die möglichen Wertekombinationen der 13 Parameter wurden mit Hilfe eines Morris-Gitter mit einer Gitterweite von $p = 4$ und Wiederholungszahl von $r = 20$ abgedeckt. Das Modell besteht nun nicht mehr aus einem einzigen Parametersatz, sondern einem Modellensemble aus 280 Modellen. Es resultieren 280 Oberflächen- und Zwischenabflusszeitreihen, die unterschiedlich stark streuen.

Entsprechend der GLUE-Methode werden die Modell-Läufe, entsprechend ihrer Fähigkeit, die beobachteten Abflusskoeffizienten abzubilden, in eine „gute“ (engl. „behavioural“) und eine „schlechte“ (engl. „non-behavioural“) Gruppe unterteilt. Ein Grundproblem dieser Methodik ist die Wahl des, für die Gruppenunterteilung zu verwendenden, Grenzwertes (Melching, 1995): Wird der Wert zu hoch gewählt, reduziert sich die Anzahl der Parametersets stark. In Konsequenz fallen die berechneten Unsicherheitsbereiche der Vorhersage unrealistisch klein aus, sodass die Messwerte weit außerhalb des angegebenen Unsicherheitsbereiches liegen und die Modellstruktur in Frage gestellt werden müsste (Sieber, 2003). Ist der Grenzwert dagegen niedrig, erscheinen beinahe alle Parametersätze als „gut“ und die Unsicherheitsbereiche sind so breit, dass die Präzision der Modellvorhersage leidet (Beven und Binley, 1992).

Da die Modellgüte der Simulationen in Abhängigkeit des Versuchsstandortes und -typs stark streut und kein einheitlicher Grenzwert, der den genannten Anforderungen in jedem der 132 Beregnungsversuchen entspricht, gefunden werden konnte, wurde eine alternative Herangehensweise gewählt. Zum einen wird der 95% Konfidenzbereich aller 840 durchgeführten Simulationen eines Beregnungsversuches ermittelt. Er stellt die minimale bzw. maximale Ausprägung der Modellrealisationen, abzüglich der einer Irrtumswahrscheinlichkeit im maximalen bzw. minimalen Wertebereich von jeweils 2,5 % dar. Des Weiteren werden die Ergebnisse anhand eines relativen Gütekriteriums in „gute“ und „schlechte“ Simulationsläufe eingeteilt. Während den „schlechten“ eine Wahrscheinlichkeit von null zugeordnet wird, entspricht die minimale bzw. maximale Ausprägung der „guten“ Läufe dem zweiten berechneten Unsicherheitsband. Anhand der normalisierten Wurzel der mittleren Fehlerquadratsumme (NRMSE) wurde eine Rangliste gebildet und die 10 % besten Läufe als „gut“ ausgewählt. Der Ergebnisvergleich der beiden

3. Methoden und Vorgehensweise

Ansätze soll es ermöglichen die Richtigkeit sowie die Präzision der Modellvorhersage, im Vergleich zum GLUE Vorgehen, objektiver einzuordnen.

4. Ergebnisse

4.1 Modellierungsgüte

Die Abflussbildung aller 132 Berechnungsversuche wurde mit Hilfe der drei ausgewählten Modelle simuliert. Während das physikalisch-basierte Modell RoGeR die Abflussbildungsprozesse Oberflächen- und Zwischenabfluss separat abbildet, differenzieren die beiden empirischen Modelle (SCS-CN-Verfahren und Regionalisierungsmethode nach Lutz) das Abflussgeschehen nicht weiter. Resultat dieser Berechnungen ist die integrale Zusammenfassung der schnellen Abflusskomponenten als Direktabfluss. Des Weiteren wird der Direktabfluss hier zeitinvariant abgeschätzt. Um diese Ergebnisse belastbar mit denen des Modells RoGeR zu vergleichen, wurden die von RoGeR simulierten zeitvarianten Abfluss- bzw. Niederschlagsmengen von Versuchsbeginn bis Versuchsende als Summe aggregiert. Die jeweiligen Abflusssummen konnten entsprechend Kapitel 3.4 in Beziehung zur applizierten Niederschlagsmenge gesetzt und als Abflusskoeffizienten dargestellt werden. Im Folgenden wird eine Abweichung der simulierten Abflusskoeffizienten von den beobachteten Werten um +/- 0,25 als „grobe“ Abweichung bezeichnet, wodurch die Unstimmigkeit zwischen Modellierung unter den entsprechenden der standort-spezifischen Gegebenheiten und Messungen verdeutlicht werden soll. Für die Standorte 4 (Versuch 3), 8 (Versuche 4 bis 6) sowie 23 (Versuche 5 und 6) wurden keine Simulationen durchgeführt, da entsprechende Beobachtungsdaten fehlten oder laut den Autoren Fehler aufwiesen (Ries et al., 2020a). Somit wäre keine Validierung der Modelle möglich. An den betreffenden Standorten beruhen die berechneten Summen ausschließlich auf den erfolgreich durchgeführten Versuchen.

In Abbildung 7 bis Abbildung 12 sind die simulierten Summen der Direktabflüsse gegenüber den beobachteten Summen der Direktabflüsse durch ein Beregnungsereignis aufgetragen. Die Anpassungsgüte der Modelle wird in Abhängigkeit verschiedener Kennzahlen in Tabelle 14 aufgeführt.

Die, durch das SCS-CN-Verfahren, simulierten Direktabflussmengen streuen stark um die Identitätslinie ($Q_{\text{Sim.}} = Q_{\text{Obs.}}$). Beobachtete Direktabflusssummen werden je nach Ereignis unter- oder überschätzt, wobei im Allgemeinen die Unterschätzung der beobachteten Direktabflussmengen dominiert. Die Abweichung zwischen $Q_{\text{D-Obs}}$ und $Q_{\text{D-SCS}}$ (Residuen) steigt mit der in den Versuchen applizierten Niederschlagsmenge an. Die absolute Abweichung [mm] ist demnach für die Versuche der Versuchstyps 5 und 6 am größten (Abbildung 7). Prozentual lässt sich jedoch kein Trend in den Residuen erkennen. In Abbildung 8 sind die Ergebnisse klassifiziert nach Landnutzung und Bodentyp dargestellt. Bodentypen der Klasse A werden systematisch vom Modell unterschätzt. Für den Bodentyp B streuen die Residuen um 0, wobei die Direktabflusssummen vom SCS-CN-Modell etwas häufiger unter- als überschätzt werden. Nur ein Standort wurde als Bodentyp D charakterisiert und in allen sechs Versuchen überschätzt. Die Wiesenstandorte weisen eine deutlich breitere Streuung um die Identitätslinie auf als die Ackerstandorte. Diese hohe Abweichung der Residuen wirkt sich nachweislich negativ auf die Güte des SCS-CN-Modells aus. Würden nur die Ackerstandorte in die Modellierung einbezogen werden, würde sich das Gütemaß r^2 auf 0,6 erhöhen (vgl. Tabelle 14).

Durch den Regionalisierungsansatz von Lutz werden beinahe durchgehend zu niedrige Direktabflusssummen berechnet. Ausschließlich an vier Standorten kommt es für Teilversuche zu einer Überschätzung der Abflüsse. Die simulierten Direktabflusssummen sind im Mittel 45 mm niedriger als die beobachteten, wobei es im Einzelfall bis zu einer maximalen Abweichung von - 165 mm kommt. Für Standorte des Bodentyps A ist die größte Unterschätzung des Modells festzustellen, wobei auch Bodentyp B und D sichtbar von den beobachteten Summen abweichen. Für den Landnutzungstyp Acker kann eine leicht verbesserte Güte ($r^2 = 0,28$) im Vergleich zu den Wiesenstandorten ($r^2 = 0,15$) festgestellt werden.

Die Direktabflusssummen, die durch das Modell RoGeR berechnet werden, weichen je nach Standort und Versuch sowohl positiv als auch negativ von den im Feld beobachteten Werten ab. Einzig bei den Versuchen 5 kommt es an fast allen Standorten zu einer Unterschätzung der Direktabflusssummen durch das Modell RoGeR. Die Residuen der Versuche 1, 2, 3, 4 und 6 sind dagegen symmetrisch verteilt, wodurch die mittlere Abweichung der Residuen bei nur - 2,8 mm liegt. Zur Vergleichbarkeit werden auch für das RoGeR Modell die Bodentypgruppen eingeteilt. Zu berücksichtigen ist, dass im Modell der numerische Wert der nutzbaren Feldkapazität, der freien nutzbaren Feldkapazität und der freien Luftkapazität angegeben werden und keine Zusammenfassung von Wertegruppen entsprechend den empirischen Verfahren (Tabelle 8) erfolgt. Die Summen der Direktabflüsse werden für die Bodengruppe A am stärksten unterschätzt, während der Standort mit der Bodengruppe D systematisch überschätzt wird. An den Wiesenstandorten werden sowohl sehr hohe als auch sehr niedrige Direktabflusssummen beobachtet, wobei das Modell RoGeR die Abflussneigung entsprechender Standorte teilweise entgegengesetzt vorhersagt. Auch in diesem Modell wird demnach deutlich, dass ein reduzierter Datensatz aus Wiesenstandorten ein deutlich schlechteres Bestimmtheitsmaß aufweist ($r^2 = 0,49$) als ein entsprechender Datensatz aus Ackerstandorten ($r^2 = 0,78$).

Tabelle 14: Gütemaße der Modelle berechnet aus den modellierten Direktabflusssummen [mm].

Modell	NSE [-]	r^2 [-]	RMSE [mm]
SCS-CN	0,1	0,3	36,9
Lutz	-0,4	0,2	47,1
RoGeR	0,6	0,6	27,9

4. Ergebnisse

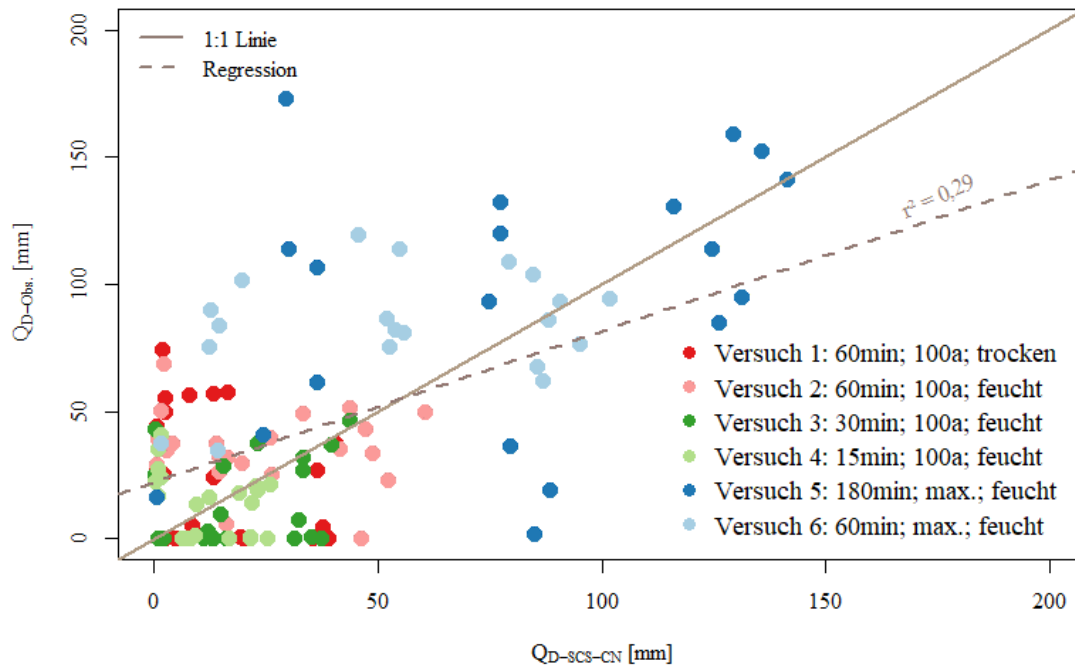


Abbildung 7: Ereignissummen des gemessenen und simulierten Direktabflusses [mm] nach Versuch. Berechnung mittels SCS-CN Verfahren.

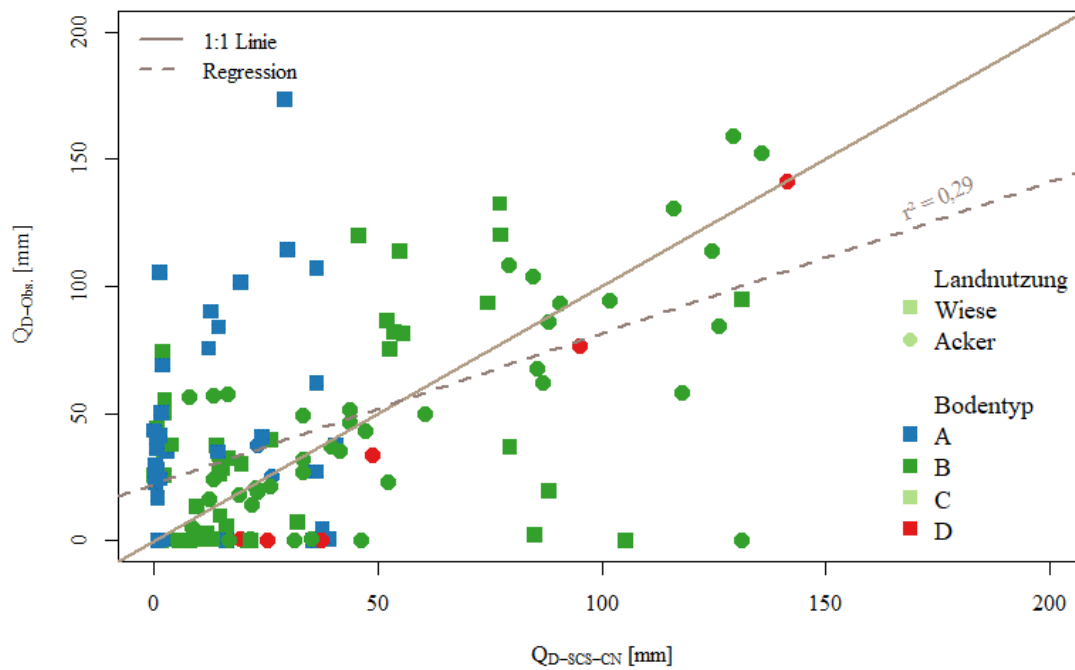


Abbildung 8: Ereignissummen des gemessenen und simulierten Direktabflusses [mm] nach Bodentyp und Landnutzung. Berechnung mittels SCS-CN Verfahren.

4. Ergebnisse

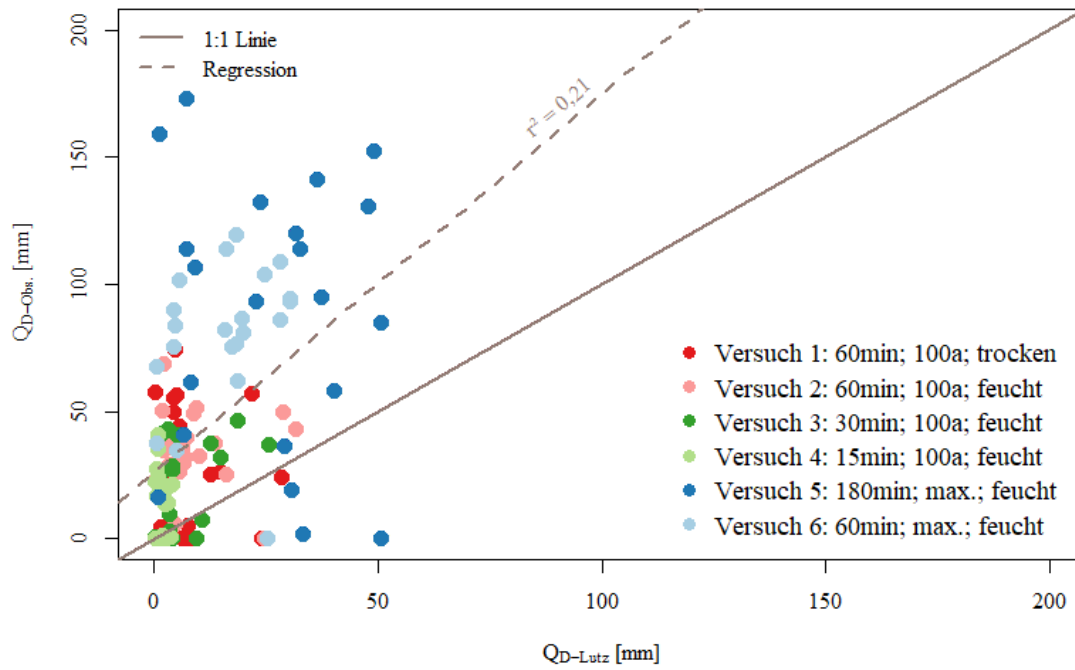


Abbildung 9: Ereignissummen des gemessenen und simulierten Direktabflusses [mm] nach Versuch. Berechnung mittels Regionalisierungsmethode nach Lutz.

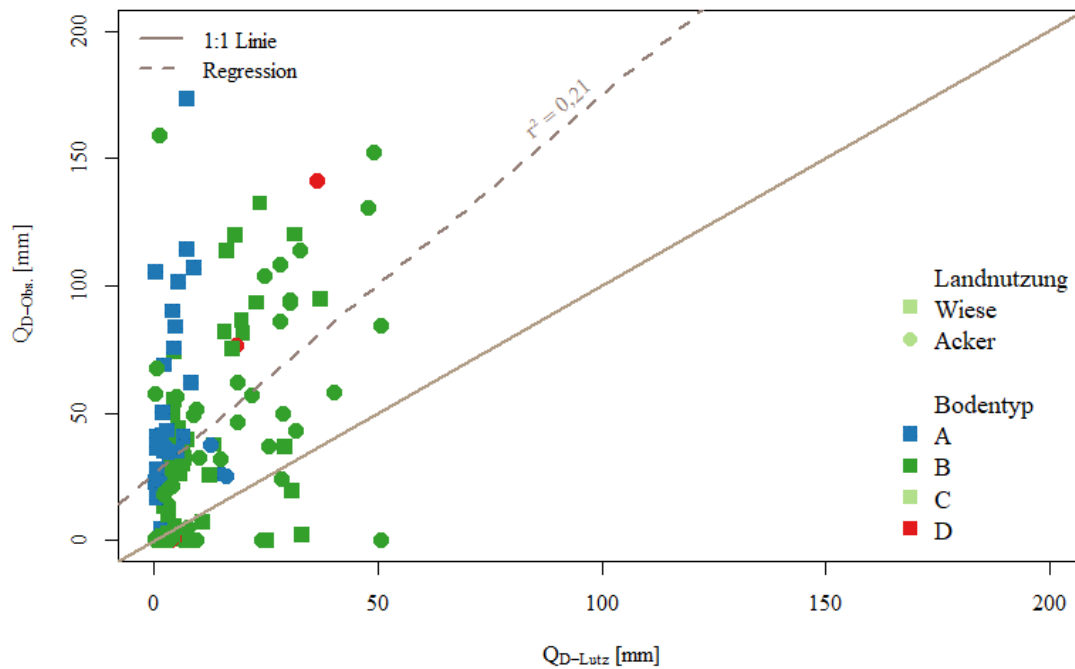


Abbildung 10: Ereignissummen des gemessenen und simulierten Direktabflusses [mm] nach Bodentyp und Landnutzung. Berechnung mittels Regionalisierungsmethode nach Lutz.

4. Ergebnisse

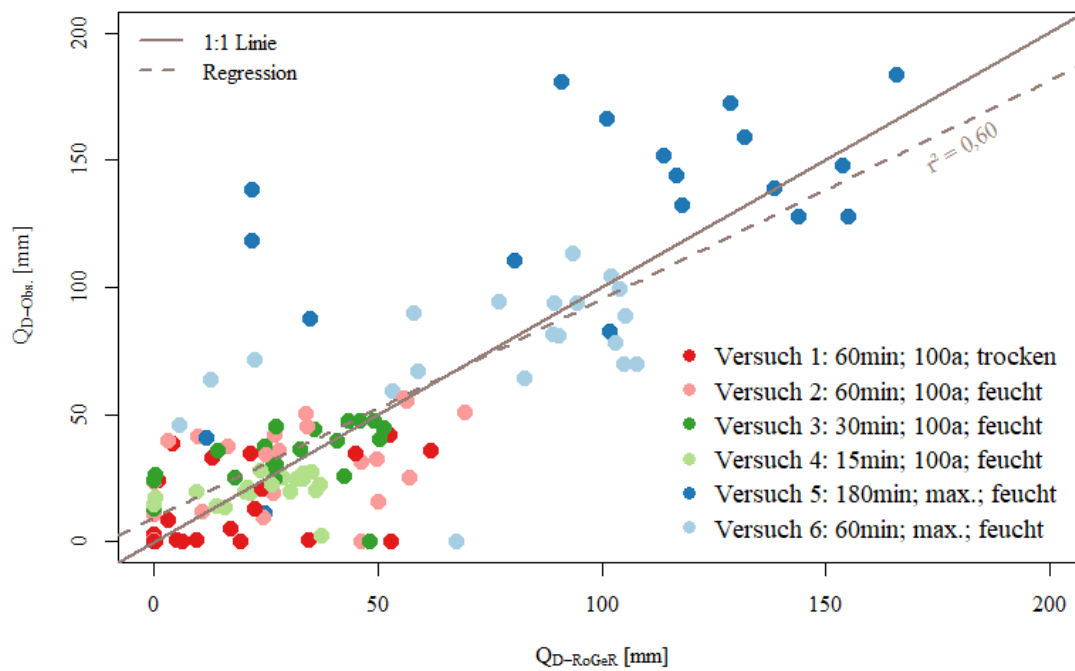


Abbildung 11: Ereignissummen des gemessenen und simulierten Direktabflusses [mm] nach Versuch. Berechnung mittels Modell RoGeR.

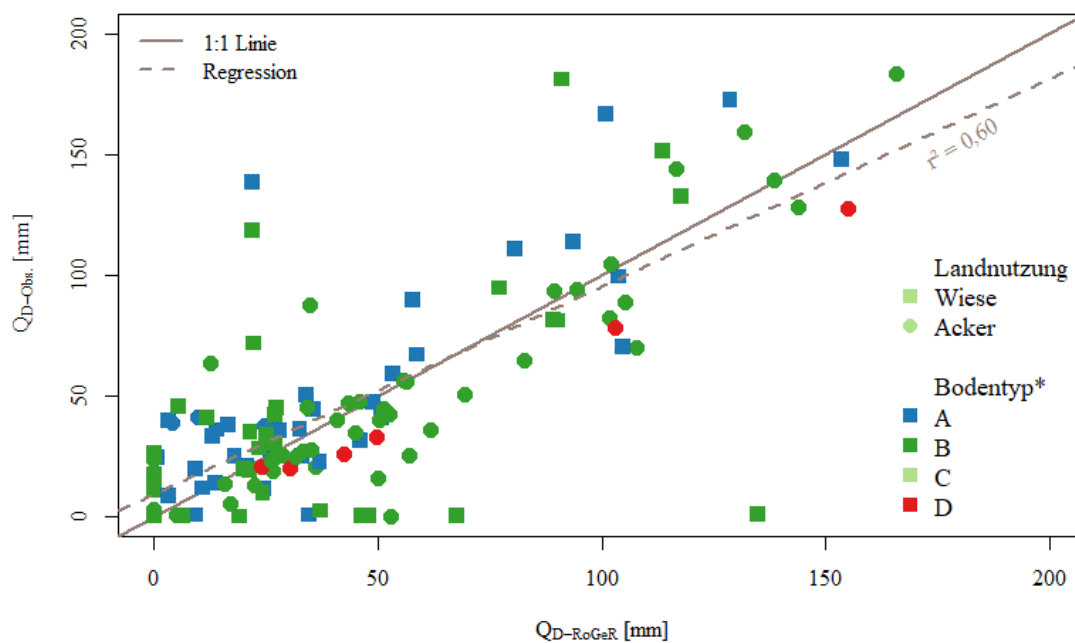


Abbildung 12: Ereignissummen des gemessenen und simulierten Direktabflusses [mm] nach Bodentyp und Landnutzung. Berechnung mittels Modell RoGeR (*Bodentypenteilung erfolgt innerhalb des Modells direkt über die numerische Eingabe der nFK und LK).

Entsprechend Kapitel 3.4 wurde für die simulierten Abflüsse der zugehörige Abflusskoeffizient berechnet. Der über alle Standorte gemittelte Direktabflusskoeffizient liegt bei 0,58. Er setzt sich im Mittel zu 80 % aus Oberflächenabfluss ($K_{OA} = 0,46$) und zu 20 % aus Zwischenabfluss ($K_{ZA} = 0,09$) zusammen. Die simulierten Abflüsse anhand des Modells RoGeR ergeben einen mittleren Abflusskoeffizienten von 0,56. Der Oberflächenabfluss macht laut dem Modell jedoch 98 % der Direktabflusssumme ($K_{OA} = 0,54$) aus, während der Zwischenabflusskoeffizient nur bei 2 % liegt ($K_{ZA} = 0,02$). Der vom Lutz-Modell geschätzte Direktabflusskoeffizient ($K_D = 0,13$) beträgt nur 1/5 des tatsächlich beobachteten Direktabflusses. Der Direktabflusskoeffizient nach SCS-CN-Verfahren liegt mit einem mittleren Wert von 0,41 zwischen den Ergebnissen der Modellierungen anhand des Lutz-Verfahrens und den Modellergebnissen RoGeRs.

Werden die Modellergebnisse aller Standorte entsprechend des Versuchstyps (vgl. Tabelle 2) eingeteilt, zeigt Tabelle 15 deutlich, dass das Modell RoGeR die Versuche 3 und 5 unterschätzt, während die weiteren Versuchstypen überschätzt werden. Die Direktabflussmittelwerte liegen nah an den im Feld beobachteten. Bei keinem Versuchstyp ist eine grobe Unter- oder Überschätzung festzustellen.

Tabelle 16 gibt eine Übersicht, über die mittleren Abflusskoeffizienten aggregiert nach Standort. An sechs Standorten (8, 9, 11, 15, 16, 17) kommt es bei der Berechnung der Direktabflusskoeffizienten anhand der Simulationsergebnisse des Modells RoGeR zu einer Unterschätzung um mehr als 0,25. An drei Standorten (4, 10, 23) zu einer ebenso großen Überschätzung. Wie in Abbildung 10 dargestellt, führt die starke Unterschätzung der Direktabflusssummen entsprechend zu einer groben Unterschätzung der Direktabflusskoeffizienten. Einzig bei den Versuchstypen 1 (Tabelle 16) sowie an den Standorten 1, 10, 14 und 16 kommt es nicht zu einer groben Fehleinschätzung durch das Regionalisierungsmodell von Lutz. Auch das SCS-CN Modell unterschätzt die Abflusskoeffizienten tendenziell, wobei die Abweichung der mittleren Direktabflusskoeffizienten nur bei Versuch-Nr. 5 größer 0,25 ist (Tabelle 15). Lediglich der Standort 10, an dem praktisch kein Abfluss beobachtet wurde, wird durch das SCS-CN-Modell grob überschätzt. Dagegen kommt es zu einer entsprechend groben Unterschätzung an den Standorten 2, 3, 6, 8, 9, 17, 19 und 21.

Tabelle 14 gibt einen Überblick über weitere Kennzahlen der Anpassungsgüte. Das Modell RoGeR weist für alle „goodness-of-fit“-Maße die höchste Anpassungsgüte an die tatsächlich gemessenen Werte auf. Das SCS-CN-Verfahren bietet mit einem $NSE > 0$, gemessen an der Summe der quadrierten Fehler, eine bessere Vorhersagekraft als der Mittelwert der Beobachtungsdaten. Die Regionalisierungsmethode nach Lutz verfügt über eine sehr hohe Varianz des Schätzfehlers und die Effizienz der Methode ist mit einem $NSE < 0$ geringer als bei der Verwendung des beobachteten Mittelwerts als Prädiktor. Der absolute Fehlerindex RMSE ist für die Regionalisierungsmethode fast doppelt so hoch wie bei einer Modellierung mit RoGeR.

4. Ergebnisse

Tabelle 15: Ausgebrachter mittlerer Niederschlag, gemessener und simulierter Abfluss mittels RoGeR, SCS-CN- und Lutz-Modell als Mittelwert der Abflusskoeffizienten über alle 23 Standorte in Abhängigkeit des Versuches. Farblich markierte Felder zeigen eine grobe* Unterschätzung (blau) oder Überschätzungen (rot). *Abweichung des Abflusskoeffizienten > 0,25

Versuchs-Nr. (Dauer, Jährlichkeit, Vorfeuchte)	Niederschlag		Gemessen			RoGeR			SCS-CN	Lutz
	Mittlerer Niederschlag [mm]	Intensität [mm/h]	K _{OA} [-]	K _{ZA} [-]	K _D [-]	K _{OA} [-]	K _{ZA} [-]	K _D [-]	K _D [-]	K _D [-]
1 (60min; 100a; trocken)	60,2	60,2	0,20	0,03	0,23	0,27	0,01	0,28	0,24	0,13
2 (60min; 100a; feucht)	60,9	60,9	0,39	0,09	0,48	0,46	0,02	0,48	0,38	0,15
3 (30min; 100a; feucht)	49,3	98,6	0,54	0,11	0,65	0,61	0,02	0,63	0,41	0,13
4 (15min; 100a; feucht)	35,0	140	0,47	0,08	0,55	0,61	0,01	0,63	0,36	0,05
5 (180min; max; feucht)	144,9	48,3	0,54	0,16	0,70	0,64	0,03	0,67	0,59	0,18
6 (60min; max; feucht)	109,3	109,3	0,58	0,10	0,68	0,68	0,01	0,69	0,53	0,15

Tabelle 16: Ausgebrachter summierter Niederschlag, gemessener und simulierter Abfluss mittels RoGeR, SCS-CN- und Lutz-Modell als Mittelwert der Abflusskoeffizienten über alle 23 Standorte. Farblich markierte Felder zeigen eine grobe* Unterschätzung (blau) oder Überschätzungen (rot). *Abweichung des Abflusskoeffizienten > 0,25

Standort [-]	Gemessen			RoGeR			SCS-CN	Lutz
	K _{OA} [-]	K _{ZA} [-]	K _D [-]	K _{OA} [-]	K _{OA} [-]	K _{ZA} [-]	K _D [-]	K _{OA} [-]
1	0,15	0,10	0,25	0,23	0,01	0,24	0,13	0,02
2	0,49	0,14	0,63	0,49	0,02	0,51	0,16	0,03
3	0,55	0,14	0,69	0,78	0,01	0,79	0,15	0,03
4	0,48	0,02	0,60	0,92	0,01	0,93	0,61	0,17
5	0,75	< 0,01	0,75	0,74	0,01	0,75	0,70	0,29
6	0,48	0,07	0,55	0,38	0,02	0,40	0,16	0,03
7	0,40	0,04	0,44	0,58	< 0,01	0,58	0,54	0,17
8	0,75	< 0,01	0,75	0,23	0,2	0,25	0,33	0,28
9	0,72	0,1	0,73	0,20	0,03	0,23	0,19	0,05
10	0,01	< 0,01	0,01	0,70	0,07	0,77	0,31	0,13
11	0,43	0,05	0,48	0,06	< 0,01	0,06	0,31	0,12
12	0,24	0,28	0,52	0,61	< 0,01	0,61	0,31	0,11
13	0,40	0,22	0,62	0,86	< 0,01	0,86	0,78	0,12
14	0,07	k.A.	k.A.	0,34	< 0,01	0,34	0,31	0,09
15	0,42	< 0,01	0,42	0,06	< 0,01	0,06	0,68	< 0,01
16	0,20	0,03	0,23	0,02	< 0,01	0,02	0,33	0,10
17	0,55	0,17	0,73	0,48	0,01	0,49	0,33	0,11
18	0,51	0,14	0,65	0,74	< 0,01	0,74	0,62	0,12
19	0,57	0,08	0,65	0,70	0,04	0,74	0,16	0,05
20	0,80	0,01	0,81	0,91	0,01	0,92	0,68	0,36
21	0,62	0,23	0,85	0,80	0,04	0,84	0,60	0,21
22	0,58	0,19	0,77	0,63	0,01	0,64	0,57	0,22
23	0,73	0,04	0,77	1,02	0,05	1,07	0,58	0,29

Für das Modell RoGeR wurde darüber hinaus die Vorhersagegüte der beiden Abflusskomponenten Oberflächen- und Zwischenabfluss ausgewertet. In Abbildung 13 ist die zeitliche Entwicklung (Hydrograph) des simulierten Oberflächenabflusskoeffizienten (rot) gegenüber dem beobachteten Oberflächenabflusskoeffizienten (blau) dargestellt. Im Hintergrund sind die Einzelversuche abgebildet, während die beiden Linien im Vordergrund den Mittelwert der Versuche zum jeweiligen Zeitpunkt darstellen. Es wird ersichtlich, dass der modellierte Oberflächenabfluss in den Versuchen 1, 2, 3, 4 und 6 im Mittel zu jedem Zeitpunkt über dem beobachteten liegt. In den Versuchen 1, 2 und 4 ergibt sich ein konstanter Fehler, wodurch der zeitliche Verlauf der Versuche beinahe parallel abgebildet wird. In den Versuchen 3 und 6 steigt der Oberflächenabflusskoeffizient im Mittel schneller an, als dies im Feld beobachtet wird. Nach dem ersten Drittel der Versuchszeit verringert sich die Abweichung auf einen Wert nahe 0. Der gemessene Oberflächenabfluss steigt nun nicht weiter an, wohingegen das Modell eine weitere Zunahme der Oberflächenabflusskoeffizienten prognostiziert. Bei den Versuchen des Typs 5 kommt es zu einer Unterschätzung des mittleren Oberflächenabflusskoeffizienten. In den Beobachtungsdaten ist ein rapider Anstieg der Oberflächenabflusskoeffizienten mit anschließendem Plateau zu sehen. Im Hydrographen wird ersichtlich, dass RoGeR den Anstieg der Oberflächenabflusskoeffizienten verzögert wiedergibt. Da der simulierte Oberflächenabfluss im Modell kontinuierlich bis zum Versuchsende ansteigt, werden die letzten 30 Minuten des Versuches überschätzt. Der Abfall der Oberflächenabflussbildung nach Niederschlagsende wird in allen modellierten Versuchen entsprechend den Beobachtungsdaten abgebildet. Im Mittel scheinen sich die Endoberflächenabflusskoeffizienten einem Wert von 0,6 anzunähern. Die Hydrographen jedes Einzelversuches sind im Anhang unter Abbildung A. 1 bis Abbildung A. 23 zu finden.

Wie in den Tabelle 15 und Tabelle 16 bereits ersichtlich wird der Zwischenabfluss und somit der Zwischenabflusskoeffizient durch das Modell RoGeR systematisch unterschätzt. Abbildung 14 zeigt, dass in allen 6 Versuchstypen die Zwischenabflusskoeffizienten unterhalb der beobachteten liegen. Die Zwischenabflusskoeffizienten sind unter feuchten Bedingungen im Feld deutlich höher als bei denselben Niederschlagsintensitäten unter trockenen Bedingungen. Anhand des Modells ist dieser Unterschied nicht abbildbar. Außerdem wird ersichtlich, dass der gemessene Zwischenabfluss häufig erst etwas verzögert nach Ablauf der ersten Versuchsminuten einsetzt. Im Modell kommt es dagegen je nach Bedingungen teilweise (z.B. Versuch-Nr. 2) zu einem Abfall der Zwischenabflusskoeffizienten in den ersten Minuten, um sich dann entsprechend einer typischen Ganglinie erneut auszubilden. Während sich ein Verhältnis von 1:0,2 bei Oberflächenabfluss- zu Zwischenabflusskoeffizient aus den Beobachtungsdaten ergibt, ist im Modell ein Verhältnis von 1:0,02 vorherrschend. Die Zwischenabflussganglinien jedes Einzelversuches sind im Anhang unter Abbildung A. 24 bis Abbildung A. 46 ersichtlich.

4. Ergebnisse

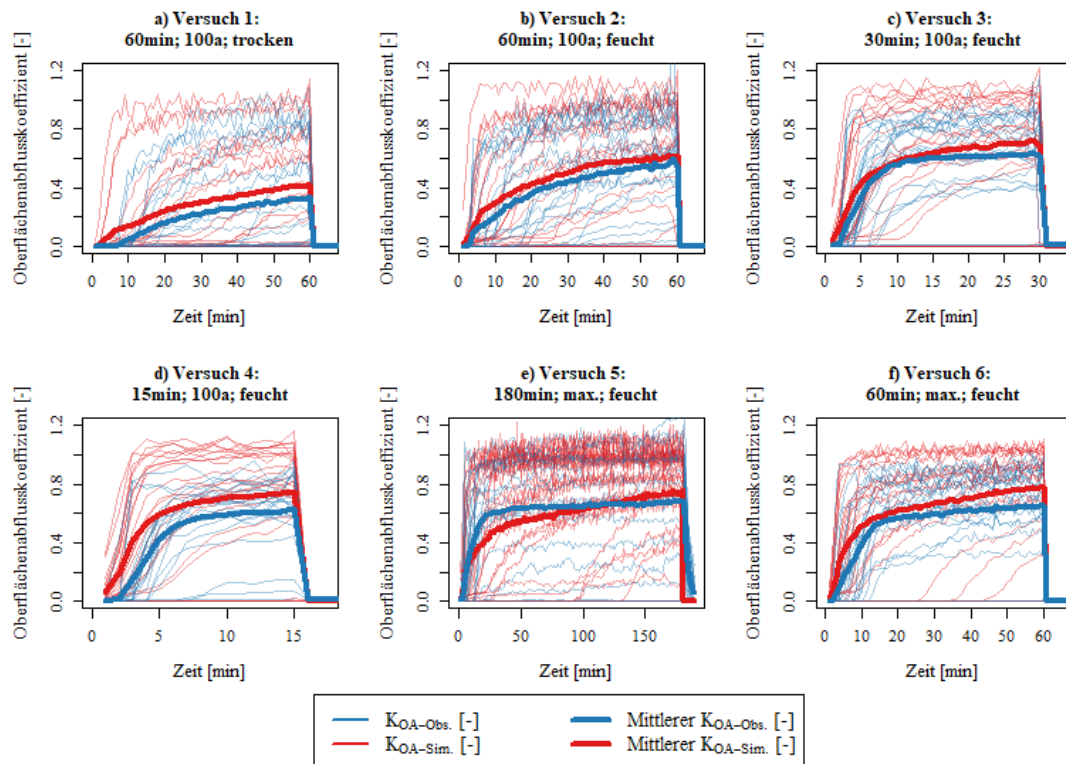


Abbildung 13: Gemessene und simulierte Oberflächenabflusskoeffizientenganglinie aller Versuche an den 23 Standorten. Die dicke Linie markiert die über alle Standorte gemittelte Oberflächenabflusskoeffizientenganglinie. Die Abflusskoeffizienten zu einzelnen Versuchen finden sich in Tabelle 15.

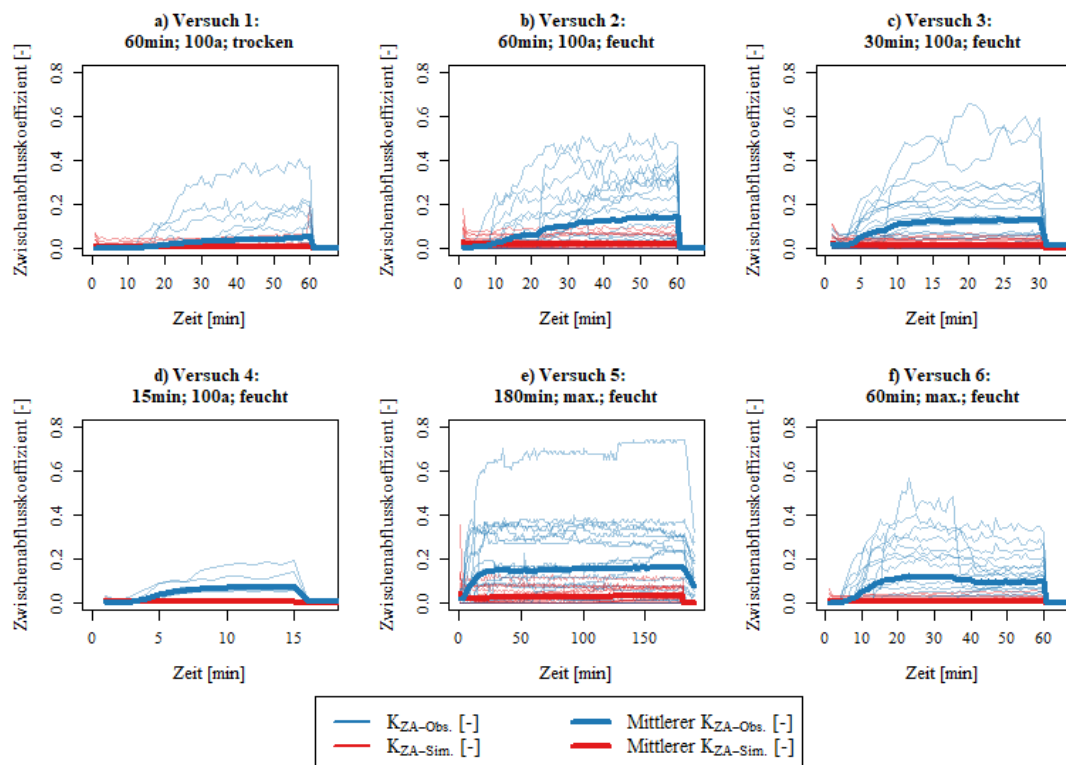


Abbildung 14: Gemessene und simulierte Zwischenabflusskoeffizientenganglinie aller Versuche an den 23 Standorten. Die dicke Linie markiert die über alle Standorte gemittelte Zwischenabflusskoeffizientenganglinie. Die Abflusskoeffizienten zu einzelnen Versuchen finden sich in Tabelle 15.

4. Ergebnisse

Die in Abbildung 15 ersichtlichen simulierten Direktabflusskoeffizienten unterscheiden sich durch den geringen Anteil der Zwischenabflusskomponente nur minimal von den Ganglinien der Oberflächenabflusskoeffizienten in Abbildung 13. Die Messwerte sind dagegen im Mittel um etwa 0,1 höher. Dadurch ergibt sich in den Versuchen 1, 2, 3, 4 und 6 eine Überschätzung der Direktabflusskoeffizienten in der Anstiegsphase der Ganglinien. In Versuch Nr. 1 wird im Gegensatz zu den anderen Versuchen kein Plateau erreicht und wird somit kontinuierlich überschätzt. In den Versuchen 2 und 3 dauert der Anstieg der Ganglinie länger an als im Mittel vom Modell simuliert. Am Ende der Versuche ergibt sich dadurch eine Unterschätzung der Direktabflusskoeffizienten. Nach Erreichen des Plateaus gibt das Modell RoGeR die Direktabflusskoeffizienten der Versuche 4 mit der geringsten mittleren Abweichung wieder. Der schnelle Anstieg der Versuche 5 wird im Modell nicht entsprechend den Beobachtungen abgebildet. Die Abflusskoeffizienten steigen mit der Zeit kontinuierlich weiter, wodurch sich der mittlere Abstand der gemessenen und simulierten Direktabflussganglinie ebenfalls kontinuierlich verkleinert. Auch die Daten der Versuche Nr. 6 zeigen einen schwächeren Anstieg der Direktabflusskoeffizienten mit anschließender, kontinuierlicher Steigung anstelle des beobachteten Plateaus.

Die Anpassungsgüte des Modells RoGeR wurde ebenfalls hinsichtlich aller drei Abflusskomponenten ausgewertet (Tabelle 17). Die Güte der Oberflächenabflusskoeffizienten liegt deutlich höher (NSE = 0,4) als die der simulierten Zwischenabflusskoeffizienten (NSE = -0,2). Gleichzeitig wird die systematische Überschätzung der Oberflächenabflusskoeffizienten durch die Unterschätzung der Zwischenabflusskoeffizienten ausgeglichen, wodurch die Summe des Direktabflusses besser zu den Beobachtungsdaten passt (NSE = 0,6). Der RMSE kann hier nur bedingt als Vergleichsmaß für die verschiedenen Abflussbildungsprozessen herangezogen werden, da er auf den absoluten Simulationsergebnissen beruht. Folglich ist der geringste RMSE für die Zwischenabflusssummen zu erwarten, obwohl diese Komponente am schlechtesten (vgl. NSE, r^2 , Hydrograph) am schlechtesten vom Modell RoGeR abgebildet wird.

Tabelle 17: Gütemaße des Modells RoGeR für die verschiedenen Abflusskomponenten berechnet aus den jeweiligen Abflusssummen über den gesamten Versuchszeitraum.

Modell	NSE [-]	r^2 [-]	RMSE [mm]
OA	0,4	0,2	28,0
ZA	- 0,2	0,0	13,5
DA	0,6	0,6	27,9

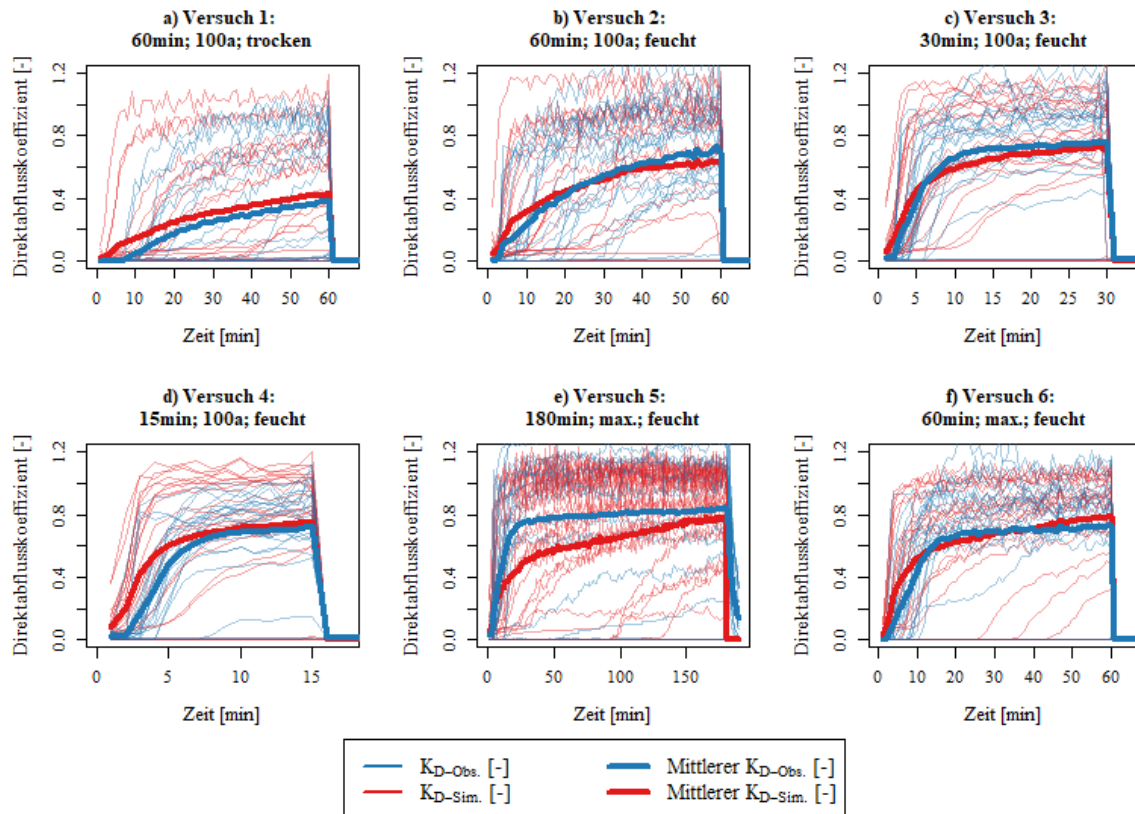


Abbildung 15: Gemessene und simulierte Direktabflusskoeffizientenganglinie aller Versuche an den 23 Standorten. Die dicke Linie markiert die über alle Standorte gemittelte Zwischenabflusskoeffizientenganglinie. Die Abflusskoeffizienten zu den einzelnen Versuchen finden sich in Tabelle 15.

4.2 Sensitivitätsanalyse

4.2.1 Lokale Sensitivitätsanalyse

Ausgehend von den in Abschnitt 4.1 berechneten Abflusskoeffizienten wurde ein Parameter aus den 13 Steuergrößen des Modells RoGeR (Bodenmächtigkeit, effektive Porosität, Gefälle, hydraulische Leitfähigkeit, Makroporendichte (horizontal), Makroporendichte (vertikal), Makroporenlänge, Niederschlag, nutzbare Feldkapazität, Rauheit, Sättigungsfrontspannung, Tiefenperkolations, Vorfeuchte) gewählt und nacheinander jeweils um 10 % bzw. 20 % erhöht und danach reduziert, während die anderen 12 Parameter der Standardparametrisierung laut BK50 entsprechen.

Tabelle 18 zeigt die Spannweite der möglichen absoluten Veränderung der Abflusskoeffizienten zwischen einer Erhöhung und einer Verringerung des Parameterwertes um 20 %. Die absolute Änderung der Oberflächenabflusskoeffizienten ist etwa um den Faktor 10 größer als die der Zwischenabflusskoeffizienten. Dagegen fällt die prozentuale Änderung der Zwischenabflusskoeffizienten durch sensitive Parameter stärker aus als es bei den Oberflächenabflusskoeffizienten der Fall ist. Es wird deutlich, dass die Sensitivität der Parameter vom betrachteten Abflussbildungsprozess abhängt. Für beide Abflussarten ergibt sich der stärkste Effekt bei Veränderung der initialen Bodenfeuchte, gefolgt von der

4. Ergebnisse

effektiven Porosität. Auch der bodenphysikalische Parameter der nutzbaren Feldkapazität (Platz 4 bzw. 3), sowie der Niederschlag (Platz 3 bzw. 5) sind für beide Prozesse entscheidend. Die hydraulische Leitfähigkeit, Makroporenlänge und vertikale Makroporendichte sind ebenfalls maßgeblich an der Ausbildung des Oberflächenabflusses beteiligt. Für die Entstehung des Zwischenabflusses sind dagegen horizontale Makroporendichte, Gefälle und Bodenmächtigkeit entscheidender. Die genannten sieben Parameter ergeben jeweils eine Änderung des Zwischenabflusskoeffizienten größer als 5 % bei einer Veränderung des Parameters um 20 % (Abbildung 19). Dagegen wirken sich nur die sensitivsten fünf Parameter bei einer Änderung um 20 % stärker als 5 % auf den Oberflächenabflusskoeffizient aus (Abbildung 17). In Abbildung 16 und Abbildung 18 wird deutlich, dass die absolute Zu- und Abnahme der Abflusskoeffizienten bei Erhöhung bzw. Verringerung der jeweiligen Parameter nicht linear erfolgt. Dies äußert sich u.a. darin, dass die Veränderung bei einer 20 % Steigerung des Parameters größer ausfällt als bei einer 20 % Verringerung.

Tabelle 18: Absolute Änderung der Abflusskoeffizienten zwischen der Spannbreite -20% bzw. +20% der BK50 Parametrisierung. Das Ranking basiert auf den mittleren absoluten Veränderungen der 132 Versuche.

Parameter	Ranking K_{OA} - Änderung	Absolute K_{OA} - Änderung [-]	Ranking K_{ZA} - Änderung	Absolute K_{ZA} - Änderung [-]
Bodenfeuchte	1	0,2095	1	0,0176
Effektive Porosität	2	-0,164	2	-0,0128
Niederschlag	3	0,0940	5	-0,0043
nutzbare Feldkapazität	4	-0,0835	3	-0,0087
Hydr. Leitfähigkeit	5	-0,0477	8	0,0005
Makroporenlänge	6	-0,0433	9	0,0003
Makroporendichte (v.)	7	-0,0334	10	0,0002
Sättigungsfrontspannung	8	-0,0295	12	0,0002
Bodenmächtigkeit	9	-0,0182	7	-0,0010
Rauheit	10	0,0130	13	0,0000
Gefälle	11	0,0023	6	0,0025
Tiefenversickerung	12	-0,0008	11	-0,0002
Makroporendichte (h.)	13	0,0002	4	0,0050

4. Ergebnisse

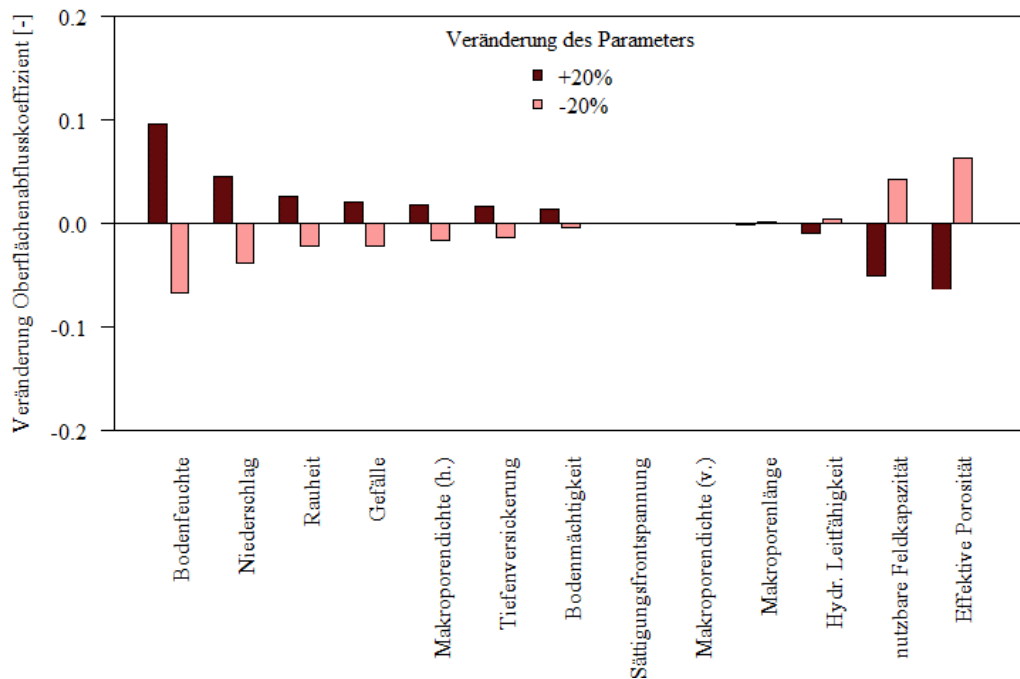


Abbildung 16: Absolute Änderung des mittleren Oberflächenabflusskoeffizienten aufgrund der Veränderung eines Parameterwertes um 20 %.

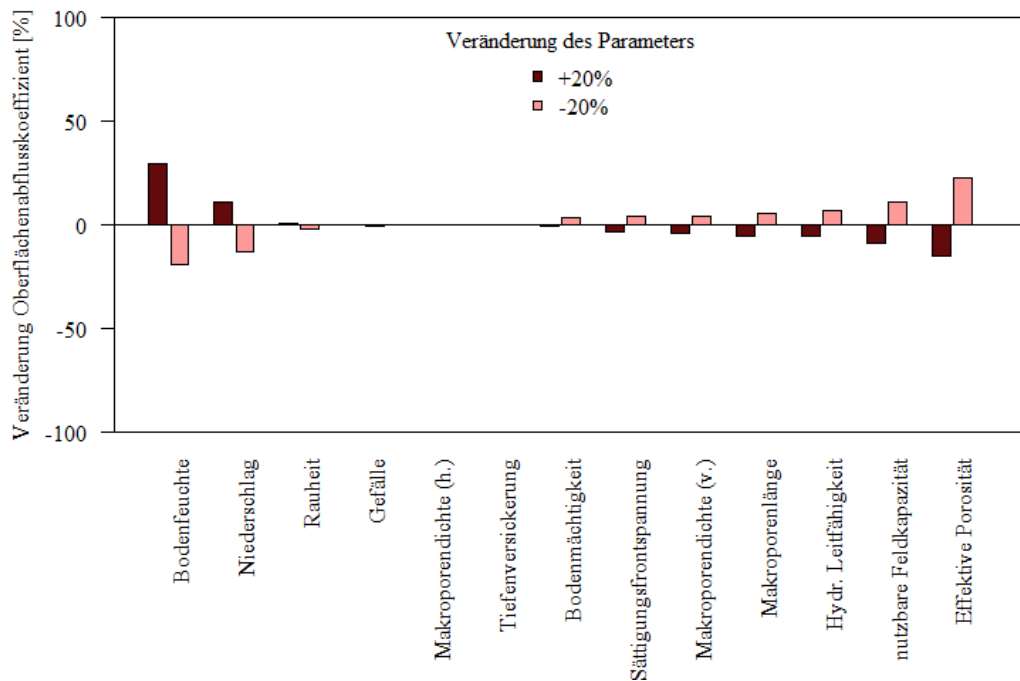


Abbildung 17: Prozentuale Änderung des mittleren Oberflächenabflusskoeffizienten aufgrund der Veränderung eines Parameterwertes um 20 %.

4. Ergebnisse

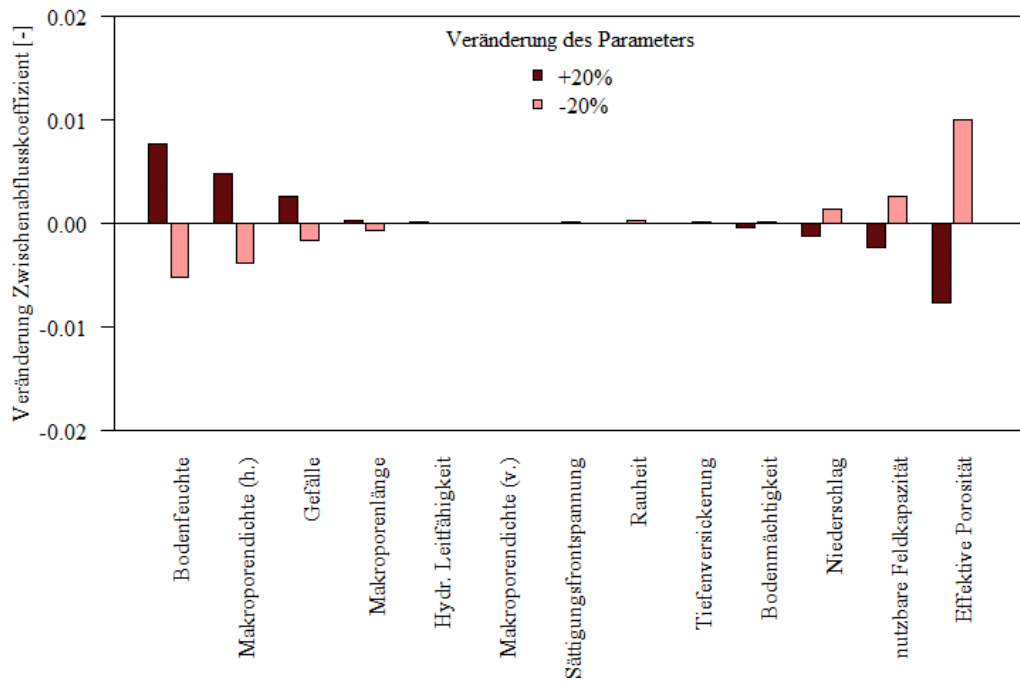


Abbildung 18: Absolute Änderung des mittleren Zwischenabflusskoeffizienten aufgrund der Veränderung eines Parameterwertes um 20 %.

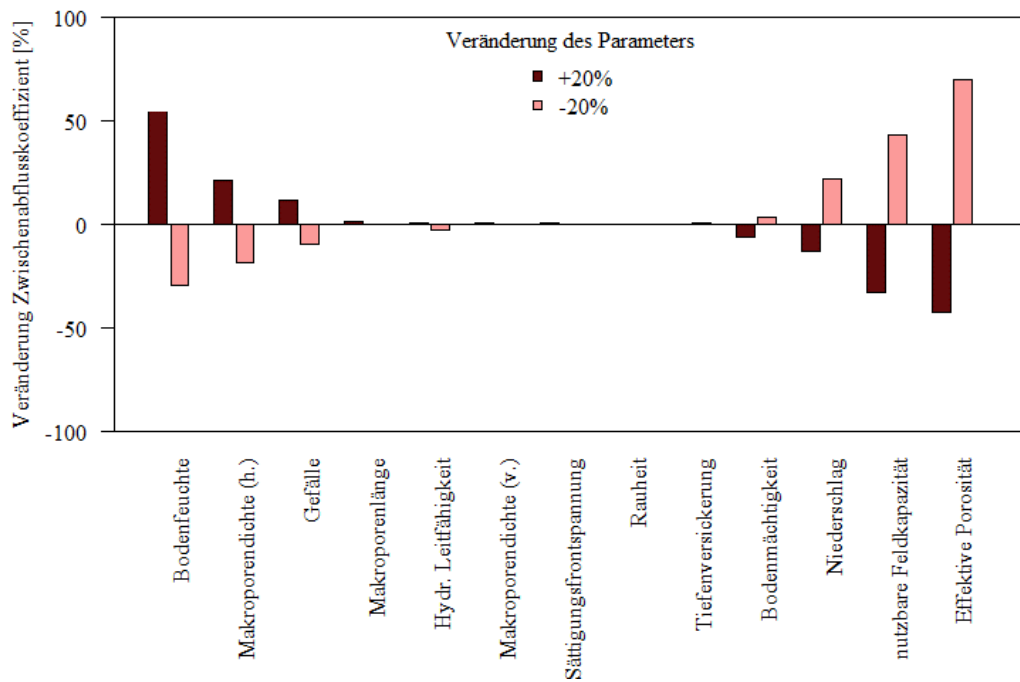


Abbildung 19: Prozentuale Änderung des mittleren Zwischenabflusskoeffizienten aufgrund der Veränderung eines Parameterwertes um 20 %.

In Abbildung 20 und Abbildung 21 sind die Veränderungen der Abflusskoeffizienten in der lokalen Nachbarschaft der BK50 Parametrisierung dargestellt. Exemplarisch wurde der Parameter Bodenfeuchte mit dem quantitativ größten Einfluss auf die Abflussprozesse gewählt. Die rote Linie kennzeichnet die Standardparametrisierung, während die gepunkteten Linien für eine 10 % Veränderung und die strichgepunktete für eine 20 % Veränderung des Parameterwerts stehen. Als Referenz sind ebenfalls die beobachteten Abflusskoeffizienten in blau abgebildet. Die resultierenden Hydrographen aller weiterer Parameter sind im Anhang Abbildung A. 47 bis Abbildung A. 72 zu finden.

Aus der Erhöhung der Bodenfeuchte resultiert in allen sechs Versuchen eine Zunahme des Oberflächenabflusses. Parameter und Ausgangsvariable sind demnach positiv korreliert, wobei der Pearson Korrelationskoeffizient in allen Versuchen größer 0,96 ist. Die Form der gemittelten Ganglinie verändert sich nur geringfügig. Gleichzeitig wird ersichtlich, dass die Abweichung einer x-% Erhöhung bzw. Verringerung des Vorfeuchtwertes im Modell nicht zu derselben Erhöhung bzw. Verringerung im Modellausgang führt. Während in den Versuchen Nr.1 eine 20 % Steigerung der Bodenfeuchte zu einem Anstieg des Oberflächenabflusskoeffizienten um 33,9 % führt, resultiert aus einer 20 % Reduktion der Bodenfeuchte nur eine Abschwächung des Oberflächenabflusskoeffizienten um 13,6 %. Auch für die anderen fünf Versuchstypen lässt sich eine geringere Veränderung der Ausgangsvariable bei Verringerung der Bodenfeuchte feststellen als bei einer entsprechenden Erhöhung. Die betreffenden Werte sind vollständig in Tabelle A. 6 aufgetragen. Des Weiteren wird hier ersichtlich, dass das aufgeführte Ranking in Tabelle 18 aufgrund der Aggregation der Datenpunkte nicht für jeden einzelnen Versuch gültig ist. Die Sensitivitäten der Parameter sind ebenfalls von Versuchstyp und Standort abhängig. Für Versuchstyp 1 ist beispielsweise im Gegensatz zu den anderen Versuchsarten der Parameter Niederschlag sensitiver als die effektive Porosität. Im Unterschied zu der Bodenfeuchte ist die effektive Porosität negativ korreliert. Steigt der Parameter an, verringert sich der Modellausgang. Dies ist sowohl für den Oberflächen- als auch Zwischenabflusskoeffizienten der Fall. Andere Parameter rufen eine gegensätzliche Reaktion der Abflussbildungsprozesse hervor. Während eine 20% Steigerung der hydraulischen Leitfähigkeit den Oberflächenabflusskoeffizient im Mittel um 0,05 verringert, nimmt der Zwischenabflusskoeffizient um 0,005 zu.

Des Weiteren ist bei einigen Versuchen ein zeitlicher Effekt der Parametersensitivität ersichtlich. In Abbildung 21 ist für die Versuche der Kategorie 5 eindeutig eine Abnahme der hervorgerufenen Zwischenabflussmenge über die Zeit erkennbar. Die Endabflusskoeffizienten nähern sich einander an, anstatt parallele Ganglinien auszubilden. Es existieren aber auch Parameter, wie die horizontale Makroporendichte, deren Einfluss auf den Zwischenabflusskoeffizient bei den Versuchen 5 mit der Dauer des Versuches ansteigt oder die Rauheit, die nur zu Beginn der Versuche 4 einen erkennbaren Effekt auf den Oberflächenabflusskoeffizienten hat (Abbildung A. 64).

4. Ergebnisse

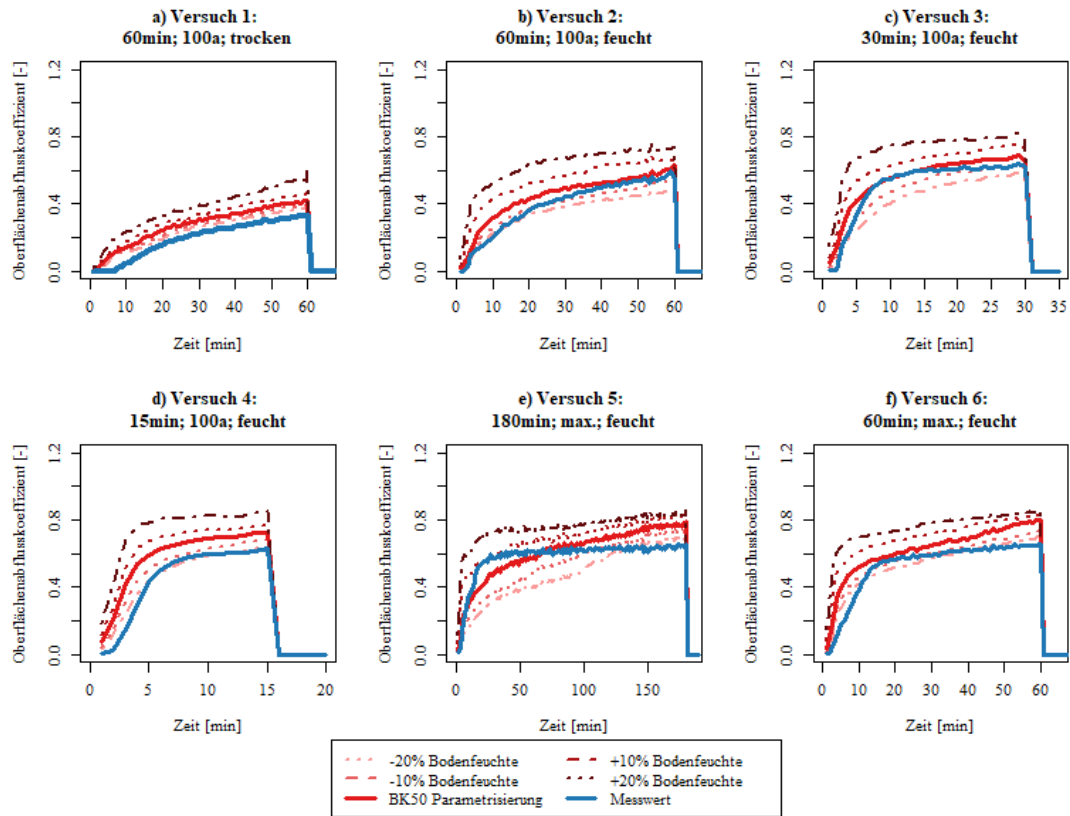


Abbildung 20: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der Bodenfeuchte auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierte durchschnittlichen Oberflächenabflusskoeffizienten.

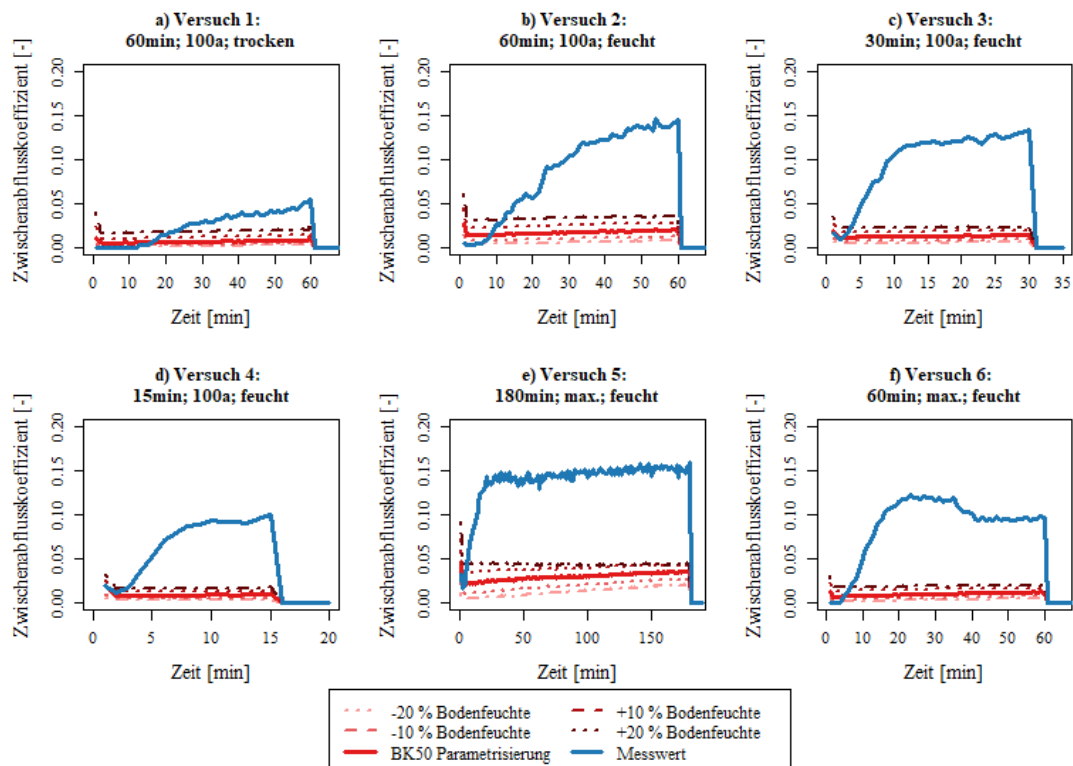


Abbildung 21: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der Bodenfeuchte auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierte durchschnittlichen Zwischenabflusskoeffizienten

4.2.2 Globale Sensitivitätsanalyse

Wie in Abschnitt 3.6.1 erwähnt, wurde die Morris-Methode an Daten eines Berechnungsversuches mit einer unterschiedlichen Anzahl von Wiederholungen r ($r = 20, 40, 60$ und 80) und verschiedenen Rasterstufen ($p = 8, 16$ und 32) angewandt. Der Versuch S04V6 wurde per Zufallsgenerator ausgewählt und die simulierten Oberflächenabflusskoeffizienten ausgewertet. Hauptziel dieser Voruntersuchung ist die Identifizierung eines geeigneten Stichprobenumfangs für ein stabiles Berechnungsergebnis aller 132 Berechnungsversuche.

Abbildung 22 zeigt die Ergebnisse der verschiedenen Kombinationen von Ebenenweite (p) und Replikationszahl (r) für die Zielfunktion RMSE. Die Sensitivitätsmaße der Elementare Effekte (EE) nach Morris μ^* (Mittelwert) und σ (Standardabweichung) wurden auf Werte zwischen 0 und 1 skaliert. Parameter mit einem μ^* -Wert von Null können als unbedeutend angesehen werden. Je höherer der Wert des Sensitivitätsmaßes μ^* und damit näher am oberen Rand der Grafik, desto sensitiver reagiert die Zielgröße auf Änderung des Parameters. Zur Unterscheidung zwischen sensitiven und nicht sensitiven Parametern wurde ein Schwellenwert von $\mu^* = 0,05$ definiert. Sensitive Parameter wurden rot mit zugehörigen Parameternummer, nicht empfindliche Parameter blau gekennzeichnet. Ein hoher Wert von σ deutet auf eine Wechselwirkung mit anderen Parametern oder eine nichtlineare Auswirkung auf den Modellausgang hin.

Die berechneten Sensitivitätsmaße sind auch bei kleinen p und r Werten relativ kohärent. Allerdings unterscheidet sich die Reihenfolge der Parameter sowie die genaue Anzahl der als sensitiv eingestuften Parameter je nach Kombination von p und r . An dieser Stelle sei ebenfalls darauf hingewiesen, dass die Verwendung anderer Zielfunktionen z.B. dem Nash-Sutcliffe-Effizienzkriterium (NSE) oder dem Determinationskoeffizient (r^2) zu abweichenden Einstufungen führen kann (Sreedevi und Eldho, 2019). Tabelle 19 enthält die Mittelwerte der Sensitivitätsmaße über alle Kombinationen. Es zeigt sich ein deutlicher Unterschied der sensitiven Parametern $\mu^* > 0,16$ und nicht relevanter Parameter $\mu^* < 0,05$. Obwohl die Reihenfolge der Sensitivitätsstärke sich etwas unterscheidet, bildet die Kombination aus $p = 16$ und $r = 60$ diese Verteilung am besten ab. Für die weitere Analyse aller 132 Versuche wurde daher eine Gitterstufe von 16 mit einer Replikationszahl von 60 gewählt. Die Gesamtanzahl der Modellläufe pro Versuch beträgt damit 840 Simulationen ($N = r(k + 1)$, mit $k = 13, r = 60$). Der Berechnungsaufwand eines Versuches betrug etwa 120 Minuten auf einem PC mit 1,8 GHz Intel® Core™ Prozessor. Insgesamt wurden demnach 115.920 Modellierungen mit RoGeR durchgeführt.

4. Ergebnisse

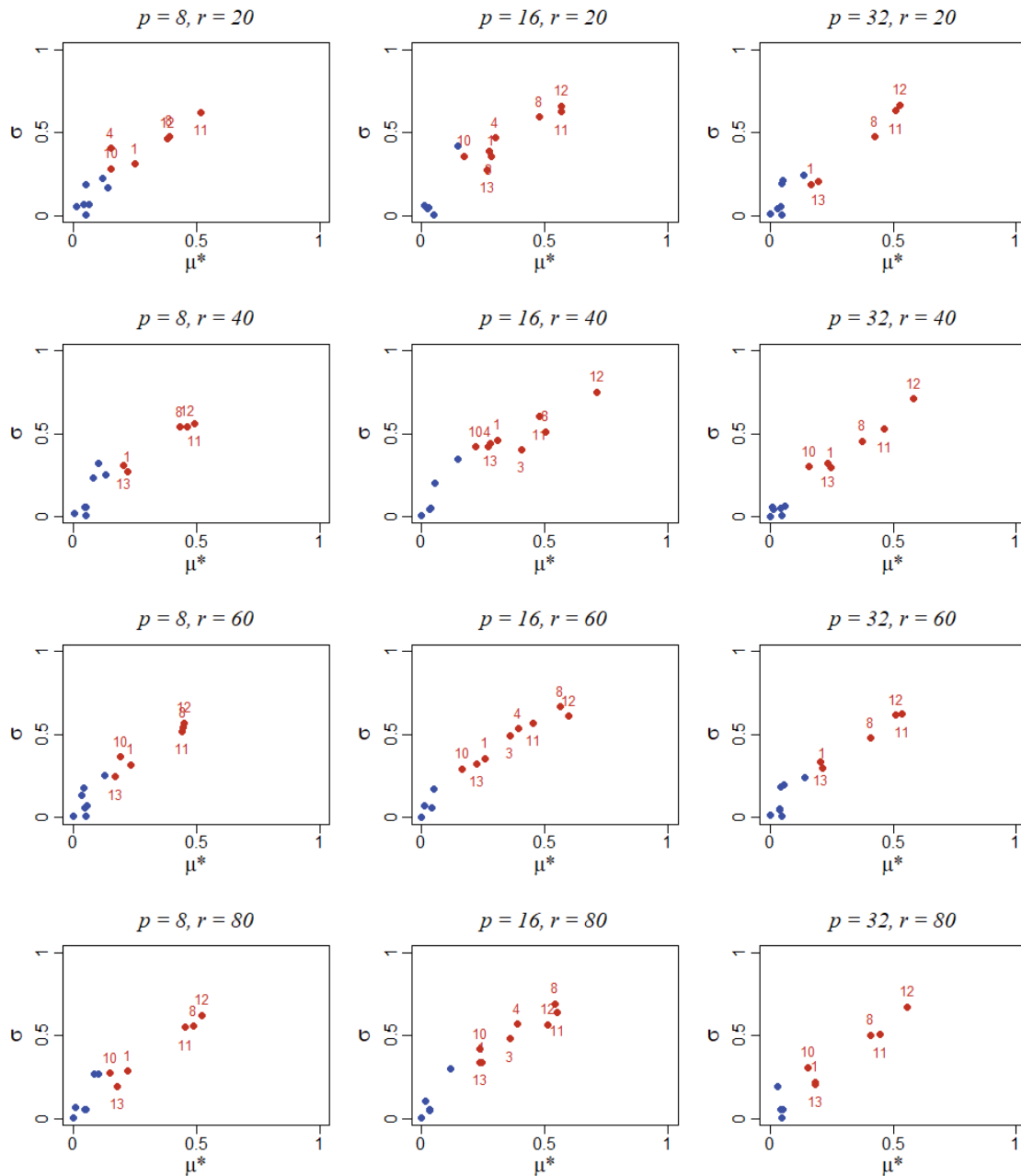


Abbildung 22: Stabilitätstest des Morris-Screenings unter Verwendung verschiedener r - und p -Werte für die Zielfunktion RMSE beispielhaft für einen zufällig gewählten Versuches (S04V6). Die roten Punkte mit entsprechender Parameterkennzeichnung sind als empfindliche Parameter zu verstehen. Die blauen Punkte als nicht empfindliche.

Tabelle 19: Mittelwerte aller p und r Kombinationen.

Parameternummer	μ^* [-]	σ [-]	Parametername
12	0,53	0,62	Bodenfeuchte
11	0,49	0,58	effektive Porosität
8	0,46	0,54	hydraulische Leitfähigkeit
1	0,24	0,31	Sättigungsfrontspannung
13	0,21	0,28	Niederschlag
10	0,17	0,31	nutzbare Feldkapazität

4. Ergebnisse

Parameternummer	μ^* [-]	σ [-]	Parametername
3	0,16	0,28	Makroporendichte (vertikal)
4	0,16	0,29	Makroporenlänge
2	0,05	0,14	Bodentiefe
9	0,04	0,05	Rauheit
7	0,04	0,05	Gefälle
6	0,03	0,05	Tiefenperkolation
5	0,03	0,00	Makroporendichte (horizontal)

Abbildung 23 zeigt die Ergebnisse der globalen Sensitivitätsanalyse für die Oberflächenabflusskoeffizienten anhand des ermittelten Morris-Gitters ($p = 16$, $r = 60$). Die aus den Mittelwerten aller 132 EE-Verteilungen generierten Morris-Kriterien weisen die RoGeR-Parameter hydraulische Leitfähigkeit, effektive Porosität, Bodenfeuchte, Makroporenlänge, Makroporendichte, nutzbare Feldkapazität, Sättigungsfrontspannung und Niederschlag in absteigender Reihenfolge als sensitiv aus. Der Mittelwert der EE-Verteilung (μ^*) der hydraulischen Leitfähigkeit ist fast doppelt so hoch wie der der nächstfolgenden beiden Parameter (effektive Porosität und Bodenfeuchte). Diese übersteigen wiederum die Parameter Makroporenlänge, Makroporendichte etwa um das 2-fache und die Parameter nutzbare Feldkapazität, Sättigungsfrontspannung und Niederschlag fast um das 3-fache. Zudem weisen alle Parameter eine hohe Standardabweichung (σ) auf, die durchgehend etwas höher als der Mittelwert liegt. In der Abbildung wurde zusätzlich eine Einteilung entsprechend der Steigung des Modellausgangs entsprechend der Parameterveränderung eingezeichnet. Die resultierende Zielgröße kann demnach linear, monoton, nahezu monoton, nicht-linear und/oder nicht-monoton steigen bzw. fallen (Menberg et al., 2016). Es zeigt sich, dass alle durch die Morris-Methode als sensitiv befundenen Parameter als nicht-linear und/oder nicht-monoton steigend bzw. fallend klassifiziert werden können. Die unbedeutenderen Parameter liegen sowohl im Grenzbereich zwischen nahezu monoton und nicht-linear und/oder nicht-monoton steigend bzw. fallend.

Abbildung 24 zeigt die Verteilung von μ^* und σ in Abhängigkeit des Versuchstyps. Dabei wurde sowohl die Anzahl als auch die Reihenfolge der sensitiven Parameter je nach Versuch variiert. In allen Versuchen werden die hydraulische Leitfähigkeit, die effektive Porosität und die Bodenfeuchte als die drei sensitivsten Parameter ausgegeben. Unterhalb unterscheiden sich die Platzierungen abhängig vom Versuchstyp. Beispielsweise ist die vertikale Makroporendichte in den Versuchen 1, 2, 3 und 4 sensitiver als die Makroporenlänge, während es in den Versuchen 5 und 6 andersherum ist. In den Versuchen 1 – 5 können anhand des Grenzkriteriums von $\mu^* > 0,05$ sieben Parameter als einflussreich bewertet werden. In Versuch Nr. 6 kommt mit der Bodenmächtigkeit ein weiterer dazu. Auch die absoluten Zahlen des Mittelwerts und der Standardabweichung der EE-Verteilung verändern sich laut den Abbildung 24 und Abbildung 26 in Abhängigkeit des betrachteten Versuches. Zudem macht der Testlauf an S04V6

4. Ergebnisse

deutlich, dass die Standortfaktoren einen Einfluss auf die Variation der Sensitivitäten haben. Im Gegensatz zum errechneten Mittelwert ist hier ($p = 16$; $r = 60$) die Bodenfeuchte der sensitivste Parameter.

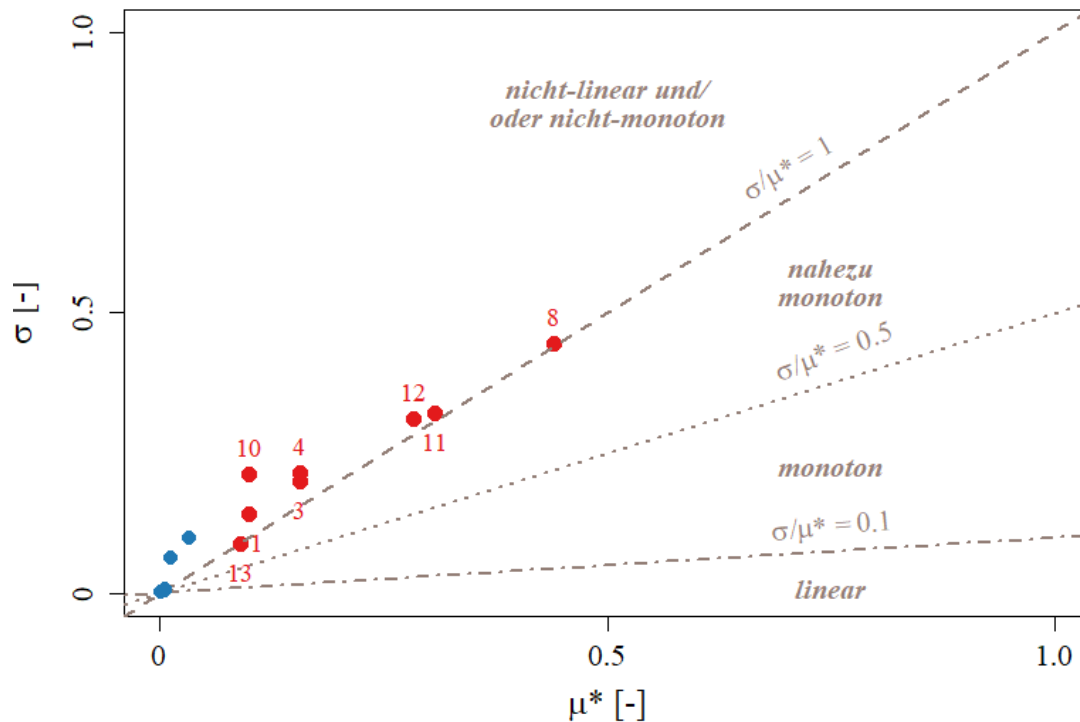


Abbildung 23: Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse auf Basis des Oberflächenabflusskoeffizienten, des Morris-Screenings ($p = 16$ und $r = 60$) und der Zielfunktion RMSE. Die Ergebnisse wurden aus den Mittelwerten der 132 Versuche generiert. Die roten Punkte sind als empfindliche Parameter zu verstehen. Je näher der Parameter am oberen rechten Rand liegt, desto empfindlicher ist er. Die Zahl steht für den zugehörigen Parameter entsprechend Tabelle 19.

Tabelle 20: Ergebnisse des Morris-Parameters μ^* berechnet anhand der Gittergrößen $p = 16$ und $r = 60$ sowie der Zielfunktion RMSE für die Veränderung der Oberflächenabflusskennwerte. Die Ergebnisse wurden aus den Mittelwerten der 6 Versuchstypen generiert. Als sensitiv befundene Parameterwerte sind fett hinterlegt.

Parameter	V1	V2	V3	V4	V5	V6
Sättigungfrontspannung	0,087	0,090	0,100	0,095	0,091	0,130
Bodenmächtigkeit	0,029	0,032	0,029	0,025	0,029	0,057
Makroporendichte (vertikal)	0,138	0,139	0,169	0,152	0,116	0,224
Makroporenlänge	0,137	0,154	0,155	0,126	0,134	0,233
Makroporendichte (horizontal)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Tiefenperkolation	0,015	0,022	0,007	0,009	0,016	0,007
Gefälle	0,004	0,004	0,006	0,009	0,004	0,004
hydraulische Leitfähigkeit	0,461	0,464	0,390	0,312	0,534	0,482
Rauheit	0,005	0,005	0,008	0,011	0,004	0,005
nutzbare Feldkapazität	0,102	0,099	0,100	0,088	0,098	0,112
effektive Porosität	0,276	0,318	0,314	0,250	0,303	0,388
Vorfeuchte	0,254	0,260	0,288	0,249	0,277	0,379
Niederschlag	0,090	0,093	0,080	0,065	0,094	0,116

4. Ergebnisse

Tabelle 21: Ergebnisse des Morris-Parameters σ berechnet anhand der Gittergrößen $p = 16$ und $r = 60$ sowie der Zielfunktion RMSE für die Veränderung der Oberflächenabflusskennwerte. Die Ergebnisse wurden aus den Mittelwerten der 6 Versuchstypen generiert. Als sensitiv befundene Parameterwerte sind fett hinterlegt.

Parameter	V1	V2	V3	V4	V5	V6
Sättigungsfrontspannung	0,139	0,143	0,135	0,122	0,161	0,148
Bodenmächtigkeit	0,094	0,105	0,084	0,073	0,099	0,142
Makroporendichte (vertikal)	0,199	0,201	0,196	0,166	0,207	0,234
Makroporenlänge	0,213	0,221	0,206	0,164	0,223	0,265
Makroporendichte (horizontal)	0,002	0,002	0,001	0,001	0,003	0,001
Tiefenperkolation	0,079	0,112	0,035	0,042	0,094	0,043
Gefälle	0,005	0,005	0,006	0,009	0,005	0,003
hydraulische Leitfähigkeit	0,493	0,497	0,380	0,317	0,578	0,407
Rauheit	0,005	0,005	0,007	0,010	0,005	0,004
nutzbare Feldkapazität	0,227	0,216	0,206	0,178	0,232	0,215
effektive Porosität	0,317	0,339	0,316	0,256	0,362	0,339
Vorfeuchte	0,312	0,320	0,296	0,262	0,352	0,323
Niederschlag	0,096	0,095	0,077	0,064	0,107	0,088

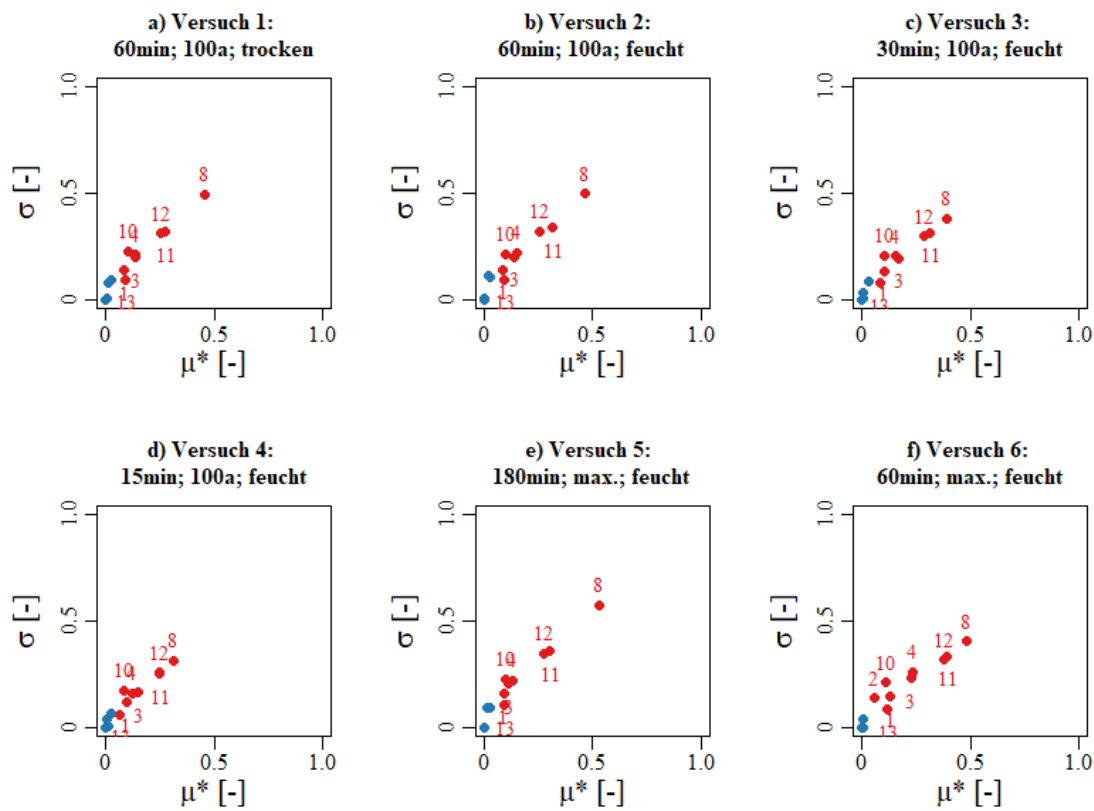


Abbildung 24: Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse auf Basis des Oberflächenabflusskoeffizienten, des Morris-Screenings ($p = 16$ und $r = 60$) und der Zielfunktion RMSE. Die Ergebnisse wurden aus den Mittelwerten der 6 Versuchstypen generiert. Die roten Punkte sind als empfindliche Parameter zu verstehen. Je näher der Parameter am oberen rechten Rand liegt, desto empfindlicher ist er. Die Zahl steht für den zugehörigen Parameter entsprechend Tabelle 19.

4. Ergebnisse

Die Ergebnisse der globalen Sensitivitätsanalyse des Zwischenabflusskoeffizienten sind in Abbildung 25 dargestellt. Entsprechend der Skale der Outputgröße sind auch die Werte der EE-Verteilung kleiner als bei denen des Oberflächenabflusskoeffizienten. Aus diesem Grund wurde der Grenzwert von μ^* angepasst, um auch die Einflüsse auf den Zwischenabflusskoeffizienten ausreichend detailliert zu detektieren. Der Grenzwert wurde, entsprechend dem Verhältnis von Oberflächen- zu Zwischenabfluss von etwa 10:1, auf $\mu^* > 0,005$ gewählt. Nur die beiden Parameter effektive Porosität und Bodenfeuchte können in allen Versuchen als sensitiv nachgewiesen werden (Abbildung 26). Im Mittel aller 132 Versuche werden zusätzlich die nutzbare Feldkapazität und die Tiefenperkolation als einflussreiche Parametergrößen ausgewiesen. Die Variation der Reihenfolge sowie Anzahl der Parameter schwankt demnach stärker als für den Oberflächenabfluss. So fällt der zweitsensitivste Parameter (nutzbare Feldkapazität) der Versuche 1 für die Versuche 4 unterhalb der Sensitivitätsgrenze. Im Versuch Nr. 5 werden zusätzlich die Parameter Gefälle und Bodenmächtigkeit als einflussreich bewertet. Das Verhältnis von Mittelwert und Standardabweichung ist höher als das in der entsprechenden Sensitivitätsanalyse für den Oberflächenabflusskoeffizienten ermittelten. Die Werte liegen für alle Parameter deutlich über eins und können somit als nicht-linear und/oder nicht-monoton steigend bzw. fallend eingestuft werden.

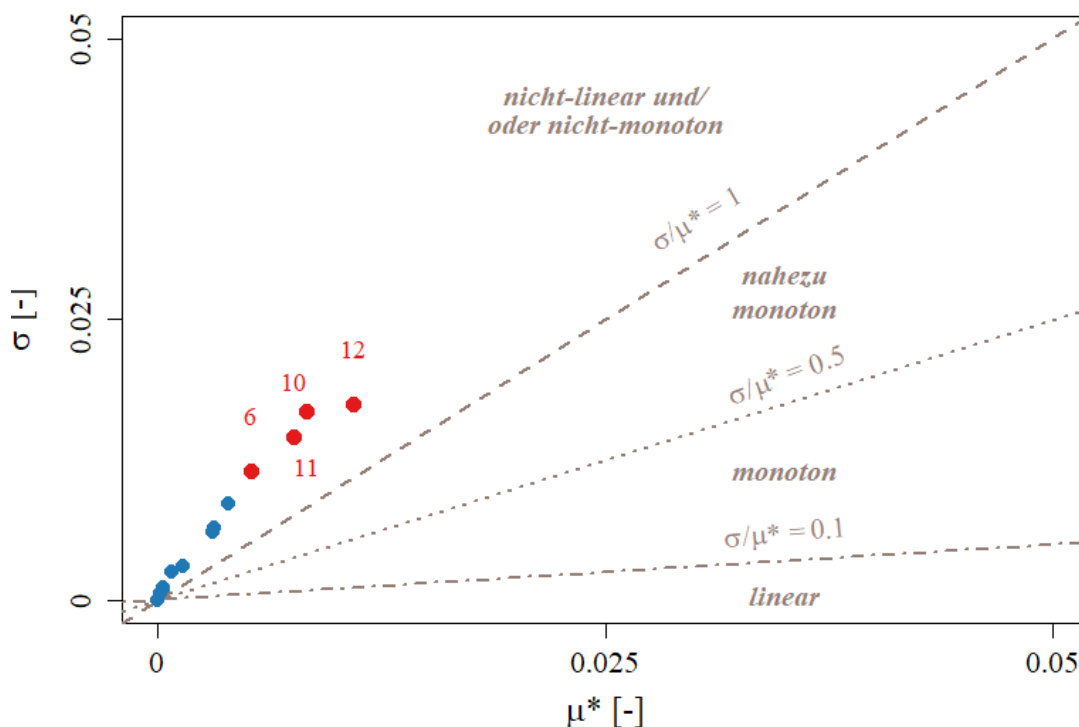


Abbildung 25: Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse auf Basis des Zwischenabflusskoeffizienten, des Morris-Screenings ($p = 16$ und $r = 60$) und der Zielfunktion RMSE. Die Ergebnisse wurden aus den Mittelwerten der 132 Versuche generiert. Die roten Punkte sind als empfindliche Parameter zu verstehen. Je näher der Parameter am oberen rechten Rand liegt, desto empfindlicher ist er. Die Zahl steht für den zugehörigen Parameter entsprechend Tabelle 19.

4. Ergebnisse

Tabelle 22: Ergebnisse des Morris-Parameters μ^* berechnet anhand der Gittergrößen $p = 16$ und $r = 60$ sowie der Zielfunktion RMSE für die Veränderung der Zwischenabflusskennwerte. Die Ergebnisse wurden aus den Mittelwerten der 6 Versuchstypen generiert. Als sensitiv befundene Parameterwerte sind fett hinterlegt.

Parameter	V1	V2	V3	V4	V5	V6
Sättigungsfrontspannung	0,0002	0,0002	0,0001	0,0001	0,0001	0,0002
Bodenmächtigkeit	0,0042	0,0044	0,0033	0,0024	0,0060	0,0031
Makroporendichte (vertikal)	0,0003	0,0003	0,0002	0,0002	0,0003	0,0005
Makroporenlänge	0,0002	0,0003	0,0003	0,0002	0,0003	0,0004
Makroporendichte (horizontal)	0,0033	0,0032	0,0027	0,0021	0,0048	0,0022
Tiefenperkolation	0,0055	0,0063	0,0039	0,0023	0,0089	0,0043
Gefälle	0,0031	0,0033	0,0028	0,0021	0,0052	0,0023
hydraulische Leitfähigkeit	0,0006	0,0010	0,0005	0,0003	0,0012	0,0008
Rauheit	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
nutzbare Feldkapazität	0,0094	0,0085	0,0064	0,0049	0,0111	0,0052
effektive Porosität	0,0088	0,0097	0,0067	0,0061	0,0134	0,0054
Vorfeuchte	0,0114	0,0111	0,0090	0,0069	0,0187	0,0084
Niederschlag	0,0014	0,0016	0,0012	0,0010	0,0021	0,0011

Tabelle 23: Ergebnisse des Morris-Parameters σ berechnet anhand der Gittergrößen $p = 16$ und $r = 60$ sowie der Zielfunktion RMSE für die Veränderung der Zwischenabflusskennwerte. Die Ergebnisse wurden aus den Mittelwerten der 6 Versuchstypen generiert. Als sensitiv befundene Parameterwerte sind fett hinterlegt.

Parameter	V1	V2	V3	V4	V5	V6
Sättigungsfrontspannung	0,139	0,143	0,135	0,122	0,161	0,148
Bodenmächtigkeit	0,094	0,105	0,084	0,073	0,099	0,142
Makroporendichte (vertikal)	0,199	0,201	0,196	0,166	0,207	0,234
Makroporenlänge	0,213	0,221	0,206	0,164	0,223	0,265
Makroporendichte (horizontal)	0,002	0,002	0,001	0,001	0,003	0,001
Tiefenperkolation	0,079	0,112	0,035	0,042	0,094	0,043
Gefälle	0,005	0,005	0,006	0,009	0,005	0,003
hydraulische Leitfähigkeit	0,493	0,497	0,380	0,317	0,578	0,407
Rauheit	0,005	0,005	0,007	0,010	0,005	0,004
nutzbare Feldkapazität	0,227	0,216	0,206	0,178	0,232	0,215
effektive Porosität	0,317	0,339	0,316	0,256	0,362	0,339
Vorfeuchte	0,312	0,320	0,296	0,262	0,352	0,323
Niederschlag	0,096	0,095	0,077	0,064	0,107	0,088

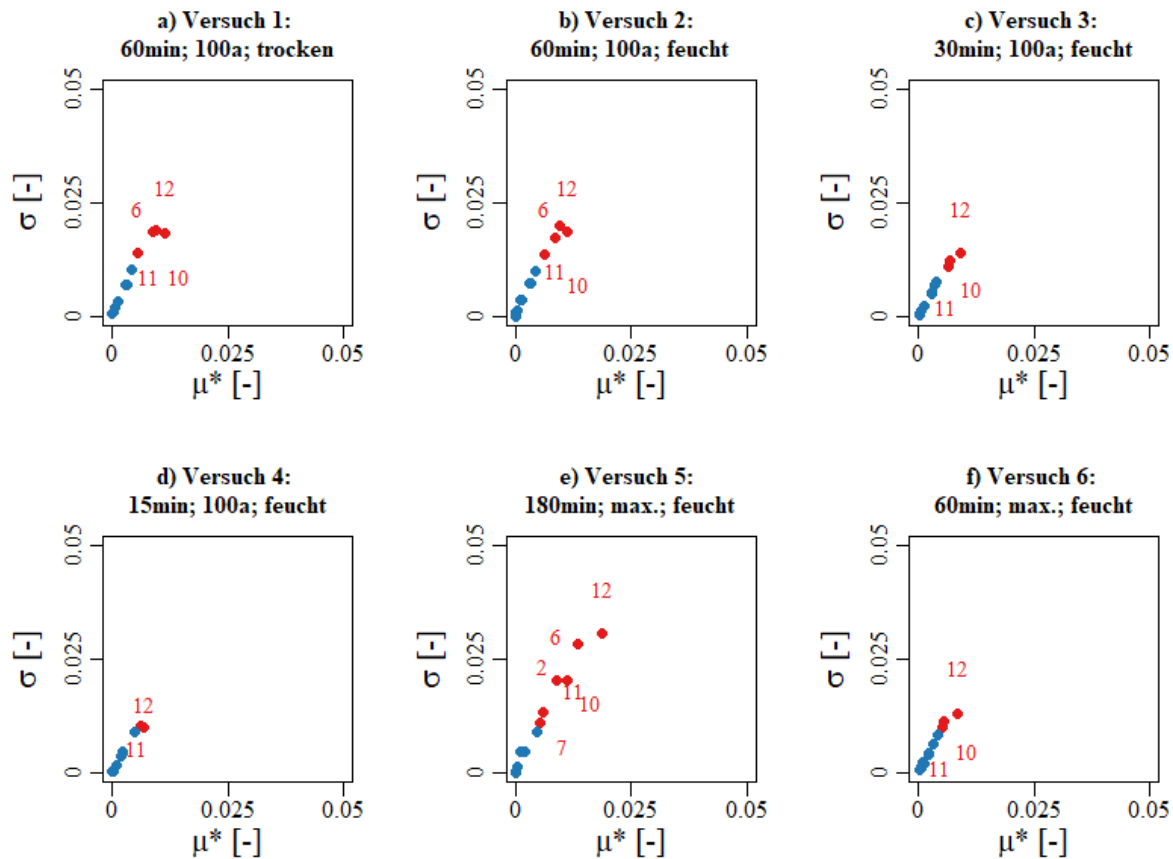


Abbildung 26: Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse auf Basis des Zwischenabflusskoeffizienten, des Morris-Screenings ($p = 16$ und $r = 60$) und der Zielfunktion RMSE. Die Ergebnisse wurden aus den Mittelwerten der 6 Versuchstypen generiert. Die roten Punkte sind als empfindliche Parameter zu verstehen. Je näher ein Parameter am oberen rechten Rand liegt, desto empfindlicher ist er. Die Zahl steht für den zugehörigen Parameter entsprechend Tabelle 19.

4.2.3 Methodenvergleich

Anhand beider verwendeten Sensitivitätsmethoden ist es möglich die Parameter des Modells RoGeR hinsichtlich ihres Einflusses auf eine betrachtete Ausgangsgröße des Modells einzuordnen. Während in der lokalen Sensitivitätsanalyse die Bodenfeuchte als einflussreichster Faktor für die Ausbildung von Oberflächenabfluss ausgewiesen wird, liegt diese in der globalen Sensitivitätsanalyse auf Rang 3. Anhand der Morris-Methode konnte die hydraulische Leitfähigkeit als sensitivster Parameter ermittelt werden, während sie in der eindimensionalen Sensitivitätsanalyse lediglich auf Rang 6 liegt. Auffällig ist außerdem der Unterschied in der Bewertung des Parameters Niederschlag (Tabelle 24). Während sich bei Veränderung des Parameters in der lokalen Sensitivitätsanalyse die drittstärkste Veränderung im Oberflächenabflusskoeffizienten ergibt, führt die Einstufung anhand der Morris-Methode zu dem schwächsten Ergebnis innerhalb der als sensitiv gewählten Parameter. Obwohl sich die Sensitivitätsränge unterscheiden können alle von der Morris-Methode als sensitiv detektierten Parameter auch anhand der quantitativen Maße der lokalen Sensitivitätsanalyse als einflussreich eingestuft werden. Dagegen weisen die als nicht einflussreich eingestuften fünf Parameter anhand der Morris-Methode nur eine gemeinsame absolute Änderung des Oberflächenabflusskoeffizienten von etwa 0,03 auf. Der

4. Ergebnisse

schwächste unter den als sensitiv ausgewiesenen Parametern verursacht bei einer Wertänderung um 40 % dagegen allein schon eine Modellausgangsänderung des Oberflächenabflusskoeffizienten von 0,03, während der stärkste als sensitiv ausgewiesenen Parametern zu einer Änderung von 0,2 führt.

Tabelle 25 zeigt die Auswertung der Zwischenabflusskoeffizientenänderung entsprechend der beiden verwendeten Sensitivitätsmethoden. Auch hier stimmen die ausgewiesenen drei sensitivsten Parameter überein, wobei sich die Rangfolge leicht unterscheidet. Der Parameter Niederschlag wird wie in der Analyse des Oberflächenabflusskoeffizienten von der Morris-Methode als weniger sensitiv eingeschätzt als durch die lokale Sensitivitätsanalyse. Auch bei dem Parameter Tiefenversickerung fällt ein großer Abstand in der Platzierung je nach Methode auf, während sich die Einstufung aller weiteren Parameter bis auf ein bis zwei Plätze als kohärent erweist.

Tabelle 24: Gegenüberstellung der Ergebnisse der lokalen und globalen Sensitivitätsanalyse für den Oberflächenabflusskoeffizienten. Fett hinterlegt sind von beiden Modellen als sensitiv identifizierte Parameter.

Parameter	Rang	
	Lokale Sensitivitätsanalyse	Globale Sensitivitätsanalyse
Bodenfeuchte	1	3
Effektive Porosität	2	2
Niederschlag	3	8
nutzbare Feldkapazität	4	6
Hydr. Leitfähigkeit	5	1
Makroporenlänge	6	4
Makroporendichte (v.)	7	5
Sättigungsfrontspannung	8	7
Bodenmächtigkeit	9	9
Rauheit	10	11
Gefälle	11	12
Tiefenversickerung	12	10
Makroporendichte (h.)	13	13

4. Ergebnisse

Tabelle 25: Gegenüberstellung der Ergebnisse der lokalen und globalen Sensitivitätsanalyse für den Zwischenabflusskoeffizienten. Fett hinterlegt sind von beiden Modellen als sensitiv identifizierte Parameter.

Parameter	Rang	
	Lokale Sensitivitätsanalyse	Globale Sensitivitätsanalyse
Bodenfeuchte	1	1
Effektive Porosität	2	3
Niederschlag	5	8
nutzbare Feldkapazität	3	2
Hydr. Leitfähigkeit	8	9
Makroporenlänge	9	11
Makroporendichte (v.)	10	10
Sättigungsfrontspannung	12	12
Bodenmächtigkeit	7	5
Rauheit	13	13
Gefälle	6	6
Tiefenversickerung	11	4
Makroporendichte (h.)	4	7

4.3 Unsicherheitsanalyse

Die Ergebnisse der Unsicherheitsanalyse werden exemplarisch für diese Untersuchung an einem Standort und den durchgeführten sechs Versuchen vorgestellt. In den Ergebnisdarstellungen sind die simulierten Ganglinien der Standardparametrisierung auf Grundlage der BK50 Daten in rot sowie die anhand der Messwerte berechneten Abflusskoeffizienten in blau aufgeführt. Im Hintergrund sind zwei Unsicherheitsbänder hinterlegt. Das graue Band basiert auf allen durchgeführten Morris-Simulationen, wobei der 95 % Konfidenzbereich abgebildet wird. Ebenfalls hinterlegt ist ein lachsfarbenes Unsicherheitsband (UB). In Anlehnung an die GLUE-Methodik, wurde hier ein Grenzwert für die Modellgüte entsprechend Kapitel 3.5 eingeführt. Im Vergleich zur Standardparametrisierung wurde auch der Modelllauf mit der höchsten Güte gekennzeichnet. Die Ergebnisse aller 132 Unsicherheitsanalysen sind in Abbildung A. 73 bis Abbildung A. 118 zu finden.

Schönberg bei Freiburg (Standort 1 – Wiese)

In Abbildung 27 sind die Ergebnisse der durchgeführten Unsicherheitsanalysen des Oberflächenabflusskoeffizienten abgebildet. Versuch 1 kann von der Standardparametrisierung nahezu perfekt wiedergegeben werden. Ausschließlich in den letzten Minuten der Modellierung bildet sich ein Oberflächenabflusskoeffizient größer null, der nicht im Feld beobachtet wurde. Sowohl der beste Morris-Lauf als auch weitere 10 % der Parametrisierungen weisen eine Modellierungsgüte mit einem NSE von $> 0,98$ auf. Dadurch ist das Band der Unsicherheit in dieser Auflösung als Linie ersichtlich, wobei diese aufgrund

der hohen Übereinstimmung von den beobachteten Felddaten überlagert wird. Die Spannweite der Oberflächenabflusskoeffizienten aller Simulationsläufe beläuft sich im Mittel auf 0,9. Auch in den weiteren 5 Versuchen verteilt sich das Unsicherheitsband basierend auf dem Konfidenzniveau fast über die gesamte Spannbreite der möglichen Oberflächenabflusskoeffizienten ($0 < K_{OA} < 1$). In Versuch 3, 4 und 6 nimmt diese Unsicherheit im Verlauf der Versuche jedoch deutlich ab, was auf eine übereinstimmende Vorhersage des Anstiegs der K_{OA} zum Ende der Versuche zurückzuführen ist. Während die 10 % besten Modellläufe zu Beginn der Versuche 2 und 5 jeweils zu sehr ähnlichen Ausgangswerten führen, streuen die Oberflächenabflusskoeffizienten in den letzten Minuten der Versuche sichtlich und einige Modelle sagen eine deutlich stärkere Steigung der Oberflächenabflusskoeffizienten vorher als andere. In den Versuchen 1, 3 und 4 ähnelt die zeitliche Ganglinie der Oberflächenabflusskoeffizienten stark dem besten Morris-Lauf, während die Simulation nach BK50 Parametrisierung in den Versuchen 2, 5 und 6 gerade zum Ende deutlich höhere Oberflächenabflusskoeffizienten ergibt als der beste Morris-Lauf. In Versuch 2 und 5 liegt die Simulation anhand der BK50 Daten zumindest innerhalb der 10 % besten Modellläufe, während in Versuch 6 etwas mehr als 10 % der Modellläufe eine bessere Modellgüte aufweisen als die BK50 Parametrisierung. In Versuch 1 und 5 ist die Vorhersage des besten Morris-Lauf nahezu identisch mit den beobachteten Werten. Bei Versuch 2 liegen die Beobachtungsdaten über den gesamten Versuchszeitraum innerhalb des Unsicherheitsbandes der 10 % besten Morris-Läufe. Für die Versuche 3, 4 und 6 können auch die 10 % besten Morris-Läufe die beobachteten zeitlichen Entwicklungen der Oberflächenabflusskoeffizienten vollständig abbilden. Durch die Unterschätzung der Modelle in den ersten Versuchsminuten und anschließender Überschätzung zu Versuchsende wird der berechnete Mittelwert der Oberflächenabflusskoeffizienten jedoch gut wiedergegeben.

Die Modellierungsergebnisse der Standardparametrisierung anhand der BK50 Daten ergibt sehr geringe Zwischenabflusskoeffizienten, entsprechend ist auch die absolute Breite der Unsicherheitsbänder niedrig (Abbildung 28). In Versuch 1 wird der Zwischenabfluss leicht vom Modell überschätzt, wobei die beste Modellierung der BK50 Parametrisierung entspricht. Abgesehen von Versuch 5 liegen die besten Morris-Läufe auf der Grenze des Konfidenzbereiches. In den Versuchen 2 bis 6 werden die Beobachtungsdaten von der Standardparametrisierung unterschätzt. Auch unter Berücksichtigung der Unsicherheit liegen die Beobachtungen weit über den Zwischenabflusskoeffizienten der Modellrealisierungen. Die spezifisch ausgeprägte Form der Ganglinien der Versuche wird durch keine der Ensemble-Modellierungen wiedergegeben. In den Versuchen 4 und 5 ist die Erhöhung der Präzision durch Verwendung der 10 % besten Morris-Läufe deutlich geringer als im Vergleich zu den anderen Versuchen. Durch die starke Unterschätzung des Modells RoGeR entspricht der beste Morris-Lauf in den Versuchen 2, 3, 4 und 6 den maximal simulierten Zwischenabflusskoeffizienten.

4. Ergebnisse

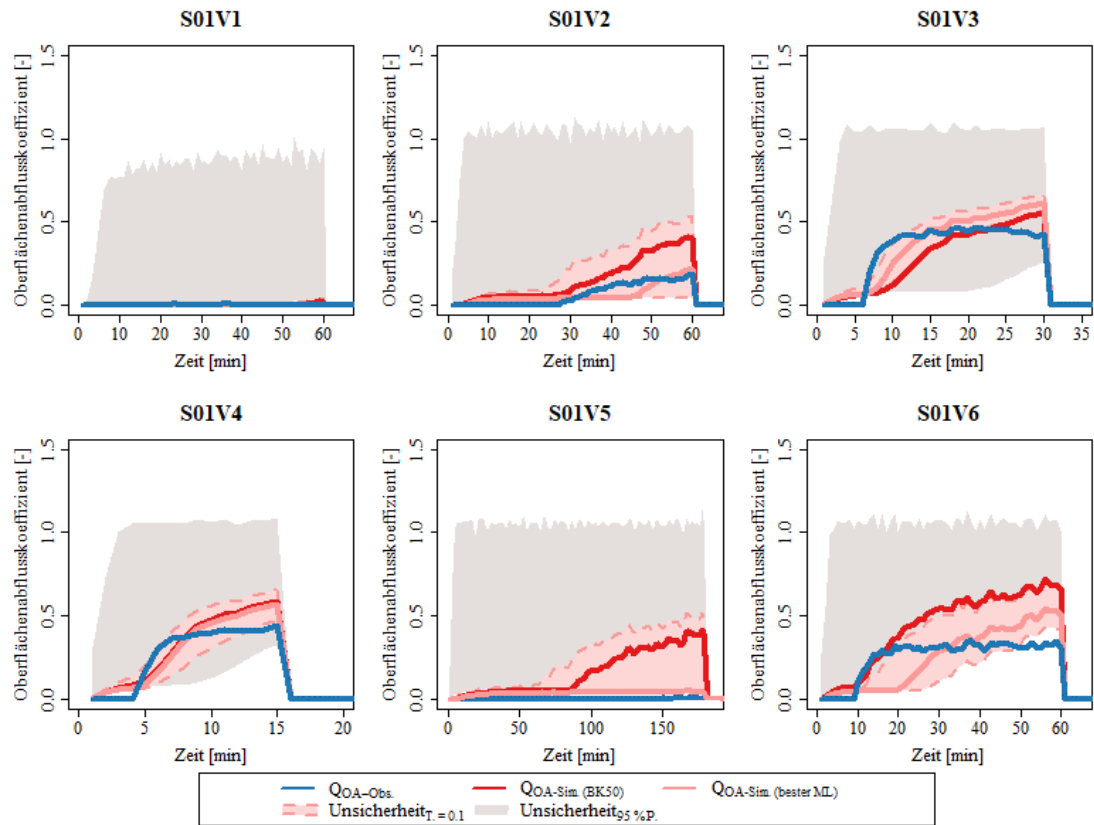


Abbildung 27: Unsicherheitsanalyse des Oberflächenabflusskoeffizienten für die sechs Berechnungsversuche des Standortes 1.

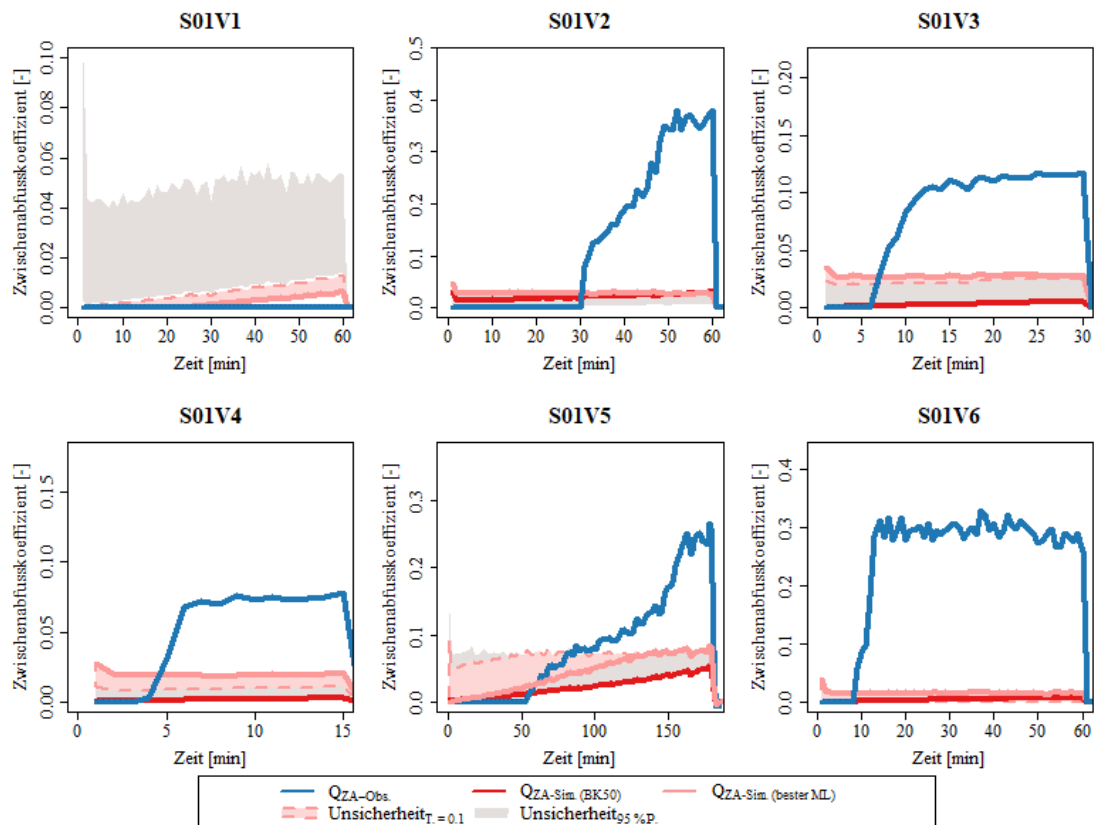


Abbildung 28: Unsicherheitsanalyse des Zwischenabflusskoeffizienten für die sechs Berechnungsversuche des Standortes 1.

4. Ergebnisse

Um die Unsicherheit der Modelle untereinander zu vergleichen, wurde die Breite der Unsicherheitsbänder zu jedem Zeitpunkt ermittelt (Abbildung A. 119 bis Abbildung A. 130). In Abbildung 29 und Abbildung 30 sind die Ergebnisse aller 132 Versuche entsprechend der jeweiligen Methode für Oberflächen- bzw. Zwischenabflusskoeffizient zusammengefasst. Links ist die Spannweite der Abflusskoeffizienten der 10 % besten Morris-Läufe zu sehen, während rechts die Ausdehnung des 95 % Konfidenzintervalls aufgetragen wurde. Die mittlere Unsicherheitsbreite über alle 132 Versuche liegt für den Oberflächenabflusskoeffizienten bei 0,16 berechnet aus den 10 % besten Morris-Läufen. Bezieht man den gesamten möglichen Parameterraum (95 % Perzentil) mit ein, erhöht sich der Mittelwert auf 0,47. Die Unsicherheit für Versuch 1 und 2 scheint entsprechend Abbildung 29 verhältnismäßig hoch zu sein, während sie für Versuch 3 und 6 niedrig ist. Die nach Versuch berechnete Mittelwerte unterscheiden sich jedoch nicht signifikant. Der Zwischenabflusskoeffizient weist eine mittlere Unsicherheitsbreite von 0,01 berechnet anhand die 10 % besten Morris-Läufe bzw. eine Unsicherheitsbreite von 0,02 berechnet anhand des 95 % Perzentils des gesamten Parameterbereichs. Auch hier ergibt sich kein signifikanter Unterschied der Unsicherheitsbreite in Abhängigkeit des Versuchstyps.

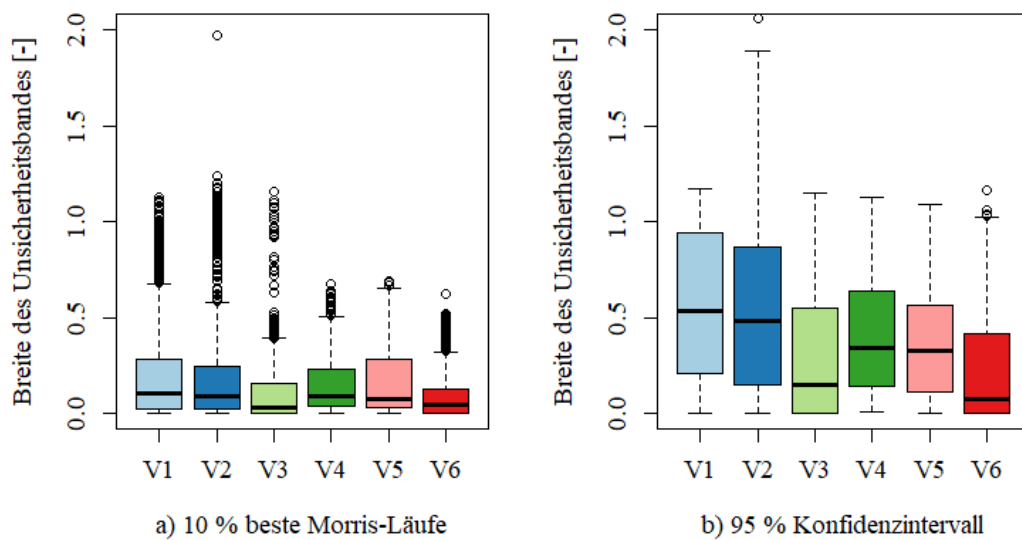


Abbildung 29: Breite des Unsicherheitsbandes für den Oberflächenabflusskoeffizienten [-] geordnet nach Versuchstyp. Abbildung a) zeigt die Ergebnisse der 10% besten Morris-Läufe (ML). Abbildung b) das 95% Konfidenzintervall aller ML.

4. Ergebnisse

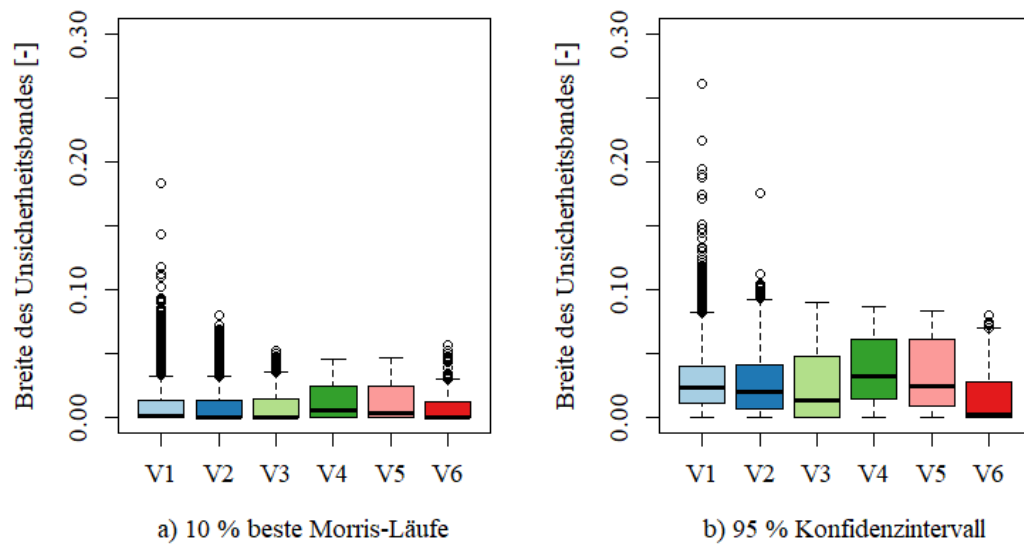


Abbildung 30: Breite des Unsicherheitsbandes für den Zwischenabflusskoeffizienten [-] geordnet nach Versuchstyp. Abbildung a) zeigt die Ergebnisse der 10% besten Morris-Läufe (ML). Abbildung b) das 95% Konfidenzintervall aller ML.

5. Diskussion

5.1 Modellierungsgüte

Die drei N-A-Modelle RoGeR, SCS-CN und Regionalisierungsverfahren nach Lutz wurden alle anhand der Informationen aus der BK50 (LGRB, 2019) parametrisiert. Die Analyse der Anpassungsgüte hinsichtlich der Simulation des Direktabflusses zeigt eindeutig den Vorteil des physikalisch-basierten Modells RoGeR gegenüber den beiden empirischen Modellen. Entsprechend den Empfehlungen von Ritter und Muñoz-Carpena (2013) wurde dies an einer Kombination multikriterieller Funktionen aus absolutem Fehlerindikator (RMSE) und dimensionsloser Indizes (NSE, r^2) nachgewiesen (Tabelle 14).

Die berechneten Direktabflusskoeffizienten anhand der Regionalisierungsmethode nach Lutz weisen die höchste Abweichung von den Beobachtungsdaten auf (Tabelle 15). Dabei erfolgt eine systematische Unterschätzung der Direktabflusskoeffizienten. Hauptproblem sind hierfür die von Lutz definierten Endabflussbeiwerte. Die nach Tabelle 12 anzusetzenden Endabflussbeiwerte liegen deutlich niedriger als die von Ries et al. (2018) im Feld beobachteten Werte. Die Modellierungsergebnisse zeigen zwar für einen Großteil der simulierten Beregnungsversuche eine Annäherung an diesen Grenzwert, es ist laut den Berechnungsvorschriften nach Lutz (12) jedoch nicht möglich, diesen Wert zu überschreiten. Je größer der Proportionalitätsfaktor a , umso schneller strebt der Abflussbeiwert gegen den maximalen Abflussbeiwert. In der Berechnung (19) zeigt sich ein weiterer Widerspruch zur Simulation von starkregenindiziertem Direktabfluss. Lutz (1984) nutzt eine Jahreszeitengewichtung, in welcher Winterniederschlägen das größte Potential zur Abflussbildung zugeordnet wird. Dagegen weisen Marchi et al. (2010) eindeutig die Monate Mai bis September als die Monate mit der höchsten Niederschlagsintensität über den Zeitraum von 1996 bis 2010 aus. Auch die von Ries et al. (2018) durchgeführten Beregnungsversuche fallen in diesen Zeitraum und werden demnach durch die Regionalisierungsmethode systematisch abgestuft. Die Annahmen einer hohen Vorfeuchte und einer hohen Niederschlagsintensität treffen auf die Versuche 2 bis 6 zu. Dagegen zeigen die Berechnungsergebnisse, dass für die Versuche auf trockenen Vorfeuchtebedingungen (Versuche 1) die geringste Unterschätzung der Direktabflusskoeffizienten vorliegt. Innerhalb der Methode wird die initiale Bodenfeuchte anhand des mittleren Basisabflusses im EZG abgeschätzt. Für eine Modellierung einer 100 m² Versuchsfläche bietet dieser Schätzwert keine ausreichende Auflösung, um die unterschiedlichen Bodenfeuchteausgangsbedingungen ziel führend darzustellen. Potential für eine weitere Anpassung der Methodik nach Lutz als Starkregenniederschlags-Abfluss-Modell könnte auch im Parameter c_4 liegen. Dieser gewichtet den zeitlichen Verlauf des Niederschlagsereignisses und wurde anhand der von Lutz (1984) durchgeführten Optimierung als vernachlässigbar eingestuft. Anhand einer erneuten Optimierung des Modells mittels eines umfangreichen regionalen Starkregen-Abfluss-Datensatzes könnten neue Erkenntnisse über eine entsprechende Parametrisierung der Regionalisierungsmethode zur Anwendung auf kurze Sommerniederschläge mit hoher Intensität gewonnen werden.

Die SCS-CN Methode liefert maßgeblich bessere Simulationsergebnisse als die Regionalisierungsmethode ($\Delta NSE = +0,5$). Dies ist insofern überraschend, da die Datengrundlage der SCS-CN Methode im Gegensatz zu der Abflussschätzung nach Lutz auf nordamerikanischen und nicht auf deutschen Feldstudien beruht. Aufgrund der klimatischen Unterschiede sowie der abweichenden Bodenbearbeitungstechniken können resultierende Abweichungen bei den Kurvennummern nicht ausgeschlossen werden (Merz, 2006). Die simulierten Direktabflussmengen durch das SCS-CN-Modell werden im Vergleich zur Regionalisierungsmethode nach Lutz in höherem Maße von der Niederschlagshöhe selbst beeinflusst (Lutz, 1984). Im Falle der durch Ries et al. (2018) beobachteten hohen Direktabflusskoeffizienten führt dies zu einer besseren Abbildung der starkregenindizierten Abflussbildung. Trotz der Verwendung der Bodenfeuchteklassen kritisiert Merz (2006) die Abbildung des Vorregens im SCS-CN-Modell als unzureichend repräsentativ im Hinblick auf den Feuchtezustand der Böden unter österreichischen Verhältnissen. In der vorliegenden Untersuchung zeigt die Verwendung der Bodenfeuchteklasse CN I bei trockenen Vorfeuchtebedingungen (Versuche-Nr. 1) bzw. Verwendung der Bodenfeuchteklasse CN III bei Überschreiten einer kumulierten Niederschlagsmenge von 50 mm in jedem Fall eine höhere Anpassungsgüte als ohne Differenzierung des Feuchtegrades. Ausschlaggebender Faktor für die Einschätzung des CN-Wertes ist neben der Landnutzung der Bodentyp. Für Deutschland existiert bisher keine einheitliche Kartierung der hydrologischen Bodengruppe, obwohl die SCS-CN-Methodik und das Verfahren von Lutz bereits seit den 1980er Jahren verbreitet sind. Für die Ermittlung der abflusswirksamen Niederschlagshöhe nach SCS-CN oder Lutz Verfahren muss die hydrologische Bodengruppe daher anhand verfügbarer Daten geschätzt werden (LfU, 2019). In dieser Arbeit erfolgte die Einteilung entsprechend der Anteile der nutzbaren Feldkapazität und der Luftkapazität am effektiven Porenvolumen (BGR, 2004). Thürkow (2002) verwendet dagegen die Information der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit, während in Ostrowski (2008) ausschließlich die Einteilung entsprechend des Bodentyps (Tabelle 7) zu finden ist. Eine Parametrisierung trotz unvollständiger Informationen bezüglich der hydraulischen Eigenschaften sowie die Reduktion des gesamten natürlichen Bodenartenspektrums auf vier hydrologische Bodenklassen kann dementsprechend zu großen Fehlerspannen führen (Strom und Hannappel, 2020). Beisecker et al. (2020) schlussfolgern nach der Anwendung des SCS-CN-Verfahrens auf landwirtschaftliche Einzelflächen, dass sich das Modell prinzipiell zur Untersuchung der Sturzflutgefährdung eignet. Allerdings stimmen sie in der Ansicht überein, dass nicht alle Modellannahmen repräsentativ für mitteleuropäische Verhältnisse, die typische deutsche Bodenbearbeitung oder die Charakteristika von Starkregenereignissen sind. Sollten detaillierte Eingangsdaten für eine Simulation mit RoGeR wider Erwarten der aktuellen Fortschritte in der Bereitstellung flächendeckender, hochaufgelöster Daten (Steinbrich et al., 2016) nicht zur Verfügung stehen, sollte das SCS-CN Modell der Regionalisierungsmethode nach Lutz vorgezogen werden. Im Vergleich bietet die Anwendung des SCS-CN Modells zumindest einen Informationsgewinn gegenüber dem Mittelwert der Beobachtungsdaten, wenngleich die Modellierungsgüte nur als akzeptabel eingestuft werden kann. Eine Empfehlung bezüglich eines zukünftigen Einsatzes der SCS-CN Methode sowie der Regionalisierungsmethode nach Lutz kann für die

Simulation von kleinsträumigen Starkregenereignissen in Baden-Württemberg erst nach Aktualisierung der empirischen Kenngrößen sowie erfolgreicher Validierung ausgesprochen werden.

Interessant ist, dass das RoGeR- und SCS-CN-Modell gerade an den Standorten mit grober Über- bzw. Unterschätzung teilweise ähnliche Muster aufweisen. So werden in beiden Modellen die Standorte 8, 9 und 17 unterschätzt, während es an Standort 10 zu einer Überschätzung der beobachteten Direktabflusssummen kommt. Diese Einzelfälle unterstreichen die Beobachtungen aus der Abbildung 8, Abbildung 10 und Abbildung 12. Entgegen den konzeptionellen Annahmen der Abflussbildungsforschung zeichneten Ries et al. (2018) unter anderem auf den sandigen Böden (S13) der Standorte 8 und 9 Direktabflusskoeffizienten größer 0,7 auf. Gleichzeitig wurden für schlechter durchlässige Böden z.B. an Standort 14 (Tu3) nur Abflusskoeffizienten kleiner 0,1 verzeichnet. Gut durchlässige Böden werden demnach tendenziell von den Modellen unterschätzt, während schlecht durchlässige Böden eher überschätzt werden. Gleichzeitig zeigen Standort 10 und 17 die Spannweite möglicher Abflussbildungssummen auf Wiesenstandorten. Während an Standort 10 ein Direktabflusskoeffizient kleiner 0,01 gemessen wurde, weist Standort 17 einen Direktabflusskoeffizienten größer 0,7 auf. Die Beobachtung stark schwankender Abflusskoeffizienten auf benachbarten Grass-dominierten Wiesen, sowie die unzureichende Abbildung dieses Phänomens in Modellen konnte bereits 2007 von Scherrer et al. beschrieben werden. Die Messdaten im Vergleich mit den Modellierungsergebnissen sprechen dafür, dass die Heterogenität gerade der Wiesenstandorte noch nicht durch die Modellvorstellungen erfasst wurden. Ries et al. (2018) erklären dieses Phänomen mit dem höheren Einfluss der Bodenstruktur (u.a. Lagerungsdichte, Makroporosität, Konnektivität der Makroporen) und folgern, dass das Modell RoGeR trotz Berücksichtigung einiger dieser Prozesse „die hohe Komplexität der auf den Wassertransport einwirkenden Makrostrukturen in der Natur aber möglicherweise nur eingeschränkt“ (Ries et al., 2018, 48) abbildet.

In die verwendete ereignisbasierte Version des Modells RoGeR geht die Information der Landnutzung nur indirekt über die Parametrisierung der Oberflächenrauheit (LUBW, 2016), den Eigenschaften der Makroporen (Steinbrich, 2019) und die Verteilung der Porengrößen (LGRB, 2019) des Bodens ein. Im Gegensatz zu den empirischen Modellen gibt es aktuell keine dokumentierte, automatisierte Möglichkeit im Modell RoGeR zwischen Vegetationsart sowie Bedeckungsgrad zu unterscheiden. In der Abflussprozessforschung wird der Oberflächenbedeckung vor allem als potentieller Interzeptionsspeicher (Fohrer et al., 2016), aber auch als potentieller Schutz vor Verschlammung (DWA, 2020), eine wesentliche Bedeutung zugeordnet. Die hohe Güte der simulierten Ackerstandorte, welche im Vergleich zu den Wiesenstandorten eine deutlich höhere Schwankung im Bedeckungsgrad aufweisen, deutet darauf hin, dass dieser Prozess im Vergleich zu den bodenhydrologischen Parametern einen geringen Einfluss auf die Abflussbildung von kleinsträumigen Starkregenabflüssen hat. Ebenfalls in dieser Simulation anhand des Modells RoGeR unberücksichtigt bleibt der Muldenrückhalt bzw. die Einflüsse des Mikroreliefs. Ausgehend von „stark“ ausgeprägten Mulden z.B. auf einem untergepflügten Acker oder einer Weide mit Viehtritt könnte laut DWA (2020) auf einer Fläche von 100 m² über 1.000 l Niederschlagswasser zurückgehalten werden. Die Verwendung dieser Information könnte sich vor allem als Dämpfung des Oberflächenabflusses positiv auf die Güte des Modells auswirken.

Keines der drei Modelle unterscheidet zwischen verschiedenen Bodenhorizonten bzw. sich verändernden Bodeneigenschaften mit zunehmender Tiefe. Der Boden wird als homogener Körper betrachtet. Einer Abnahme des Porenvolumens, der hydraulischen Leitfähigkeit oder der Makroporosität kann demnach auch im differenzierteren Modell RoGeR keine Rechnung getragen werden. Abflussentscheidende Standorteigenschaften wie das Vorhandensein einer Stauschicht (DWA, 2020) können durch die Aggregation der Daten nicht durch das Modell abgebildet werden. Entsprechende Informationen werden z.B. in der bodenhydrologischen Kartierung verwendet (DWA, 2020). Für die Simulation der Abflussprozessanteile werden hier ganze 40 Parameter vor Ort aufgenommen, während die verwendete Parametrisierung von RoGeR auf 13 Grundparametern beruht. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass auch einige der, in der bodenhydrologischen Kartierung nach DWA Merkblatt 922 verwendeten, konzeptionellen Prozesse und Parameter das Verständnis des Abflussgeschehens und die Güte des Modells RoGeR erhöhen könnten.

Obwohl die anhand des Modells RoGeR berechneten Direktabflusskoeffizienten die geringste Abweichung zu den beobachteten Daten aufweisen, liegt darin gleichzeitig eine Schwäche des Modells. Die modellierten Abflussprozesse Oberflächen- und Zwischenabfluss werden nicht in einem zufriedenstellenden Verhältnis vorhergesagt. Während im Feld eine Zusammensetzung von 80 % Oberflächenabfluss und 20 % Zwischenabfluss ermittelt wurde, ergibt sich im Modell ein Verhältnis von 98 % zu 2 %. Der Oberflächenabfluss wird demnach systematisch überschätzt, während der Zwischenabfluss grob unterschätzt wird. Die Integration zum Direktabfluss wirkt ausgleichend auf die entgegengesetzten Verzerrungen der beiden Ausgangsgrößen. Die simulierten Ganglinien der Zwischenabflusskoeffizienten weisen deutlich geringere Abflussspitzen als die beobachteten Zwischenabflusskoeffizienten auf. Im Feld wurden Ganglinienformen ähnlich dem Oberflächenabfluss beobachtet. Darunter fällt auch das Ausklingen des Zwischenabflusses mit oder kurz nach Versuchsende. Im Modell RoGeR führt eine Nachbetrachtung der Zwischenabflusskoeffizienten um 10 Minuten bereits zu einer deutlichen Erhöhung der Zwischenabflusssummen (Ries et al., 2018). Dadurch kann zwar die Modellgüte gesteigert werden, die zugrundeliegende Modellvorstellung erweist sich aber trotzdem als unvollständig, da die Beobachtungen eher auf eine ereignisbasierte Abflussganglinie als auf eine kontinuierliche ausgebildete Abflussganglinie hindeuten. Anzumerken ist außerdem, dass die Autoren bei der Durchführung der Beregnungsversuche vermuten, dass „ein Teil des Zwischenabflusses von Oberflächenabfluss herrührt, der in der Nähe des Messgrabens durch Makroporen und andere größere Strukturen in den Messbereich des Zwischenabflusses abgeleitet wurde“ (Ries et al., 2018). Dies kann einen Teil der Unterschätzung sowie in Maßen die abweichende Ausprägung der Ganglinien erklären, sollte aber nicht als vollständige Erklärung hingenommen werden.

Diese hohe Dominanz eines einzelnen Abflussprozesses ist verwunderlich, da gerade von Starkregeneignissen bekannt ist, dass selten singuläre Prozesse ausgewiesen werden können (Baltinger, 2020). Gleichzeitig stimmen die Verhältnisse der beiden Abflussprozesse in Abhängigkeit von Versuchsdauer und Vorfeuchtebedingungen in den Beobachtungsdaten, in schwächerem Ausmaße auch im Modell RoGeR, mit den konzeptionellen Vorstellungen der aktuellen hydrologischen Literatur überein (DWA,

2020). Unter trockenen Vorfeuchtebedingungen (Versuche 1) ist der Anteil des Oberflächenabflusses im Vergleich zu dem des Zwischenabflusses am höchsten. Bei andauerndem Niederschlag und Aufsättigung des Bodens (Versuche 5) gewinnt der Zwischenabfluss an Bedeutung. Die Studien von Uchida et al. (2005) oder Tromp-van Meerveld und McDonnell (2006) berichten von einer bestimmten Niederschlagsschwelle, die überschritten werden muss, dass ein signifikanter Hangabfluss ausgelöst wird. An den Standorten 12 (Abbildung A. 12), 14 (Abbildung A. 14) und 16 (Abbildung A. 16) konnte ein entsprechendes Verhalten beobachtet werden: Bei den Versuchen mit hoher Niederschlagsintensität (3, 4 und 6) wurde eine starke Oberflächenabflussreaktion ausgelöst, während unter den anderen Versuchen keine oder kaum Oberflächenabflussbildung einsetzte. Das Modell RoGeR konnte diesen Zusammenhang jedoch nicht vorhersagen. An den meisten Standorten zeigte sich jedoch eine stärkere Abhängigkeit von der kontinuierlich steigenden Vorfeuchtebedingung. Dies wird durch die Abweichung der gebildeten Oberflächenabflusssummen von Versuch 1 (trocken) im Vergleich zu Versuch 2 (feucht) deutlich. Das Modell RoGeR ist in der Lage diesen Trend widerzugeben (Abbildung 11). Scherrer und Demuth (2007) beschreiben unter wiederholten Beregnungsversuchen mit gleichbleibender Intensität, entsprechend Versuch 1 und Versuch 2, sogar einen Wechsel des dominierenden Abflussprozesses von Oberflächen- zu Zwischenabfluss. Auch wenn der Anteil des Zwischenabflusses in Versuch 2 etwas ansteigt, zeigen weder die Beobachtungsdaten noch das Modell RoGeR Anzeichen für einen derartigen Prozesswechsel.

Größter Kritikpunkt an der Plausibilität der durchgeführten Simulationen mit dem Modell RoGeR sind die berechneten Oberflächenabflusskoeffizienten, die teilweise Werte größer eins aufweisen. An den Standorten 4 (Abbildung A. 4), 10 (Abbildung A. 10), 13 (Abbildung A. 13), 19 (Abbildung A. 19) und 23 (Abbildung A. 23) ergeben sich für mehrere Versuche unausgeglichene Wasserbilanzen durch die Berechnung der hohen Oberflächenabflusssummen. In der Natur kommen Oberflächenabflusskoeffizienten über eins äußerst selten vor und können nur durch den Austritt von Vorereigniswasser, dass durch das Niederschlagsereignis zum Abfluss kommt, erklärt werden (Fohrer et al., 2016). Konzeptuell und in Hinblick auf das Verständnis der implementierten Prozesse (vgl. Kapitel 3.3.1) ist dieses Verhalten des Modells demnach nicht zu plausibilisieren.

Erste Modellierungen des Modells RoGeR anhand des hier verwendeten Datensatzes wurden bereits durch Ries et al. (2018) durchgeführt. Neben der in dieser Arbeit verwendeten Parametrisierung anhand der Daten der BK50 wurde außerdem eine Parametrisierung anhand von Feld- und Labormessungen durchgeführt. Die anhand der BK50 simulierten Abflusskoeffizienten für Oberflächen- und Zwischenabfluss sind etwas höher angegeben als in dieser Arbeit ermittelt. Für den Oberflächenabfluss kann dies auf die Korrektur der Bodenfeuchtwerte um den Skelettgehalt (LGRB, 2019) sowie eine Parametrisierung der vertikalen Makroporendichte anhand Steinbrich (2019) zurückgeführt werden. Für die Berechnung des Zwischenabflusses ist außerdem die betrachtete Zeitspanne entscheidend. Ries et al. (2018) betrachten die gesamte Versuchszeit plus 10 min, während in dieser Arbeit nur die Versuchszeit berücksichtigt wurde. Da die simulierten Zwischenabflüsse in dieser zusätzlichen Zeit im Gegensatz zu den beobachteten nicht abfallen, liegen die ermittelten Summen bei Ries et al. (2018) etwas höher als in dieser

Arbeit. Nichtsdestotrotz beträgt auch der simulierte Zwischenabfluss durch Ries et al. (2018) nur 11 % bis 22 % des beobachteten Wertes. Die Modellierungsgüte von Ries et al. (2018) liegt im Mittel bei einem r^2 von 0,32 für Wiesen- und 0,76 für Ackerstandorte, während in dieser Arbeit ein r^2 von 0,49 bzw. 0,78 ermittelt werden konnte. Einzelne Unterschiede können außerdem durch eine Anpassung des Modellcodes seit 2018 verursacht werden (Leistert, 2021). Im Allgemeinen stimmen die Simulationsergebnisse beider Modellierungen jedoch weitestgehend gut überein und die Simulationen dieser Arbeit erscheinen, mit Ausnahme der Oberflächenabflusskoeffizienten über eins, als plausibel.

Im Gegensatz zur punktuellen Modellierung der empirischen Modelle, ermöglicht das Modell RoGeR durch die Simulation der Abflusskonzentration bzw. der Implementierung des Abflussrouting die Abbildung zeitlich und räumlich hoch aufgelöster Informationen. Dies bietet die Möglichkeit neben den aggregierten Mittelwerten auch die Abflussganglinie zu jeder Zeit zu vergleichen. Die zeitliche Verzögerung des Modellverhaltens lässt sich zum einen visuell, zum anderen auf Basis eines zeitlichen Fehlermaßes wie dem Korrelationskoeffizienten detektieren (Schwemmle et al., 2021). Zeitliche Trends geben aber auch Einblicke, die für die weitere Abflussprozessforschung und Anpassung der Modelle entscheidend sind. Beispielsweise kann festgestellt werden, dass sich die Oberflächenabflusskoeffizienten infolge des applizierten Blockregens mit ausreichender Versuchszeit einem stationären Wert annähern (Abbildung 13). Es kann aber auch die Zeit bevor der Abfluss einsetzt quantifiziert und Sättigungszonen im Bodenhorizont nachverfolgt werden. Ferner kann die Zeitspanne bis zum Erreichen des Spitzenabflusses oder der zeitliche Prozess der Entleerung der Grob- und Mittelporen nach Ausbildung des Zwischenabflusses studiert und anhand der Modellergebnisse angepasst werden.

Welchen Einfluss die ermittelten Abflusskoeffizienten auf das gesamte Einzugsgebiet haben, kann auf Grundlage der Daten nicht bewertet werden. Neben dem absoluten Anteil entsprechender Flächen mit denselben Standorteigenschaften im Einzugsgebiet, ist auch die Lage im Raum und dessen Konnektivität von besonderer Bedeutung für die Abflussreaktion des Gesamteinzugsgebiet (Bachmaier und Weiler, 2011). Auch eine Untersuchung unterschiedlicher Abflussreaktionen bei ähnlichen Standortbedingung wäre in Hinblick auf die Lage im Einzugsgebiet bzw. am Hang (Catena) interessant.

5.2 Sensitivitätsanalyse

Die Anwendung einer zwei-stufigen Sensitivitätsanalyse aus lokalen und globalen Methoden ermöglicht eine Einstufung der Parameter sowohl unter qualitativen als auch anhand quantitativer Aspekte. Das Vorgehen bietet außerdem die Möglichkeit, die einzelnen Ergebnisse zu plausibilisieren und zu vergleichen.

Nachteil der „eindimensionale Sensitivitätsanalyse“ ist, dass die Parameter entgegen der methodischen Annahme (Wagener und Kollat, 2007) in einem komplexen Modell wie RoGeR interagieren. In der globalen Sensitivitätsanalyse konnte nachgewiesen werden, dass der Modellausgang nicht ausschließlich von dem Wert des variierten Parameters abhängt, sondern von der gesamten Wertekombination.

Diese Information fehlt in den Ergebnissen der lokalen Sensitivitätsanalyse und die Ergebnisse sollten ausschließlich unter diesem Vorbehalt interpretiert werden.

Dem Parameter Bodenfeuchte wurde die höchste Sensitivität für die Ausbildung von Oberflächen- aber auch Zwischenabfluss bei beiden Methoden zugewiesen. Eine höhere Vorfeuchte verzögert die Zeitspanne bis zur vollständigen Sättigung des Bodens. Entsprechend wird die Bildung von Sättigungsflächenabfluss sowie Zwischenabfluss begünstigt (DWA, 2020). Auch in anderen Arbeiten konnte den Vorereignis-Bodenfeuchten eine signifikante Bedeutung in der Ausbildung von Oberflächen- und Zwischenabfluss zugewiesen werden (Song und Wang, 2019). In der für diese Arbeit verwendeten RoGeR-Version ist keine Differenzierung des Oberflächenabflusses entsprechend der Bildungsbedingungen (Infiltrationshemmung oder Bodensättigungsüberschuss) möglich. Die Quantifizierung der jeweiligen Anteile der Oberflächenabflussprozesse sowie die Ausweisung der jeweilig sensitiven Parameter könnte ebenfalls sinnvoll sein, um die Schätzung der Parameterwerte und somit die Reduktion von Fehlerquellen und Modellunsicherheit zu verbessern. Bei der Ermittlung der Oberflächenabflusskoeffizienten, welche die Basis einer hydraulischen Modellierung im Rahmen des Starkregenrisikomanagements des Landes Baden-Württemberg darstellt (LUBW, 2016), wurden in der ersten Phase markante Über- und Unterschätzungen festgestellt. Bei einer umfangreichen Evaluierung durch Steinbrich et al. (2020) konnte die Kombination aus Niederschlagsdauer, -intensität und Bodenvorfeuchte helfen, den maximal zu erwartende Abfluss zu ermitteln und somit die Güte der Oberflächenabflusskennwerte deutlich zu verbessern.

Darüberhinausgehend konnte in dieser Arbeit gezeigt werden, dass auch die bodenhydrologischen Eigenschaften der effektiven Porosität und der Anteil der nutzbaren Feldkapazität an der Gesamtporosität einen maßgeblichen Einfluss auf die Ausbildung der Abflussprozesse hat. Je größer das Volumen der zu Verfügung stehenden freien Bodenporen, desto mehr Speicherkapazität weist ein Boden auf. Infolge wird die Bildung von Direktabflussprozessen reduziert und das Wasser erst verzögert abgegeben (DWA, 2020). Auch die hohe Interaktion der Parameter kann an diesem Beispiel vereinfacht erläutert werden. Ein Boden mit einer derartigen Speicherkapazität wirkt sich nur in Kombination mit einer ausreichenden Infiltrationskapazität auf das System aus. Für die Infiltrationskapazität kann laut den Sensitivitätsanalysen maßgeblich die hydraulische Leitfähigkeit, die vertikale Makroporendichte, die Länge der Makroporen und die Spannung an der Sättigungsfront als einflussreich ausgewiesen werden. Darüber hinaus sind einige Parameter bereits entsprechend ihrer eigenen Herleitung korreliert. Die Sättigungsfrontspannung ist beispielsweise auf die Größen der hydraulischen Leitfähigkeit und des ungesättigten Porenvolumens zurückzuführen (Steinbrich, 2019). Diese Ergebnisse spiegeln das Prozessverständnis der Entwickler gut wieder (Steinbrich et al., 2016). Die Bedeutung der Makroporen für die Ausbildung der beiden Abflussprozesse wurde auch in anderen Studien beobachtet und für resultierende Modelle in die Parametrisierung aufgenommen (DWA, 2020). Obwohl die Eigenschaften der Makroporen (horizontale Dichte, Länge und vertikale Dichte) für keinen Versuch unter den drei sensitivsten Parametern liegen, ist ihr Einfluss vor dem Hintergrund, dass Makroporen nur 0,2 % bis 5 % des Bodenvolumens ausmachen, beträchtlich (Chen und Wagenet, 1992).

Für die Ausbildung des Zwischenabflusses sind im Modell, im Gegensatz zur Ausbildung von Oberflächenabfluss, die Parameter Gefälle, horizontale Makroporendichte und Bodenmächtigkeit von höherer Bedeutung. Dies entspricht ebenfalls den aktuellen Vorstellungen der Abflussbildungsforschung (DWA, 2020). Die abnehmende Bedeutung des Niederschlags auf die Ausbildung des Zwischenabflusses konnte ebenfalls anhand vorrausgegangener Berechnungsversuche beobachtet werden (Kienzler und Naef, 2008).

Die Rauheit wurde in dieser Arbeit als einziger Parameter sowohl für die Oberflächen- als auch für die Zwischenabflussbildung von beiden Methoden in der verwendeten Modellversion von RoGeR als nicht sensitiv bewertet. Sreedevi und Eldho (2019) nutzen entsprechende Informationen um den hochdimensionalen Parameterraum des SHETRAN Modells zu reduzieren und somit einer Equifinalität (Beven, 2006) der Modellergebnisse entgegenzuwirken. Eine Vernachlässigung der Oberflächenrauheit steht jedoch im Widerspruch zu anderen Parameterstudien (Oberle et al., 2021). Durch eine reduzierte Rauheit an der Oberfläche, kann das Oberflächenwasser aufgrund der geringeren Reibungsverluste schneller fließen und die Abflusskonzentration maßgeblich beschleunigen. Die von Ries et al. (2018) durchgeführten und in dieser Arbeit modellierten Berechnungsversuche erfolgten auf der Plotskala (Fläche: 100 m²), während sich gängige Studien auf die EZG-Skala beziehen. Bei einer Steigerung der Fließstrecke wäre ebenfalls eine Steigerung der Parametersensitivität denkbar, was ebenfalls die räumliche Abhängigkeit der Sensitivitätsanalyse unterstreicht.

Im Vergleich zu anderen Sensitivitätsstudien ist die Ausweisung nur eines nicht sensitiven Parameters sehr niedrig. Die meisten kalibrierten Modelle wie HBV (Sieber, 2003) oder SHETRAN (Sreedevi und Eldho, 2019) weisen unter vergleichbaren Analysen über die Hälfte ihrer Parameter als nicht sensitiv aus. Der Verzicht auf Kalibrierung scheint das viel beschriebene Phänomen des „Overfittings“ (Beven, 2019) hier erfolgreich zu vermeiden. Übermäßig angepasste Modelle sind so stark an die Kalibrierungsdaten angeglichen, dass sie Modellparameter aufweisen, die auch die zufällige Streuung der Daten reproduzieren, während der zugrundeliegende physikalische oder konzeptionelle Prozess verfälscht wird. Entsprechend sind die Modelle nur schlecht auf Regionen übertragbar, für die sie nicht kalibriert wurden (DWA, 2020) und neigen zu ähnlichen Modellergebnissen trotz variabler Parameter (Equifinalität) (Beven, 2006).

Gleichzeitig verdeutlicht die Sensitivitätsanalyse die verschiedenen Schlüsselstellen im „Atmosphäre-Pflanzen-Boden-Geologie-Kontinuum“ (Bachmaier und Weiler, 2011) zur Ausbildung eines spezifischen Abflussprozesses. Prinzipiell könnte, bei einer Simulation mit eindimensionaler Ausgangsvariable, beispielsweise bei ausschließlicher Betrachtung des Oberflächenabflusses, das Modell um weitere Parameter reduziert werden, da eine Vielzahl der Parameter nur für einen der beiden Prozesse als sensitiv ausgewiesen wird. Da der Fokus des Modells RoGeR auf einer gesamtheitlichen Abbildung des Abflussgeschehens liegt, ist eine derartige Reduktion jedoch nicht zielführend.

In dieser Arbeit wurden dieselben Parameter, die in der lokalen Sensitivitätsanalyse den stärksten absoluten Einfluss auf den Modellausgang aufwiesen, auch anhand der globalen Sensitivitätsanalyse als

einflussreich eingestuft. Markante Unterschiede in der Platzierung der Parameter wurden für den Niederschlag anhand der Analyse der Veränderung des Oberflächen- als auch für Zwischenabflusskoeffizienten gefunden. Des Weiteren ergaben sich für die hydraulische Leitfähigkeit und die Tiefenversickerung stark unterschiedliche Einflüsse auf den Oberflächen- bzw. Zwischenabflusskoeffizienten in abhängig von der verwendeten Methode. Die Sensitivität der hydraulischen Leitfähigkeit und der Tiefenversickerung wurde durch die Morris-Methode deutlich höher geschätzt als von der lokalen Sensitivitätsanalyse. Grund hierfür könnten die veränderten Parametergrenzen der Methoden sein. Während die lokale Sensitivitätsanalyse die lokale Nachbarschaft $\pm 20\%$ der Standardparametrisierung bewertet ist, sind die Grenzen der globalen Sensitivitätsanalyse entsprechend Tabelle 13 deutlich weiter. Dies trifft gerade für die beiden Parameter der hydraulischen Leitfähigkeit und der Tiefenperkolation zu, deren physikalisch möglicher Wertebereich über mehrere Skalen schwankt (Ries et al, 2018; LGBR, 2019). Auf der anderen Seite wurde der Wertebereich der Niederschlagsvariation in der globalen gegenüber der lokalen Sensitivitätsanalyse nicht erweitert. Demnach scheint hier die Wahl der Parametergrenzen der ausschlaggebende Faktor in der Einstufung der Sensitivitäten zu sein. Diese Abhängigkeit der Ergebnisse der Sensitivitätsanalysen wurde bereits weitgehend beobachtet und unterstreicht die Gültigkeit der verwendeten Sensitivitätsanalyse ausschließlich in den verwendeten Grenzen (Pianosi et al., 2016).

Auch frühere Arbeiten bezüglich der Modellierung mittels RoGeR berücksichtigten bereits dem Einfluss einzelner Parameter darunter Niederschlag, Bodenfeuchte und Landnutzung (Krier, 2017) oder Bodentextur und Struktur sowie Tiefenperkolation (Ries et al., 2018) auf die Abflussbildung. Eine vollständige Sensitivitätsanalyse aller verwendeten Parameter erfolgte anhand dieser Arbeit jedoch zum ersten Mal. Die veränderten Bodeneigenschaften durch Ries et al. (2018) erfolgten nicht systematisch, sondern anhand konkurrierender Parameter-Sets. Die Ergebnisse können demnach nur qualitativ mit denen der systematischen Parameterperturbation verglichen werden. Nichtsdestotrotz weisen Ries et al. (2018) eine reduzierte Abflussreduktion bei erhöhter Bodenmächtigkeit und erhöhter hydraulischer Leitfähigkeit nach, die auch in dieser Arbeit bestätigt werden kann. Anders als von Ries et al. (2018) vermutet geht in dieser Arbeit der Zwischenabfluss bei reduzierter vertikaler Makroporendichte nur sehr schwach zurück. Des Weiteren untersuchen Ries et al. (2018) die Auswirkungen der laut LGRB (2015) minimal und maximal möglichen hydraulischen Durchlässigkeit der anstehenden Geologie. Hier finden die Autoren einen starken Einfluss auf die Oberflächenabflusskoeffizienten, der von dieser Arbeit bestätigt werden kann. Krier (2017) verwendet eine räumlich-differenzierte Version des Modells RoGeR. Anhand einer Erhöhung und anschließenden Reduktion der Niederschläge um 10 % konnte ein hoher Einfluss auf die Modellergebnisse (Oberflächenabfluss) festgestellt werden. Aus einer entsprechenden Änderung der Bodenfeuchte ergaben sich dagegen kaum Änderungen der Oberflächenabflussganglinie. Diese Ergebnisse stehen im Kontrast zu den Beobachtungen dieser Arbeit. Obwohl sowohl der Niederschlag als auch die Bodenfeuchte als sensitive Parameter eingestuft wurden, ist die absolute Änderung des Oberflächenabflusskoeffizienten im Rahmen einer 40 % Änderung (bei einer Bandbreite -20% bis $+20\%$ um die BK50 Parametrisierung) der Bodenfeuchte beinahe doppelt so hoch als bei einer

entsprechenden Niederschlagsveränderung. Gründe hierfür könnten die räumliche Auflösung oder aber die Zusammensetzung verschiedener Landnutzungsarten (z.B. (teil-)versiegelte Flächen), die in dieser Arbeit nicht berücksichtigt wurden und für die eine Bodenfeuchteänderung keine oder eine untergeordnete Bedeutung haben. Auch für die Veränderung der Oberflächenrauheit (LUBW, 2016) und Makroporeneigenschaften (Steinbrich et al., 2016) entsprechend verschiedener Landnutzungstypen konnte eine markante Änderung im Abflussverhalten beobachtet werden (Krier, 2017). Hier fand jedoch keine Differenzierung der Parameter (Rauheit, Makroporenlänge, horizontale und vertikale Makroporendichte) statt, wodurch nicht klar wird, ob sich die Sensitivitäten entsprechend der im Rahmen dieser Arbeit ermittelten Einstufungen zusammensetzen.

Die Ergebnisse der lokalen Sensitivitätsanalyse zeigen neben der eigentlichen Quantifizierung der Parametersensitivität aber auch, dass die Sensitivitäten für das Modell RoGeR keine konstante Größe darstellen. Eine Differenzierung der Parametersensitivität ist ebenfalls in Anhängigkeit des modellierten Zeitraums und des untersuchten Ortes ersichtlich. Eine Bewertung der internen Systemparameter als Funktion der Zeit könnte z.B. anhand einer Regressionsanalyse erfolgen (Sieber, 2003). Das Potential liegt in der Untersuchung neuralgischer Zeitspannen wie das Einsetzen des Abflusses, die Ausbildung des Spitzenabflusses oder die Rezession der Abflussganglinie. Da mit Hilfe der Morris-Methode die Nicht-Linearität sowie eine Interaktion verschiedener Parameter untereinander nachgewiesen werden konnte, wäre für das Modell RoGeR eine partielle Korrelationsanalyse anzuwenden (Helton und Davis, 2000). Auch eine Analyse der Sensitivitäten im räumlichen Kontext z.B. ob für Standorte einer gewissen Landnutzung andere Rangfolgen der Parametersensitivität zustande kommen, wäre denkbar. In anderen Studien zu Modellsensitivitäten wurde außerdem eine Abhängigkeit von Rand- und Anfangsbedingungen festgestellt, welche die Ergebnisse der verwendeten Methoden beeinflussen können (Sieber, 2003). Während die Morris-Methode Interaktionen nachweist, besteht innerhalb der Methodik keine Möglichkeit, die entsprechenden Korrelationen zu untersuchen. Auch hier könnten detailliertere Untersuchungen das Verständnis ablaufender Abflussprozesse im Model erhöhen und durch entsprechende Fokussierung die Modellgüte optimiert werden.

Die Methodik des Stichprobenverfahrens wurde entsprechend der physikalischen Gesetzmäßigkeiten korrigiert. So kann eine fehlerfreie Simulation der knapp 115.920 Einzelsimulationen während der globalen Sensitivitätsanalyse und der etwa 8.970 Einzelsimulationen für die lokale Sensitivitätsanalyse gewährleistet und eine automatisierte Modellierung sichergestellt werden. Für die Morris-Methode bedeutet dies ggfs. eine Abweichung der vorgesehenen Gitterwerte. Da diese Veränderung von Morris bzw. den Autoren der zur Analyse verwendeten SALib Bibliothek nicht vorgesehen waren und die Implementierung einer angepassten Methodik nicht der Fokus dieser Arbeit darstellen sollte, wurden diese Einschränkungen hingenommen. Innerhalb der lokalen Sensitivitätsanalyse entspricht die Veränderung des betrachteten Parameters weiterhin der dokumentierten prozentualen Differenzen. Die Anpassung weiterer Parameter durch die Veränderung des betrachteten, könnte hier als Form der Interaktion gewertet werden, die von der Methode ohnehin nicht abgedeckt werden kann. Die Ergebnisse der beiden

Methoden lassen sich in Hinblick auf den Methodenvergleich sowie den Vergleich der Ergebnisse mit aktuellen Studien nichtsdestotrotz als plausibel einordnen.

Die dominierende Bodenart am Standort wird hier ausschließlich indirekt als Parametrisierungshilfe der Bodenporosität, hydrologischen Durchlässigkeit, Spannung an der Sättigungsfront sowie Trockenrisstiefe berücksichtigt. Die hohe Korrelation sowie Abhängigkeit von anderen Größen, wie der Bodenfeuchte, schon während der Parametrisierung des Modells, erschweren die Zuordnung eines korrekten Maßes an Sensitivität für die kategoriale Variable der Bodenart bzw. eine detaillierte Rückführung auf die drei Korngrößenbestandteile Ton, Schluff und Sand. Aus diesem Grund konnte der Bodenart im Rahmen der verwendeten Stichprobenstrategien kein quantitatives Sensitivitätsmaß zugeordnet werden. Da aber gerade die von der Bodenart beeinflussten Parameter (effektive Porosität und nutzbare Feldkapazität) als hoch sensitiv für Oberflächen- und Zwischenabfluss eingestuft werden, könnte bei der Korngrößenverteilung zumindest qualitativ von einem entsprechenden Einfluss ausgegangen werden. Allerdings zeigt sich hier eine generelle Einschränkung der Interpretierbarkeit, die Ries et al. (2018) wie folgt beschreiben: „Die Modellparameter als auch die von RoGeR simulierten hydrologischen Prozesse sind auf komplexe Art miteinander verbunden und eine klare Trennung zwischen einzelnen Faktoren hinsichtlich Ursache und Wirkung ist nicht immer möglich“ (Ries et al, 2018, S. 52).

Nichtsdestotrotz kann die Plausibilisierung der Sensitivitätsanalysen anhand der jeweils anderen als erfolgreich bewertet werden. Auch Sreedevi und Eldho (2019) kommen zu dem Ergebnis, dass es für einen Faktor der nach der Morris-Methode als unempfindlich eingestuft wird sehr unwahrscheinlich ist, von einer anderen Methode als sensitiv ausgewiesen zu werden. Kritisch anzumerken ist hierbei die Wahl des Grenzwertes zwischen sensitiven und nicht sensitiven Parameter, die einem gewissen Maß an Subjektivität unterliegt und die Anzahl der empfindlichen Parameter mitbestimmt. Trotzdem bietet die Anwendung der globalen Sensitivitätsanalyse in zukünftigen Studien das Potential unwichtige Parameter durch das effektive Morris-Screening zu reduzieren. Anschließende Methoden wie die Berechnung quantitativer Sensitivitätsmaße (lokale Sensitivitätsanalyse), Modellkalibrierung oder Unsicherheitsanalysen können dadurch auf die sensitiven Parameter reduziert und Rechenkapazität sowie Zeitaufwand deutlich gesenkt werden.

5.3 Unsicherheitsanalyse

Die Modellunsicherheit für das Modell RoGeR konnte in Anlehnung an die GLUE-Methode bestimmt werden. Auf Grund der höheren Effizienz im Vergleich zu der methodentypischen Monte-Carlo-Simulation, wurde zur Generierung der Modellensembles das Stichprobenverfahren nach Morris genutzt. Dadurch wird eine Möglichkeit geschaffen, das deterministische Modell RoGeR stochastisch auszuwerten (Pechlivanidis et al., 2011a). Die Auswahl, der für die Unsicherheitsanalyse zu bewertenden Modellläufe, wurde ebenfalls angepasst. Dies ist der hohen Varianz der Modellgüte für die jeweiligen Modellierungen der 132 Berechnungsversuche geschuldet. Das Unsicherheitsband wurde zum einen

anhand der minimal bzw. maximal möglichen Modellausgangswerte abzüglich eines 5 % Irrtumsintervall berechnet, zum anderen anhand der 10 % besten Modellläufe. Zusätzlich wurde der beste Modelllauf, mit dem der BK50 Parametrisierung verglichen. Das Konzept soll der Equifinalität, d.h. der Annahme, dass es keinen einzelnen, optimalen Parametersatz gibt, Rechnung tragen. Innerhalb des Modells repräsentieren demnach eine Vielzahl von N-A-Reaktionen ähnlich gute Modellierungsergebnisse (Beven und Binley, 1992).

Überraschend ist, dass die Parameterunsicherheit von Versuch zu Versuch, vor allem aber von Standort zu Standort in sehr variablen Unsicherheitsbandbreiten resultiert. Anhand derselben Berechnungsvorschriften werden mit unterschiedlicher Parametrisierung Modellierungen mit einer sehr hohen Präzision genauso wie einer Streuung über den gesamten möglichen Wertebereich der Abflusskoeffizienten erzielt (Abbildung 29 und Abbildung 30). In Abbildung 27 (Versuch 1) wird außerdem ersichtlich, dass die ausgegebene Präzision des Modells stark von der verwendeten Methode abhängen kann. Während das 95 % Konfidenzintervall fast den gesamten Ausgangswertebereich abdeckt, sind die 10 % besten Morris-Läufe so verteilt, dass sie nahezu identisch mit den Beobachtungsdaten liegen. Dagegen kommt es an anderen Standorten dazu, dass die 10 % besten Morris-Läufe mit dem 95 % Perzentil übereinstimmen. Für die diverse Ausprägung der Unsicherheit je nach Versuch konnte kein signifikantes Muster erkannt werden. Es zeigt jedoch in jedem Fall, dass die Wahl, welche Modellensembles in eine Unsicherheitsanalyse einbezogen werden und welche nicht, kritisch diskutiert werden sollte, da sie aktuell auf subjektiver Einschätzung beruht (Beven, 2012). Umfasst die Modellierung nur einen Standort bzw. Versuche mit vergleichbarer Anpassungsgüte ist die Definition eines absoluten Schwellenwertes (z.B. $NSE > 0,8$) entsprechend der GLUE Methode anwendbar.

Da verschiedene Modelle in unterschiedlichen Zeitschritten zum Ensemble-Vorhersageintervall beitragen, ändert sich die Verteilungsform der Vorhersage im Laufe der Zeit. Entsprechend der Sensitivitätsanalyse wäre eine Untersuchung der zeitlichen Abhängigkeit der Modellunsicherheit interessant.

Die Abweichung des besten Morris-Laufs im Vergleich zur BK50 Parametrisierung wirft die Fragen auf, welche und in welchem Umfang sich die Modellparameter unterscheiden. Dadurch könnten möglicherweise systematische Fehleinschätzungen der BK50 oder des Modellverständnisses ermittelt werden. Die variablen Bandbreiten der Unsicherheit der Standorte machen ebenfalls die Qualität und Eignung der verwendeten Daten deutlich. Auch wenn diese durch eine Landesanstalt (LGRB, 2019) zur Verfügung gestellt werden, sind die Daten für die weitere Verwendung immer kritisch zu hinterfragen und gegebenenfalls im Ergebnis auf die bestehenden Einschränkungen hinzuweisen (DWA, 2020). Ries et al. (2018) sprechen sich für die Güte der BK50 Informationen zur Parametrisierung des Modells RoGeR aus, trotzdem birgt die Regionalisierung von Umweltdaten immer ein gewisses Maß an Verzerrung und dadurch Erhöhung der Parameterunsicherheit (DWA, 2020). Aber auch ereignisabhängige Kenngrößen wie die initiale Bodenfeuchte tragen, entsprechend ihrer hohen Sensitivität für die Modellausgangsgrößen, erheblich zu der beobachteten Parameterunsicherheit bei (vgl. Kapitel 5.2). Für die flächenhafte Bereitstellung von Bodenfeuchtedaten steht derzeit besonders

die Entwicklung neuer Fernerkundungsmethoden im Vordergrund. Dadurch könnten die Unsicherheiten durch Modellierung (Steinbrich et al., 2016) oder der Zeitaufwand und die räumliche Begrenzung von Feldmessungen (Ries et al., 2018) eliminiert werden.

Obwohl innerhalb der Unsicherheitsanalyse durch die Veränderung der signifikanten Parameter ebenfalls eine starke Veränderung der Zwischenabflusskoeffizienten erwartet wurde, blieb diese teilweise aus. Trotz der veränderten Parameter fielen die simulierten Zwischenabflusskoeffizienten in einigen Fällen nicht unter die nach BK50 Parametrisierung berechnet (Abbildung 28). Die Breite des Unsicherheitsbandes konnte durch die Reduktion des 95 % Konfidenzintervall auf die 10 % besten Morris-Läufe für den Zwischenabflusskoeffizient weniger stark reduziert werden als für den Oberflächenabflusskoeffizient. Auch die zeitliche Ausprägung der beobachteten Zwischenabflusskoeffizienten konnte weder durch die BK50 Parametrisierung noch durch andere Modellensembles nachvollzogen werden. Die hohe Verzerrung zwischen den Ergebnissen des gesamten Modellensembles und Beobachtungsdaten einerseits, sowie die dadurch abgeleitete Präzision deuten auf ein noch unzureichendes konzeptionelles Verständnis über die Ausbildung des Zwischenabflusses innerhalb des Modells RoGeR hin. Auch in der gesamten hydrologischen Forschungsgemeinschaft wird dieses fehlende Wissen um einen konzeptionell-physikalischen Rahmen zur Vorhersage des Zwischenabflusses an Hängen, trotz vielfältiger empirischer Messungen der Fließwege im Untergrund, immer wieder dokumentiert (Kienzler und Naef, 2008). Die Nutzung von räumlich verteilten Sensornetzwerken, der Einsatz neuartiger Tracer (z.B. Nanopartikel) oder Informationen der mikrobiellen Gemeinschaft könnten in Zukunft helfen, die räumliche und zeitliche Ausbildung von Zwischenabfluss detaillierter zu erfassen und zu überwachen. Diese Daten können ebenfalls weisend für die Komplexität verwendeter Modelle zur Simulation von Zwischenabfluss sein (Chiffard et al., 2019). Weiterhin kann ein systematisches Design, entsprechend der von Ries et al. (2018) erhobenen Daten, den Vergleich der Ausbildungscharakteristika des Zwischenabflusses auf verschiedenen, repräsentativen Standorten ermöglichen und somit die Entwicklung neuer Modellierungsansätze fördern (Chiffard et al., 2019).

Ries et al. (2018) verwenden zur Modellierung der hier diskutierten Berechnungsversuche drei verschiedene Parametersätze. Während der erste ähnlich dieser Arbeit auf den Grundlagen der BK50 beruht, handelt es sich bei den anderen zwei um Feld- bzw. Labormessungen der Modellparameter. Auch die Spannweite der drei Modellierungsansätze kann als eine Art Parameterunsicherheitsanalyse angesehen werden, da die Parameter auf Basis dreier plausibler Grundlagendatensätzen beruhen. Während an einigen Standorten die Simulationsergebnisse anhand der verschiedenen Parameterkombinationen sehr ähnlich sind, weichen sie an anderen fast über die gesamte Bandbreite der möglichen Abflusskoeffizienten voneinander ab. Ein ähnliches Verhalten konnte auch in dieser Arbeit beobachtet werden.

Darüberhinausgehend könnten Unsicherheitsanalysen, die an der bayessche Statistik angelehnt sind (Beven, 2012), mit der Verwendung neuerer Gütemaße kombiniert werden. Die „Diagnostische Effizienz“ (DE) unterscheidet beispielsweise in die durchschnittliche Abweichung zwischen Modell und

Beobachtungen (konstante Fehler, B_{rel}), die Abweichung zwischen simulierten und beobachteten Abflüssen unter verschiedenen Bedingungen (dynamische Fehler, B_{area}) und den Fehlern durch die zeitliche Abweichung zwischen simulierten und beobachteten Abflüssen (zeitliche Fehler, r) (Schwemmlé et al., 2021). Für alle drei Komponenten könnte beispielsweise ein Grenzwert für die Auswahl der „guten“ Modellensembles definiert werden. Andererseits kann die spezifische Verzerrung für die verwendete Parameterkombination ermittelt werden und die Identifizierung potenzieller Parameterfehlerquellen unterstützen. Aktuell kann der vorgestellte Ansatz von Schwemmlé et al. (2021) nur für Regionen mit ganzjährigem Abfluss durch Berechnung der zugehörigen Abflussdauerkurve ausgeführt werden. Eine Anpassung der Methodik könnte aber auch die Auswertung von Starkregenmodellierungen bereichern.

Die in dieser Arbeit verwendete Unsicherheitsmethodik quantifiziert ausschließlich die Unsicherheit der Modellparameter unter der Annahme, dass das Modell an sich korrekt ist (Beven und Binley, 1992). Weiterhin ist anzumerken, dass in der gewählten Methodik der Unsicherheitsanalyse subjektive Entscheidungen, wie die Bandbreite der Parameter (Helton und Davis, 2000), die Strategie des Stichprobenverfahrens und die Wahl der Wahrscheinlichkeitsfunktion bzw. das Maß der Modellgüte eingehen, anhand derer entschieden wird, welche Modelle für die Analyse verwendet werden und welche nicht (Beven, 2012).

In hydrologischen Modellierungen sollte es laut Hartmann (2020) anerkannter Standard sein Modellunsicherheiten, wie in dieser Arbeit geschehen, zu quantifizieren und zusammen mit den Modellergebnissen zu kommunizieren. Werden Modellausgaben wie der Oberflächenabflusskennwert als Eingangsgrößen für anschließende hydraulische Simulationen genutzt, könnte z.B. auf Basis der Spannbreite des Unsicherheitsbandes gerechnet werden oder ein „worst-case“-Szenario, anhand der maximal simulierten Abflusskoeffizienten, entworfen werden.

6. Schlussfolgerungen und Ausblick

Die im Rahmen dieser Arbeit geschaffene Automatisierung der Modellrechnungen (Leistert, 2021) sowie die Automatisierung zur Erstellung der benötigten Control Files, anhand derer die Modellabläufe gesteuert werden, erwiesen sich als sehr wertvoll. Die Methodik konnte somit nicht nur für einen Standort oder Versuch angewendet werden, sondern es konnte eine Modellierung von 132 Niederschlags-Abfluss-Reaktionen durchgeführt und die Ergebnisse hier zusammengefasst werden.

Anhand der 132 modellierten Beregnungsversuche innerhalb Baden-Württembergs konnten bei Anwendung des physikalisch-basierten Modells RoGeR mittels einer Parametrisierung entsprechend den BK50-Daten deutlich bessere Ergebnisse der effektiven Niederschlagssummen im Vergleich zu den gemessenen Werten erzielt werden, als es bei einer Modellierung anhand der SCS-CN-Methode oder des Regionalisierungsverfahrens nach Lutz mit derselben Parametrisierungsgrundlage der Fall ist. Die empirischen Modelle zeigen vor allem eine systematische Unterschätzung der Direktabflusskoeffizienten. Entsprechende Defizite in der Modellstruktur des SCS-CN-Modells scheinen unter anderem die unzureichende Berücksichtigung der initialen Bodenfeuchtebedingungen und die fehlende Datenlage der CN-Werte auf Basis regionaler Starkregenereignisse zu sein. Bei Anwendung des Regionalisierungsverfahrens nach Lutz erscheint ebenfalls eine Optimierung der Modellparameter anhand neuer Starkregen-Abfluss-Beobachtungen sinnvoll. Entsprechend seiner höheren Parameterzahl könnte die Methode dann sogar zu einer detaillierteren Abbildung der effektiven Niederschläge durch Berücksichtigung der Niederschlagsdauer oder der Jahreszeit führen als es das SCS-CN-Verfahren ermöglicht. Bei zukünftigem Einsatz der beiden Modelle als Alternative zum Modell RoGeR erscheinen diese Anpassungen der empirisch ermittelten Größen sowie anschließende Validierung zwingend erforderlich. In Hinblick auf die in dieser Arbeit ermittelten Gütemaße der drei Modellierungen konnte der erhöhte zeitliche Aufwand zur Parametrisierung sowie der erhöhte Leistungsbedarf der Computerressourcen durch das Modell RoGeR eindeutig gerechtfertigt werden. Zudem bietet das Modell RoGeR den Vorteil, zwischen den Abflussbildungsprozessen zu unterscheiden und die zeitliche Variabilität der Modellausgangsgrößen abbilden zu können. Des Weiteren beschränken sich die vorliegenden Untersuchungen auf die Ausgangsgrößen des Oberflächen- und des Zwischenabflusses sowie der Integration der beiden Zeitreihen als Direktabfluss. Das Modell bietet aber weitaus mehr Ausgabemöglichkeiten, beispielsweise die Quantifizierung des Abflussprozesses der Trockenrissinfiltration oder weiterer Abflusskomponenten wie der Tiefenversickerung. Auch diese Modellergebnisse könnten anhand der angewendeten Methoden evaluiert werden, wobei die Abschätzung der Anpassungsgüte entsprechende Messdaten bedarf.

Die Simulation des Oberflächen- und Zwischenabflusskoeffizienten durch das Modell RoGeR entspricht nicht den geringen Abweichungen der Direktabflusskoeffizienten zwischen Modell und Beobachtungsdaten. Eine systematische Überschätzung der Oberflächenabflusskoeffizienten sowie eine systematische Unterschätzung der Zwischenabflusskoeffizienten führten zu einem Ausgleich der Modellverzerrungen bei Aggregation der Daten zum Direktabflusskoeffizienten. Bei der Simulation der Beregnungsversuche auf Wiesenstandorten war die Abweichung zwischen beobachteten und

simulierten Abflusskoeffizienten, sowie die Streuung der Residuen sowohl im positiven als auch im negativen Bereich höher als auf Ackerstandorten. Eine höhere Heterogenität der Wiesenstandorte wurde jedoch weder im Modell RoGeR noch in den empirischen Modellen erfasst. Zukünftige Studien könnten z.B. bisher fehlende, sensitive Abflussprozesse bzw. Parameter testen, um das Prozessverständnis in diesem Bereich zu erhöhen. Einfach zu bestimmende Feldparameter wie der Humusgehalt im Boden oder der Grad der Hydrophobizität stellen potenzielle Faktoren für eine veränderte Infiltrationskapazität und somit eine veränderte Ausprägung anschließender Abflussprozesse dar. Gleichzeitig spiegelt diese Überlegung auch die Grundfrage der hydrologischen Modellierung wider: Welche Komplexität ist in Hinblick auf Modellierungsgüte und -effizienz gerechtfertigt?

Die lokale Sensitivitätsanalyse anhand einfaktorieller Parameterperturbation liefert eine quantitative Einschätzung, wie stark die Variation des betrachteten Parameters sich auf die Modellausgangsgröße auswirkt. Zudem wird deutlich, dass die Relevanz der Modellparameter für die Abflusssimulation durch Anfangs- und Randbedingungen sowie der Lage in Raum und Zeit bedingt wird. Größter Kritikpunkt an den Ergebnissen ist die Vernachlässigung von Interaktionen, welche anhand der globalen Sensitivitätsmethode eindeutig nachgewiesen werden konnten. Im Vergleich zur lokalen Sensitivitätsanalyse stellt die globale Sensitivitätsanalyse ein qualitatives Maß zur Einteilung des Einflusses der Modellparameter auf die Güte der jeweiligen Simulation auf Basis der Elementaren-Effekte-Verteilung dar. Hier wird der gesamte physikalisch-mögliche Parameterbereich berücksichtigt und nicht die lokale Nachbarschaft der Parameterwerte. Dies scheint die Hauptursache für die abweichenden Sensitivitätsplatzierungen einzelner Parameter in Abhängigkeit der verwendeten Methode zu sein. Die einflussreichen Parameter für Oberflächenabflusskoeffizient und Zwischenabflusskoeffizient unterscheiden sich, abgesehen von der Bodenfeuchte und den Größen der Bodenporosität, deutlich. Hier konnten konzeptionelle Prozesse zugeordnet und die Ausprägung der Variation der Modellausgangsgröße erklärt werden. Das Modellverhalten kann demnach als weitgehend realistisch bewertet werden. Die hohe Übereinstimmung der beiden Methoden bietet in zukünftigen Analysen die Möglichkeit, nicht sensitive Parameter anhand des effektiven Morris-Stichprobenverfahren bereits vorab auszuschließen und detaillierte lokale Sensitivitätsanalysen ausschließlich für die einflussreicheren Parameter durchzuführen. Bei einer Vereinfachung des Modellkonzeptes sind meist Beschränkungen der detaillierten Betrachtung der Abflussbildungsprozesse hinzunehmen. Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, dass bei einer Modellierung des Modells RoGeR auf der Plotskala die Oberflächenrauheit als konstant angenommen werden kann, ohne die wesentliche Modellstruktur zu verändern. Eine Reduktion der Parameterdimensionalität kann ebenfalls helfen die Unsicherheiten im Modell auf ein tolerierbares Maß zu beschränken oder im Falle einer notwendigen Kalibrierung Zeit- und Computerressourcen einzusparen.

Im Rahmen dieser Arbeit konnte eine Unsicherheitsanalyse in Anlehnung an die GLUE-Methodik durchgeführt werden. Erwartungsgemäß zeigt die Untersuchung der Modellunsicherheit eine große Parameterunsicherheit, wobei sich die Breite des Unsicherheitsbandes von Ereignis zu Ereignis stark unterscheidet. Für einige der simulierten Berechnungsversuche nimmt die berechnete Unsicherheit nahezu den gesamten möglichen Wertebereich ein, wodurch eine Einstufung der Modellpräzision als vertretbar

hier nicht gerechtfertigt wäre. Dabei spiegelt sich das Auswahlkriterium der berücksichtigten Modellensembles teils stark in den Ergebnissen wider. Entsprechend den Erkenntnissen der lokalen Sensitivitätsanalyse, konnte auch für die Breite des Unsicherheitsbandes eine zeitliche Abhängigkeit festgestellt werden. An einigen Standorten werden entgegen den Erwartungen auch bei Veränderung der ermittelten, hoch sensitiven Parameter ähnliche Oberflächen- und Zwischenabflusskoeffizienten simuliert. Hier konnte kein klarer Trend in Bezug auf das Ausmaß der Equifinalität bezüglich der verschiedenen Versuchstypen festgestellt werden. Größter Kritikpunkt an der verwendeten Methode sowie anderen Ansätzen zur Bestimmung der Modellunsicherheit bleibt die bestehende Subjektivität verursacht durch die Wahl der Parameterbandbreite, der Strategie des Stichprobenverfahrens und des Gütekriteriums.

Interessant für die weitere Modelldiagnostik sowie die Bewertung der BK50 als Grundlagendaten der Simulation mit RoGeR wäre ein Vergleich zwischen der Parametrisierung des besten Morris-Laufs und der Standardparametrisierung. Eine entsprechende Analyse könnte systematische Fehler im Prozessverständnis, aber auch in der Parameterschätzung entsprechend der BK50 aufdecken. Gleichzeitig wäre es fahrlässig den besten Morris-Lauf als „wahre“ Parametrisierung anzunehmen. Ein solches Vorgehen und damit auch die Praktik der Modellkalibrierung kann zu einem Modell führen, das richtige Ergebnisse trotz oder aufgrund falscher Annahmen simuliert. Entsprechend der Philosophie des RoGeR-Modells, welche das Ziel verfolgt die Abflussbildungsprozesse möglichst physikalisch-basiert und prozessnah zu modellieren, sollte eine geringere Güte bedingt durch eine widerspruchsfreie Simulation akzeptiert werden. Eine entsprechende Idee zur Anpassung des Modells RoGeR wäre es, Parametersätze auszuschließen, die aufgrund sich kompensierender Fehler zu guten Abflusssimulationen führen, aber falsche interne Modellzustände aufweisen und ausschließlich „physikalisch“ korrekte Modellensembles weiter zu untersuchen.

Über diese Arbeit hinausgehende Untersuchungen könnten den Einfluss der zeitlichen und räumlichen Randbedingungen vertieft berücksichtigen. Landwirtschaftlich geprägte Standorte weisen im Verlauf der sommerlichen Starkregensaison teils unterschiedliche Vegetation durch die Fruchtfolgenwirtschaft, Grad der Bodenbedeckung und Konnektivität des Porensystems durch Bodenbearbeitung auf. Eine detaillierte Untersuchung der saisonalen Einflüsse auf die betrachtete Fläche bei einem bestimmten Niederschlagsereignis könnte helfen, die Sturzflutgefährdung eines Einzugsgebiets ebenfalls als Funktion der Zeit zu quantifizieren. Weiterhin könnte eine größere Vielfalt an Randbedingungen, z.B. unterschiedliche Intensitätsverteilungen (anfangsbetont, endbetont, Euler II) anstatt der hier verwendeten konstanten Regenintensität (Blockregen) einbezogen werden, um die Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalyse auf eine breitere Datenbasis zu stellen.

Um die weitere Eignung der zugrundeliegenden Modellansätze des N-A-Modells RoGeR unter variierenden klimatischen, geologischen und geographischen Bedingungen oder verschiedenen hydrologischen Randbedingungen zu evaluieren, dürfen Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen bei einer validen, umfassenden Modellbewertung nicht fehlen.

Literaturverzeichnis

- Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., Rasmussen, J., 1986. An introduction to the European Hydrological System — Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology* 87 (1-2), 45–59.
- Ajami, K.N., Gupta, H., Wagener, T., Sorooshian, S., 2004. Calibration of a semi-distributed hydrologic model for streamflow estimation along a river system. *Journal of Hydrology* 298 (1-4), 112–135.
- Albrecht, A.-M., 2019. Die Risikoanalyse im Starkregenrisikomanagement in Baden-Württemberg. *Wasserwirtsch* 109 (12), 34–39.
- Axer, T., Bistry, T., Klawa, M., Muller, M., Sueßer, M., Bomhard, P. von, 2015. *Sturmdokumentation Deutschland 2014*.
- Bachmaier, S., Weiler, M., 2011. New Dimensions of Hillslope Hydrology. In: D.F. Levia et al. (eds.) (Editor), *Forest Hydrology und Biogeochemistry. Synthesis of Past Research und Future Directions*. Springer Science+Business Media B.V., Dordrecht, pp. 455–482.
- Bahremand, A., Smedt, F. de, 2008. Distributed Hydrological Modeling und Sensitivity Analysis in Torysa Watershed, Slovakia. *Water Resour Manage* 22 (3), 393–408.
- Barben, M., H.-P. Hodel, H.-B. Kleeberg, M. Spreafico, R. Weingartner, 2001. Übersicht über Verfahren zur Abschätzung von Hochwasserabflüssen. Erfahrungen aus den Rheinanliegerstaaten. CHR, Lelystad.
- Barnes, E.A., Screen, J.A., 2015. The impact of Arctic warming on the midlatitude jet-stream: Can it? Has it? Will it? *WIREs Clim Change* 6 (3), 277–286.
- Baroni, G., Tarantola, S., 2014. A General Probabilistic Framework for uncertainty und global sensitivity analysis of deterministic models: A hydrological case study. *Environmental Modelling & Software* 51, 26–34.
- Bartels, H., 1997. Starkniederschlagshöhen für Deutschland. KOSTRA. Dt. Wetterdienst, Offenbach am Main.
- Batliner, A., 2020. Bodenhydrologische Kartierung und Niederschlags-Abfluss-Modellierung im Brixenbachtal (Tirol). Masterarbeit, Universität Innsbruck, Innsbruck.
- Becker, A., 2019. Extremerer Niederschlag im Klimawandel - Was wissen wir? *Wasserwirtsch* 109 (12), 10–16. <http://dx.doi.org/10.1007/s35147-019-0297-y>.
- Becker, A., Glos, E., 1969. *Grundlagen der Systemhydrologie*. Mitteilungen des Instituts für Wasserwirtschaft, Berlin.
- Becker, P., Becker, A., Dalelane, C., Deutschländer, T., Junghänel, T., Walter, A., 2016. Die Entwicklung von Starkniederschlägen in Deutschland. Plädoyer für eine differenzierte Betrachtung.
- Beisecker, R., Dießelberg, F., Seith, T., Senoner, F., Zettl, E., Strom, A., Hannappel, S., 2020. Veränderungen der Wasseraufnahme und -speicherung landwirtschaftlicher Böden und Auswirkungen auf das Überflutungsrisiko durch zunehmende Stark- und Dauerregenereignisse, Dessau-Roßlau.
- Bergström, S., Singh, V., 1995. *The HBV Model*. Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications.
- Bernet, D.B., Prasuhn, V., Weingartner, R., 2017. Surface water floods in Switzerland: what insurance claim records tell us about the damage in space und time. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 17 (9), 1659–1682.

-
- Beven, K., 2004. Robert E. Horton's perceptual model of infiltration processes. *Hydrol. Process.* 18 (17), 3447–3460.
- Beven, K., 2006. A manifesto for the equifinality thesis. *Journal of Hydrology* 320 (1-2), 18–36. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.007>.
- Beven, K., 2019. How to make advances in hydrological modelling. *Hydrology Research* 50 (6), 1481–1494.
- Beven, K., Binley, A., 1992. The future of distributed models: Model calibration und uncertainty prediction. *Hydrological Processes* 6 (3), 279–298.
- Beven, K.J., 2012. *Rainfall-runoff modelling. The primer.* Wiley-Blackwell, Chichester, West Sussex, Hoboken, NJ.
- Beven, K.J., Kirkby, M.J., Schofield, N., Tagg, A.F., 1984. Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments. *Journal of Hydrology* 69 (1-4), 119–143.
2005. *Bodenkundliche Kartieranleitung. Mit ... 103 Tabellen.* Schweizerbart i. Komm; Bundesanst. für Geowiss. und Rohstoffe, Stuttgart, Hannover.
- Boers, N., Goswami, B., Rheinwalt, A., Bookhagen, B., Hoskins, B., Kurths, J., 2019. Complex networks reveal global pattern of extreme-rainfall teleconnections. *Nature* 566 (7744), 373–377.
- Brasseur, G.P., Jacob, D., Schuck-Zöller, S., 2017. *Klimawandel in Deutschland: Entwicklung, Folgen, Risiken und Perspektiven.* Springer, Berlin, Heidelberg.
- Bronstert, A., 1999. Capabilities und limitations of detailed hillslope hydrological modelling. *Hydrol. Process.* (13), 21–48.
- Bronstert, A., Agarwal, A., Boessenkool, B., Fischer, M., Heistermann, M., Köhn-Reich, L., Moran, T., Wendi, D., 2017. Die Sturzflut von Braunsbach am 29. Mai 2016 – Entstehung, Ablauf und Schäden eines „Jahrhundertereignisses“. Teil 1: Meteorologische und hydrologische Analyse. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* (61), 150–162.
- Bronstert, A., Bárdossy, A., 2003. Uncertainty of runoff modelling at the hillslope scale due to temporal variations of rainfall intensity. *Physics und Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 28 (6-7), 283–288.
- Brown, C.D., Hollis, J.M., 1996. SWAT—A Semi-empirical Model to Predict Concentrations of Pesticides Entering Surface Waters from Agricultural Land. *Pesticide Science* 47 (1), 41–50.
- Bürger, G., Heistermann, M., Bronstert, A., 2014. Towards Subdaily Rainfall Disaggregation via Clausius–Clapeyron. *Journal of Hydrometeorology* 15 (3), 1303–1311. https://journals.ametsoc.org/view/journals/hydr/15/3/jhm-d-13-0161_1.xml?tab_body=pdf.
- Bürger, G., Pfister, A., Bronstert, A., 2021. Zunehmende Starkregenintensitäten als Folge der Klimaerwärmung : Datenanalyse und Zukunftsprojektion.
- Campolongo, F., Cariboni, J., Saltelli, A., 2007. An effective screening design for sensitivity analysis of large models. *Environmental Modelling & Software* 22 (10), 1509–1518.
- Cheng, Q., 2014. *Evaluating the Effect of Objective Functions on Model Calibration,* Freie Universität Berlin, Berlin.
- Chiffard, P., Didszun, J., Zepp, H., 2008. Skalenübergreifende Prozess-Studien zur Abflussbildung in Gebieten mit periglazialen Deckschichten (Sauerland, Deutschland). *Grundwasser* 13 (1), 27–41.

-
- Chiffard, P., Reinhardt-Imjela, C., Blume, T., Maerker, K., Hopp, L., van Meerveld, I., Graef, T., Gronz, O., Hartmann, A., Kohl, B., 2019. How can we model subsurface stormflow at the catchment scale if we cannot measure it? 8 Seiten.
- Clark, M.P., Slater, A.G., Rupp, D.E., Woods, R.A., Vrugt, J.A., Gupta, H.V., Wagener, T., Hay, L.E., 2008. Framework for Understanding Structural Errors (FUSE): A modular framework to diagnose differences between hydrological models. *Water Resources Research* 44 (12).
- Cullen, A.C., Frey, H.C., Frey, C.H., 1999. Probabilistic Techniques in Exposure Assessment. A Handbook for Dealing with Variability und Uncertainty in Models und Inputs. Springer Science & Business Media.
- Dingman, S.L., 2015. Physical Hydrology. Third Edition. Waveland Press.
- Dobmann, J., 2009. Hochwasserabschätzung in kleinen Einzugsgebieten der Schweiz. Dissertation, Universität Bern, Bern.
- Douglas-Smith, D., Iwanaga, T., Croke, B.F.W., Jakeman, A.J., 2020. Certain trends in uncertainty und sensitivity analysis: An overview of software tools und techniques. *Environmental Modelling & Software* 124, 104588.
- Dunne, T., Moore, T., Tylor, C.H., 1975. Recognition und prediction of runoff-producing zones in humid regions.
- DVWK, 1982. Arbeitsanleitung zur Anwendung von Niederschlag-Abfluss-Modellen in kleinen Einzugsgebieten, Teil I: Analyse, DVWK Regeln zur Wasserwirtschaft ...
- DWA, 2016. Risikomanagement in der kommunalen Überflutungsvorsorge für Entwässerungssysteme bei Starkregen. Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft Abwasser und Abfall e. V., Hennef.
- DWA, 2020. Bodenhydrologische Kartierung und Modellierung. Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft Abwasser und Abfall, Hennef.
- DWD, o. J. Unwetterklimatologie: Starkregen. <https://www.dwd.de/DE/leistungen/unwetterklima/starkregen/starkregen.html#:~:text=Starkregen%20entsteht%20durch%20Konvektion.,frei%20und%20verst%C3%A4rkt%20den%20Auftrieb>. Accessed January 25, 2022.
- DWD, 2016. Starkniederschläge in Deutschland, Offenbach am Main, Deutschland.
- Elshamy, M.E., Wheeler, H.S., 2009. Performance assessment of a GCM land surface scheme using a fine-scale calibrated hydrological model: an evaluation of MOSES for the Nile Basin. *Hydrol. Process.* 23 (11), 1548–1564.
- Engler, A., 1919. Untersuchungen über den Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer, Zürich.
- Fohrer, N., Bormann, H., Miegel, K., Casper, M., Bronstert, A., Schumann, A.H., Weiler, M. (Eds.), 2016. Hydrologie. Haupt Verlag; UTB GmbH, Bern, Stuttgart.
- Gall, M., Borden, K.A., Cutter, S.L., 2009. When Do Losses Count? *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 90 (6), 799–810.
- Gao, H., Sabo, J.L., Chen, X., Liu, Z., Yang, Z., Ren, Z., Liu, M., 2018. Landscape heterogeneity und hydrological processes: a review of landscape-based hydrological models. *Landscape Ecol* 33 (9), 1461–1480. <https://link.springer.com/article/10.1007/s10980-018-0690-4>.
- Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman, A., Blaškovičová, L., Blöschl, G., Borga, M., Dumitrescu, A., Daliakopoulos, I., Garcia, J., Irimescu, A., Kohnova, S., Koutroulis, A., Marchi, L., Matreata, S., Medina, V., Preciso, E., Sempere-Torres, D., Stancalie, G., Szolgay, J., Tsanis, I., Velasco, D., Viglione, A., 2009. A

-
- compilation of data on European flash floods. *Journal of Hydrology* 367 (1), 70–78. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169409000079>.
- Geo, o. J. Wie die Erderwärmung zu häufigeren Starkregen-Ereignissen führt. Accessed January 15, 2022.
- Gesamtverband der Deutschen Versicherungswirtschaft e. V., 2021. Naturgefahrenreport 2021. Die Schaden-Chronik der deutschen Versicherer, Berlin.
- Graham, C.B., McDonnell, J.J., 2010. Hillslope threshold response to rainfall: (2) Development und use of a macroscale model. *Journal of Hydrology* 393 (1-2), 77–93.
- Graham, C.B., Woods, R.A., McDonnell, J.J., 2010. Hillslope threshold response to rainfall: (1) A field based forensic approach. *Journal of Hydrology* 393 (1-2), 65–76.
- Guo, Y., Zhang, Y., Zhang, T., Wang, K., Ding, J., Gao, H. (Eds.), 2018. *Surface Runoff*. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Gupta, H.V., Beven, K.J., Wagener, T., 2006. *Model Calibration und Uncertainty Estimation*. John Wiley & Sons, Ltd.
- Hagemann, S., Chen, C., Clark, D.B., Folwell, S., Gosling, S.N., Haddeland, I., Hanasaki, N., Heinke, J., Ludwig, F., Voss, F., Wiltshire, A.J., 2013. Climate change impact on available water resources obtained using multiple global climate und hydrology models. *Earth System Dynamics* 4 (1), 129–144. <https://esd.copernicus.org/articles/4/129/2013/>.
- Hall, R., Erdélyi, R., Hanna, E., Jones, J.M., Scaife, A.A., 2015. Drivers of North Atlantic Polar Front jet stream variability. *Int. J. Climatol* 35 (8), 1697–1720.
- Hapuarachchi, H.A.P., Wang, Q.J., Pagano, T.C., 2011. A review of advances in flash flood forecasting. *Hydrological Processes* 25 (18), 2771–2784.
- Helton, J.C., Davis, F.J., 2000. *Sampling-Based Methods for Uncertainty und Sensitivity Analysis*. Office of Scientific und Technical Information (OSTI).
- Hengst, A., 2019. Vergleich und Analyse vergangener Sturzflutereignisse und Starkniederschläge in Baden-Württemberg. Masterarbeit, Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg.
- Herman, J., Usher, W., 2017. SALib: An open-source Python library for Sensitivity Analysis. *JOSS* 2 (9), 97.
- Horton, R.E., 1933. The Role of infiltration in the hydrologic cycle. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 14 (1), 446–460.
- Hossain, F., Arnold, J., Beighley, E., Brown, C., Burian, S., Chen, J., Madadgar, S., Mitra, A., Niyogi, D., Pielke, R., Tidwell, V., Wegner, D., 2015. Local-To-Regional Landscape Drivers of Extreme Weather und Climate: Implications for Water Infrastructure Resilience. *J. Hydrol. Eng.* 20 (7), 2515002.
- Hu, G.-R., Li, X.-Y. (Eds.), 2018. *Subsurface Flow*. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Hübner, R., Heller, K., Günther, T., Kleber, A., 2015. Monitoring hillslope moisture dynamics with surface ERT for enhancing spatial significance of hydrometric point measurements. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19 (1), 225–240.
- Hundecha, Y., Bárdossy, A., 2004. Modeling of the effect of land use changes on the runoff generation of a river basin through parameter regionalization of a watershed model. *Journal of Hydrology* 292 (1-4), 281–295.
- Hurford, A.P., Priest, S.J., Parker, D.J., Lumbroso, D.M., 2012. The effectiveness of extreme rainfall alerts in predicting surface water flooding in England und Wales. *Int. J. Climatol.* 32 (11), 1768–1774.

-
- Hursh, C.R., Brater, E.F., 1941. Separating storm-hydrographs from small drainage-areas into surface- und subsurface-flow. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 22 (3), 863–871.
- IWK, 2006. Beschreibung der hydrologischen Verfahren, Universität Karlsruhe.
- Jackisch, C., Angermann, L., Allroggen, N., Sprenger, M., Blume, T., Tronicke, J., Zehe, E., 2017. Form and function in hillslope hydrology: in situ imaging und characterization of flow-relevant structures. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21 (7), 3749–3775.
- Jeziorska, J., Niedzielski, T., 2018. Applicability of TOPMODEL in the mountainous catchments in the upper Nysa Kłodzka river basin (SW Poland). *Acta Geophys.* 66 (2), 203–222. <https://link.springer.com/article/10.1007/s11600-018-0121-6>.
- Jones, R.H., Westra, S., Sharma, A., 2010. Observed relationships between extreme sub-daily precipitation, surface temperature, und relative humidity. *Geophysical Research Letters* 37 (22).
- Kelleher, C., Wagener, T., McGlynn, B., 2015. Model-based analysis of the influence of catchment properties on hydrologic partitioning across five mountain headwater subcatchments. *Water Resour. Res.* 51 (6), 4109–4136.
- Khakbaz, B., Imam, B., Hsu, K., Sorooshian, S., 2012. From lumped to distributed via semi-distributed: Calibration strategies for semi-distributed hydrologic models. *Journal of Hydrology* 418-419, 61–77. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169409000894>.
- Kienzler, P.M., Naef, F., 2008. Temporal variability of subsurface stormflow formation. *Hydrology und Earth System Sciences* 12 (1), 257–265. <https://hess.copernicus.org/articles/12/257/2008/>.
- Kirkby, M.J., Chorley, R.J., 1967. Throughflow, overland flow und erosion. *Hydrological Sciences Journal*.
- KLIWA, 2019. Starkniederschläge - Entwicklungen in Vergangenheit und Zukunft.
- Knapp, H.V., Durgunoglu, A., Ortel, T.W., 1991. A review of rainfall-runoff modeling for stormwater management, Champaign, Illinois.
- Knoben, W.J.M., Freer, J.E., Woods, R.A., 2019. Technical note: Inherent benchmark or not? Comparing Nash–Sutcliffe und Kling–Gupta efficiency scores. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 23 (10), 4323–4331.
- Kotz, M., Levermann, A., Wenz, L., 2022. The effect of rainfall changes on economic production. *Nature* 601 (7892), 223–227.
- Krause, P., Boyle, D.P., Bäse, F., 2005. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment, *Advances in Geosciences*. Copernicus GmbH, pp. 89–97.
- Krier, R., 2017. Einflussfaktoren auf Sturzfluten und deren Potential zur Modellierung. Masterarbeit, Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg.
- Kron, W., 2009. Überschwemmungsüberraschung: Sturzfluten und Überschwemmungen fernab von Gewässern. *Wasserwirtsch* 99 (6), 15–20.
- Krysanova, V., Hattermann, F., Wechsung, F., 2005. Development of the ecohydrological model SWIM for regional impact studies und vulnerability assessment. *Hydrological Processes* 19 (3), 763–783.
- Landesdienst Südwest, 2018. Mehrere Verletzte im Südwesten - Straßen überflutet. Unwetter in Stuttgart und Region. *Stuttgarter Zeitung* 2018. <https://www.stuttgarter-zeitung.de/inhalt.unwetter-in-stuttgart-und-region-drei-verletzte-im-suedwesten-weitere-gewitter-vorher-gesagt.8211461b-84ce-431e-9f6d-6c453374c317.html>.

-
- Lavandier, G., 2019. Validierung des Modells RoGeR für Starkregenereignisse in Luxemburg mit realen Einsatzdaten. Masterarbeit, Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg.
- Lenhart, T., Eckhardt, K., Fohrer, N., Frede, H.-G., 2002. Comparison of two different approaches of sensitivity analysis. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 27 (9-10), 645–654.
- LfU, 2019. Loseblattsammlung. Hydrologische Planungsgrundlagen.
- LGRB, 2019. Bodenkarte von Baden-Württemberg (BK50). GeoFachdaten BW.
- Liebscher, H.-J., Mendel, H., 2010. Vom empirischen Modellansatz zum komplexen hydrologischen Flussgebietsmodell – Rückblick und Perspektiven –, Koblenz.
- LUBW, 2016. Leitfaden Kommunales Starkregenrisikomanagement in Baden-Württemberg. LUBW Landesanstalt für Umwelt Messungen und Naturschutz, Karlsruhe.
- Lutz, W., 1984. Berechnung von Hochwasserabflüssen unter Anwendung von Gebietskenngrößen, Inst. f. Hydrologie und Wasserwirtschaft, Karlsruhe.
- Madigan, D., Raftery, A.E., Volinsky, C., Hoeting, J., 1996. Bayesian model averaging. *Proceedings of the AAAI Workshop on Integrating Multiple Learned Models*, 77–83. <https://www.stat.colostate.edu/~jah/papers/bma1.pdf>.
- Maniak, U., 2017. Hydrologie und Wasserwirtschaft. Eine Einführung für Ingenieure. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.
- Marchi, L., Borga, M., Preciso, E., Gaume, E., 2010. Characterisation of selected extreme flash floods in Europe und implications for flood risk management. *Journal of Hydrology* 394 (1-2), 118–133.
- Marhaento, H., Booij, M.J., Hoekstra, A.Y., 2018. Hydrological response to future land-use change und climate change in a tropical catchment. *Hydrological Sciences Journal*.
- McDonnell, J.J., 2003. Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall-runoff response. *Hydrol. Process.* 17 (9), 1869–1875.
- McDonnell, J.J., M. Sivapalan, K. Vaché, S. Dunn, G. Grant, R. Haggerty, C. Hinz, R. Hooper, J. Kirchner, M. L. Roderick, J. Selker, M. Weiler, 2007. Moving beyond heterogeneity und process complexity: A new vision for watershed hydrology. *Water Resources Research* 43 (7).
- Mcintyre, N., Ballard, C., Bruen, M., Bulygina, N., Buytaert, W., Cluckie, I., Dunn, S., Ehret, U., Ewen, J., Gelfan, A., Hess, T., Hughes, D., Jackson, B., Kjeldsen, T.R., Merz, R., Park, J.-S., O'Connell, E., O'Donnell, G., Oudin, L., Todini, E., Wagener, T., Wheeler, H., 2014. Modelling the hydrological impacts of rural land use change. *Hydrology Research* 45 (6), 737–754.
- McMillan, H., Krueger, T., Freer, J., 2012. Benchmarking observational uncertainties for hydrology: rainfall, river discharge und water quality. *Hydrol. Process.* 26 (26), 4078–4111.
- Meerveld, I.T.-v., Weiler, M., 2008. Hillslope dynamics modeled with increasing complexity. *Journal of Hydrology* 361 (1-2), 24–40.
- Melching, C.S., Singh, V.P., 1995. Reliability estimation, Computer models of watershed hydrology. *Water Resources Publications*. <https://agris.fao.org/agris-search/search.do?recordid=us9719862>.
- Menberg, K., Heo, Y., Augenbroe, G., Choudhary, R., 2016. New extension of Morris method for sensitivity analysis of building energy models.
- Merz, B., Bárdossy, A., Schiffler, G.R., 2002. Different methods for modelling the areal infiltration of a grass field under heavy precipitation. *Hydrological Processes* 16 (7), 1383–1402.

-
- Merz, R., 2006. Regionalisierung von Ereigniskenngrößen. Wiener Mitteilungen Band 197: Methoden der hydrologischen Regionalisierung, Wien.
- Merz, R., Böschel, G., 2003. Methoden der hydrologischen Regionalisierung im Zusammenhang mit der Niederschlag-Abflussmodellierung. Niederschlag-Abfluss Modellierung - Simulation und Prognose 164.
- Mishra, V., Wallace, J.M., Lettenmaier, D.P., 2012. Relationship between hourly extreme precipitation und local air temperature in the United States. Geophysical Research Letters 39 (16).
- Moriassi, D.N., Arnold, J.G., van Liew, M.W., Bingner, R.L., Harmel, R.D., Veith, T.L., 2007. Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations. Transactions of the ASABE 50 (3), 885–900.
- Morris, M.D., 1991. Factorial Sampling Plans for Preliminary Computational Experiments. Technometrics (33), 161–174.
- Mueller, E.N., Pfister, A., 2011. Increasing occurrence of high-intensity rainstorm events relevant for the generation of soil erosion in a temperate lowland region in Central Europe. Journal of Hydrology 411 (3-4), 266–278. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169411006986>.
- Murawski, A., Zimmer, J., Merz, B., 2016. High spatial und temporal organization of changes in precipitation over Germany for 1951-2006. Int. J. Climatol 36 (6), 2582–2597.
- NERC, 1999. Flood Estimation Handbook. Centre for Ecology und Hydrology, Wallingford.
- Oberle, P., Kron, A., Kerlin, T., Nestmann, F., Ruiz Rodriguez, E., 2021. Diskussionsbeitrag zur Fließwiderstandsparametrisierung zur Simulation der Oberflächenabflüsse bei Starkregen. Wasserwirtsch 111 (4), 12–21.
- Ogden, F.L., Watts, B.A., 2000. Saturated area formation on nonconvergent hillslope topography with shallow soils: A numerical investigation. Water Resources Research 36 (7), 1795–1804.
- Ostrowski, M., 2008. Ingenieurhydrologie II. Skript, Technische Universität Darmstadt, Darmstadt.
- Osuch, M., Romanowicz, R.J., und Booij, M.J., 2015. The influence of parametric uncertainty on the relationships between HBV model parameters und climatic characteristics. Hydrological Sciences Journal.
- Panthou, G., Mailhot, A., Laurence, E., Talbot, G., 2014. Relationship between Surface Temperature und Extreme Rainfalls: A Multi-Time-Scale und Event-Based Analysis. Journal of Hydrometeorology 15 (5), 1999–2011. https://journals.ametsoc.org/view/journals/hydr/15/5/jhm-d-14-0020_1.xml.
- Patt, H., Jüpner, R., 2020. Hochwasser-Handbuch. Springer Fachmedien Wiesbaden, Wiesbaden.
- Pechlivanidis, I., Jackson, B., McIntyre, N., Wheeler, H., 2011a. Catchment scale hydrological modelling: A review of model types, calibration approaches und uncertainty analysis methods in the context of recent developments in technology und applications. Global-NEST International Journal 13 (3), 193–214. https://www.researchgate.net/profile/ilias-pechlivanidis/publication/266341273_catchment_scale_hydrological_modelling_a_review_of_model_types_calibration_approaches_and_uncertainty_analysis_methods_in_the_context_of_recent_developments_in_technology_and_applications.
- Pechlivanidis, I., McIntyre, N., Jackson, B., Wheeler, H., 2011b. Catchment scale hydrological modelling: A review of model types, calibration approaches und uncertainty analysis methods in the context of recent developments in technology und applications. Global NEST Journal (13), 193–214.

-
- Peschke, G., Etzenberg, C., Töpfer, J., Zimmermann, S., Müller, G., 1999. Runoff generation regionalization: analysis und a possible approach to a solution.
- Phillips, J., 2003. Sources of nonlinearity und complexity in geomorphic systems. *Progress in Physical Geography*, 1–23.
- Pianosi, F., Beven, K., Freer, J., Hall, J.W., Rougier, J., Stephenson, D.B., Wagener, T., 2016. Sensitivity analysis of environmental models: A systematic review with practical workflow. *Environmental Modelling & Software* 79 (2), 214–232.
- Pitt, M., 2008. Learning lessons from the 2007 floods.
- Ponce, V., Hawkins, R., 1996. Runoff Curve Number: Has It Reached Maturity? *Journal of Hydrologic Engineering* (1).
- Priestley, S., 2015. A conceptual model of the SCS runoff method.
- Ries, F., Kirn, L., Weiler, M., 2018. Validierung von Oberflächenabflüssen nach Starkregen an Hängen in Baden-Württemberg. Projektbericht an die LUBW. unveröffentlicht.
- Ries, F., Kirn, L., Weiler, M., 2020a. Experimentelle Untersuchung der Abflussbildung bei Starkregen. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 64. (5).
- Ries, F., Kirn, L., Weiler, M., 2020b. Runoff reaction from extreme rainfall events on natural hillslopes: a data set from 132 large-scale sprinkling experiments in south-western Germany. *Earth Syst. Sci. Data* 12 (1), 245–255.
- Ritter, A., Muñoz-Carpena, R., 2013. Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. *Journal of Hydrology* 480, 33–45. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169412010608>.
- Rosenzweig, B.R., McPhillips, L., Chang, H., Cheng, C., Welty, C., Matsler, M., Iwaniec, D., Davidson, C.I., 2018. Pluvial flood risk und opportunities for resilience. *WIREs Water* 5 (6), 1.
- Saltelli, A., 2004. Sensitivity analysis in practice: a guide to assessing scientific models. *Journal of the Royal Statistical Society: Series A (Statistics in Society)* 168 (2), 464. https://rss.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.1467-985x.2005.358_13.x#page=10.
- Scherrer, S., 1996. Abflussbildung bei Starkniederschlägen: Identifikation von Abflussprozessen mittels künstlicher Niederschläge. Dissertation, ETH Zürich, Zürich.
- Scherrer, S., Demuth, N., 2007. Die Identifikation von hochwasserrelevanten Flächen als Grundlage für die Beurteilung von extremen Abflüssen.
- Scherrer, S., Naef, F., Faeh, A.O., Cordery, I., 2007. Formation of runoff at the hillslope scale during intense precipitation. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* (11), 907–922.
- Schwemmler, R., Demand, D., Weiler, M., 2021. Technical note: Diagnostic efficiency – specific evaluation of model performance. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 25 (4), 2187–2198.
- Scibeka, J., Allena, D.M., Cannonb, A.J., Whitfieldb, P.H., 2007. Groundwater–surface water interaction under scenarios of climate change using a high-resolution transient groundwater model. *Journal of Hydrology* 333 (2-4), 165–181. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169406004069>.
- Sherman, L.K., 1932. Stream flow from rainfall by the unit-hydrograph method (108), 501–505.
- Sidle, R.C., Hirano, T., Gomi, T., Terajima, T., 2007. Hortonian overland flow from Japanese forest plantations—an aberration, the real thing, or something in between? *Hydrological Processes* 21 (23), 3237–3247.

-
- Sieber, A., 2003. Parameterstudien und Unsicherheitsanalysen mit dem Einzugsgebietsmodell TACD. Diplomarbeit, Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg.
- Singh, V.P., Woolhiser, D.A., 2002. Mathematical Modeling of Watershed Hydrology. *J. Hydrol. Eng.* 7 (4), 270–292.
- Sivapalan, M., 2005. Pattern, Process und Function: Elements of a Unified Theory of Hydrology at the Catchment Scale. In: M.G. Anderson, J.J. McDonnell (Editors), *Encyclopedia of hydrological sciences*. Wiley, Chichester.
- Sivapalan, M., Takeuchi, K., Franks, S.W., Gupta, V.K., Karambiri, H., Lakshmi, V., Liang, X., McDonnell, J.J., Mendiondo, E.M., O'Connell, P.E., Oki, T., Pomeroy, J.W., Schertzer, D., Uhlenbrook, S., Zehe, E., 2003. IAHS Decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003–2012: Shaping an exciting future for the hydrological sciences. *Hydrological Sciences Journal* 48 (6), 857–880.
- Sklash, M.G., Farvolden, R.N., 1979. The role of groundwater in storm runoff. *Journal of Hydrology* 43 (1-4), 45–65. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169479901641>.
- Smith, M.B., Gupta, H.V., 2012. The Distributed Model Intercomparison Project (DMIP) – Phase 2 experiments in the Oklahoma Region, USA. *Journal of Hydrology* 418-419, 1–2.
- Soil Conservation Service, 1956. *National Engineering of Handbook*. Engineering Division, Soil Conservation Service, U.S. Department of Agriculture, Washington DC.
- Song, S., Wang, W., 2019. Impacts of Antecedent Soil moisture on the Rainfall–Runoff Transformation Process Based on High-Resolution Observations in Soil Tank Experiments. *Water* 11 (2), 296.
- Sorooshian, S., Gupta, V.K., 1985. The Analysis of Structural Identifiability: Theory and Application to Conceptual Rainfall-Runoff Models. *Water Resources Research* 21 (4), 487–495.
- Specka, X., 2014. Analyse und Parametrisierung eines komplexen Agrarökosystemmodells für Fragestellungen der ökologischen Folgeabschätzung des Energiepflanzenanbaus, Brandenburgischen Technischen, Cottbus-Senftenberg.
- Spreafico, M., Viviroli, D., 2013. *Ausgewählte Beiträge zur Abschätzung von Hochwasser und Feststofftransport in der Schweiz - Grundlagen, Methoden, Fallbeispiele*, Bern.
- Spreafico, M., Weingartner, R., Barben, M., Ryser, A., 2003. *Hochwasserabschätzung in schweizerischen Einzugsgebieten – Praxishilfe*. Berichte des BWG, Bern.
- Sreedevi, S., Eldho, T.I., 2019. A two-stage sensitivity analysis for parameter identification and calibration of a physically-based distributed model in a river basin. *Hydrological Sciences Journal* 64 (6), 701–719.
- Stadt Münster, o. J. Bilanz zum Jahrestag des Ausnahme-Unwetters. Accessed January 7, 2022.
- Steinbrich, A., o. J. Beschreibung zur Ableitung der Eingangsdatensätze für das Ereignisbasierte N-A-Modell RoGeR und RoGeR_Dyn.
- Steinbrich, A., 2019. Beschreibung zur Ableitung der Eingangsdatensätze für das Ereignisbasierte N-A-Modell RoGeR und RoGeR_Dyn.
- Steinbrich, A., Heinrichs, M., Leistert, H., Scherer, I., Schuetz, T., Uhl, M., Weiler, M., 2018. Ermittlung eines naturnahen Wasserhaushalts als Planungsziel für Siedlungen – Hydrologie & Wasserbewirtschaftung. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 62. (6).
- Steinbrich, A., Leistert, H., Weiler, M., 2016. Model-based quantification of runoff generation processes at high spatial und temporal resolution. *Environ Earth Sci* 75 (21), 165.

-
- Steinbrich, A., Leistert, H., Weiler, M., 2020. Forschungsprojekt zur Generierung von einheitlichen Datengrundlagen für die hydraulische Modellierung von Starkregenereignissen. Projektbericht an die LUBW. unveröffentlicht.
- Steinbrich, A., Leistert, H., Weiler, M., 2021. RoGeR – ein bodenhydrologisches Modell für die Beantwortung einer Vielzahl hydrologischer Fragen. *Korrespondenz der Wasserwirtschaft* (14).
- Steinbrich, A., Weiler, M., Leistert, H., 2015. Alles RoGeR? Modellierung von Sturzfluten aufgrund von Starkniederschlägen. *Fachgemeinschaft hydrologische Wissenschaften in der DWA. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* (35.15).
- Strom, A., Hannappel, S., 2020. Sensitivitätsanalyse zum Einfluss landwirtschaftlicher Bewirtschaftungsformen auf die Abflussbildung von Agrarflächen bei Sturzflutereignissen.
- Stuttgarter Zeitung, 2019. Land unter im Remstal – Unwetter ziehen über Stuttgart. Wetter im Raum Stuttgart. *Stuttgarter Zeitung* 2019. <https://www.stuttgarter-zeitung.de/inhalt.wetter-im-raum-stuttgart-land-unter-im-remstal-unwetter-ziehen-ueber-stuttgart.eea7b937-df0c-4e20-a2db-e1c2907c43ac.html?reduced=true>.
- SWR, 2021. Nach Unwetter in Biberach: Stadt besucht betroffene Quartiere. MÖGLICHE SCHUTZMASSNAHMEN BEI HOCHWASSER. SWR 2021. <https://www.swr.de/swr-aktuell/baden-wuerttemberg/friedrichshafen/stadtverwaltung-biberach-besucht-hochwasseropfer-100.html>.
- Tang, Y., Reed, P., van Werkhoven, K., Wagener, T., 2007. Advancing the identification and evaluation of distributed rainfall-runoff models using global sensitivity analysis. *Water Resources Research* 43 (6).
- Troch, P.A., Carrillo, G.A., Heidbüchel, I., Rajagopal, S., Switanek, M., Volkmann, T.H.M., Yaeger, M., 2009. Dealing with Landscape Heterogeneity in Watershed Hydrology: A Review of Recent Progress toward New Hydrological Theory. *Geography Compass* 3 (1), 375–392.
- Tromp-van Meerveld, H.J., McDonnell, J.J., 2006. Threshold relations in subsurface stormflow: 1. A 147-storm analysis of the Panola hillslope. *Water Resources Research* 42 (2).
- Uchida, T., Tromp-van Meerveld, I., McDonnell, J.J., 2005. The role of lateral pipe flow in hillslope runoff response: an intercomparison of non-linear hillslope response. *Journal of Hydrology* 311 (1-4), 117–133. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.01.012>.
- Wagener, T., Kollat, J., 2007. Numerical und visual evaluation of hydrological und environmental models using the Monte Carlo analysis toolbox. *Environmental Modelling & Software* 22 (7), 1021–1033.
- Weiler, M., 2021. Starkregen und Sturzfluten: Prozesse, Einflussfaktoren, Modellierung.
- Weiler, M., 2022. mündliche Absprache zur Masterarbeit. Accessed.
- Weiler, M., McDonnell, J.J., 2004. Virtual experiments. A new approach for improving process conceptualization in hillslope hydrology. *Journal of Hydrology* (285 (1-4)), 3–18.
- Weiler, M., McDonnell, J.J., 2006. Testing nutrient flushing hypotheses at the hillslope scale: A virtual experiment approach. *Journal of Hydrology* 319 (1-4), 339–356. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169405003707>.
- Weiler, M., McDonnell, J.J., Tromp-van Meerveld, I., Uchida, T., 2005. Subsurface Stormflow. In: M.G. Anderson, J.J. McDonnell (Editors), *Encyclopedia of hydrological sciences*. Wiley, Chichester.
- Weiler, M., Naef, F., 2003. An experimental tracer study of the role of macropores in infiltration in grassland soils. *Hydrol. Process.* 17 (2), 477–493.

-
- Wessolek, G., Kaupenjohann, M., Renger, M., 2009. Bodenphysikalische Kennwerte und Berechnungsverfahren für die Praxis.
- Westfälische Wilhelms-Universität Münster, o. J. Klimadiagramm für Münster. Accessed January 7, 2022.
- Wheater, H.S., 2002. Progress in und prospects for fluvial flood modelling. *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences* 360 (1796), 1409–1431.
- Whipkey, R.Z., 1965. Subsurface stormflow from forested slopes. *International Association of Scientific Hydrology. Bulletin* 10 (2), 74–85.
<http://dx.doi.org/10.1080/02626666509493392>.
- Zehe, E., Sivapalan, M., 2009. Threshold behaviour in hydrological systems as (human) geoecosystems: manifestations, controls, implications. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 13 (7), 1273–1297.

Anhang

1. Liste verwendeter Abkürzungen

Symbol	Name
AAT	Multidimensionale Sensitivitätsanalyse (engl. „All-(factors)-At-a-Time“)
AK	Arbeitskreis
akt	Aktuell
BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
BK50	Bodenkarte 1:50.000
BÜK	Bodenübersichtskarte
BW	Baden-Württemberg
CC	Clausius-Clapeyron-Beziehung
CN	Kurvennummer
CSV	Comma-Separated-Values-Datei
DA	Direktabfluss
DACH	Kooperationen zwischen Deutschland, Österreich und Schweiz
DVA (früher: DVWK)	Deutscher Verband für Wasser- und Abfallwirtschaft e. V.
DWD	Deutscher Wetterdienst
EE	Elementare Effekte
EZG	Einzugsgebiet(e)
ff.	fortfolgend
f.Ü.	Freie Übersetzung
GDM	Digitales Geländemodell
GDV	Gesamtverband der Deutschen Versicherungswirtschaft
GIS	Geoinformationssysteme
GLUE	Unsicherheitsanalyse nach Beven und Binley (1992) (engl. „Generalized likelihood uncertainty estimation“)
HGK50	Hydrogeologische Karte 1:50.000
HOF	Horten'scher Oberflächenabfluss
Hrsg.	Herausgeber
IWK	Institut für Wasser und Gewässerentwicklung am Karlsruher Institut für Technologie
LAWA	Bund/Länderarbeitsgemeinschaft Wasser
LfU	Bayerisches Landesamt für Umwelt
LGBR	Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Baden-Württemberg
LUBW	Landesanstalt für Umwelt Baden-Württemberg
MAF	Matrixdurchfluss
max	maximal
ML	Morris-Lauf

m. ü. NHN.	Meter über Normalhöhennull
N-A-	Niederschlag-Abfluss-
OA	Oberflächenabfluss
OAT	eindimensionale Sensitivitätsanalyse (engl. „One-(factor)-At-a-Time“)
Obs.	Beobachteter Wert
o.J.	Ohne Jahr
PF	Präferentielles Fließen
PIK	Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung
RoGeR	Runoff Generation Research Model
RET	Retention
S	Standort
SCS	Soil Conservation Service
Sim.	Simulierter Wert
SOF	Sättigungsoberflächenabfluss
SR	Starkregen
SRRM	Starkregenrisikomanagement
SSF	Zwischenabfluss
STMUV	Bayerisches Staatsministerium für Umwelt und Verbraucherschutz
TXT	Text File Datei
u	unversiegelt
UB	Unsicherheitsband
V	Versuch
v	versiegelt
WaBoA	Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg
WZ	Wochenzahl
ZA	Zwischenabfluss

2. Liste verwendeter Symbole

Symbol	Einheit	Bedeutung
A	[km ²]	Fläche
ASM	[Vol.-%]	Vorfeuchte
A _v	[mm]	Anfangsverlust
BW	[Vol.-%]	Bodenfeuchte
CN	[-]	Kurvennummer (engl. „curve number“)
DE	[-]	Diagnostische Effizienz
drV	[Vol.-%]	Drainierbares Volumen
FK	[Vol.-%]	Feldkapazität
h _A	[mm]	Abflusshöhe
HOF	[m ³ /s]	Horton'scher Oberflächenabfluss
HQ	[m ³ /s]	Hochwasserabfluss
i	[min]	Teilzeitschritt
I _A	[mm]	Anfangsverluste
K _D	[-]	Dirketabflusskoeffizient
K _{OA}	[-]	Oberflächenabflusskoeffizient
K _{ZA}	[-]	Zwischenabflussabflusskoeffizient
k	[-]	Parameteranzahl des Modells
kf	[mm/h]	Hydraulische Leitfähigkeit
k _{st}	[m ^{1/3} /s]	Rauhigkeitsbeiwert nach Strickler
LK	[Vol.-%]	Luftkapazität
MP-Inf	[mm]	Makroporeninfiltration
Matrix-Inf	[mm]	Matrixinfiltration
n	[-]	Anzahl der Wiederholungen
N _{Eff}	[-]	Effektiver, abflusswirksamer Niederschlag
nFK	[Vol.-%]	Nutzbare Feldkapazität
NSE	[-]	Nash-Sutcliffe Effizienz
RMSE	[mm]	Normalisierte Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers (engl. „Normalized Root-Mean-Square-Error“)
PWP	[Vol.-%]	Permanenter Welkepunkt
Q _B	[m ³ /s]	Basisabfluss
Q _D	[mm/h]	Direktabfluss
Q _{OA}	[mm/h]	Oberflächenabfluss
Q _{ZA}	[mm/h]	Zwischenabfluss
Q _{Obs}	[mm/h]	Beobachteter Abfluss
Q _{Sim}	[mm/h]	Simulierter Abfluss
R	[-]	Korrelationskoeffizient

r^2	[-]	Regressionskoeffizient
RMSE	[mm]	Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers (engl. „Root-Mean-Square-Error“)
S	[mm]	Gebietsrückhalt
SG	[%]	Skelettgehalt
TP	[m ³ /s]	Tiefenperkolation
TR-Inf	[mm]	Trockenrissinfiltration
μ^*	[-]	Mü* (Morris-Parameter)
σ	[-]	Sigma (Morris-Parameter)

3. Methoden

3.1 Grundlagendaten der Modellparametrisierung

Tabelle A. 1: Lageinformationen der einzelnen Standorte (Ries et al., 2018). Die fett gedruckten Größen gehen als Parameter in das N-A-Modell RoGeR ein.

Nr.	Standort	Koordinaten [Breitengrad Längengrad]	Höhe [m. ü. NHN.]	Gefälle [%]
1	Schoenberg	N 47.953115 E 7.819822	371	12
2	Wildtal	N 48.037743 E 7.885157	278	18
3	Freiburg	N 47.976959 E 7.835794	303	16
4	Freiburg	N 47.976460 E 7.835404	299	16
5	Freiamt	N 48.182077 E 7.910890	431	14
6	Freiamt	N 48.181774 E 7.910264	430	21
7	Ofingen	N 48.002016 E 7.708751	228	14
8	Seelbach	N 48.295031 E 7.912452	245	16
9	Seelbach	N 48.295109 E 7.912113	249	21
10	Sankt Maergen	N 48.002836 E 8.095760	850	32
11	Wehingen	N 48.154839 E 8.784896	795	18
12	Gosheim	N 48.148092 E 8.757268	868	19
13	Gosheim	N 48.144792 E 8.761731	847	11
14	Bonndorf	N 47.814092 E 8.338600	821	27
15	Zimmern	N 47.933921 E 8.704150	670	14
16	Zimmern	N 47.934944 E 8.703113	694	12
17	Aasen	N 47.983580 E 8.543461	714	14
18	Aasen	N 47.982615 E 8.542800	715	12
19	Baiersbronn	N 48.507662 E 8.378209	596	21
20	Raithaslach	N 47.881549 E 8.966642	590	9
21	Neckartenzlingen	N 48.591520 E 9.247871	339	14
22	Waldstetten	N 48.770545 E 9.815013	406	12
23	Haidgau	N 47.906326 E 9.832559	682	14

Tabelle A. 2: Parametrisierung des Bodentyps anhand der Methode der BGR (2004). Bodenhydrologische Informationen entsprechend der BK50 (LGRB, 2019). Dokumentation der Landnutzung am Standort erfolgte durch Ries et al. (2018). Die Parameter Bodentyp und Landnutzung sind ausschlaggebend für die Ermittlung des CN-Wertes (SCS-CN-Modell) bzw. der Anfangsverluste sowie Endabflussbeiwerte (Regionalisierungsverfahren nach Lutz).

Standort-Nr. [-]	Bodenart [-]	Bodengruppe [-]	Obergruppe [-]	Luftkapazität [%]	nutzbare Feldkapazität [%]	Bodentyp nach BGR (2004) [-]	Landnutzung (Vegetationstyp) [-]
1	Ut4	Tonschluffe	Schluffe	15	11	A	Dauerwiese
2	Ls3	Normallehme	Lehme	15	14	A	Dauerwiese
3	Ls2	Normallehme	Lehme	15	13	A	Dauerwiese
4	Ls2	Normallehme	Lehme	10	13	B	Acker (Senf)
5	Ut4	Tonschluffe	Schluffe	10	14	B	Acker (Triticale)
6	Ut4	Tonschluffe	Schluffe	15	14	A	Dauerwiese
7	Ut3	Lehmschluffe	Schluffe	10	15	B	Acker (Wintergerste)
8	Sl3	Lehmsande	Sande	18	10	A	Acker (Mais)
9	Sl3	Lehmsande	Sande	18	10	A	Dauerwiese
10	Sl4	Sandlehme	Lehme	12	9	B	Dauerwiese
11	Tu3	Schlufftone	Ton	12	14	B	Dauerwiese
12	Lt3	Schlufftone	Ton	12	8	B	Dauerwiese
13	Lt3	Schlufftone	Ton	7	8	D	Acker (Gründüngung)
14	Tu3	Schlufftone	Ton	12	14	B	Dauerwiese
15	Tu3	Schlufftone	Ton	12	13	B	Acker (abgeerntet)
16	Tu3	Schlufftone	Ton	12	13	B	Dauerwiese
17	Tu2	Lehmtone	Ton	12	10	B	Dauerwiese
18	Tu2	Lehmtone	Ton	10	10	B	Acker (Luzerne/Klee)
19	Sl2	Lehmsande	Sande	18	9	A	Dauerwiese
20	Slu	Sandlehme	Lehme	10	16	B	Acker (abgeerntet)
21	Uls	Lehmschluffe	Schluffe	10	13	B	Acker (Gründüngung)
22	Lt2	Normallehme	Lehme	10	8	B	Dauerwiese
23	Lu	Tonschluff	Schluffe	10	12	B	Acker (abgeerntet)

Tabelle A. 3: Standortinformationen der BK50 bzw. Tiefenperkolation nach HGK50 (Ries et al., 2018; LGRB, 2019). Die fett gedruckten Größen gehen als Parameter in das N-A-Modell RoGeR ein.

Standort-Nr. [-]	Gründigkeit [cm]	Luftkapazität [%]	Feldkapazität [%]	nutzbare Feldkapazität [%]	effektive Porosität [%]	Totwasseranteil [%]	gesättigte Wasserleitfähigkeit [mm/h]	Tiefenperkolation [mm/h]	Skelettgehalt [%]
1	100	15	31	11	26	20	10,4	0,7	0
2	90	15	25	14	29	11	16,7	0,7	20
3	30	15	23	13	28	10	10,4	4,2	12,5
4	30	10	23	13	23	10	4,2	4,2	12,5
5	150	10	35	14	24	21	10,4	0,7	0
6	150	15	35	14	29	21	10,4	0,7	0
7	150	10	30	15	25	15	10,4	0,1	14
8	80	18	16	10	28	6	41,7	65,5	40
9	80	18	16	10	28	6	41,7	65,5	40
10	100	12	15	9	21	6	29,2	0,7	30
11	150	12	38	14	26	24	6,3	0,7	43
12	48	12	26	8	20	18	10,4	0	12,5
13	48	7	26	8	15	18	4,2	0	12,5
14	70	12	41	14	26	27	6,3	70,6	15
15	60	12	30	13	25	17	16,7	0,7	45
16	60	12	30	13	25	17	16,7	0,7	45
17	60	12	33	10	22	23	10,4	0,7	20
18	60	10	33	10	20	23	4,2	0,7	20
19	80	18	14	9	27	5	41,7	0,7	40
20	150	10	28	16	26	12	4,2	0,7	6,25
21	150	10	31	13	23	18	10,4	0,7	5
22	150	10	33	8	18	25	6,3	0,7	15
23	150	10	15	12	22	3	4,2	0,7	15

Tabelle A. 4: Standortinformationen abgeleitet nach Steinbrich (2019). Die fett gedruckten Größen gehen als Parameter in das N-A-Modell RoGeR ein.

Standort-Nr. [-]	WFS [mm]	Makroporendichte (vertikal) [1/m ²]	Makroporen- länge [cm]	Makroporendichte (hangparallel) [1/m ²]	Rauheit [m ^{1/3} /s]
1	91	100	80	125	7,5
2	31	100	80	125	7,5
3	38	100	30	125	7,5
4	38	75	30	125	10
5	91	75	30	125	10
6	91	100	80	125	7,5
7	92	75	30	125	10
8	40	75	30	125	10
9	40	100	80	125	7,5
10	32	100	80	125	7,5
11	46	100	80	125	7,5
12	49	100	48	125	7,5
13	49	75	30	125	10
14	46	100	70	125	7,5
15	46	75	30	125	10
16	46	100	60	125	7,5
17	40	100	60	125	7,5
18	40	75	30	125	10
19	31	100	80	125	7,5
20	37	75	30	125	10
21	73	75	30	125	10
22	40	100	80	125	7,5
23	53	75	30	125	10

Tabelle A. 5: Bodenfeuchtemesswerte nach Ries et al. (2018) um Skelettgehalt und Messausreißern korrigiert.

Standort- Nr. [-]	V1 [%]	V2 [%]	V3 [%]	V4 [%]	V5 [%]	V6 [%]
1	18,7	36,2	31,5	31,8	31,6	30,7
2	14,6	28,2	31,9	32,7	32,1	34,0
3	14,9	25,3	35,3	35,6	35,6	35,4
4	16,6	25,3	34,2	31,8	34,7	30,7
5	31,8	38,0	39,3	39,5	39,5	39,5
6	36,9	38,9	42,2	42,3	42,3	39,6
7	20,3	27,9	31,5	31,8	31,6	30,7
8	20,9	27,9	31,5	20,3	20,3	20,3
9	20,9	27,9	31,5	31,8	31,6	30,7
10	19,6	25,3	28,7	28,9	25,6	23,1
11	16,6	22,3	25,7	25,8	25,5	24,5
12	20,9	27,9	31,5	31,8	31,6	30,7
13	20,9	27,9	31,5	31,8	31,6	30,7
14	20,9	27,9	31,5	31,8	31,6	30,7
15	7,6	10,6	12,0	12,5	11,8	11,3
16	8,4	11,4	13,3	13,5	12,2	11,5
17	18	29,8	32,9	33,0	33,1	32,5
18	20,9	27,9	31,5	31,8	31,6	30,7
19	21,2	27,9	31,5	31,8	31,6	30,7
20	25,0	32,3	33,5	33,7	33,8	33,1
21	34,5	39,1	40,7	40,7	40,7	30,7
22	33,6	37,0	37,6	37,6	37,6	30,7
23	23,1	29,2	31,8	32,2	32,3	33,1

4. Ergebnisse

4.1 Modellierungsergebnisse RoGeR (BK50 Parametrisierung)

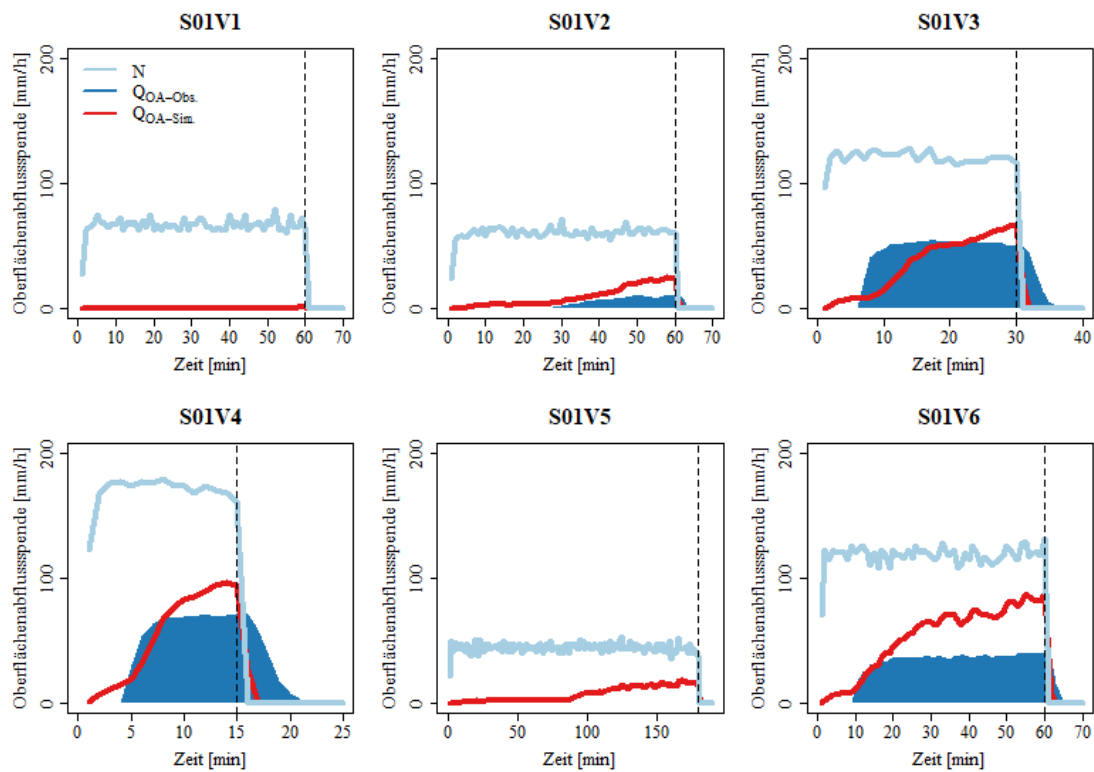


Abbildung A. 1: Gemessene und simulierte Oberflächenabflussspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 1, einer Wiese am Schönberg bei Freiburg.

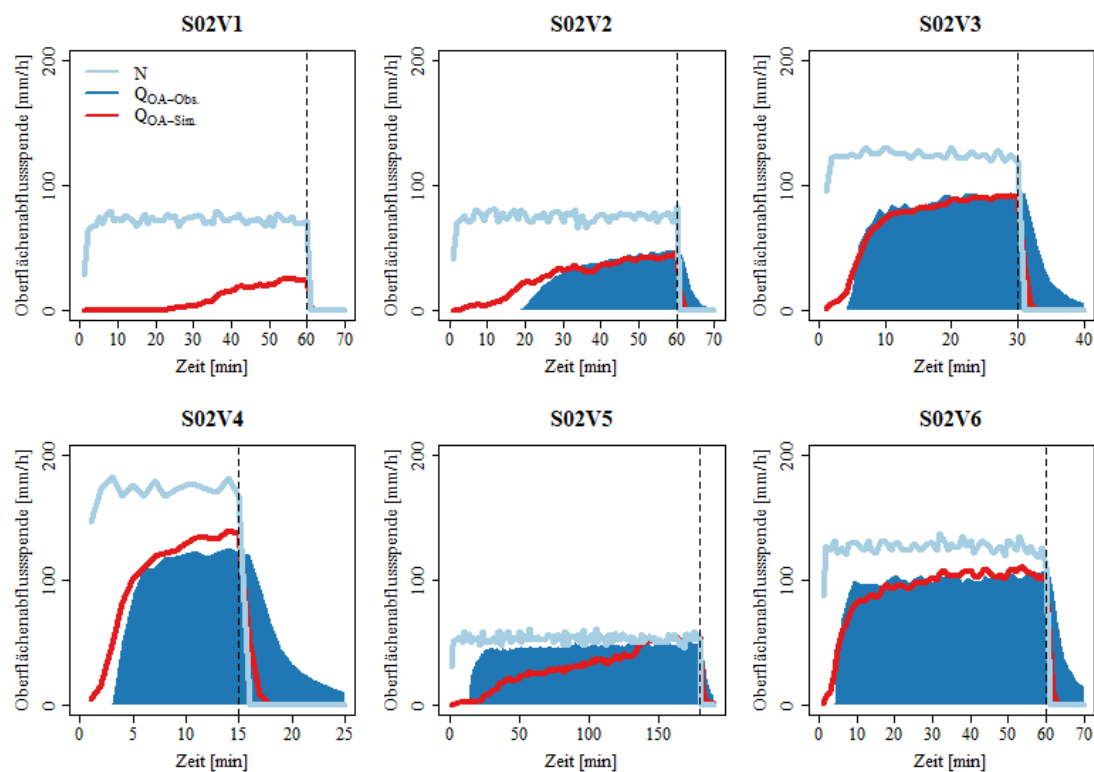


Abbildung A. 2: Gemessene und simulierte Oberflächenabflussspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 2, einer Wiese bei Wildtal.

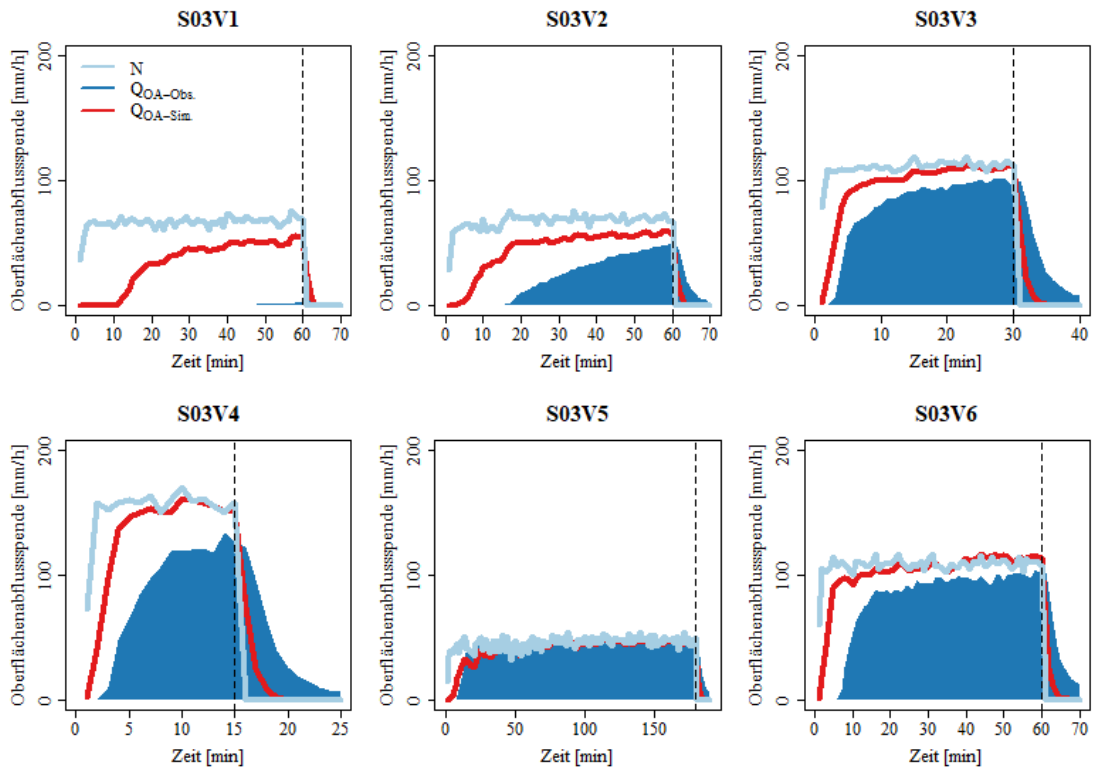


Abbildung A. 3: Gemessene und simulierte Oberflächenabflussspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 3, einer Wiese am Schlierberg.

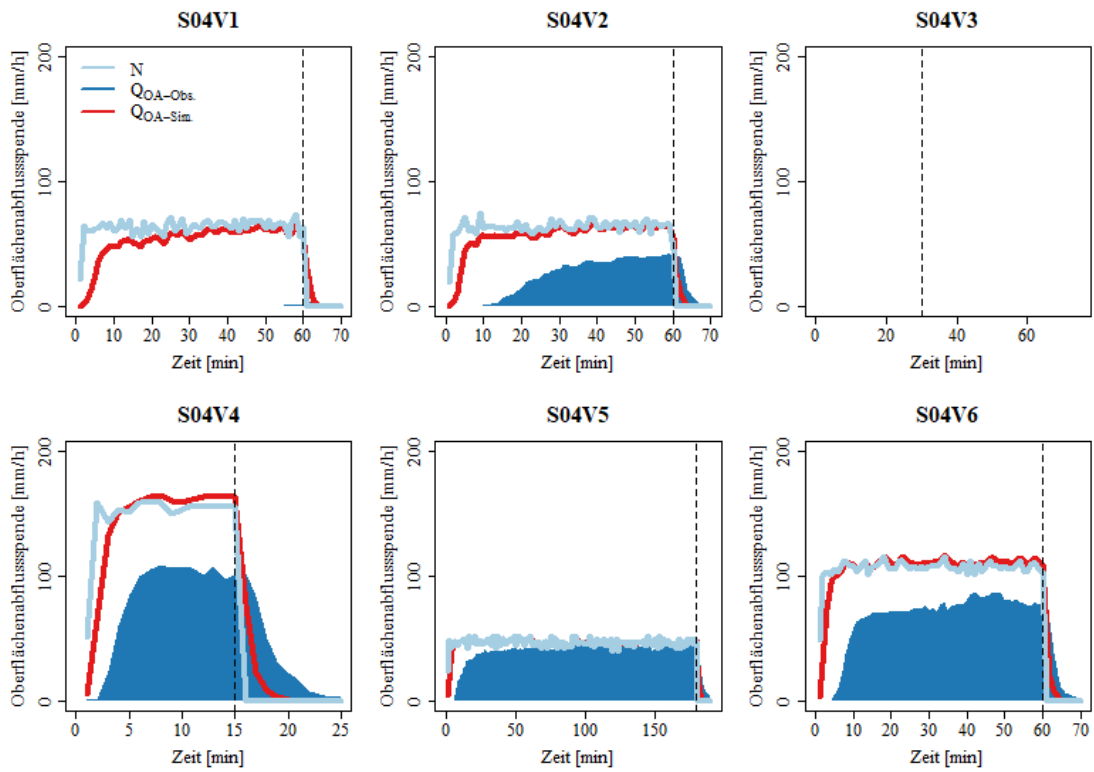


Abbildung A. 4: Gemessene und simulierte Oberflächenabflussspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 4, einem Acker bei Schlierberg.

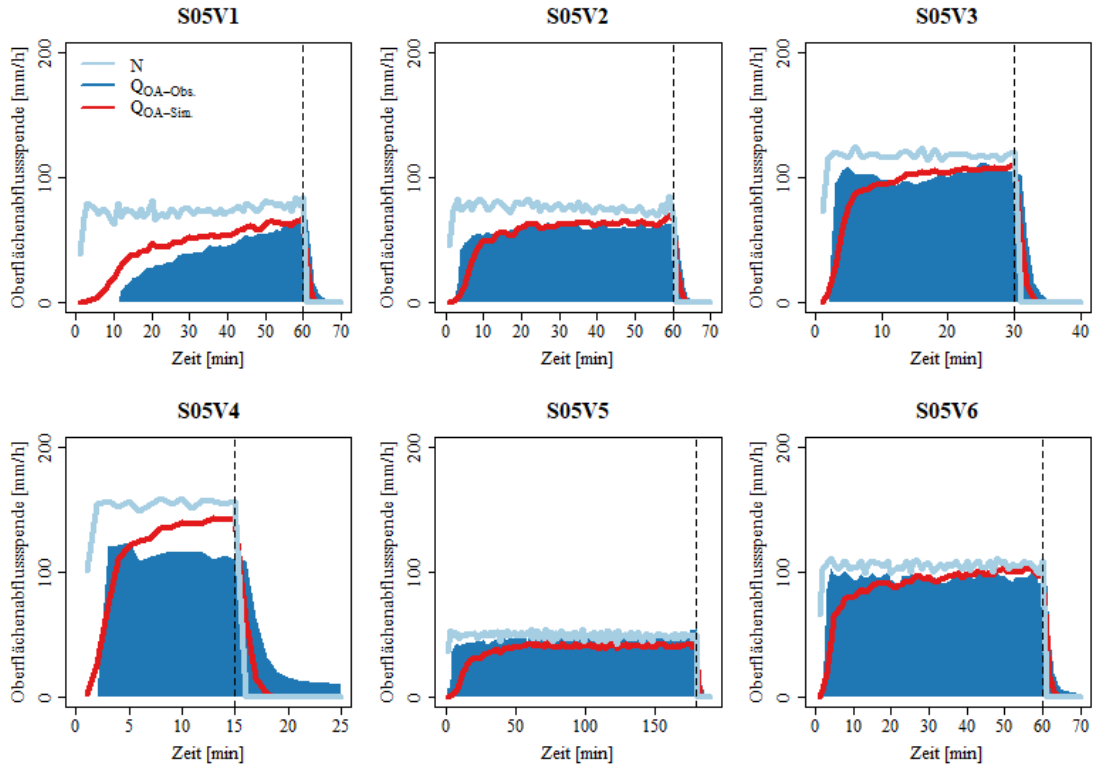


Abbildung A. 5: Gemessene und simulierte Oberflächenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 5, einem Acker bei Freiamt.

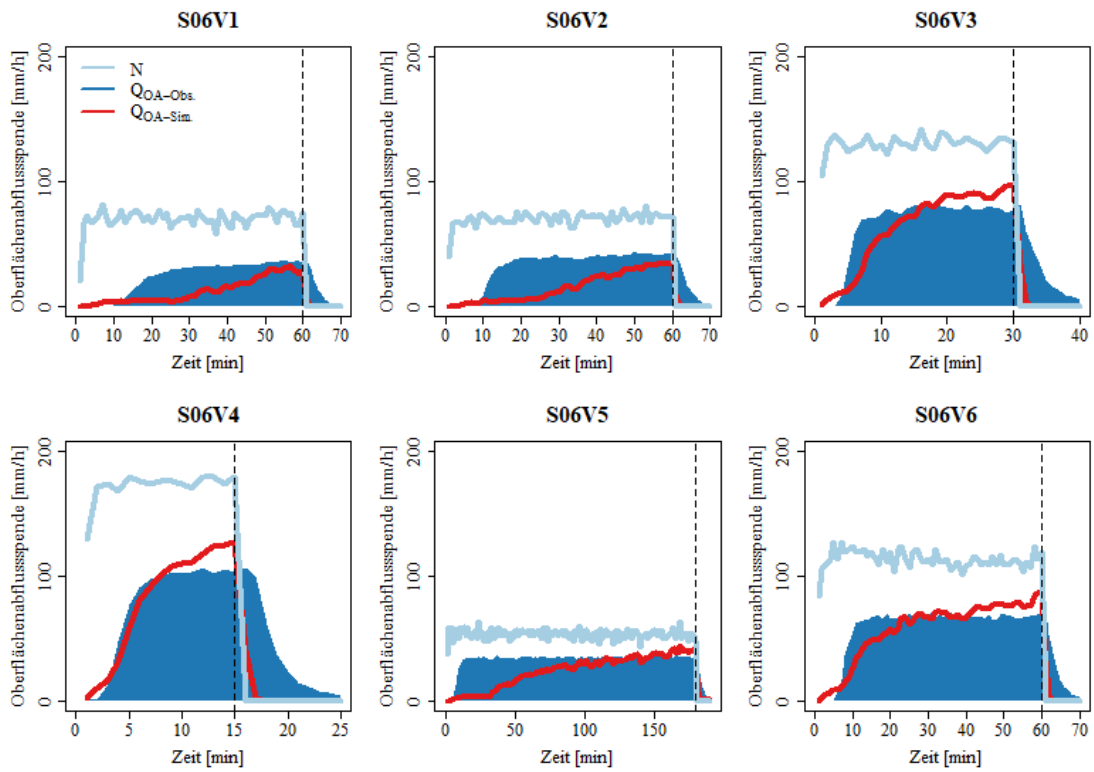


Abbildung A. 6: Gemessene und simulierte Oberflächenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 6, einer Wiese bei Freiamt.

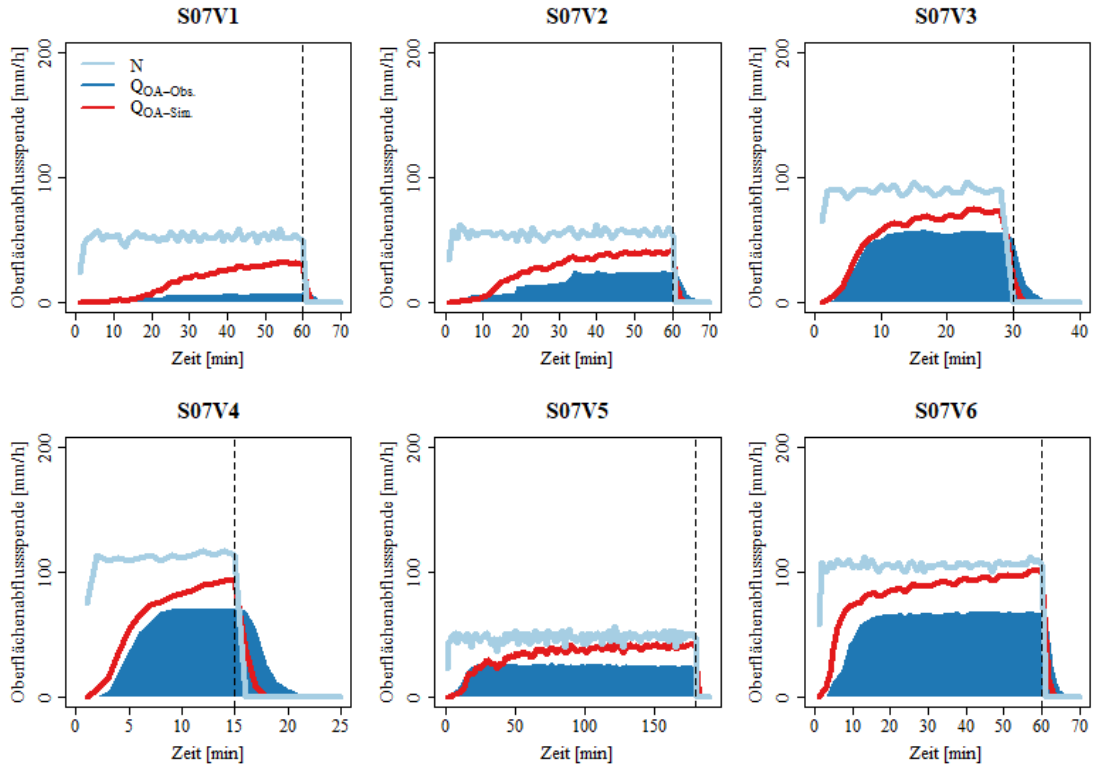


Abbildung A. 7: Gemessene und simulierte Oberflächenabflussspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 7, einem Acker bei Opfingen.

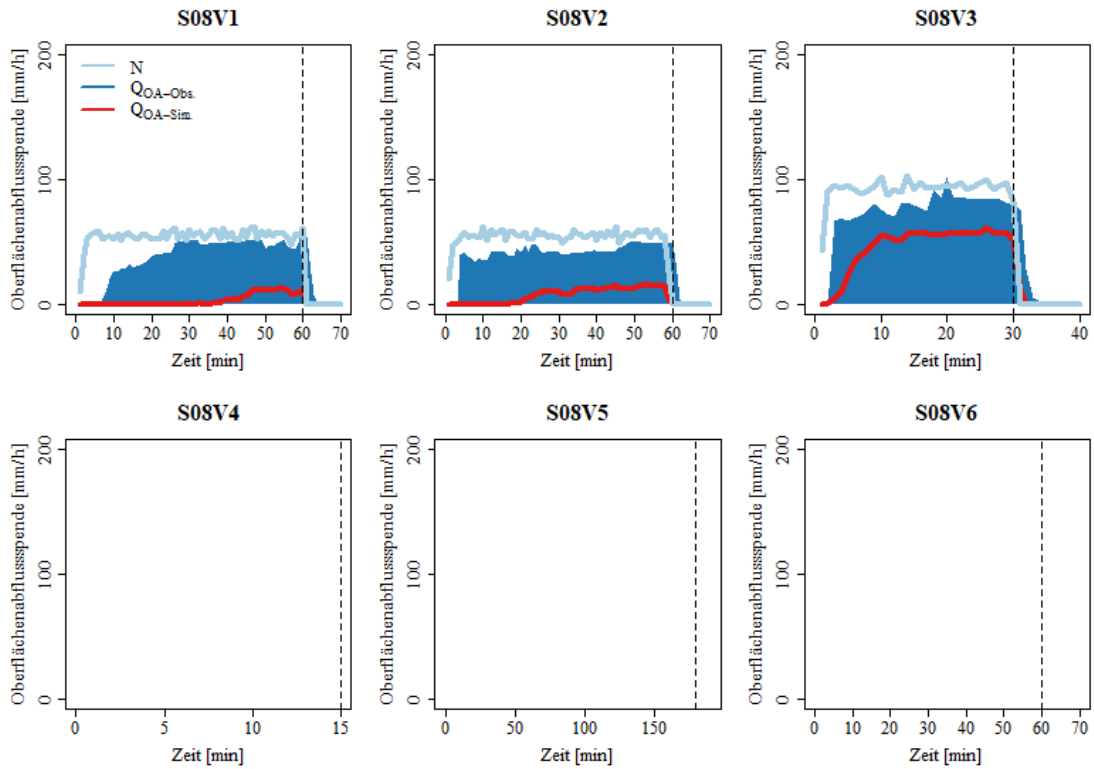


Abbildung A. 8: Gemessene und simulierte Oberflächenabflussspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 8, einem Acker bei Seelbach.

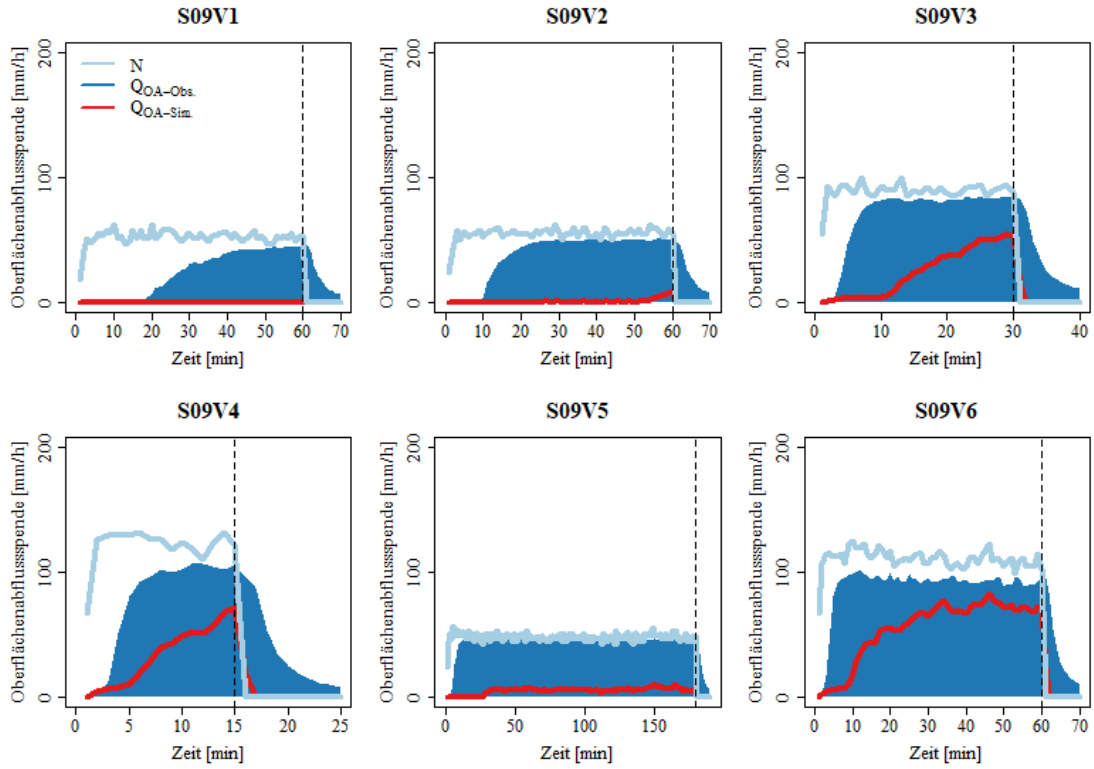


Abbildung A. 9: Gemessene und simulierte Oberflächenabflussspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 9, einer Wiese bei Seelbach.

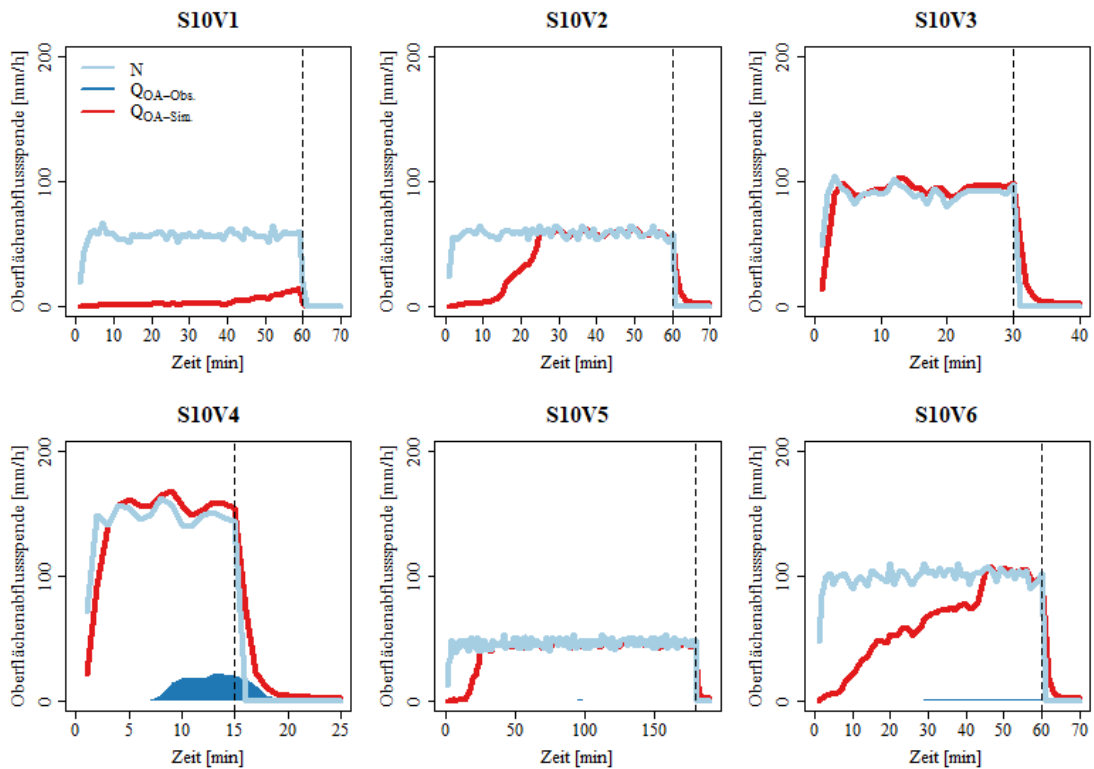


Abbildung A. 10: Gemessene und simulierte Oberflächenabflussspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 10, einer Wiese bei Sankt Märgen.

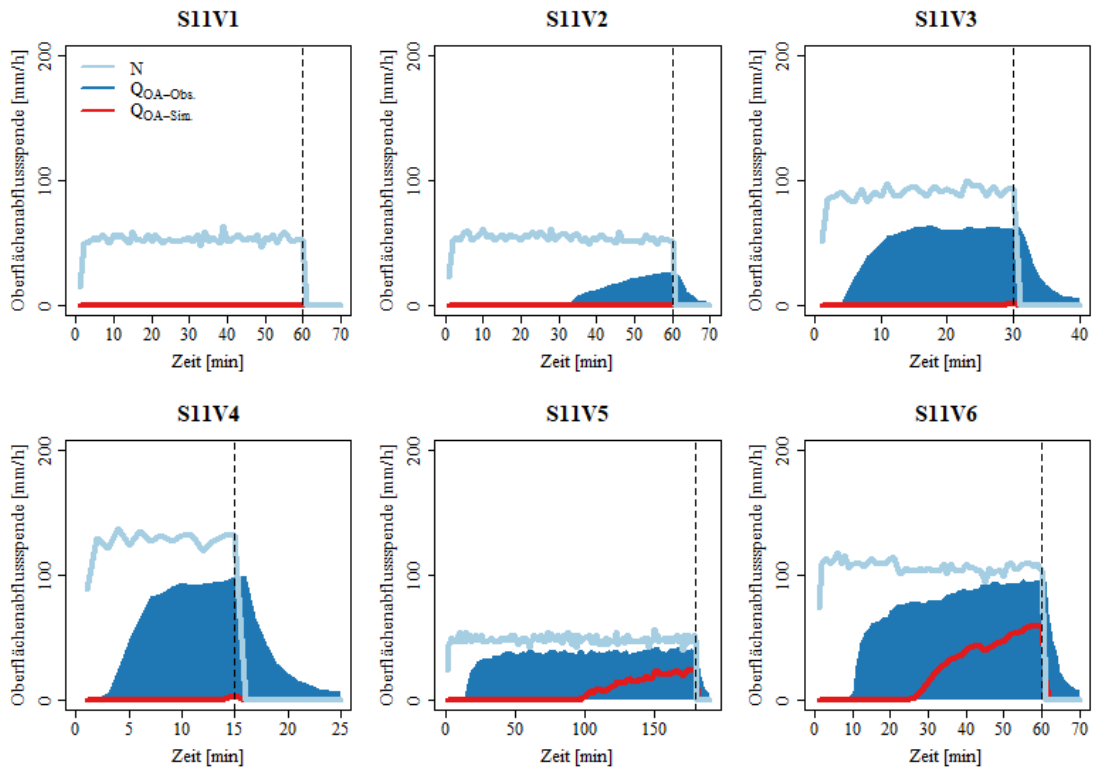


Abbildung A. 11: Gemessene und simulierte Oberflächenabflussspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 11, einer Wiese bei Wehingen.

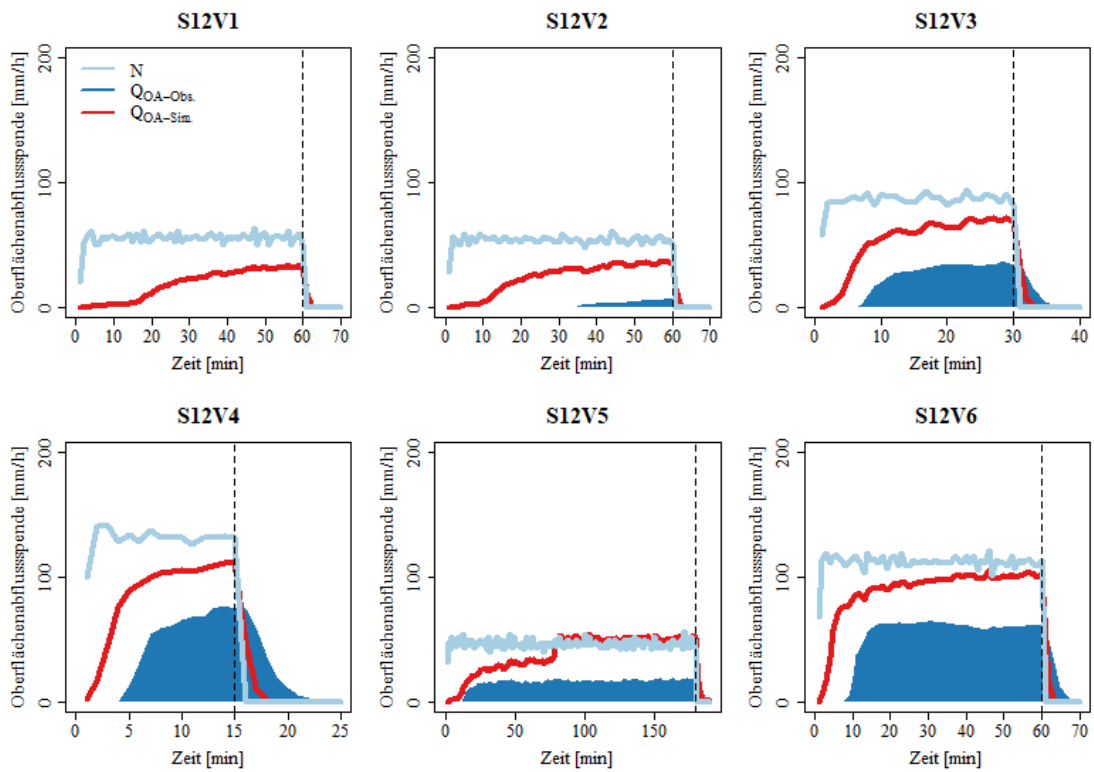


Abbildung A. 12: Gemessene und simulierte Oberflächenabflussspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 12, einer Wiese bei Gosheim.

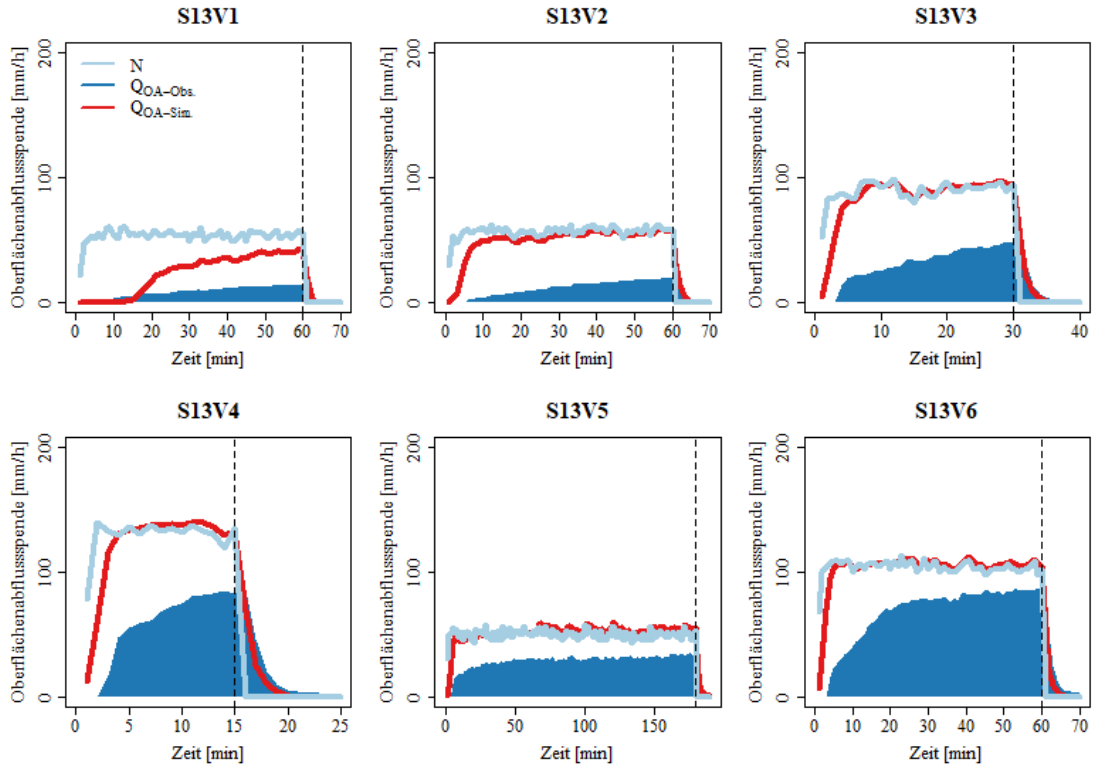


Abbildung A. 13: Gemessene und simulierte Oberflächenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 13, einem Acker bei Gosheim.

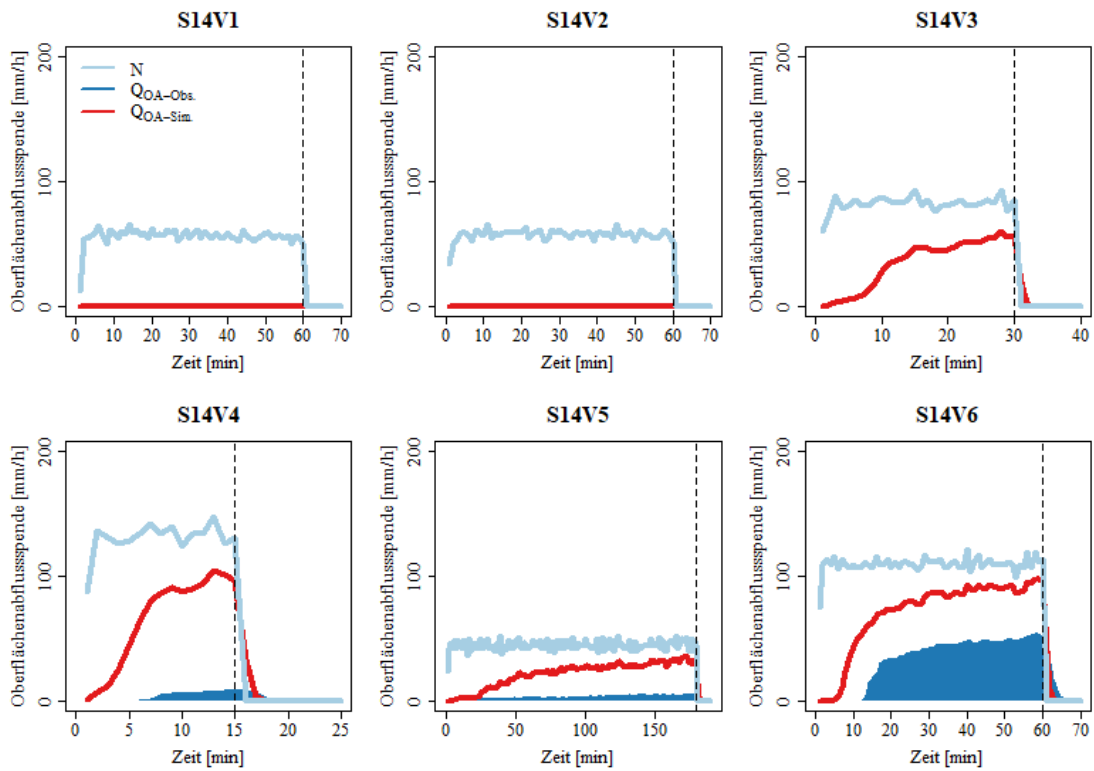


Abbildung A. 14: Gemessene und simulierte Oberflächenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 14, einem Acker bei Bonndorf.

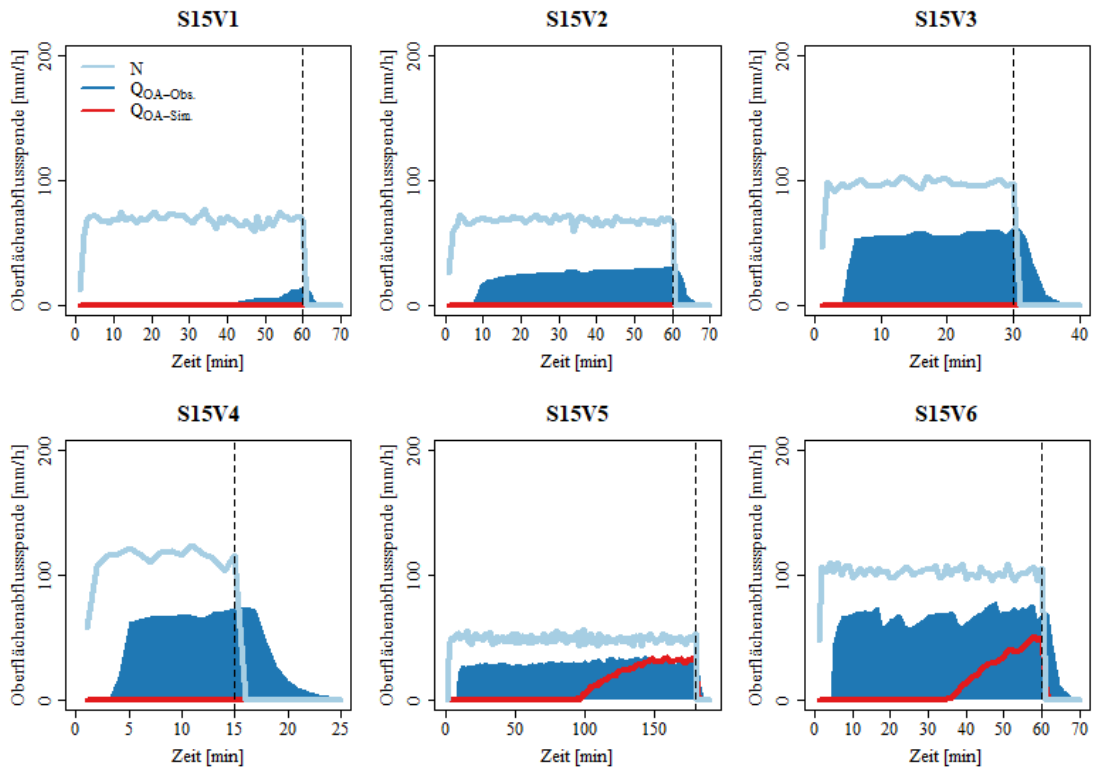


Abbildung A. 15: Gemessene und simulierte Oberflächenabflussspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 15, einem Acker bei Zimmern.

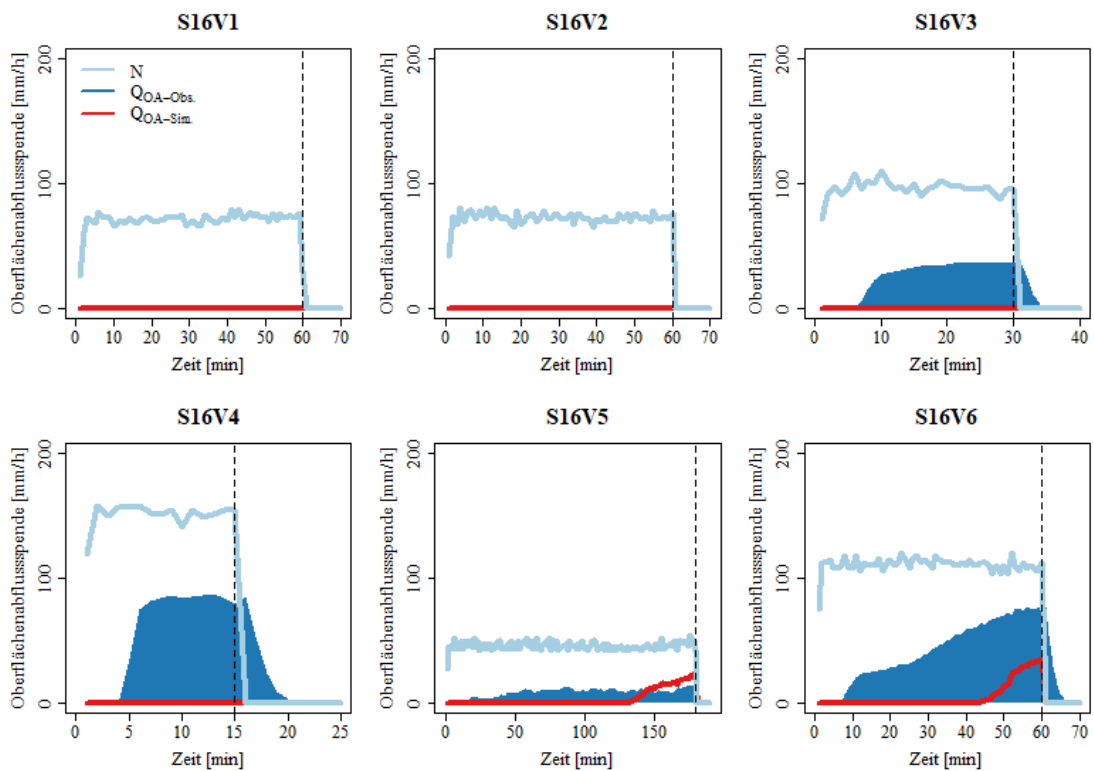


Abbildung A. 16: Gemessene und simulierte Oberflächenabflussspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 16, einer Wiese bei Zimmern.

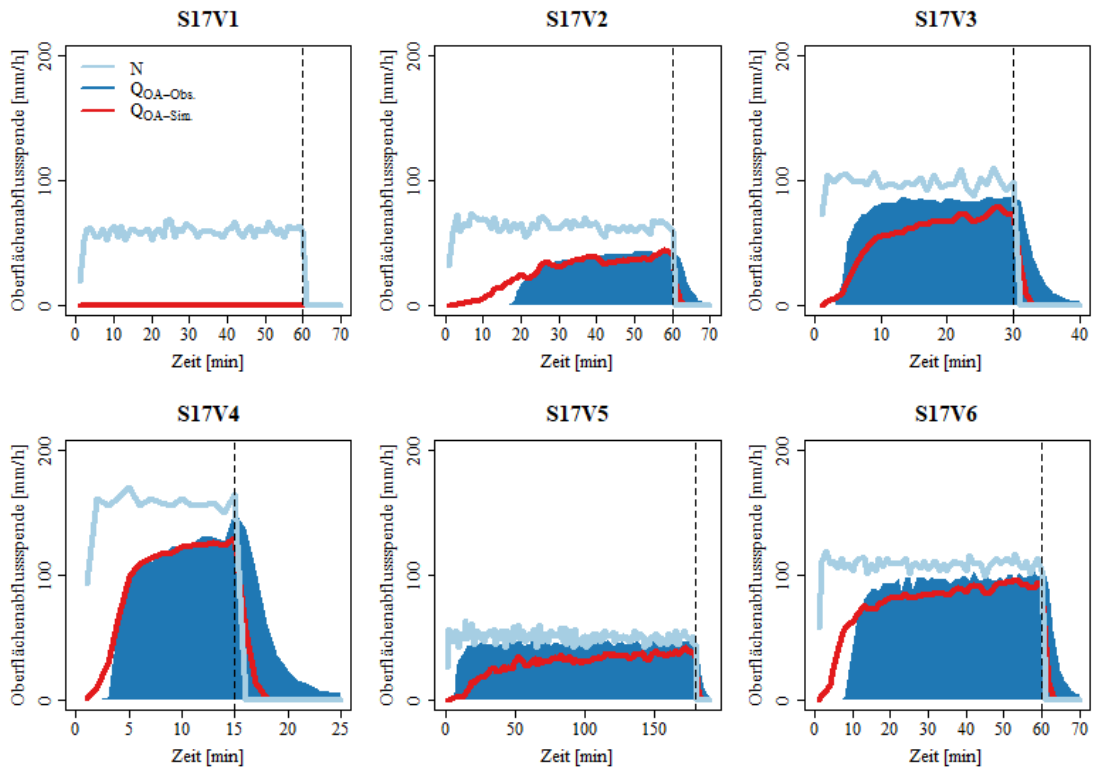


Abbildung A. 17: Gemessene und simulierte Oberflächenabflussspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 17, einer Wiese bei Aasen.

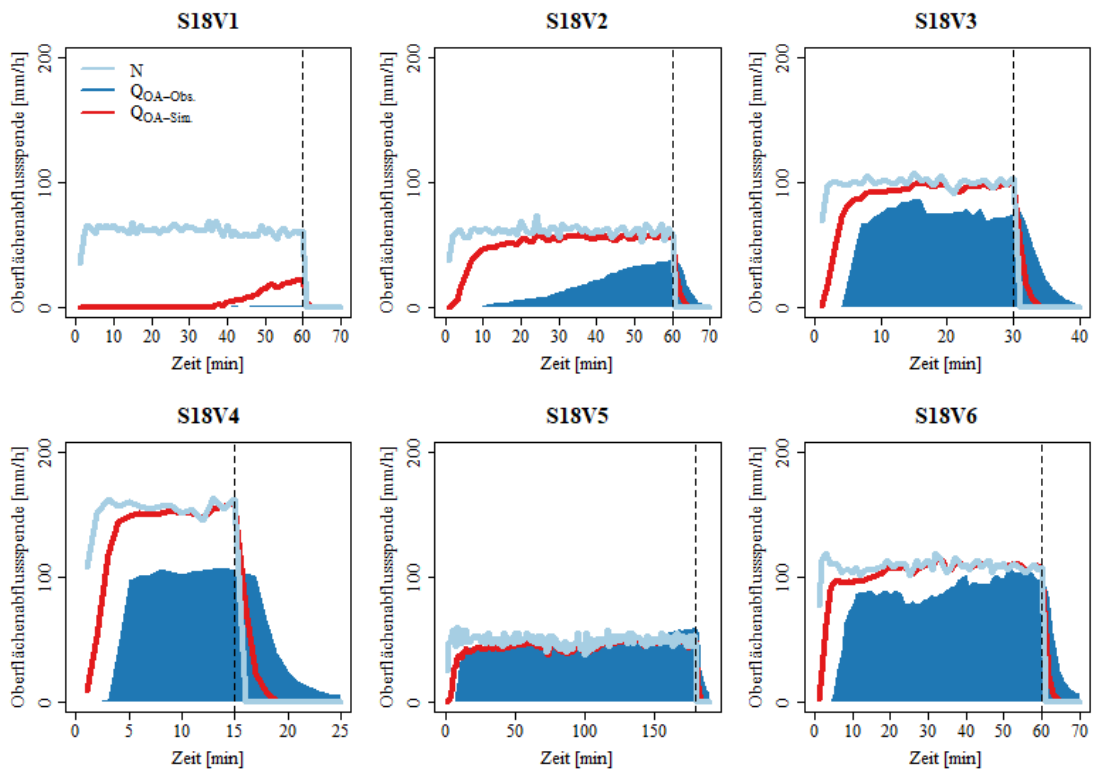


Abbildung A. 18: Gemessene und simulierte Oberflächenabflussspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 18, einem Acker bei Aasen.

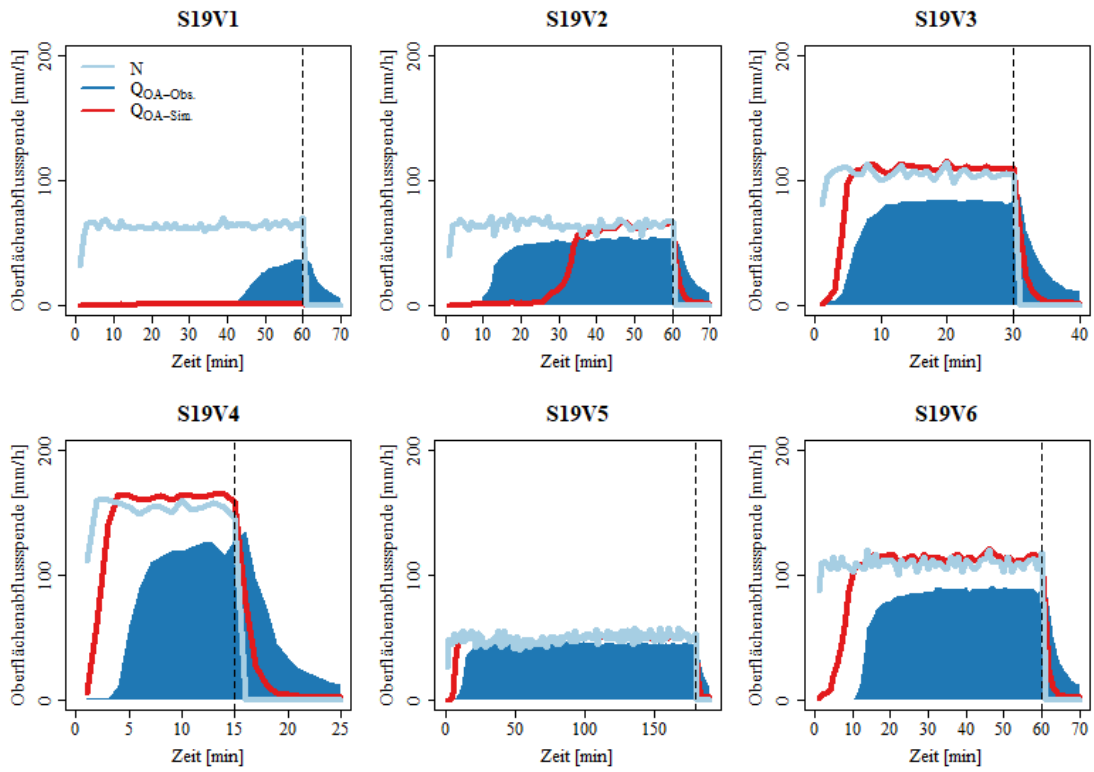


Abbildung A. 19: Gemessene und simulierte Oberflächenabflussspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 19, einer Wiese bei Baiersbronn.

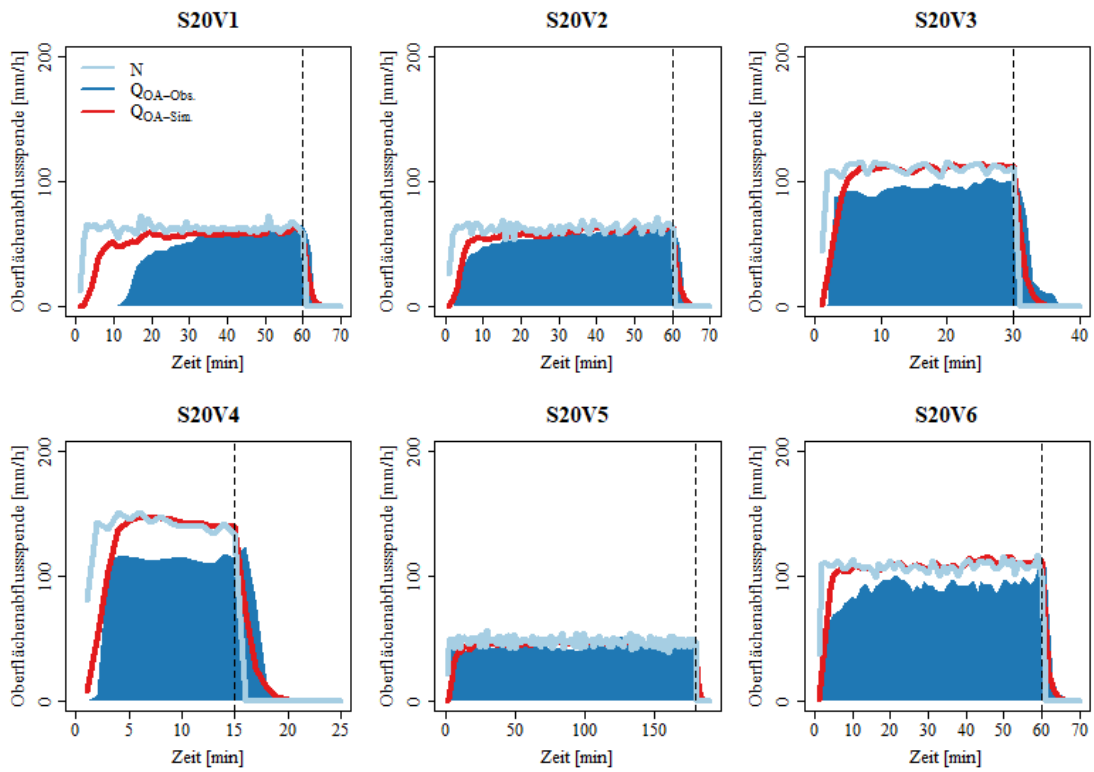


Abbildung A. 20: Gemessene und simulierte Oberflächenabflussspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 20, einem Acker bei Raithaslach.

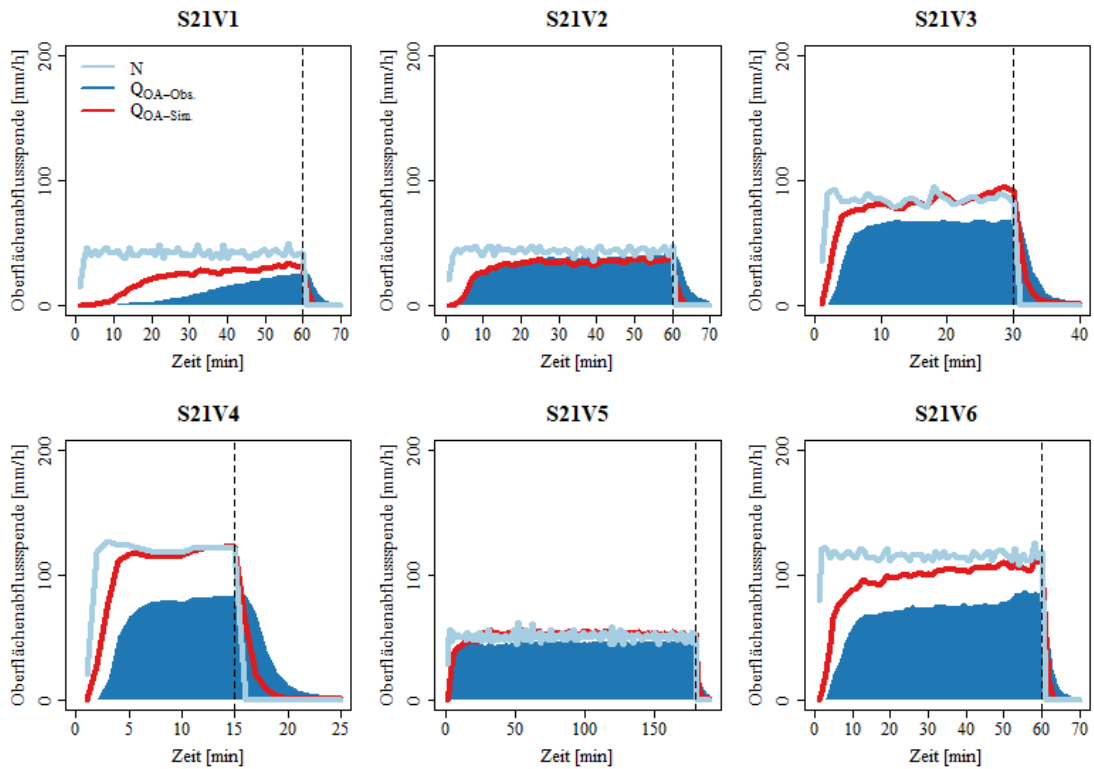


Abbildung A. 21: Gemessene und simulierte Oberflächenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 21, einem Acker bei Neckartenzlingen.

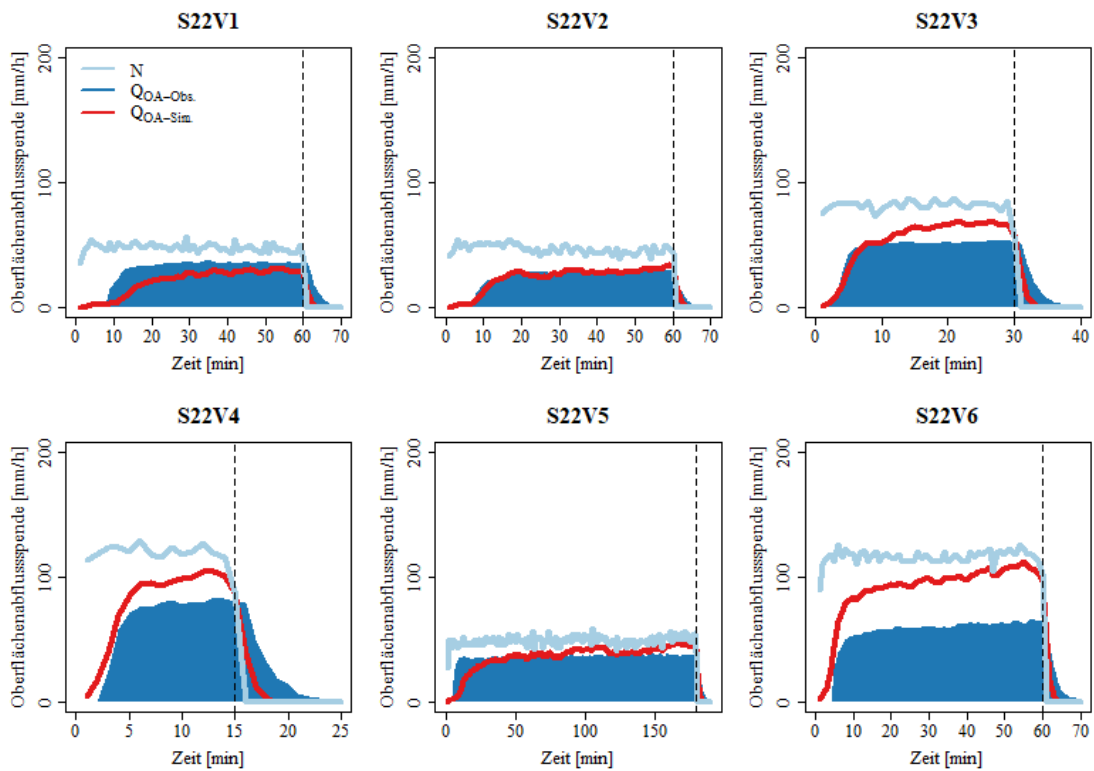


Abbildung A. 22: Gemessene und simulierte Oberflächenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 22, einer Wiese bei Waldstetten.

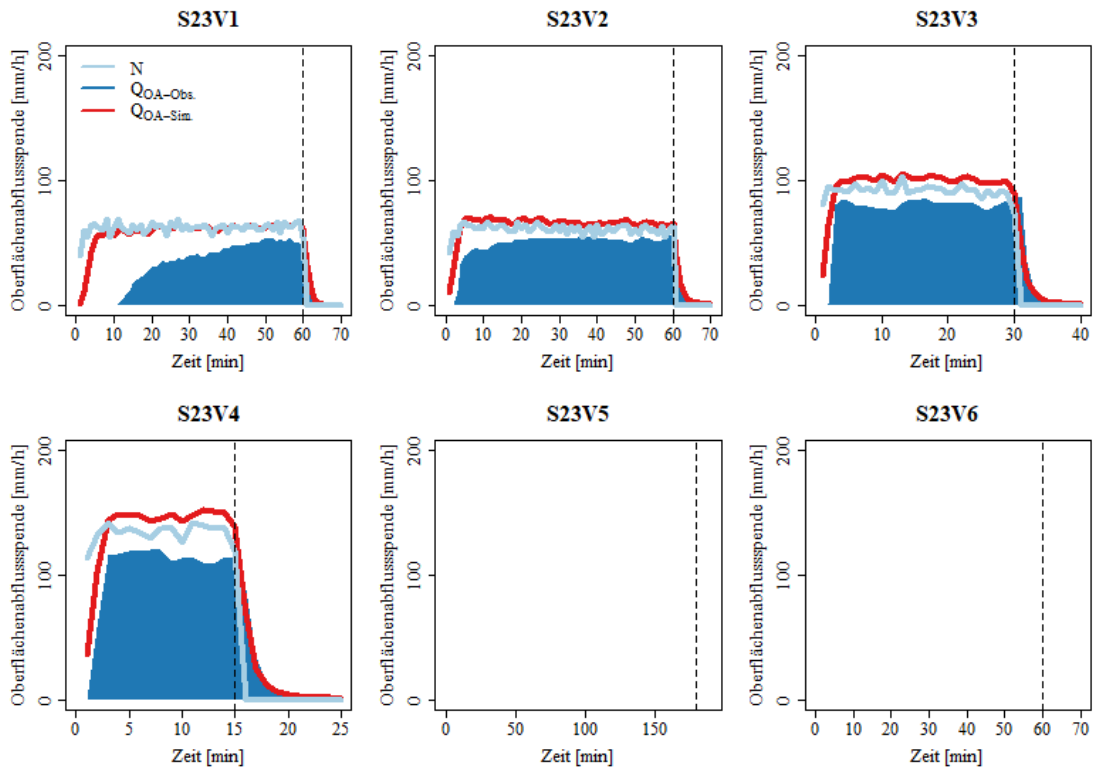


Abbildung A. 23: Gemessene und simulierte Oberflächenabflussspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 23, einem Acker bei Haidgau.

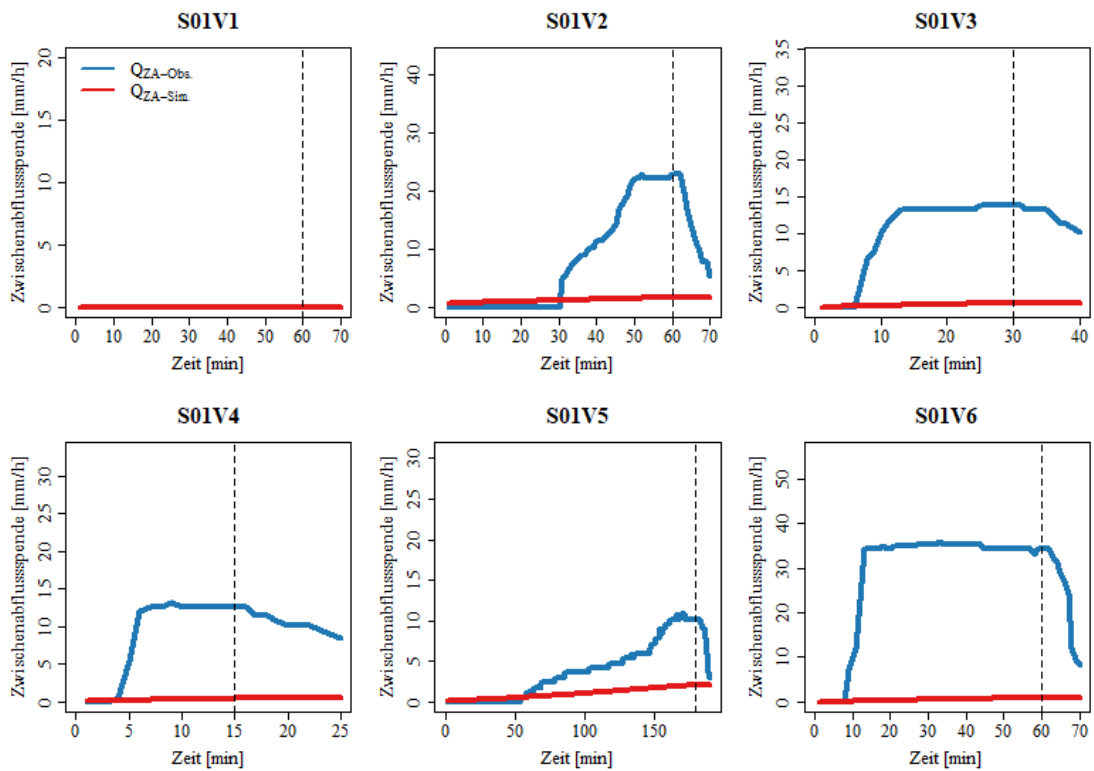


Abbildung A. 24: Gemessene und simulierte Zwischenabflussspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 1, einer Wiese am Schönberg bei Freiburg.

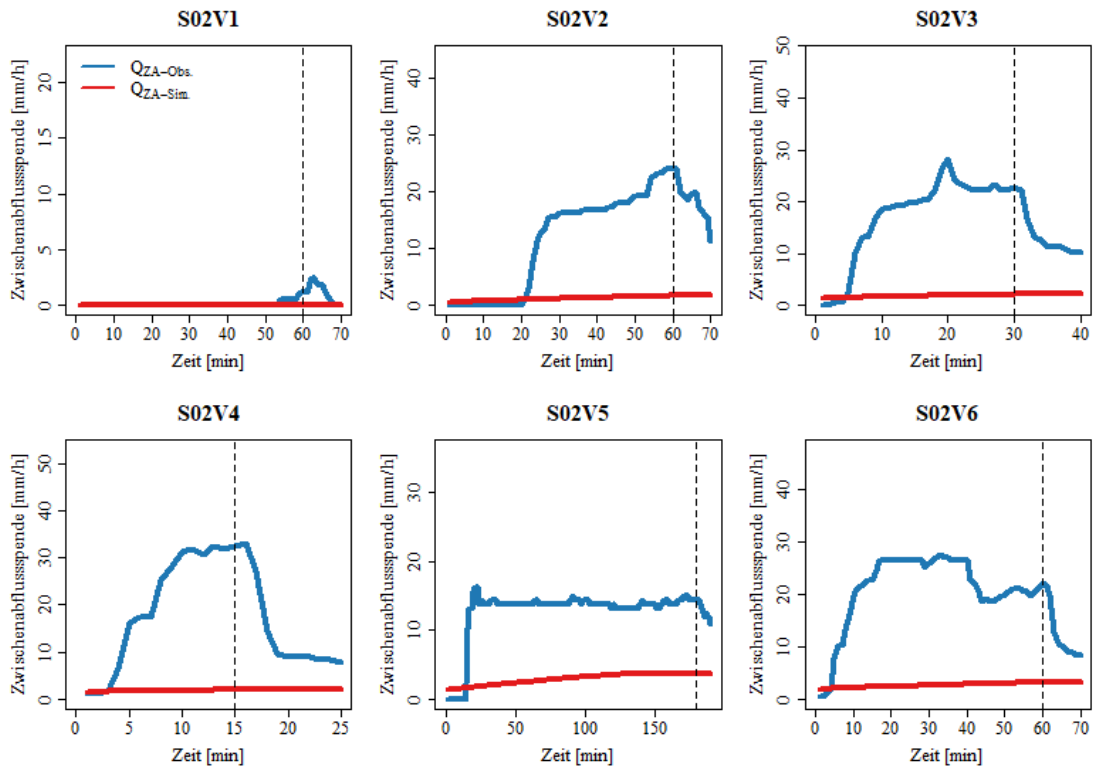


Abbildung A. 25: Gemessene und simulierte Zwischenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 2, einer Wiese bei Wildtal.

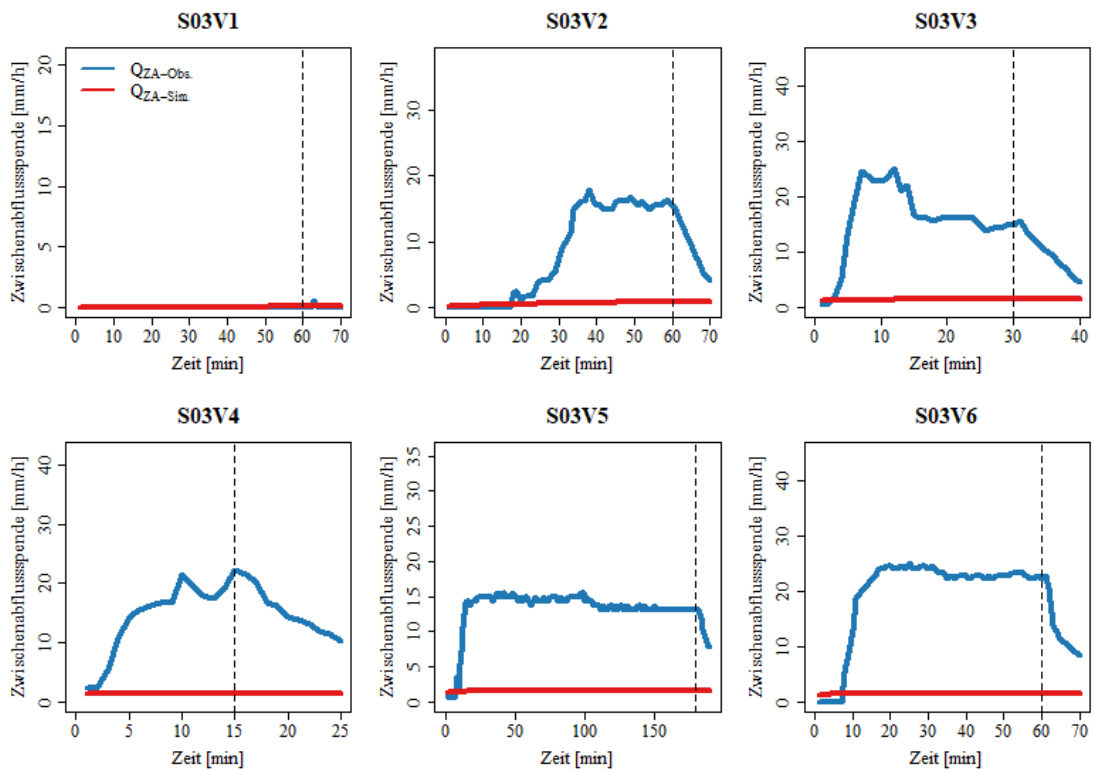


Abbildung A. 26: Gemessene und simulierte Zwischenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 3, einer Wiese am Schlierberg.

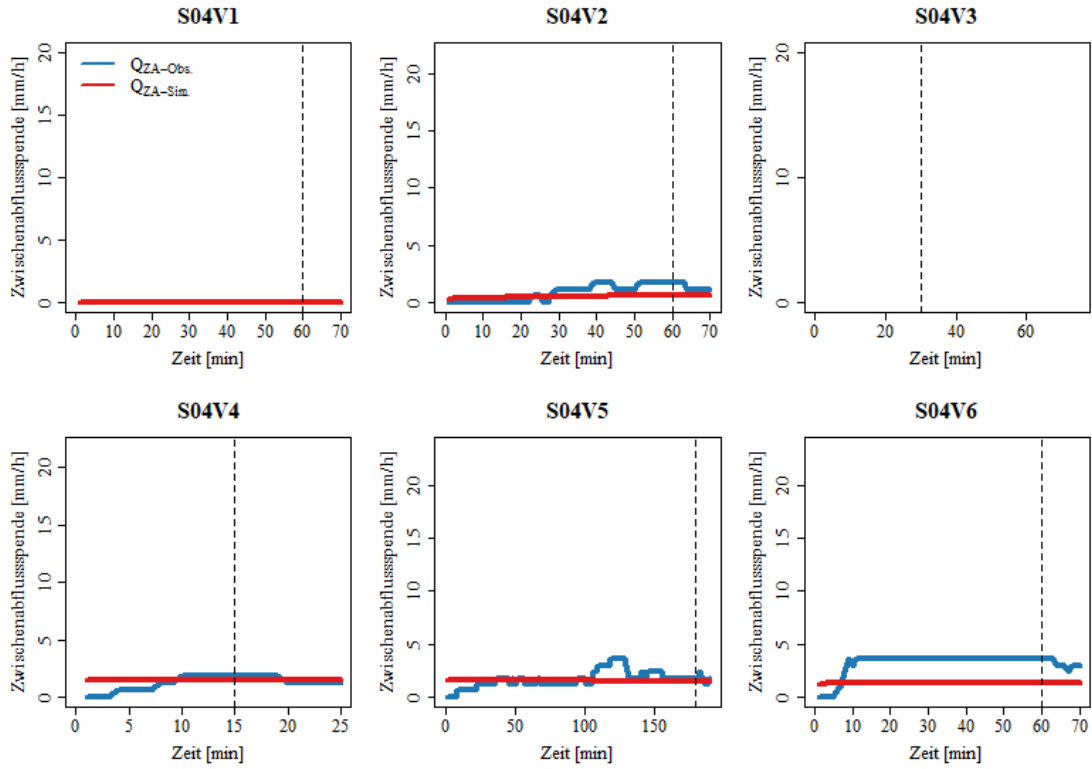


Abbildung A. 27: Gemessene und simulierte Zwischenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 4, einem Acker bei Schlierberg.

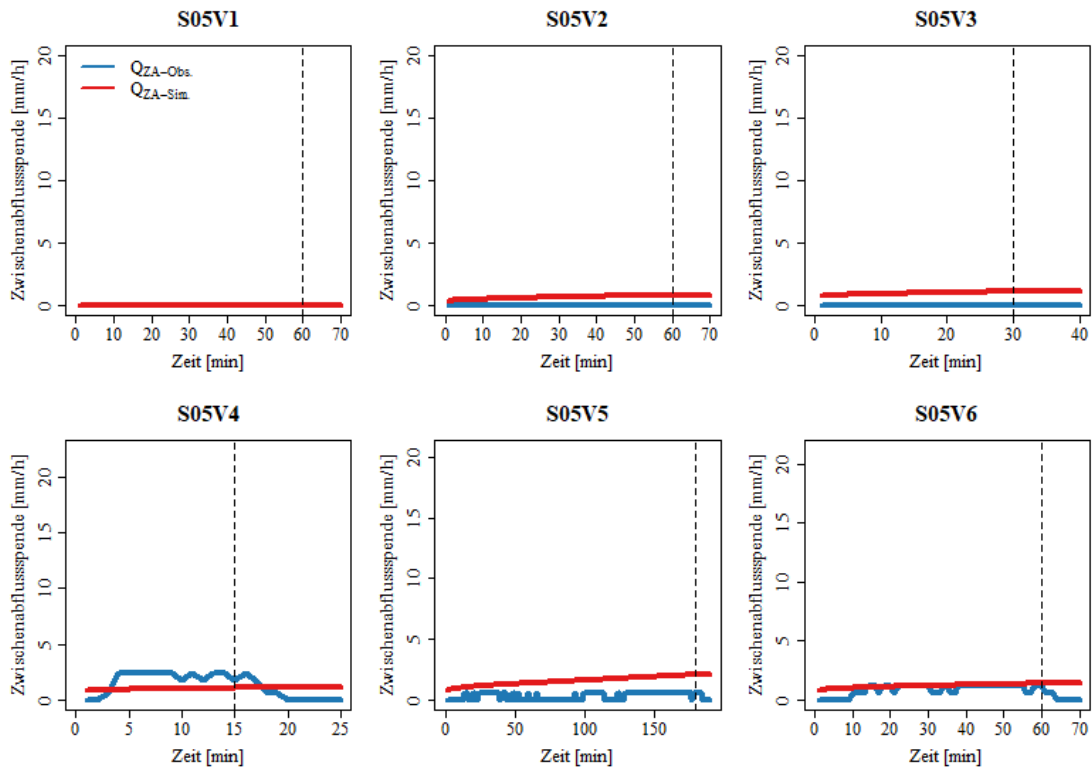


Abbildung A. 28: Gemessene und simulierte Zwischenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 5, einem Acker bei Freiamt.

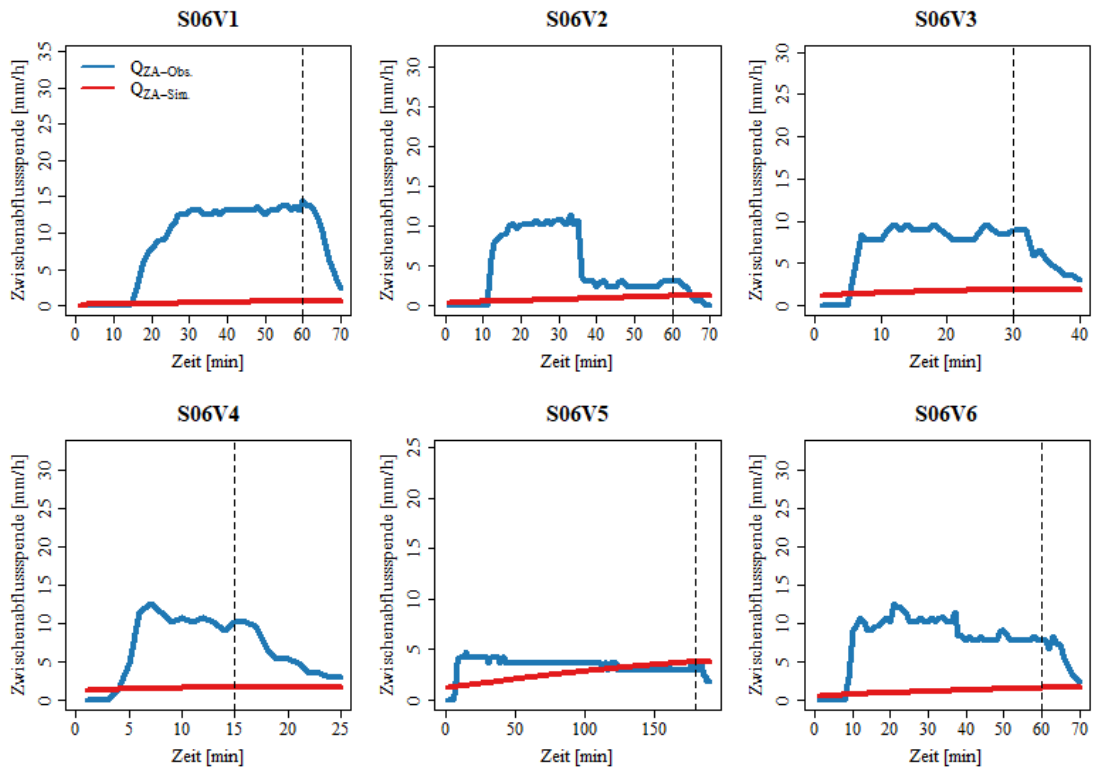


Abbildung A. 29: Gemessene und simulierte Zwischenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 6, einer Wiese bei Freiamt.

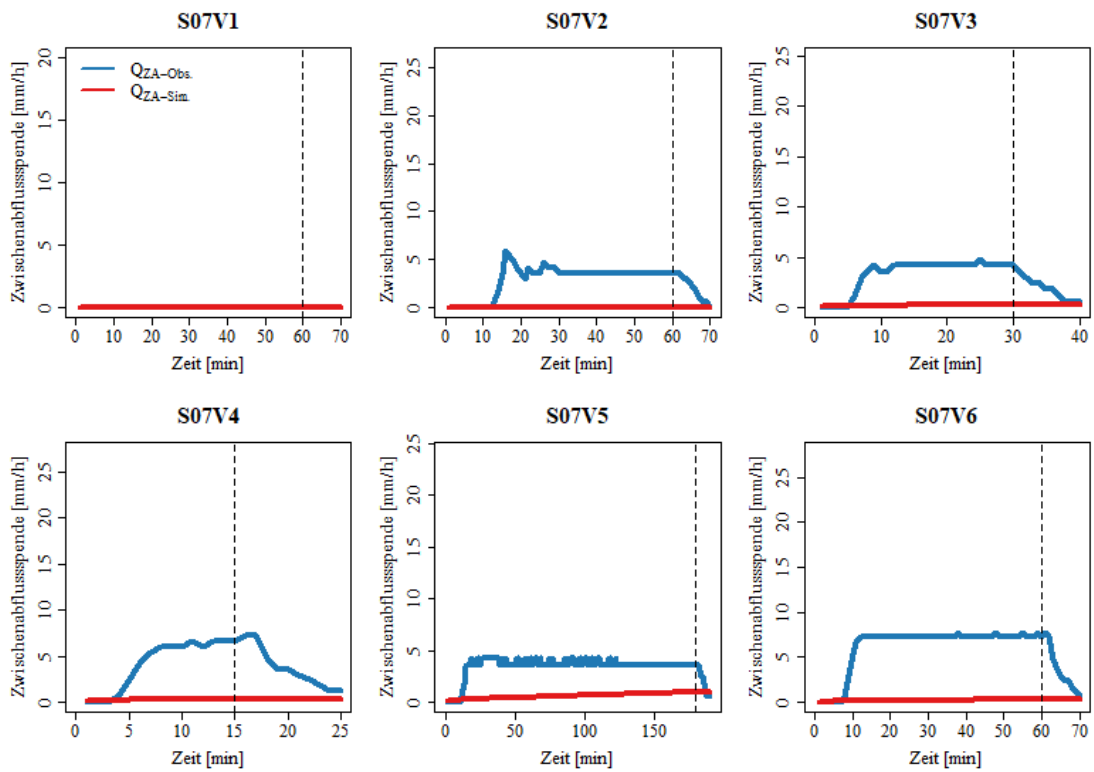


Abbildung A. 30: Gemessene und simulierte Zwischenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 7, einem Acker bei Opfingen.

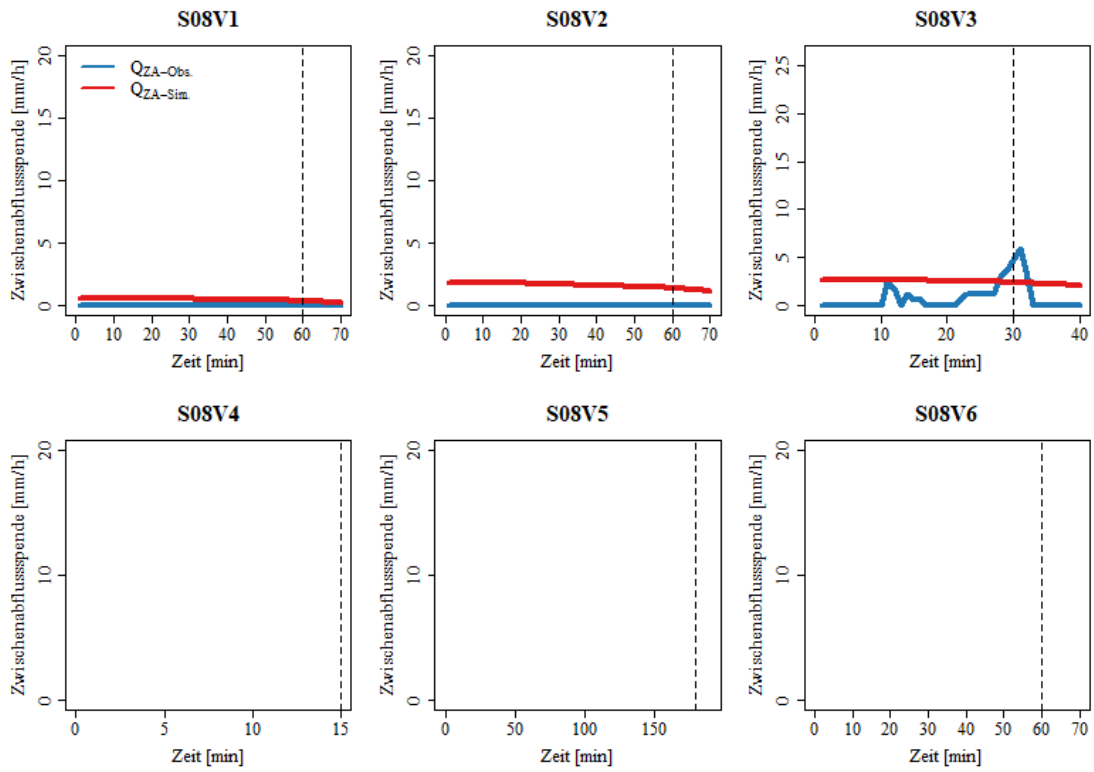


Abbildung A. 31: Gemessene und simulierte Zwischenabflussspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 8, einem Acker bei Seelbach.

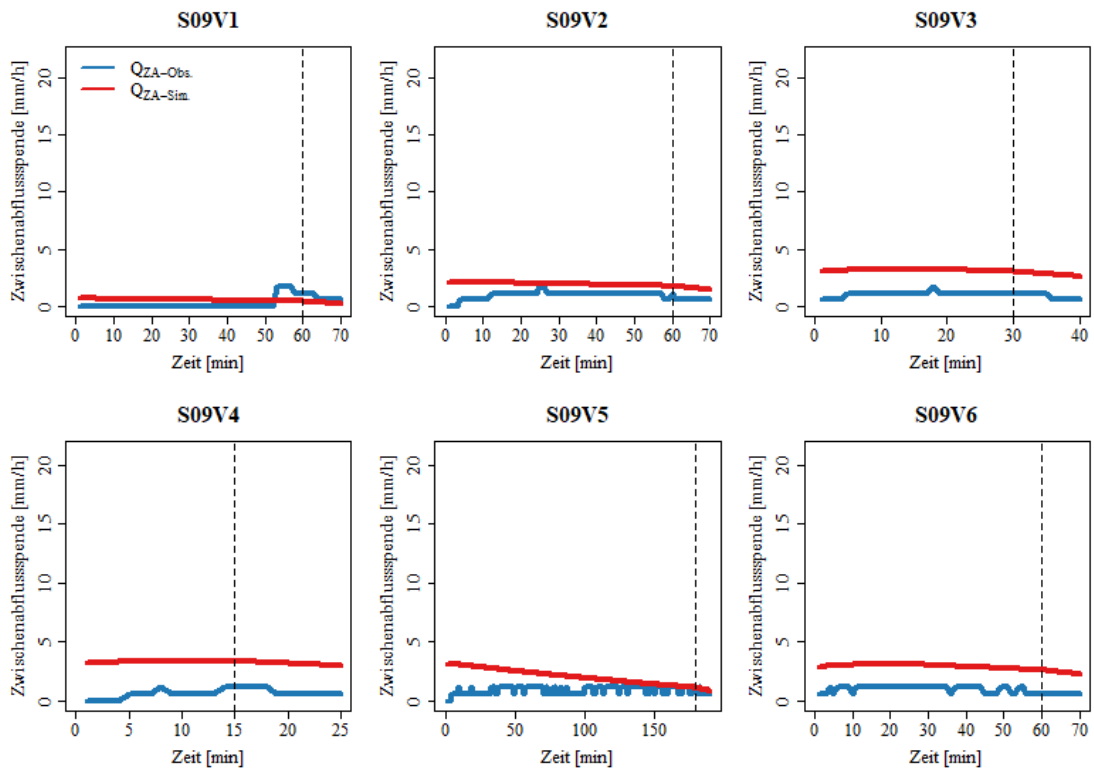


Abbildung A. 32: Gemessene und simulierte Zwischenabflussspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 9, einer Wiese bei Seelbach.

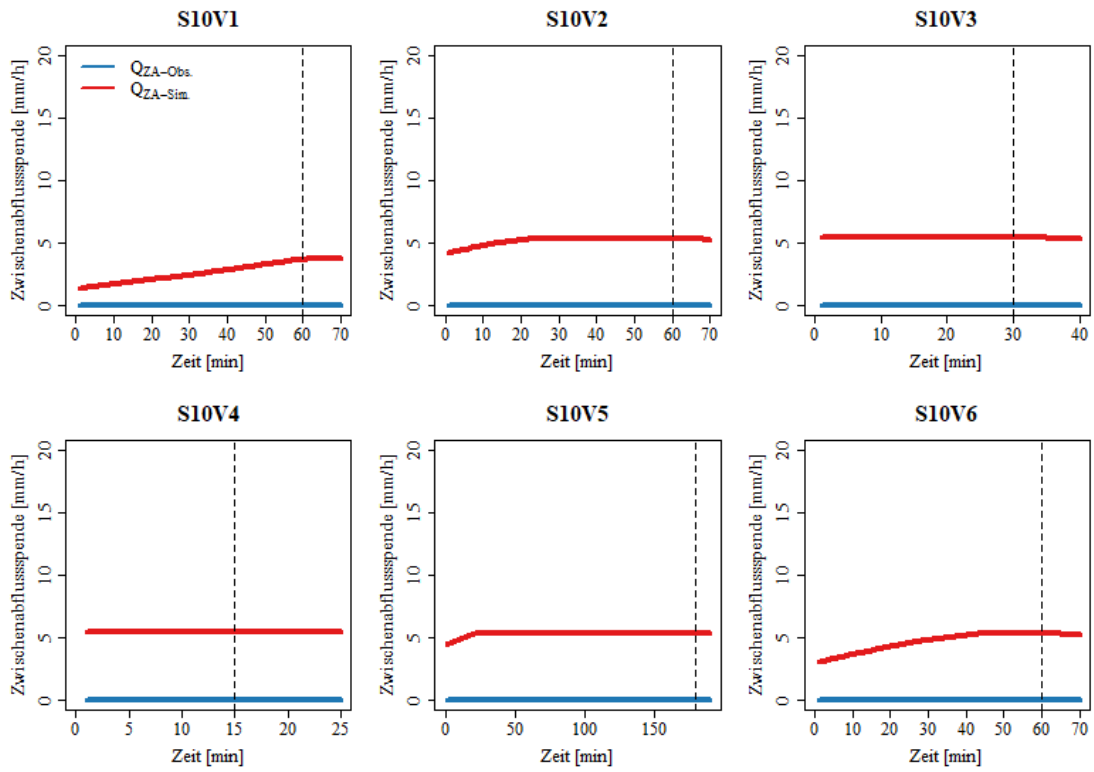


Abbildung A. 33: Gemessene und simulierte Zwischenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 10, einer Wiese bei Sankt Märgen.

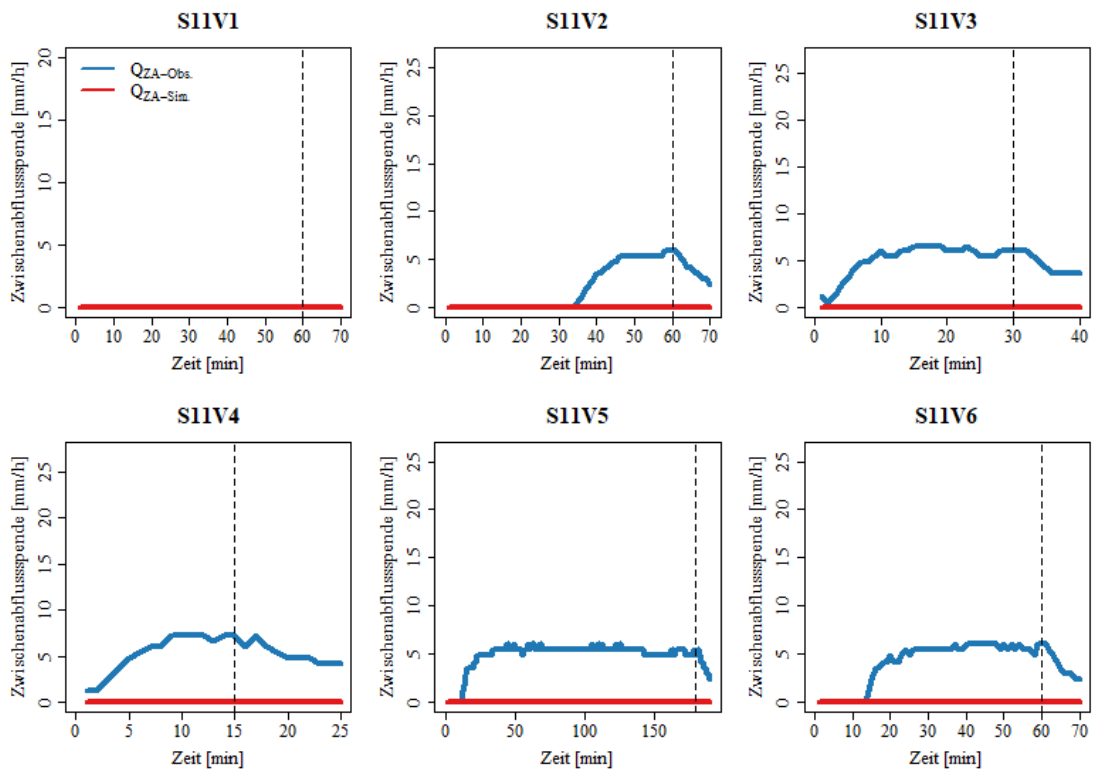


Abbildung A. 34: Gemessene und simulierte Zwischenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 11, einer Wiese bei Wehingen.

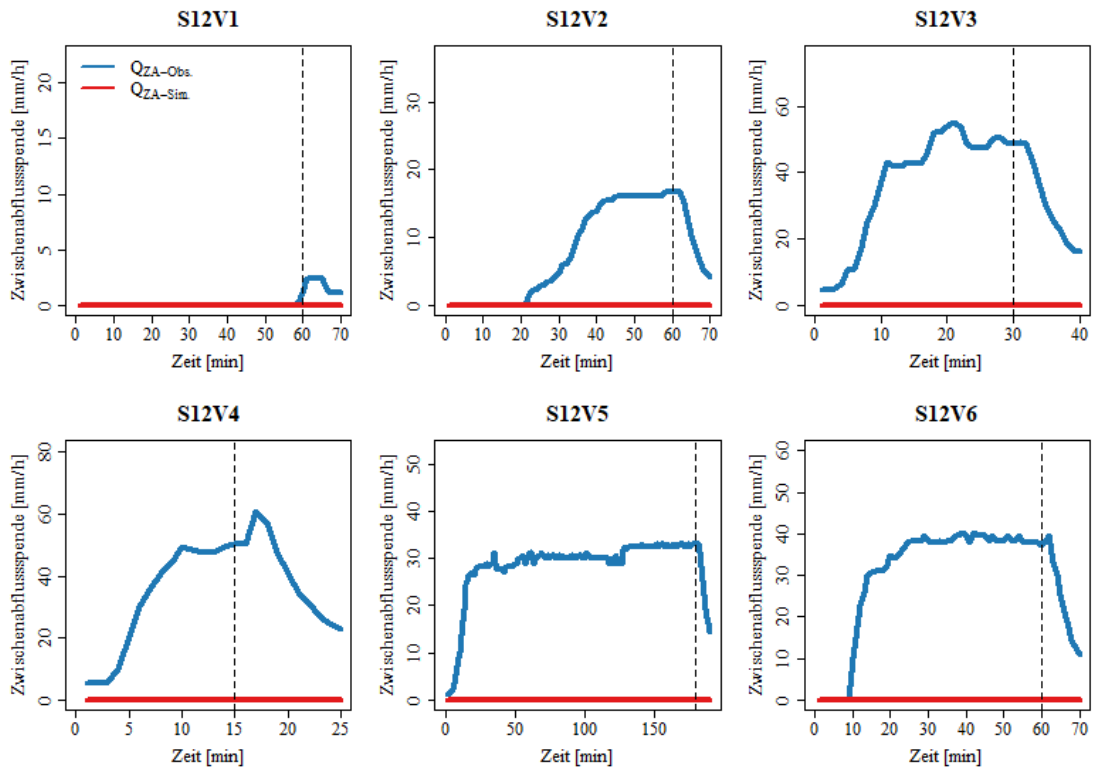


Abbildung A. 35: Gemessene und simulierte Zwischenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 12, einer Wiese bei Gosheim.

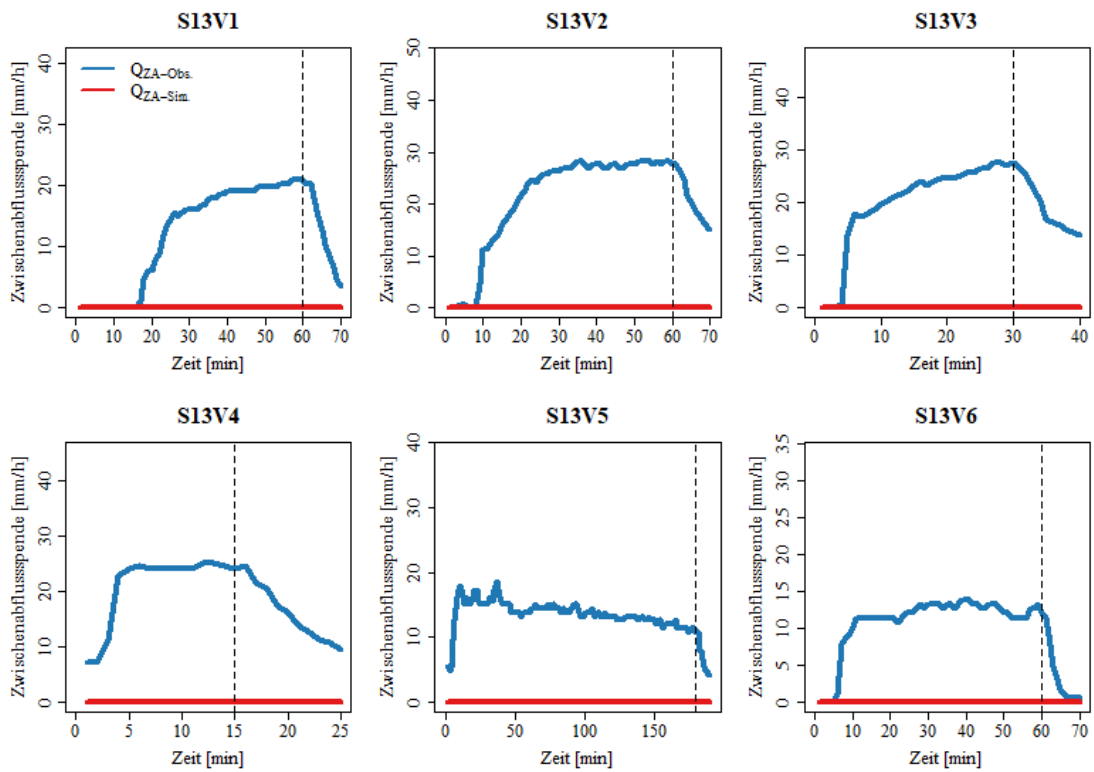


Abbildung A. 36: Gemessene und simulierte Zwischenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 13, einem Acker bei Gosheim.

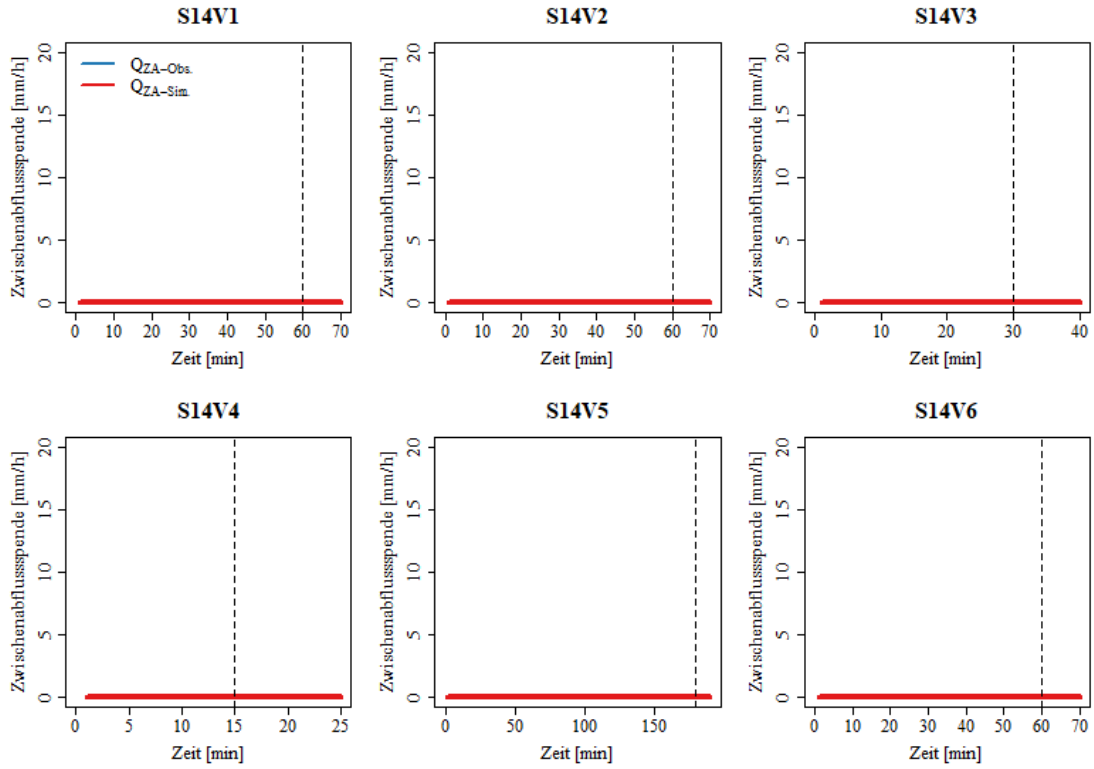


Abbildung A. 37: Gemessene und simulierte Zwischenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 14, einem Acker bei Bonndorf.

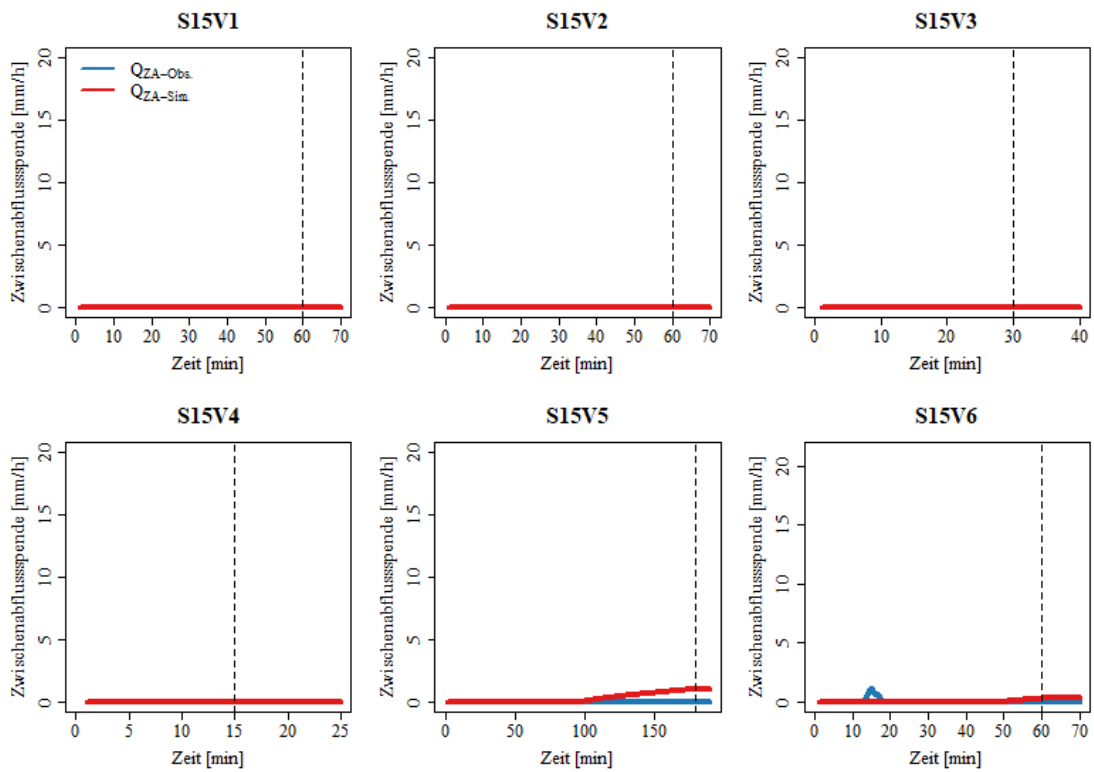


Abbildung A. 38: Gemessene und simulierte Zwischenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 15, einem Acker bei Zimmern.

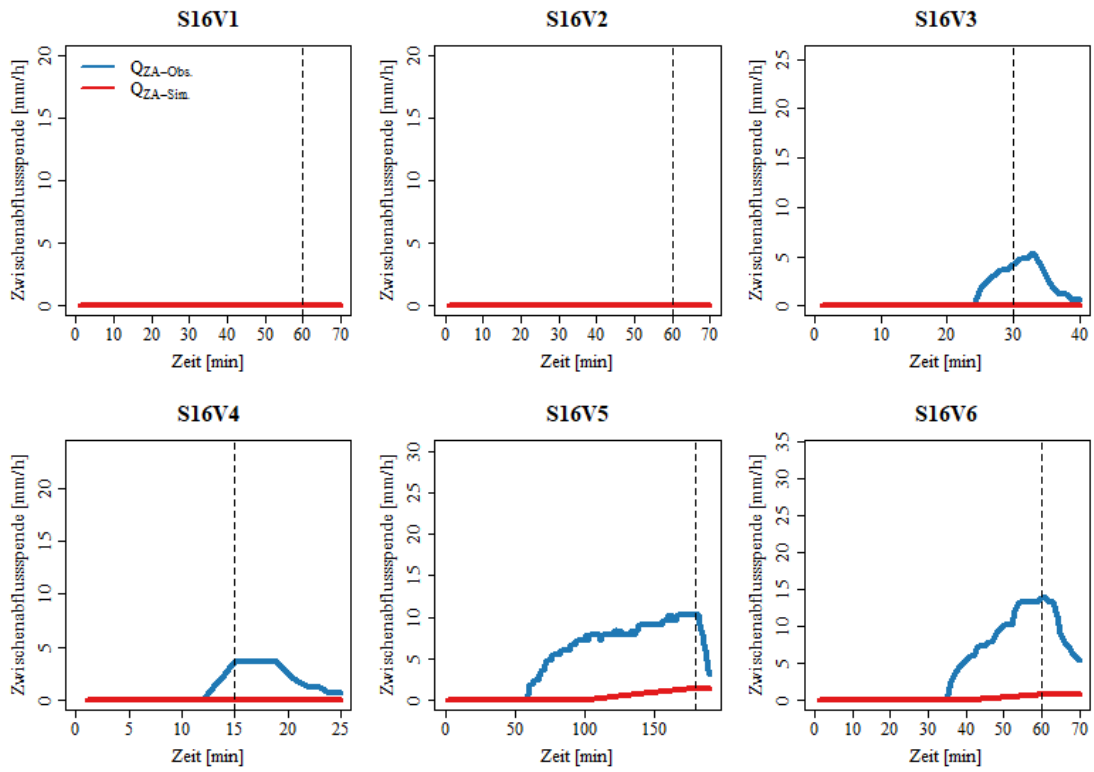


Abbildung A. 39: Gemessene und simulierte Zwischenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 16, einer Wiese bei Zimmern.

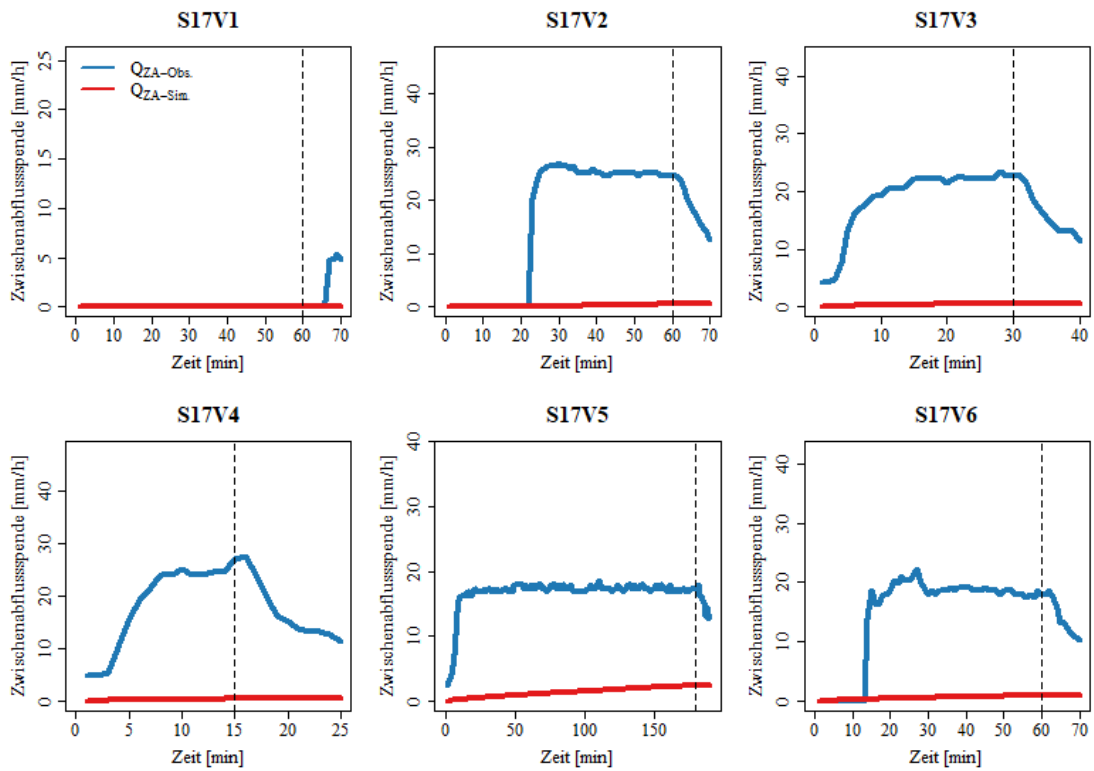


Abbildung A. 40: Gemessene und simulierte Zwischenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 17, einer Wiese bei Aasen.

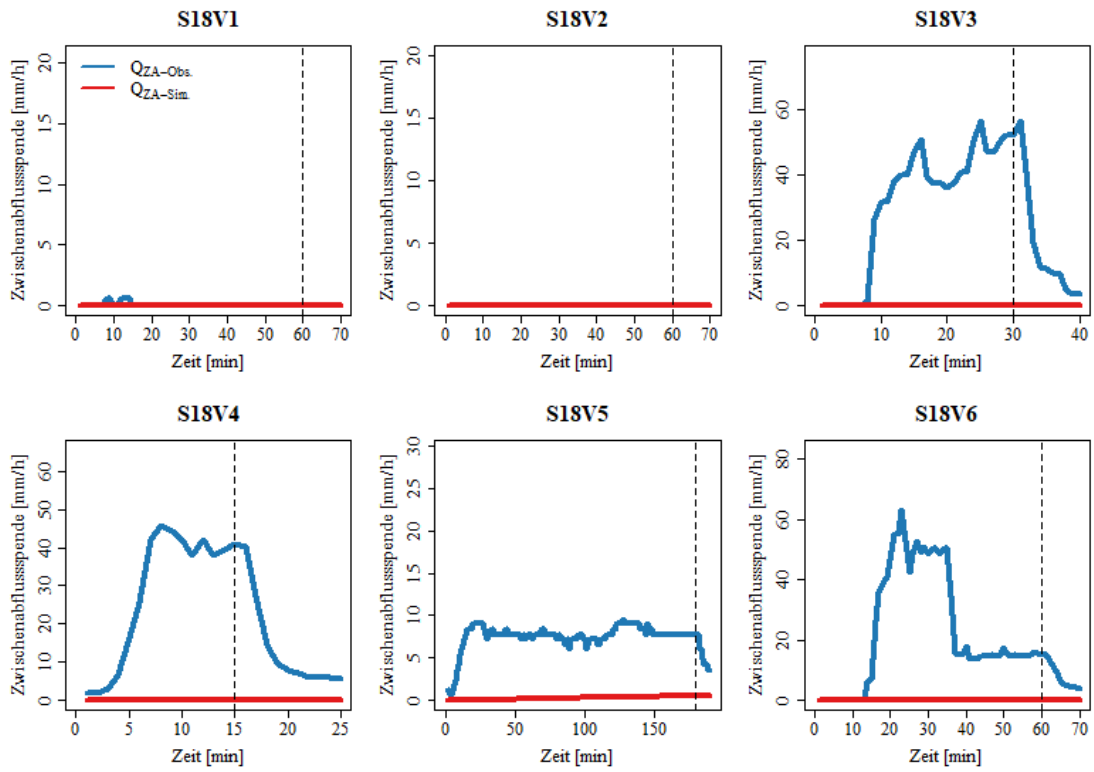


Abbildung A. 41: Gemessene und simulierte Zwischenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 18, einem Acker bei Aasen.

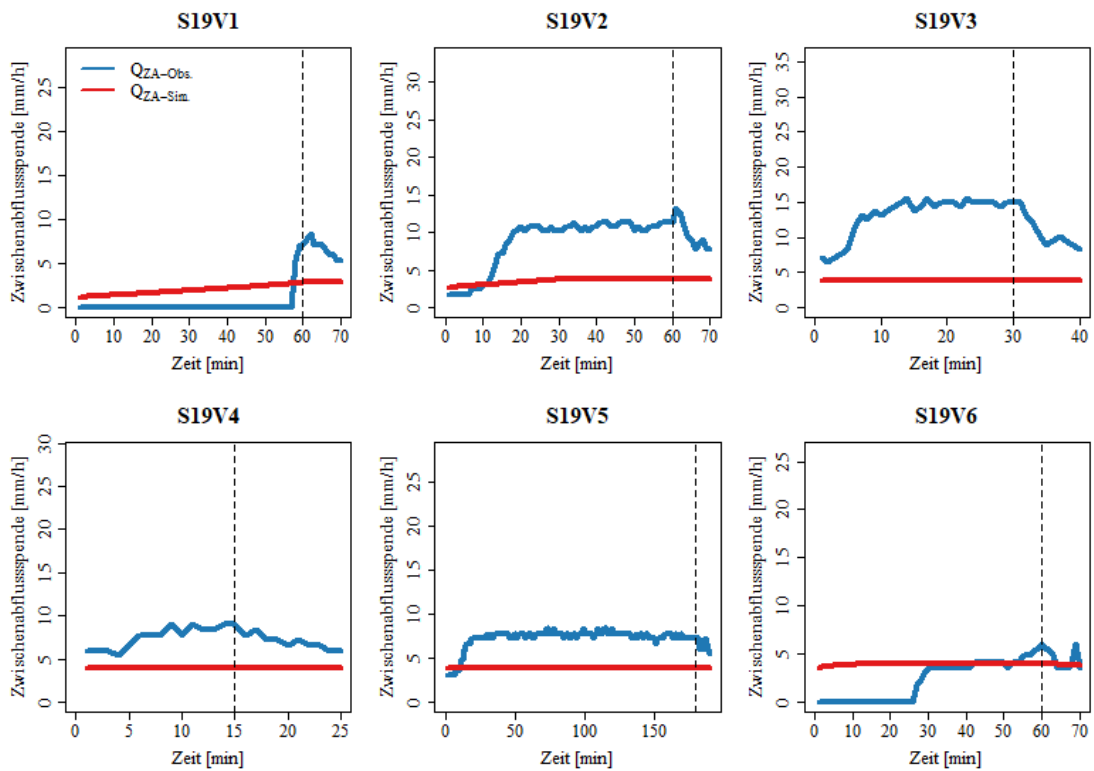


Abbildung A. 42: Gemessene und simulierte Zwischenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 19, einer Wiese bei Baiersbronn.

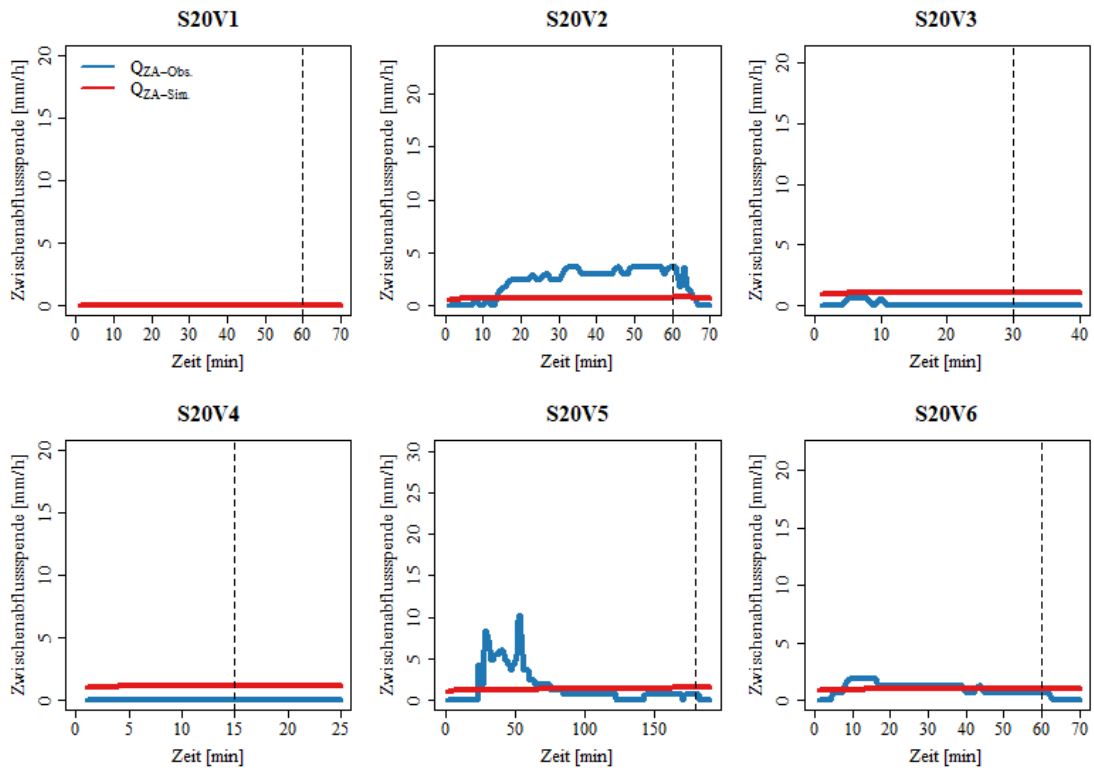


Abbildung A. 43: Gemessene und simulierte Zwischenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 20, einem Acker bei Raithaslach.

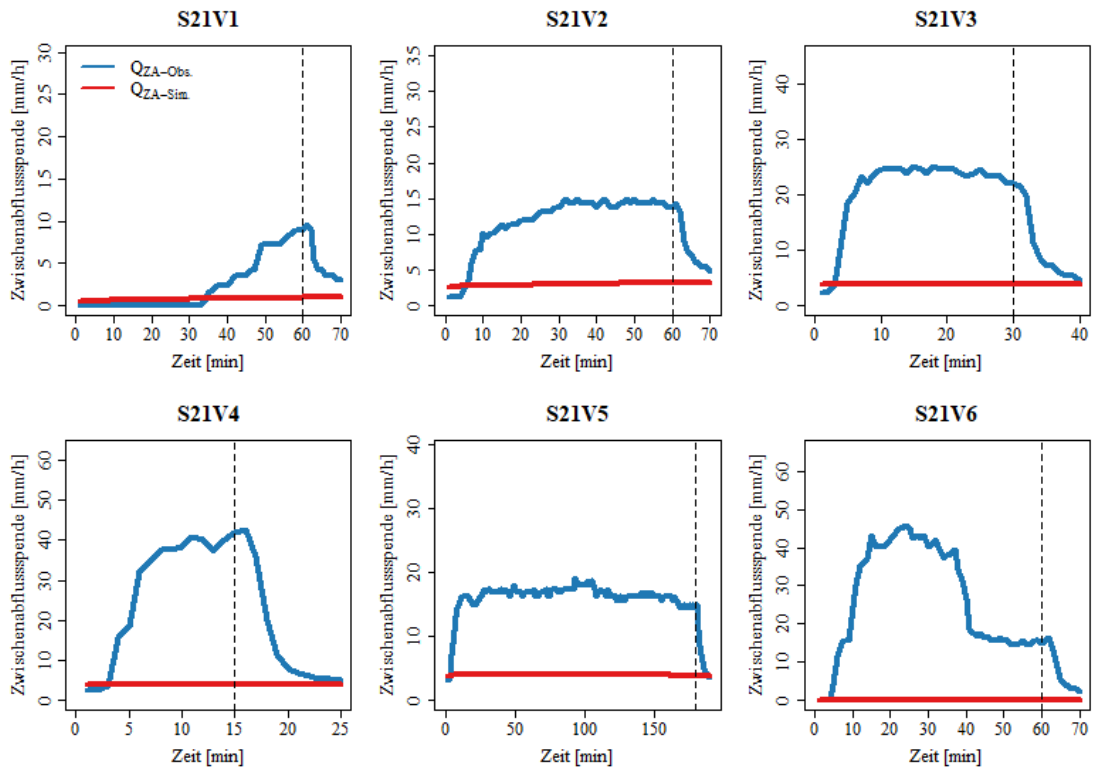


Abbildung A. 44: Gemessene und simulierte Zwischenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 21, einem Acker bei Neckartenzlingen.

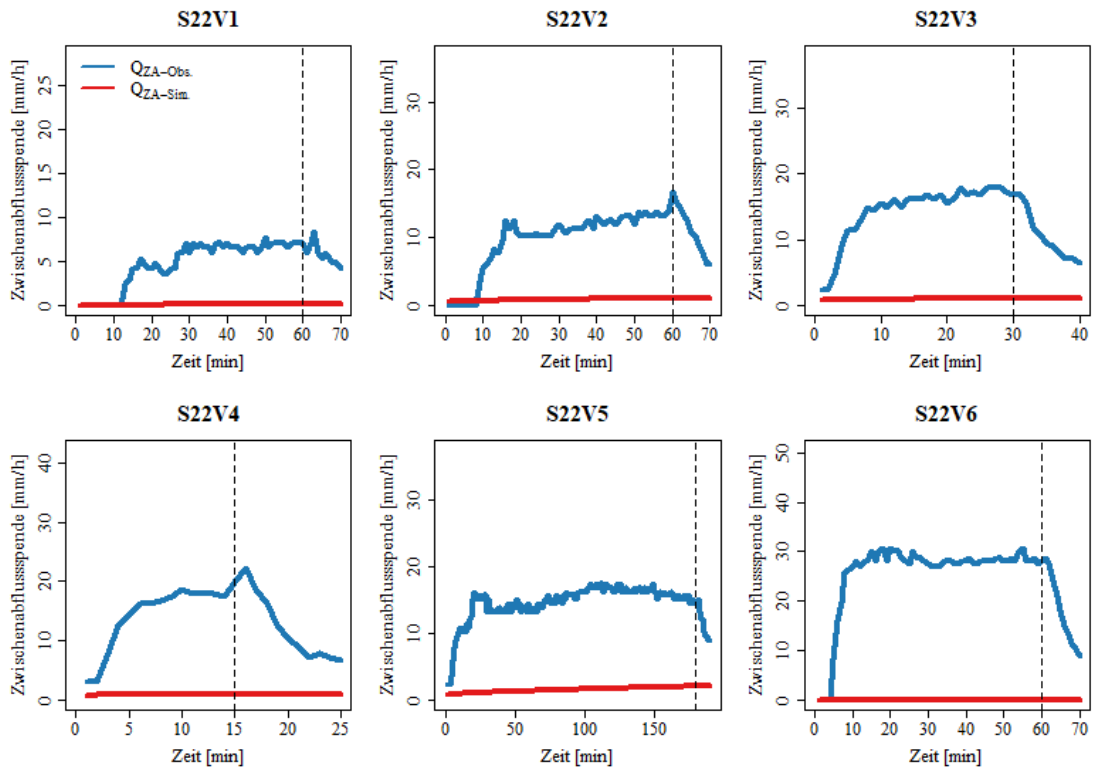


Abbildung A. 45: Gemessene und simulierte Zwischenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 22, einer Wiese bei Waldstetten.

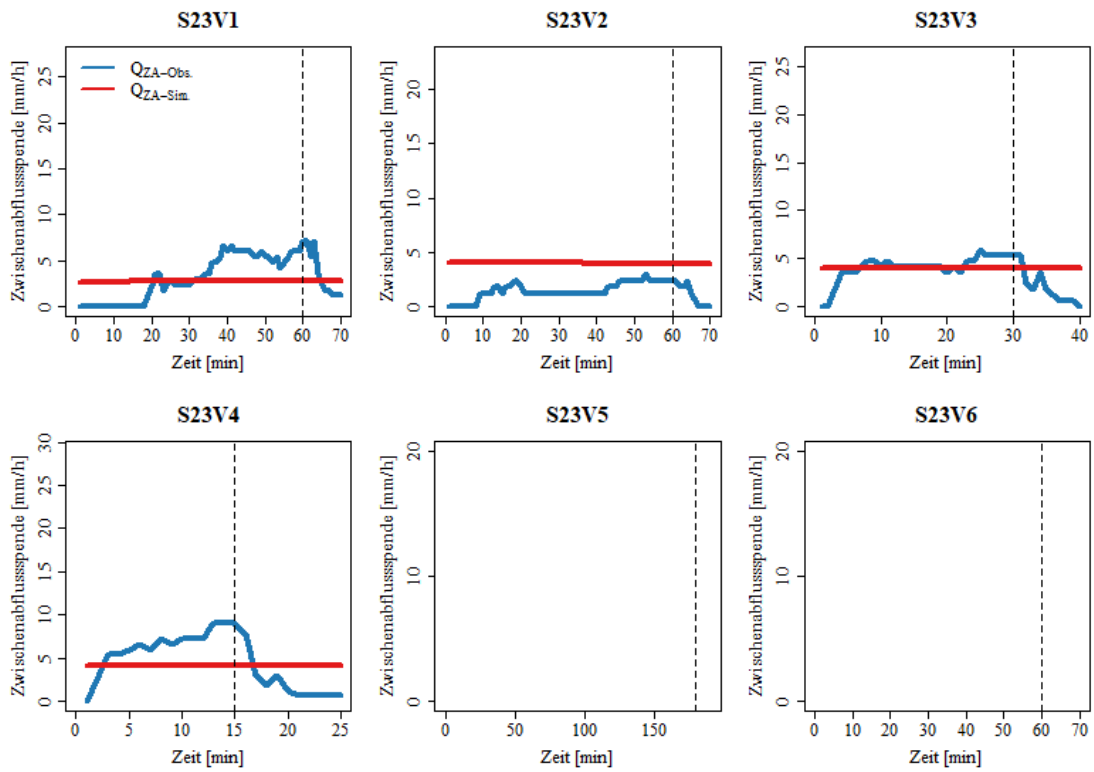


Abbildung A. 46: Gemessene und simulierte Zwischenabflusspende [mm/h] für alle Versuche (1-6) an Standort 23, einem Acker bei Haidgau.

4.2 Lokale Sensitivitätsanalyse

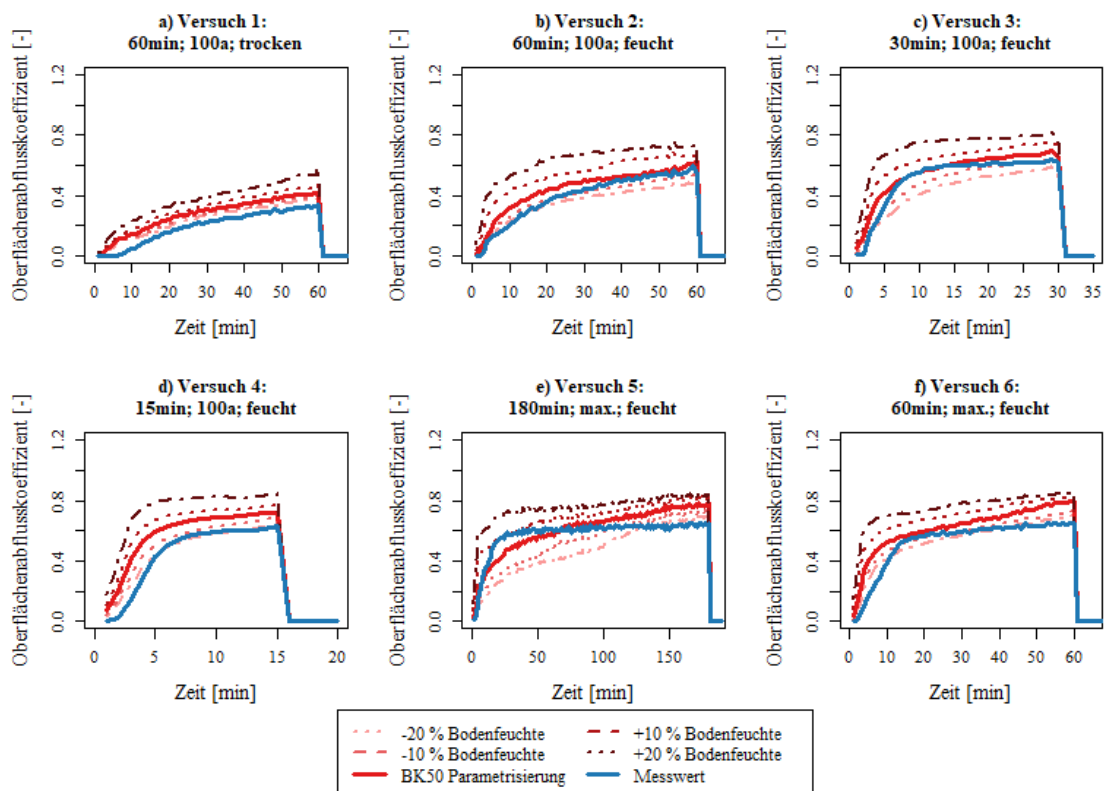


Abbildung A. 47: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der Bodenfeuchte auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierte durchschnittlichen Oberflächenabflusskoeffizienten.

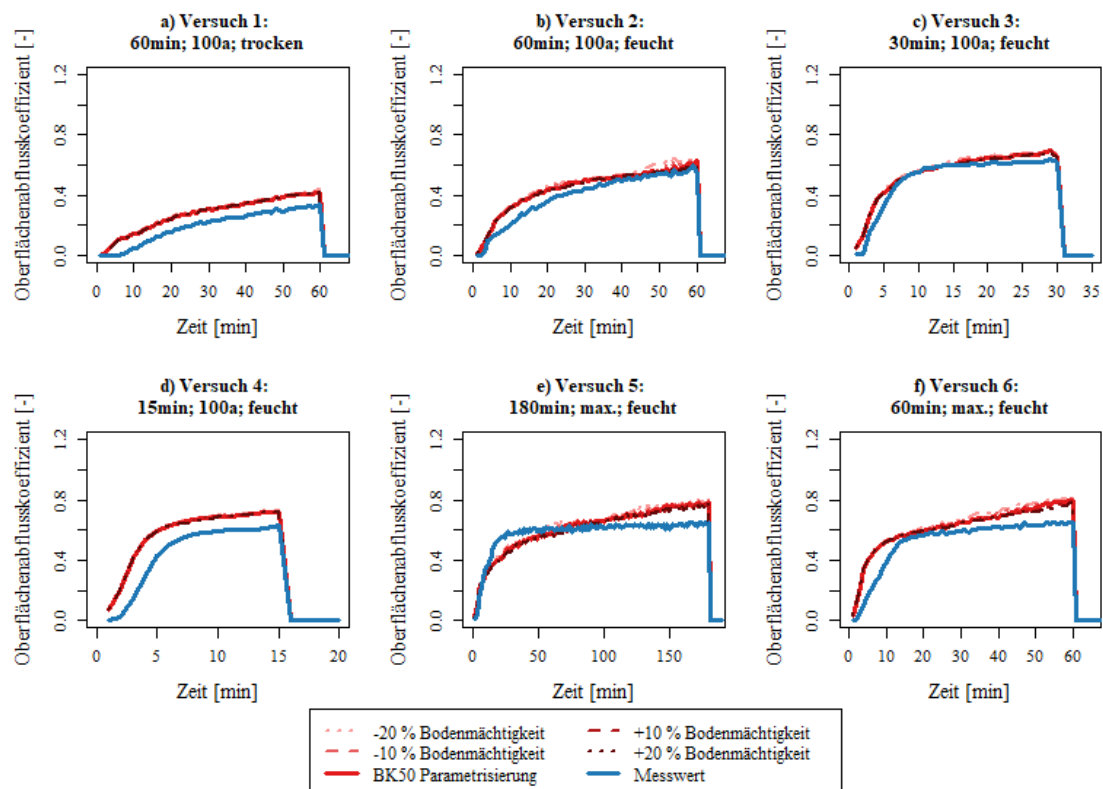


Abbildung A. 48: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der Bodenmächtigkeit auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierte durchschnittlichen Oberflächenabflusskoeffizienten.

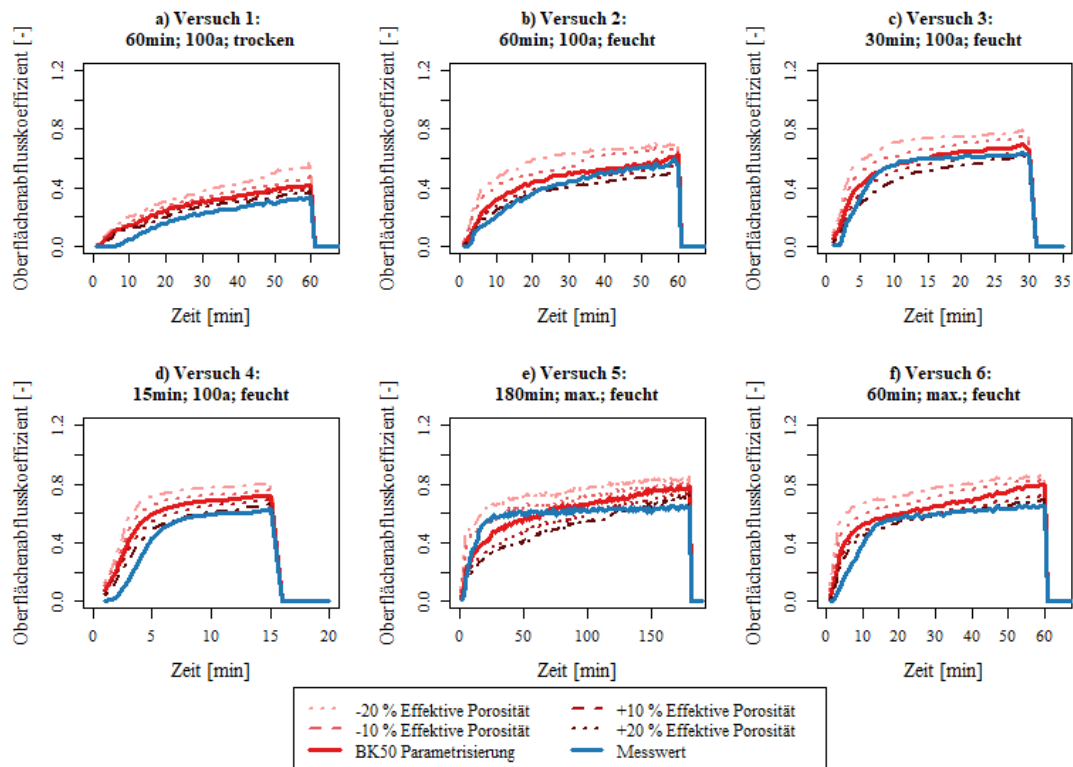


Abbildung A. 49: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der effektiven Porosität auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierte durchschnittlichen Oberflächenabflusskoeffizienten.

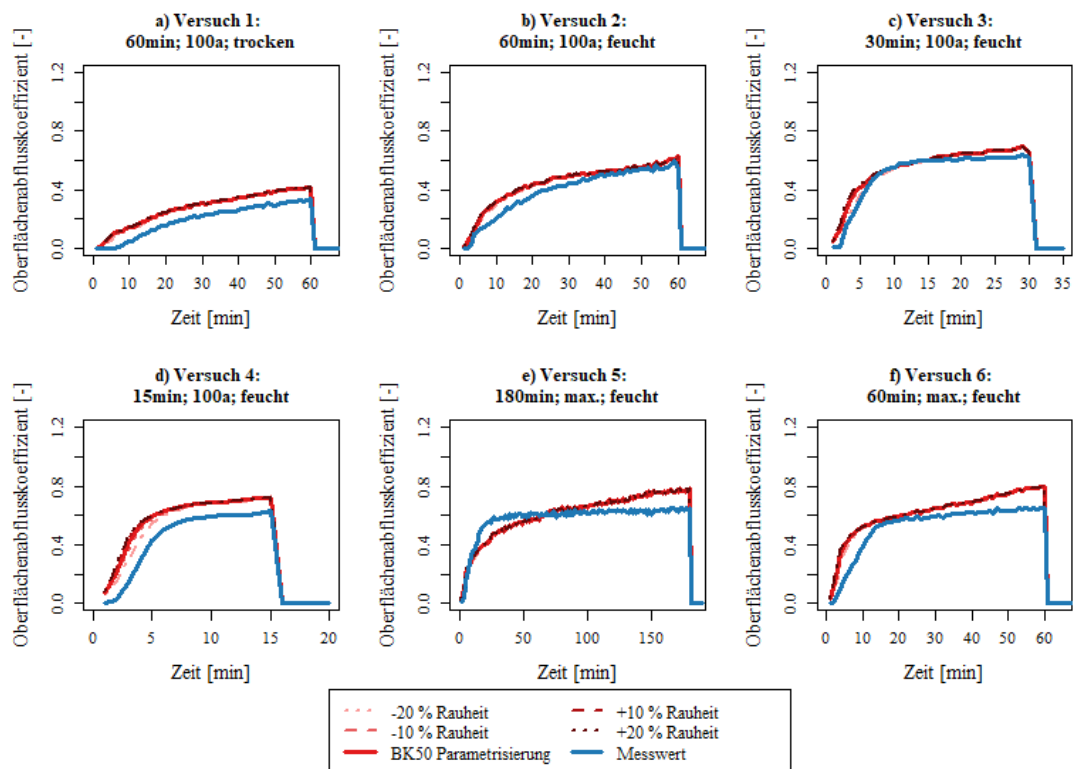


Abbildung A. 50: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der effektiven Porosität auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierte durchschnittlichen Oberflächenabflusskoeffizienten.

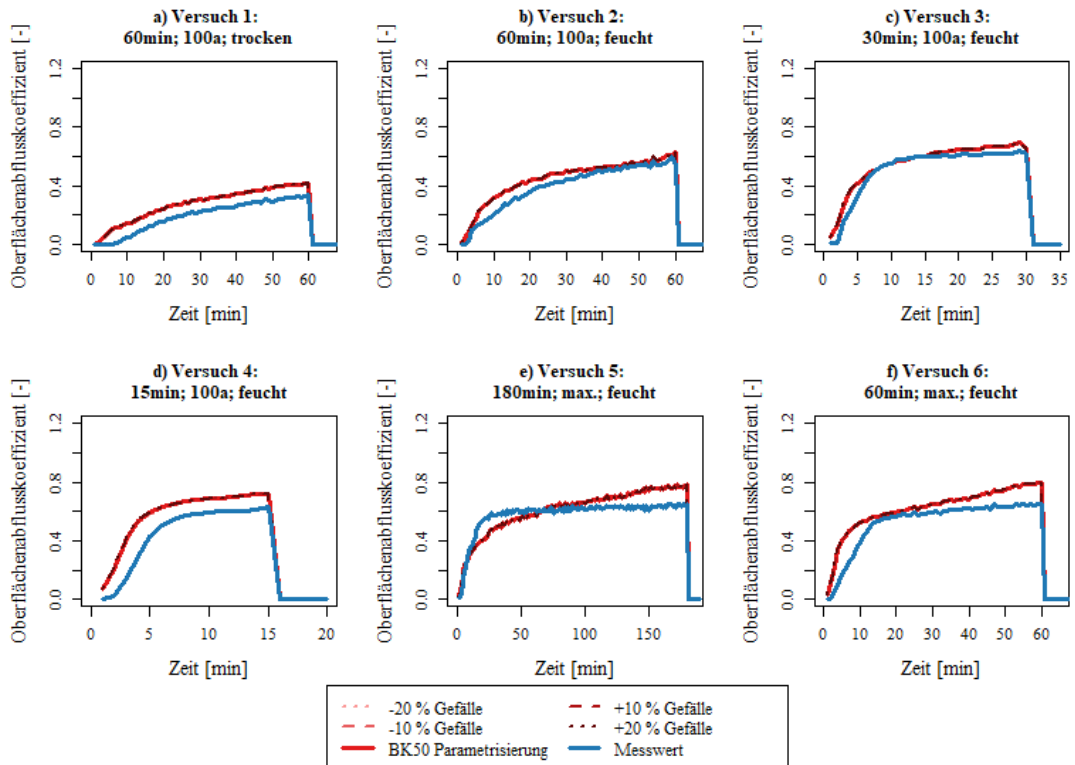


Abbildung A. 51: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung des Gefälles auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierte durchschnittlichen Oberflächenabflusskoeffizienten.

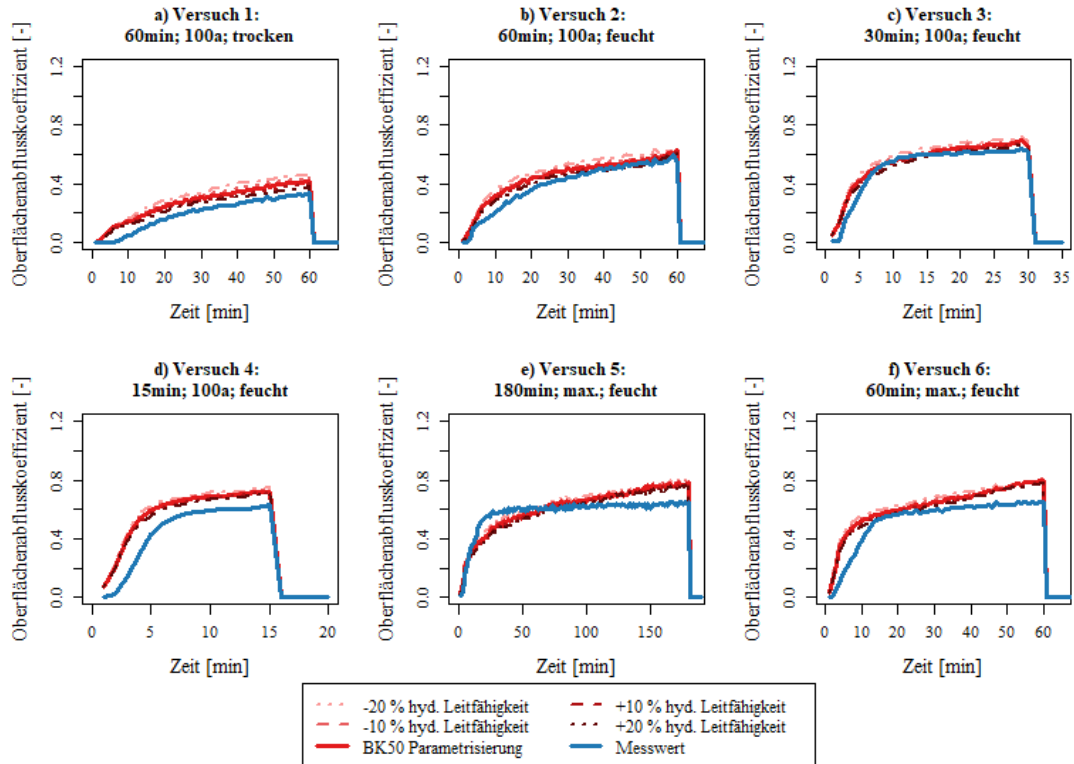


Abbildung A. 52: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der hydraulischen Leitfähigkeit auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierte durchschnittlichen Oberflächenabflusskoeffizienten.

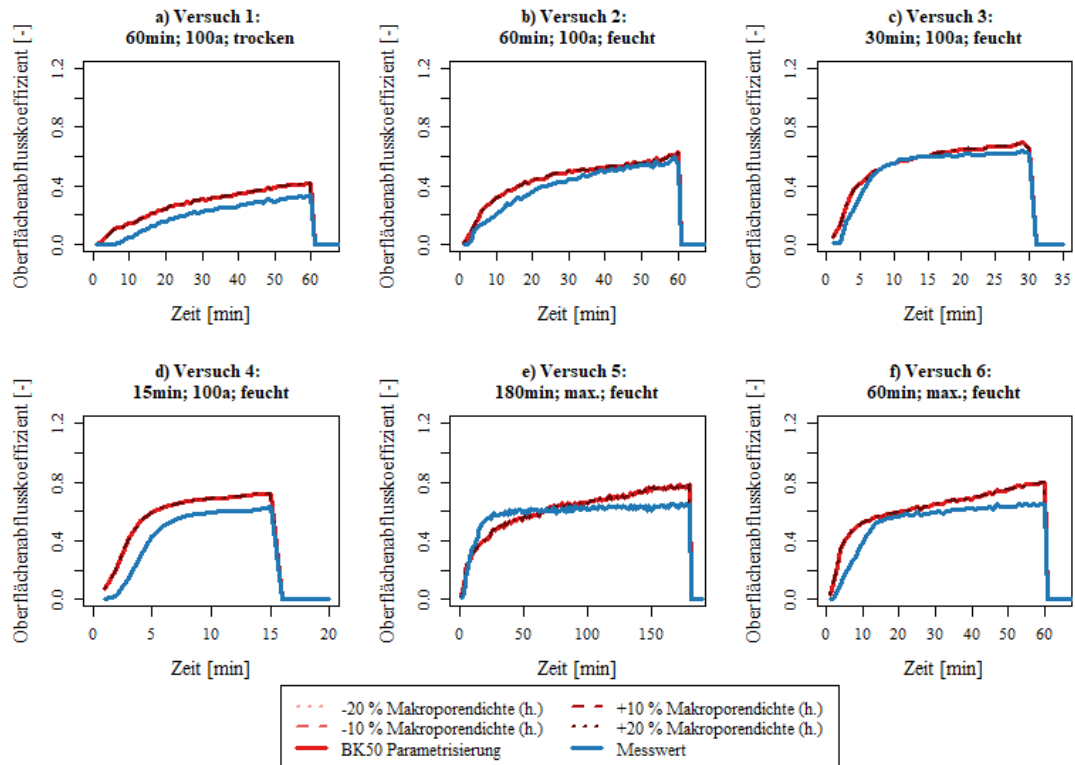


Abbildung A. 53: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der horizontalen Makroporendichte auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten durchschnittlichen Oberflächenabflusskoeffizienten.

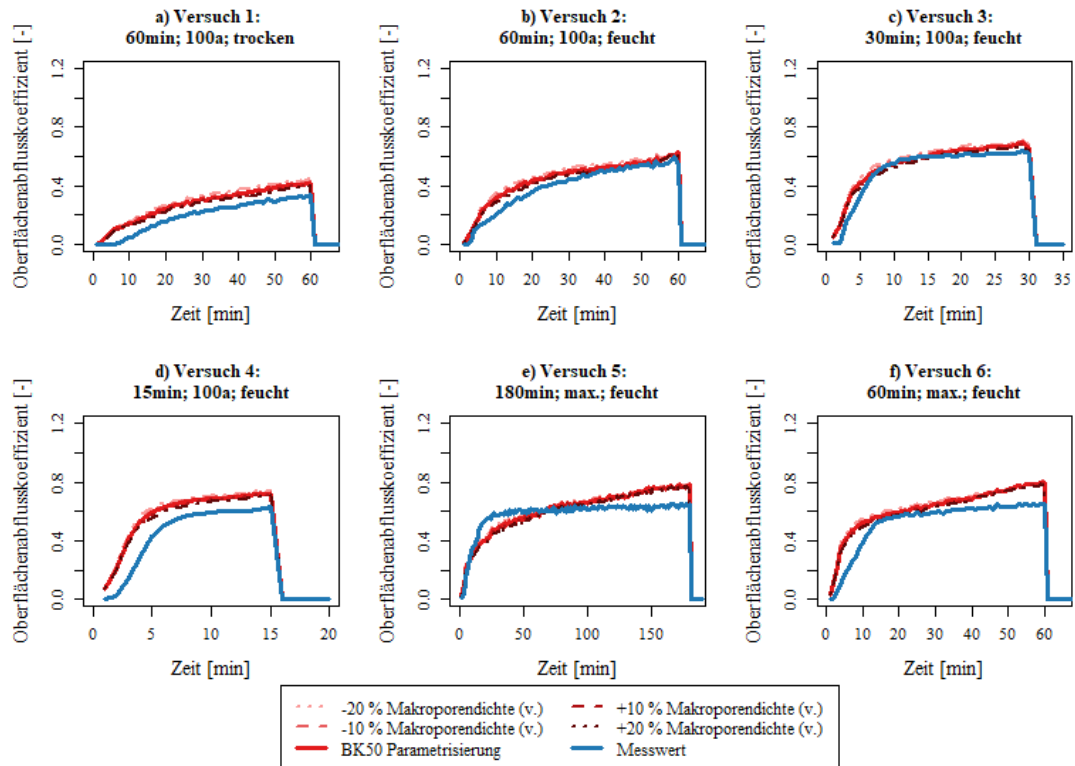


Abbildung A. 54: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der vertikalen Makroporendichte auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten durchschnittlichen Oberflächenabflusskoeffizienten.

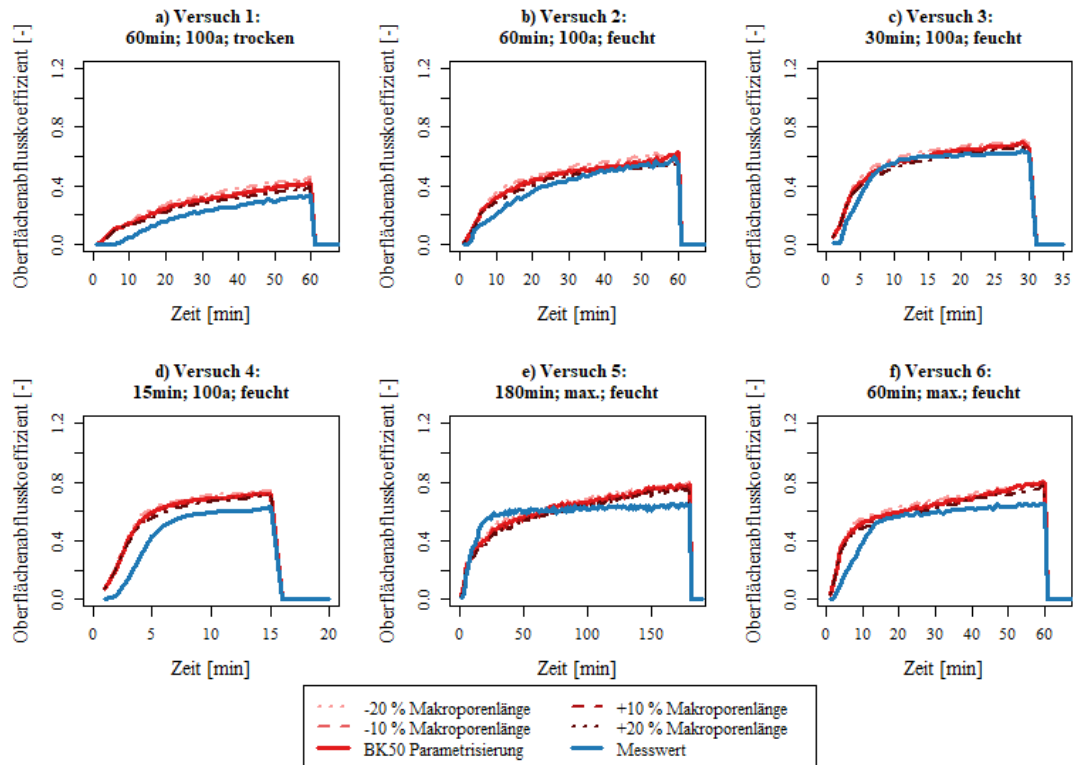


Abbildung A. 55: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der Makroporenlänge auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten durchschnittlichen Oberflächenabflusskoeffizienten.

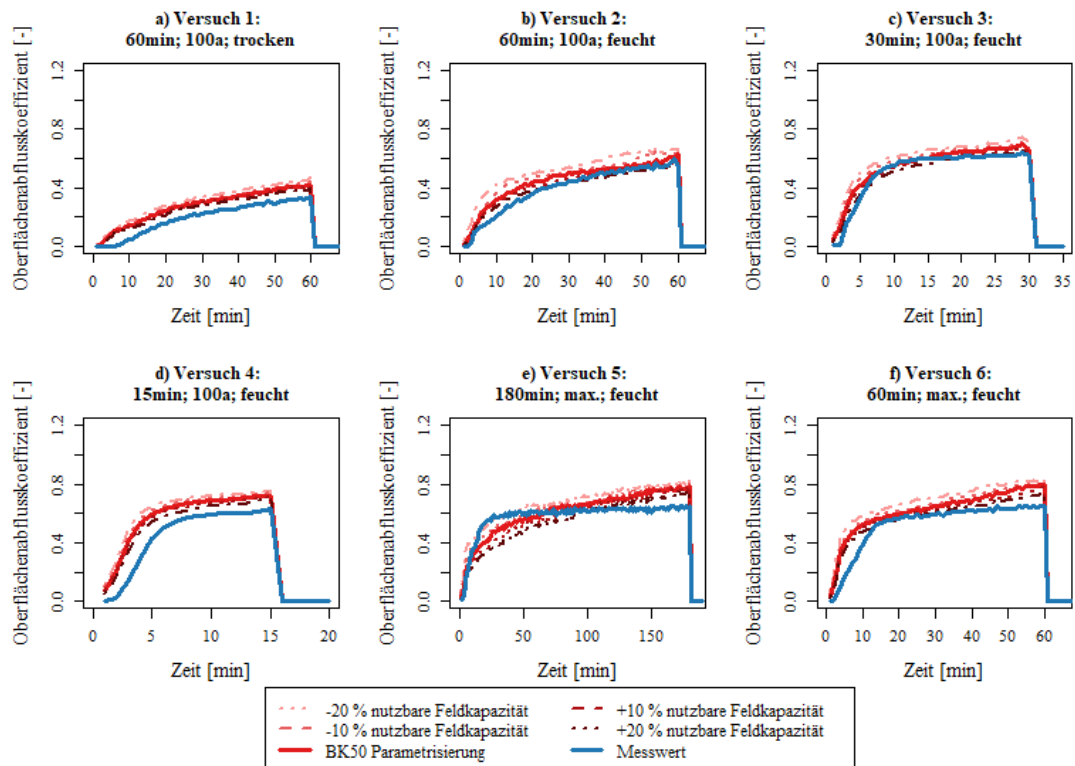


Abbildung A. 56: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der nutzbaren Feldkapazität auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten durchschnittlichen Oberflächenabflusskoeffizienten.

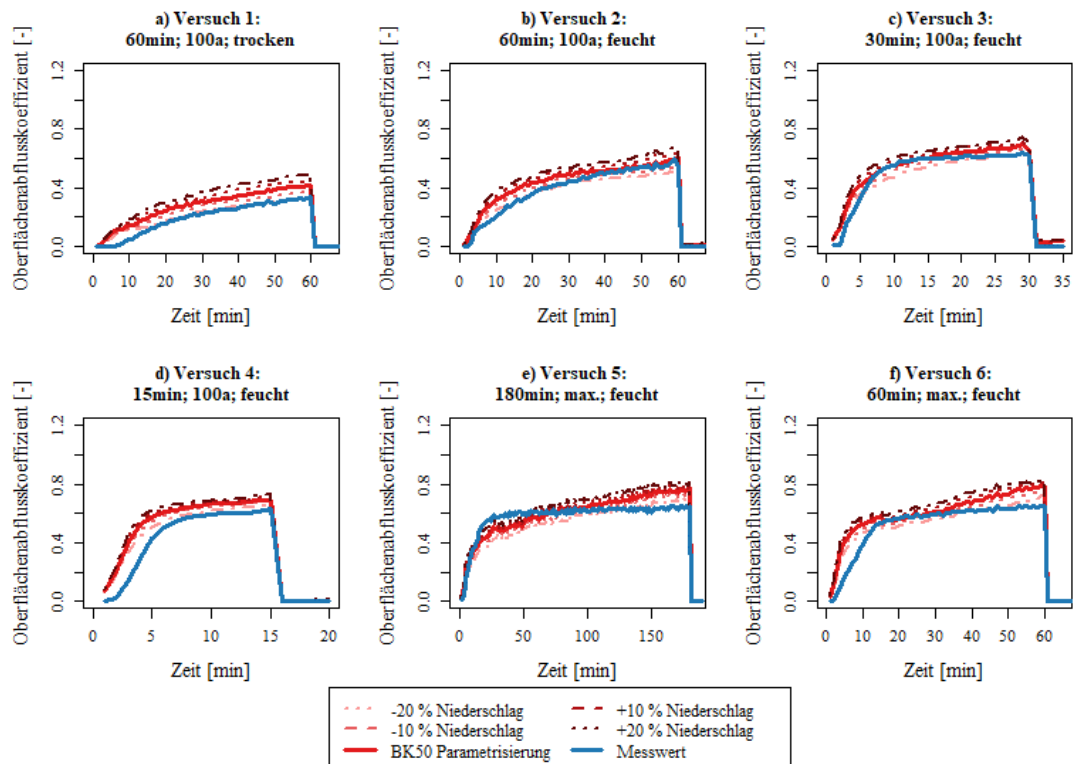


Abbildung A. 57: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung des Niederschlages auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten durchschnittlichen Oberflächenabflusskoeffizienten.

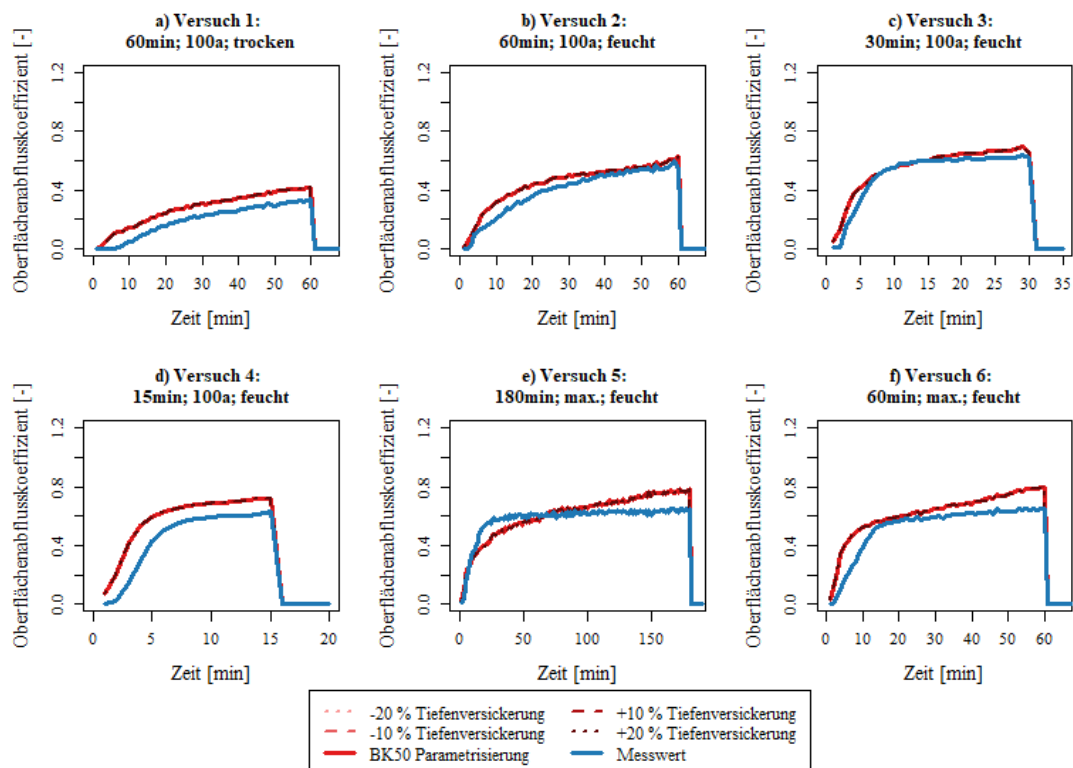


Abbildung A. 58: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der Tiefenversickerung auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten durchschnittlichen Oberflächenabflusskoeffizienten.

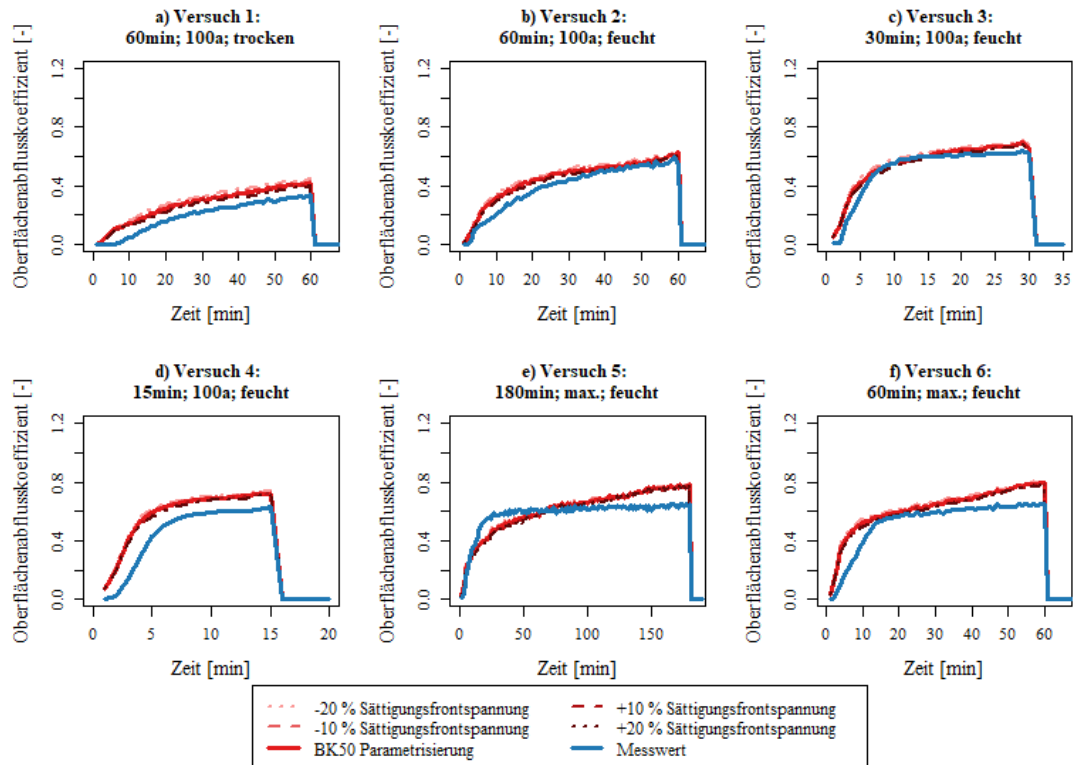


Abbildung A. 59: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der Sättigungsfrontspannung auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierte durchschnittlichen Oberflächenabflusskoeffizienten.

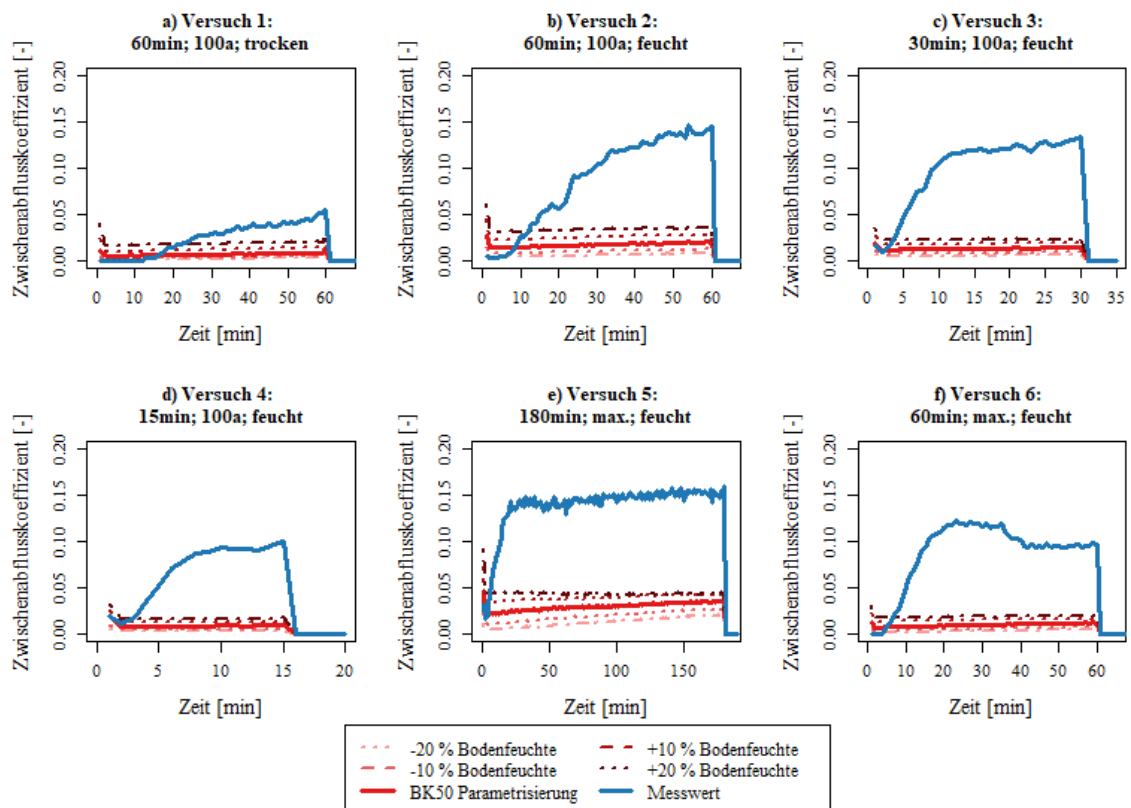


Abbildung A. 60: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der Bodenfeuchte auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierte durchschnittlichen Zwischenabflusskoeffizienten.

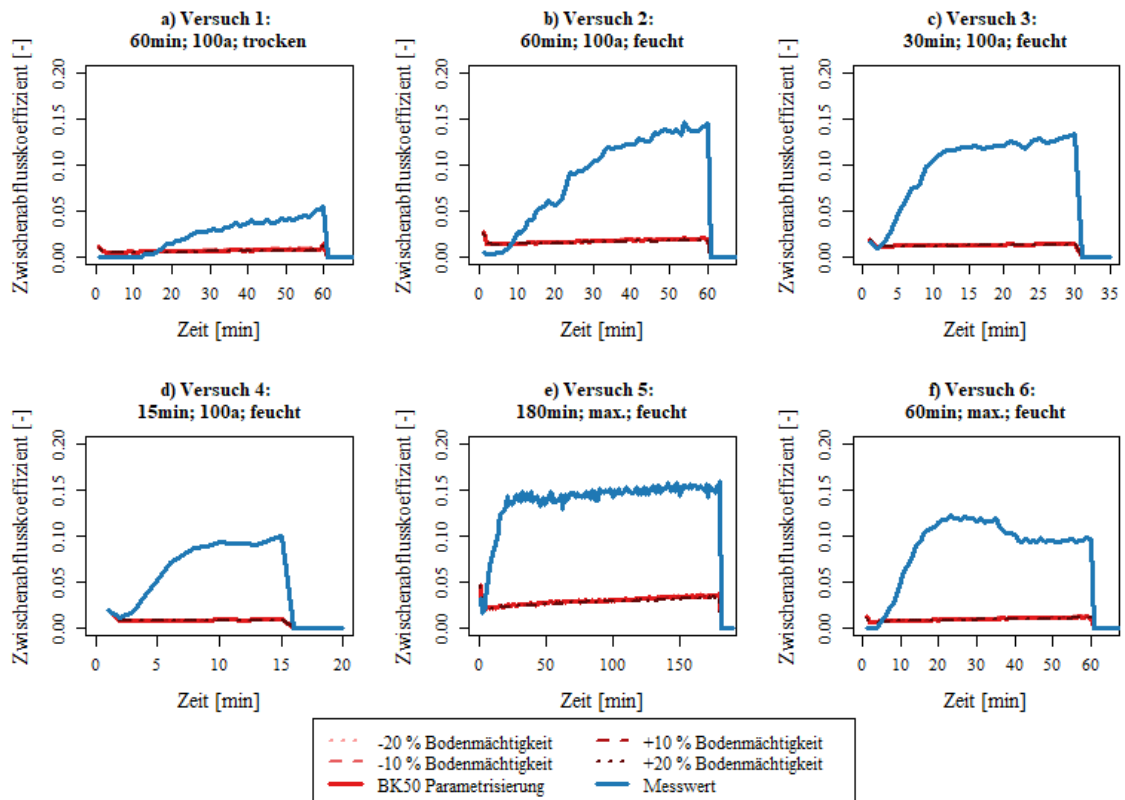


Abbildung A. 61: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der Bodenmächtigkeit auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten durchschnittlichen Zwischenabflusskoeffizienten.

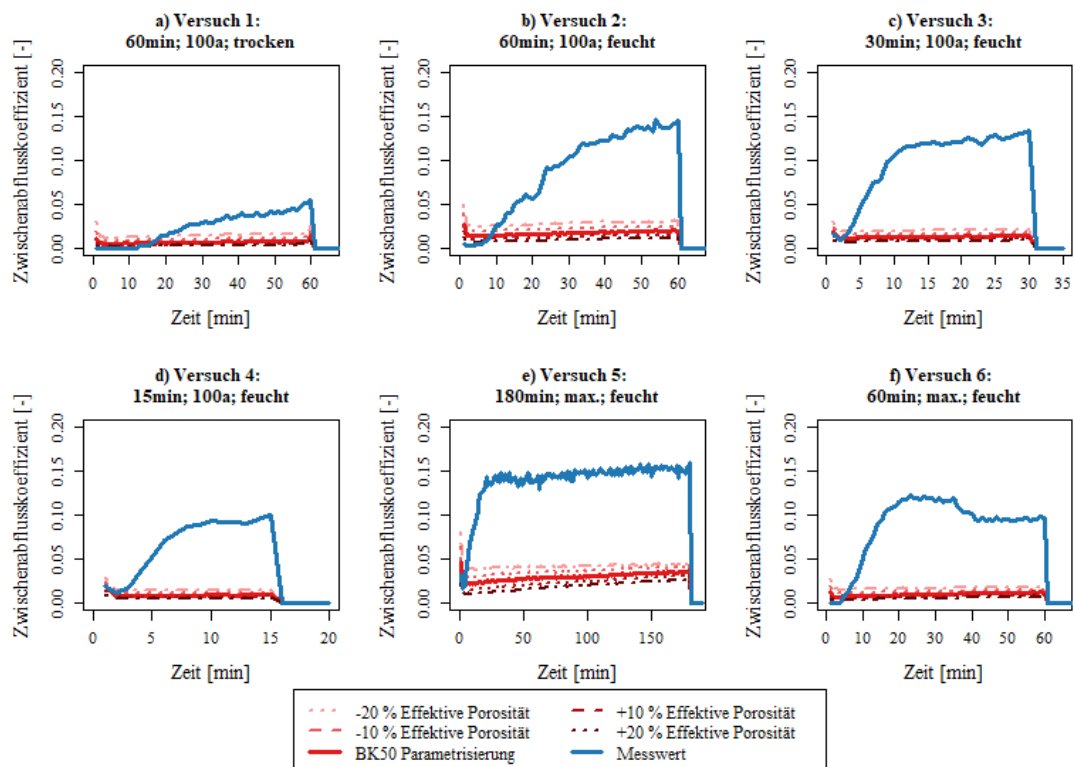


Abbildung A. 62: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der effektiven Porosität auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten durchschnittlichen Zwischenabflusskoeffizienten.

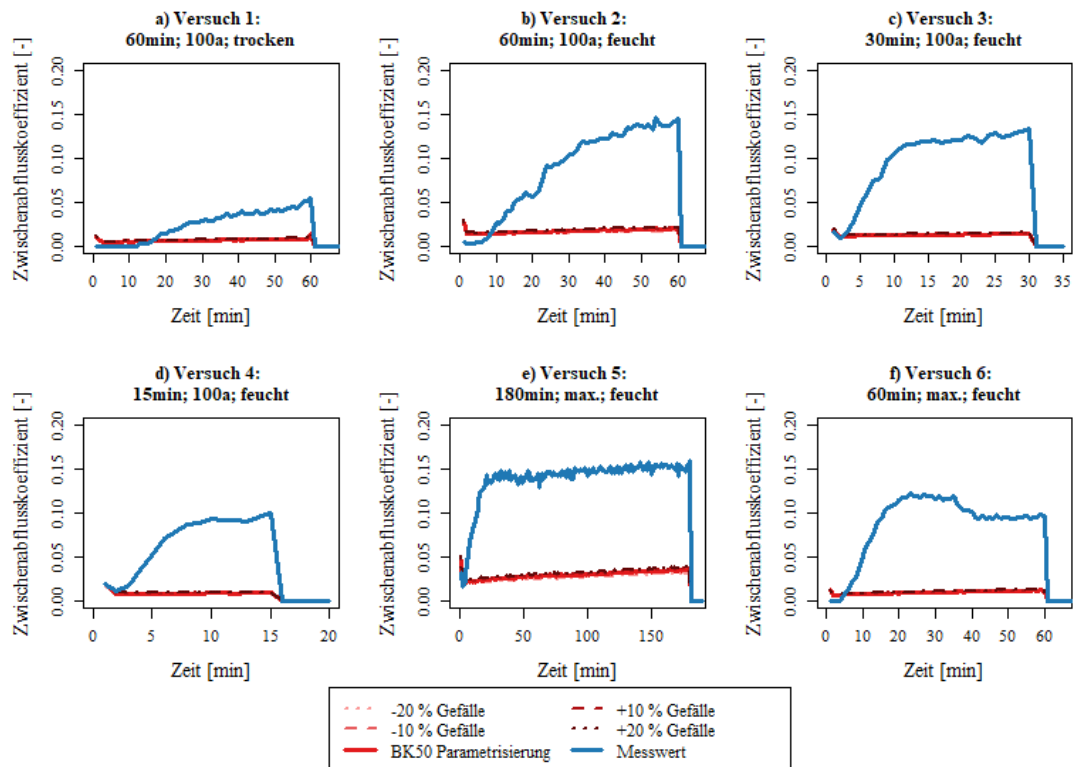


Abbildung A. 63: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung des Gefälles auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierte durchschnittlichen Zwischenabflusskoeffizienten.

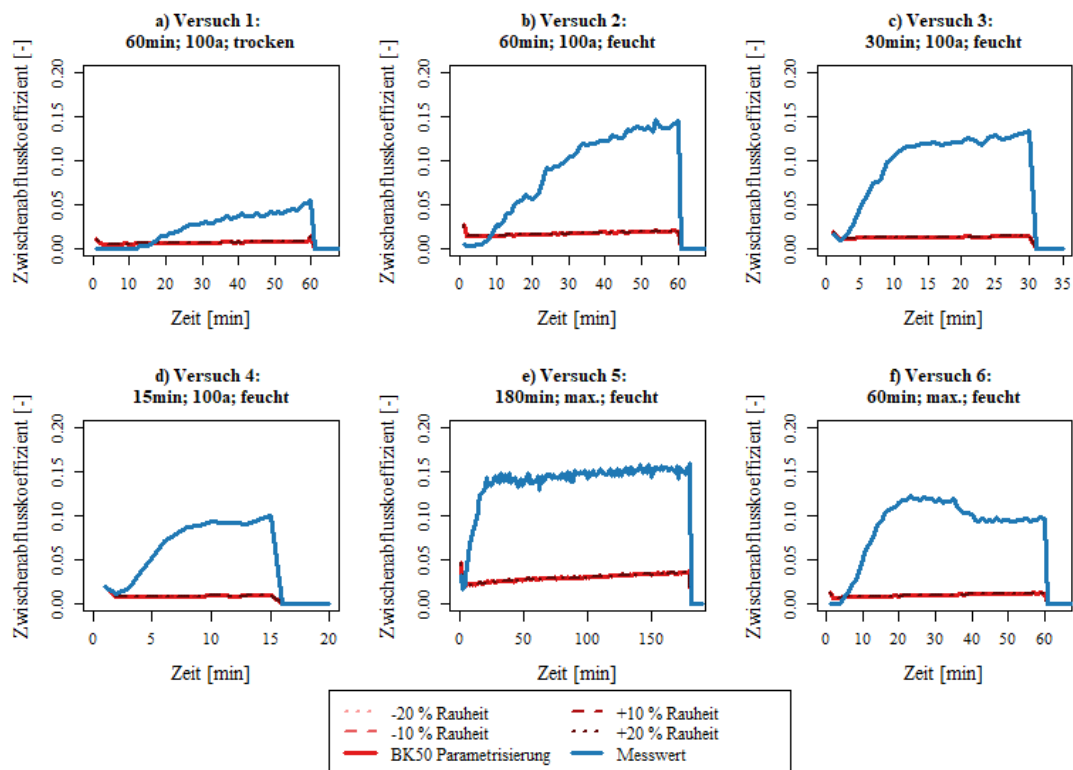


Abbildung A. 64: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der Rauheit auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierte durchschnittlichen Zwischenabflusskoeffizienten.

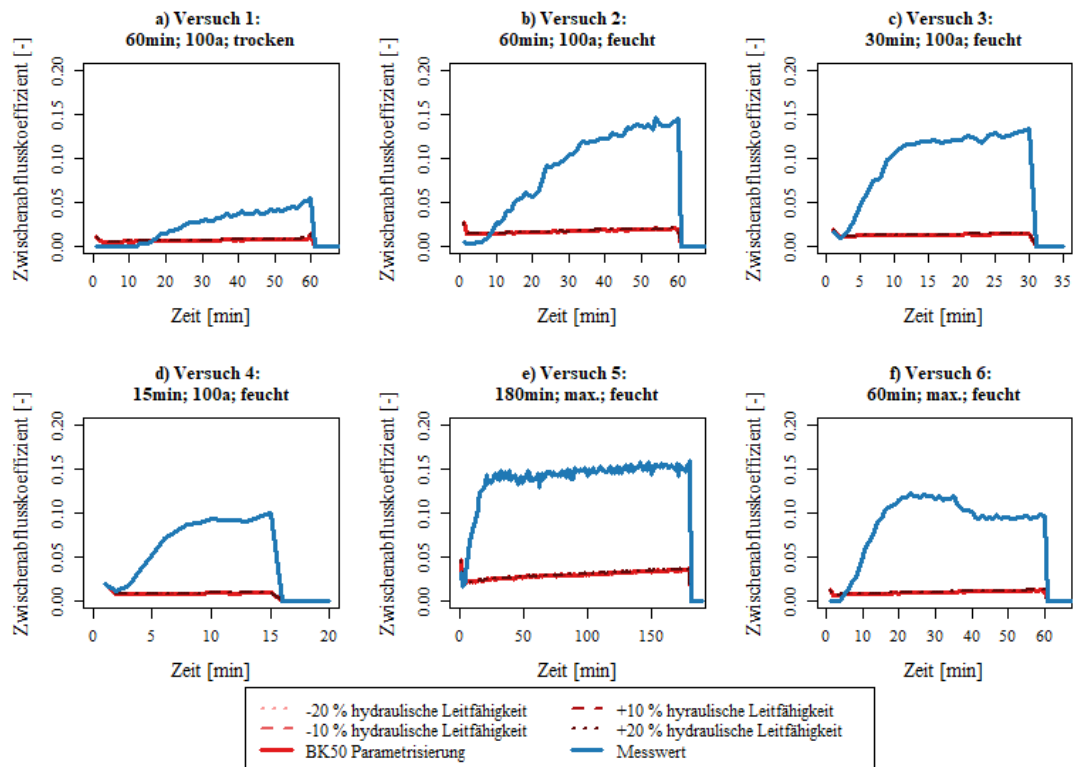


Abbildung A. 65: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der hydraulischen Leitfähigkeit auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierte durchschnittlichen Zwischenabflusskoeffizienten.

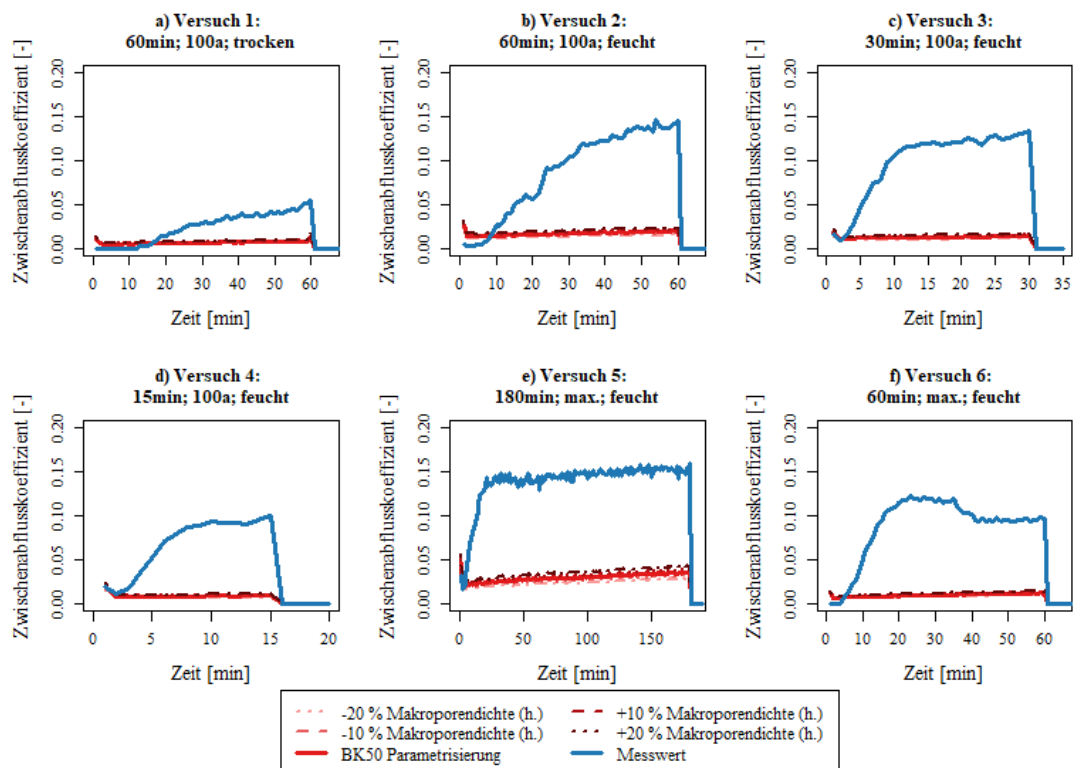


Abbildung A. 66: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der horizontalen Makroporendichte auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierte durchschnittlichen Zwischenabflusskoeffizienten.

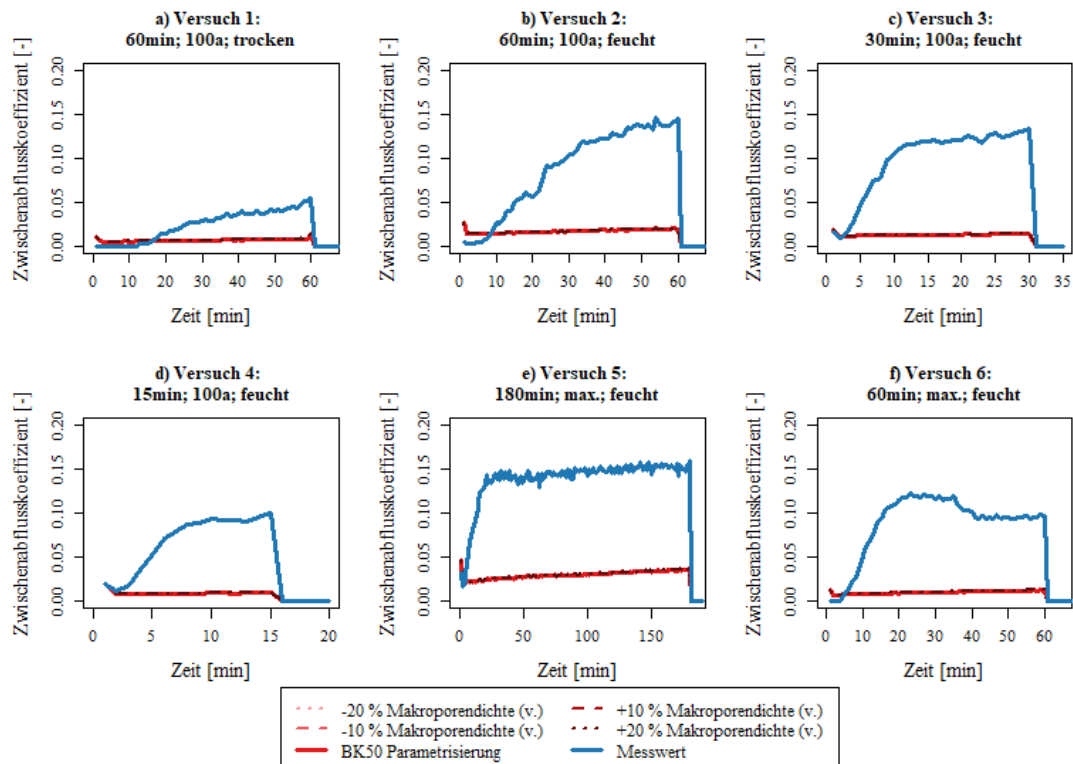


Abbildung A. 67: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der vertikalen Makroporen-dichte auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierte durchschnittlichen Zwischenabflusskoeffizienten.

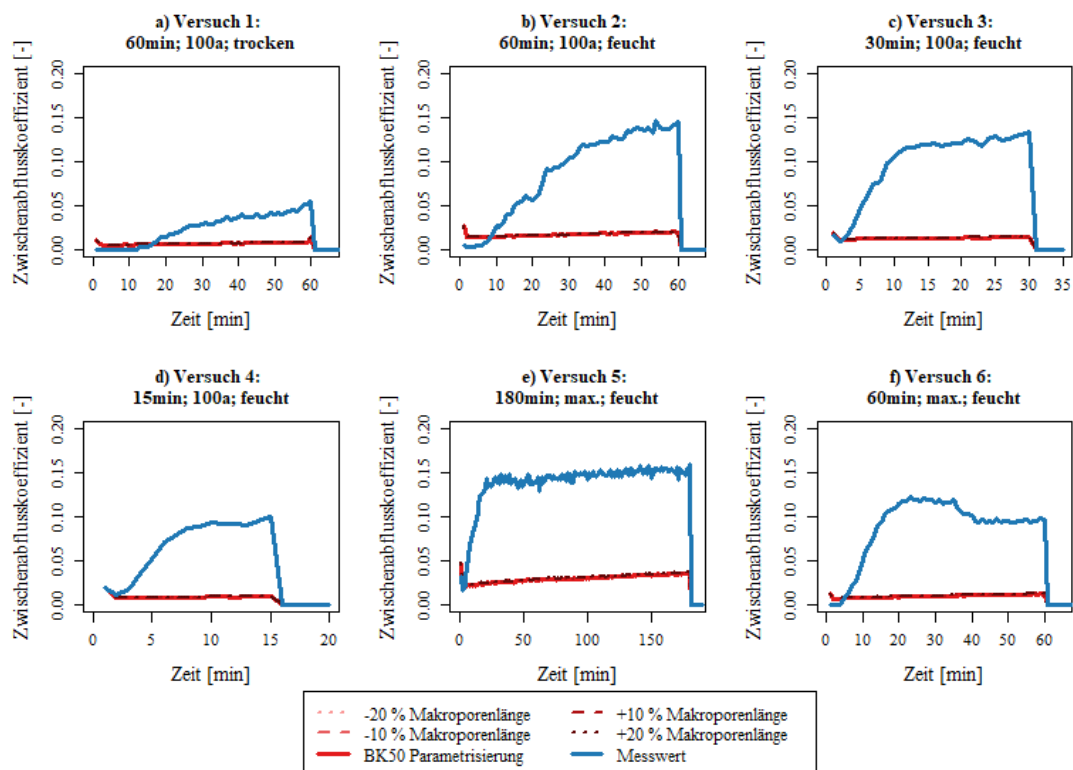


Abbildung A. 68: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der Makroporen-länge auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierte durchschnittlichen Zwischenabflusskoeffizienten.

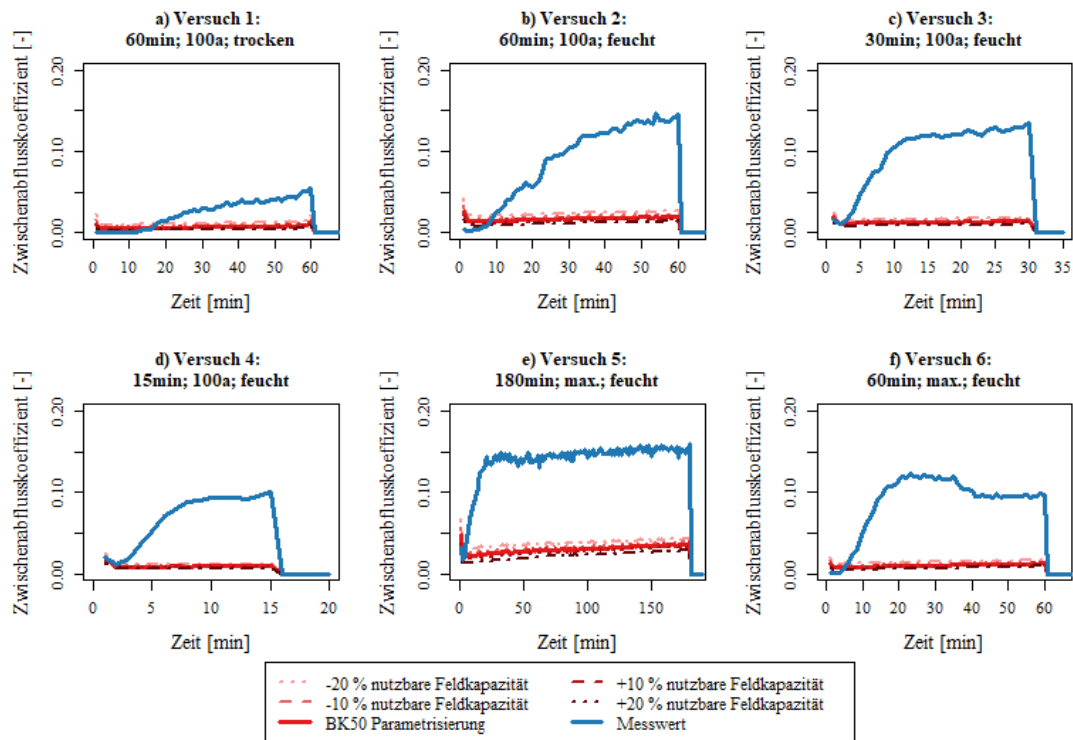


Abbildung A. 69: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der nutzbaren Feldkapazität auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten durchschnittlichen Zwischenabflusskoeffizienten.

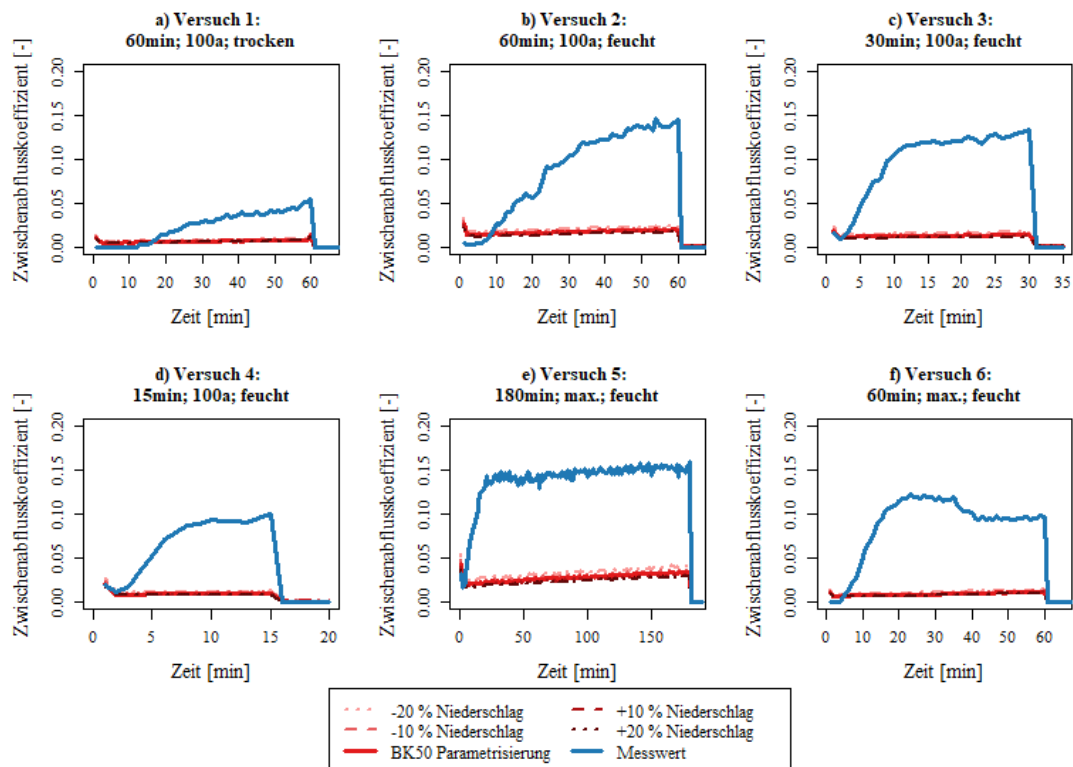


Abbildung A. 70: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung des Niederschlages auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten durchschnittlichen Zwischenabflusskoeffizienten.

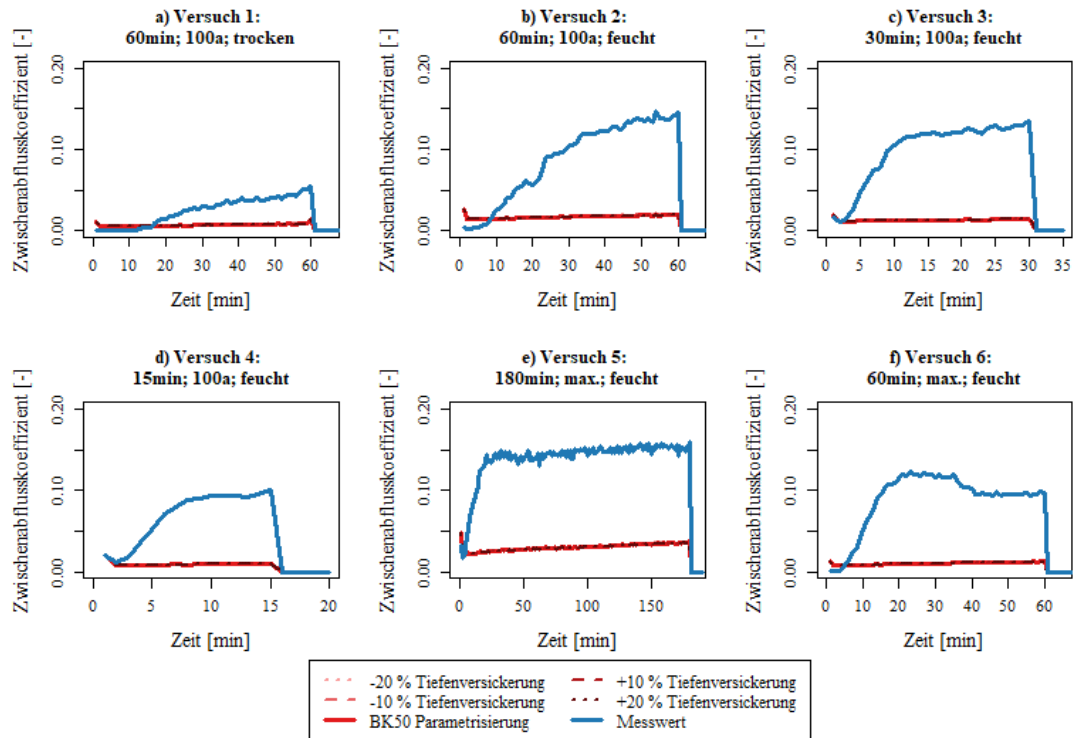


Abbildung A. 71: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der Tiefenversickerung auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten durchschnittlichen Zwischenabflusskoeffizienten.

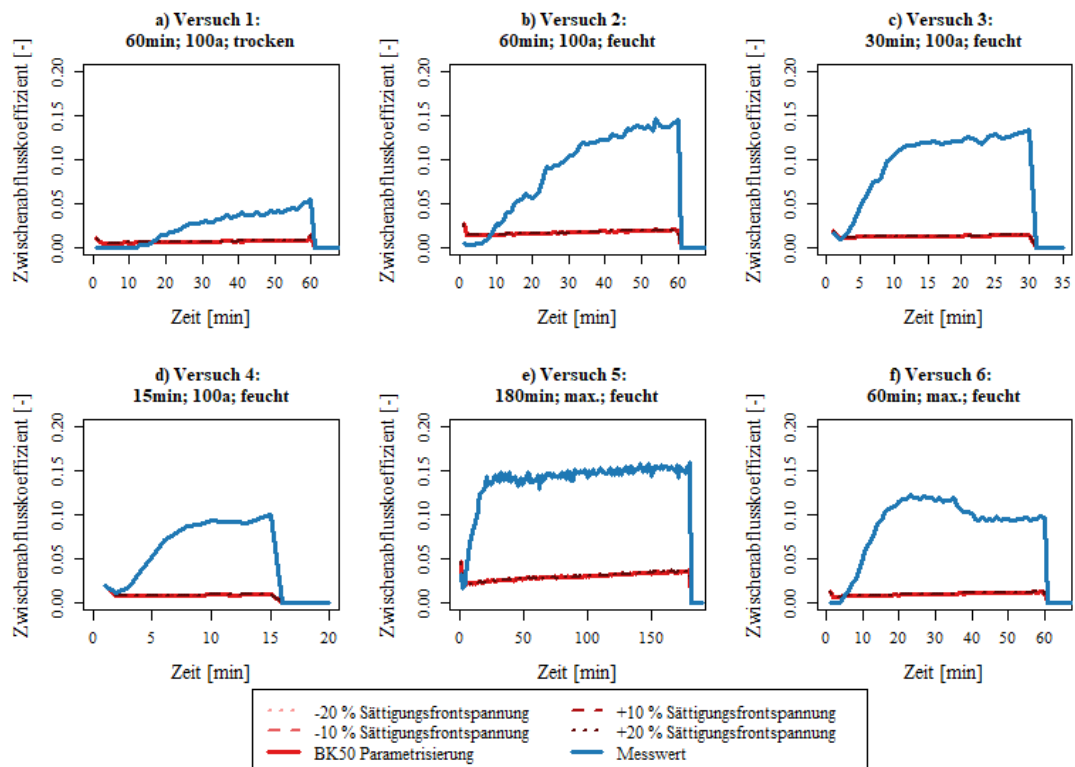


Abbildung A. 72: Einfluss einer zehn- bzw. zwanzigprozentigen Veränderung der Sättigungsfrontspannung auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten durchschnittlichen Zwischenabflusskoeffizienten.

4.3 Unsicherheitsanalyse

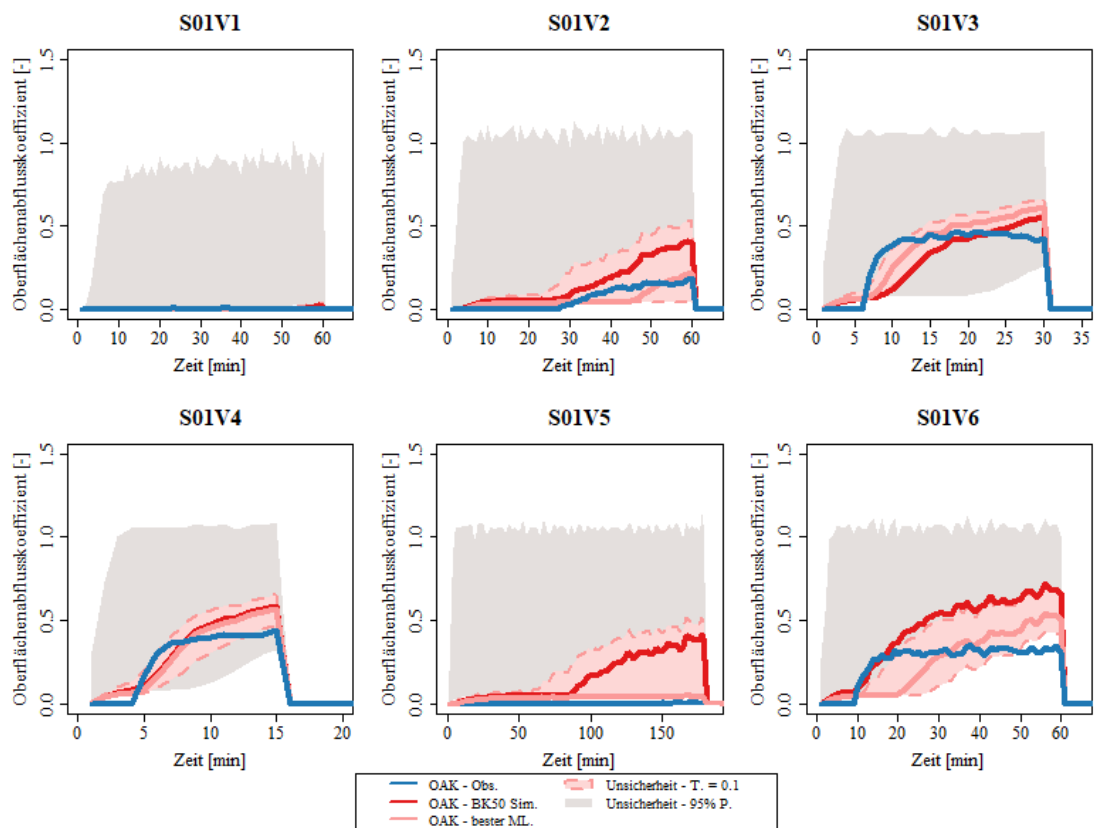


Abbildung A. 73: Modellunsicherheit des Oberflächenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 1, einer Wiese am Schönberg bei Freiburg.

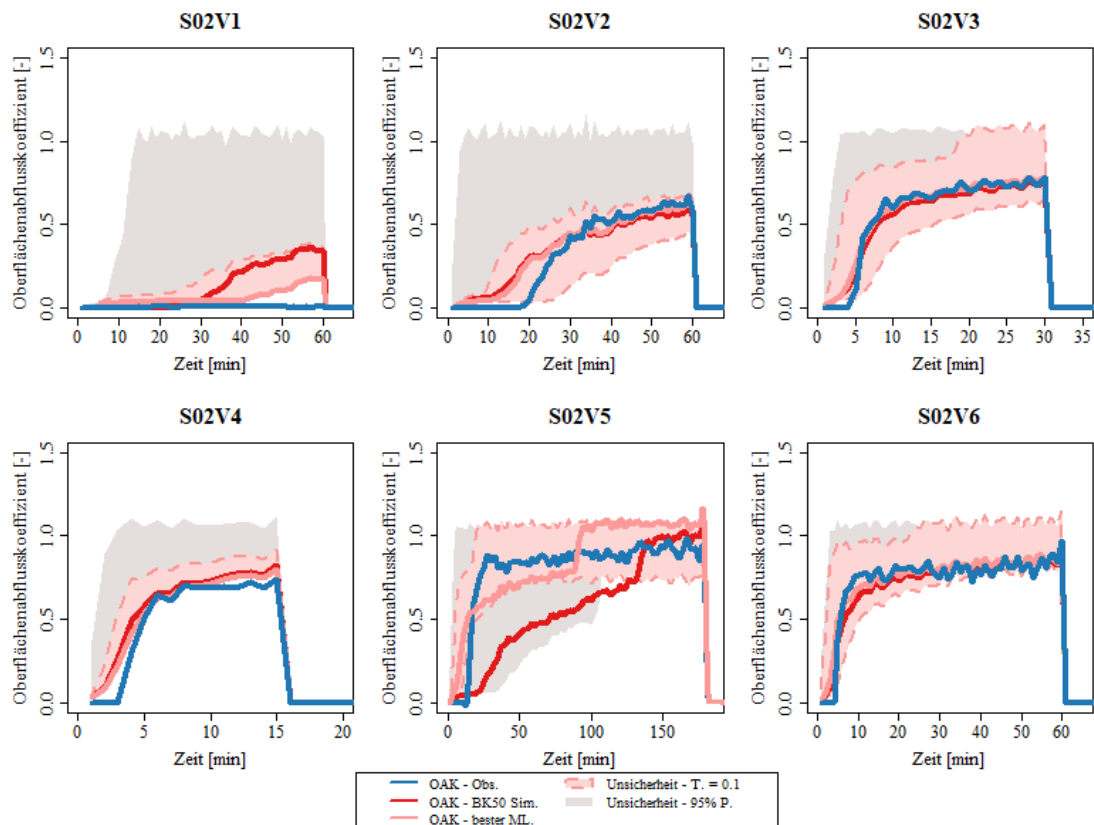


Abbildung A. 74: Modellunsicherheit des Oberflächenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 2, einer Wiese bei Wildtal.

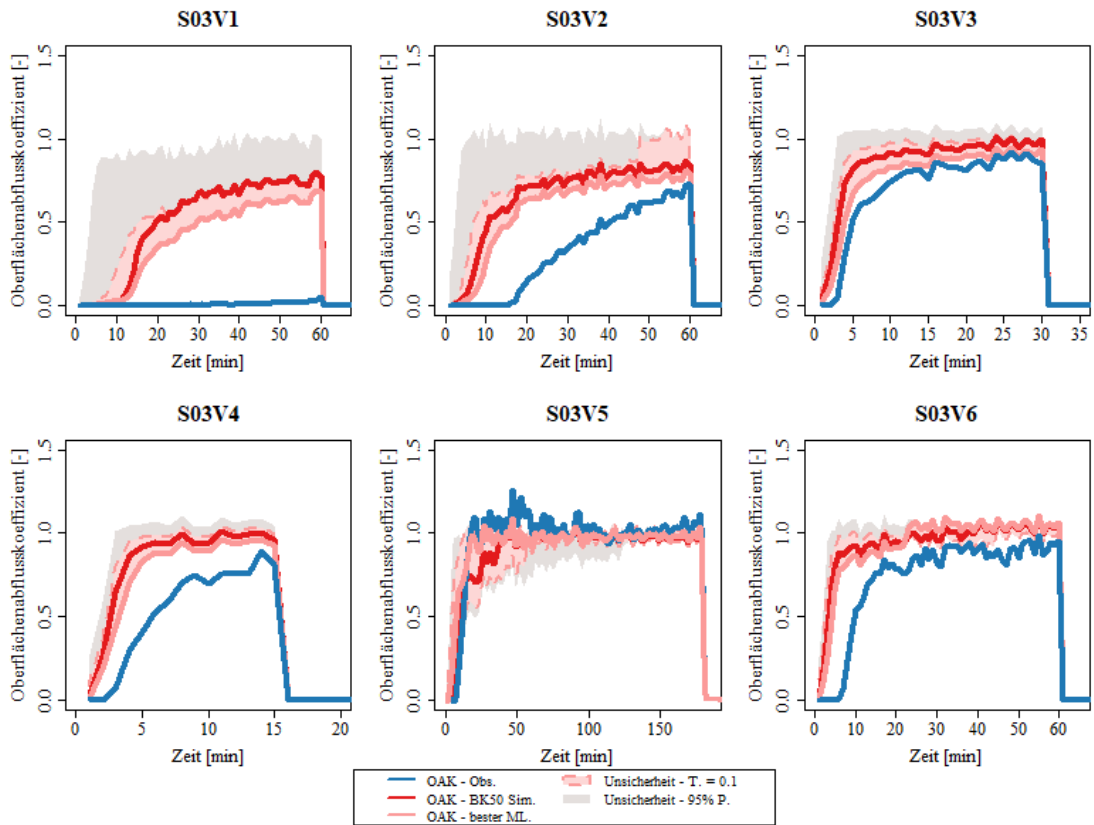


Abbildung A. 75: Modellunsicherheit des Oberflächenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 3, einer Wiese am Schlierberg.

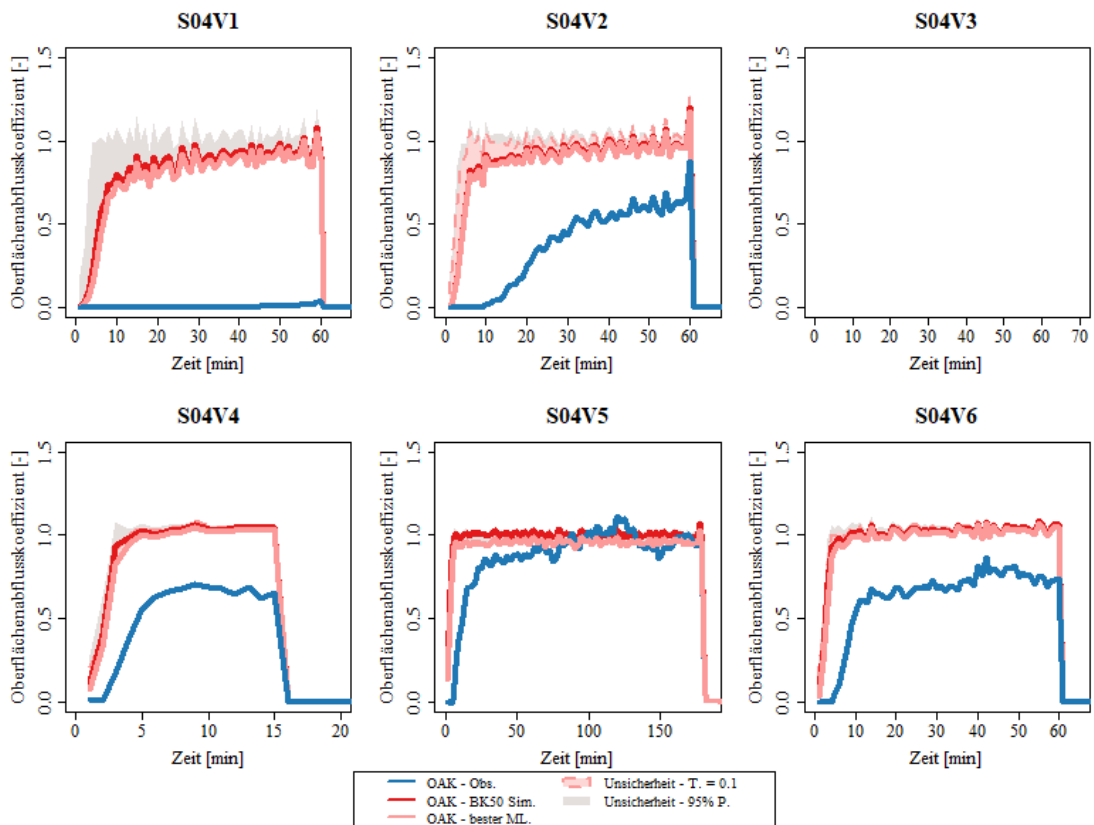


Abbildung A. 76: Modellunsicherheit des Oberflächenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 4, einem Acker bei Schlierberg.

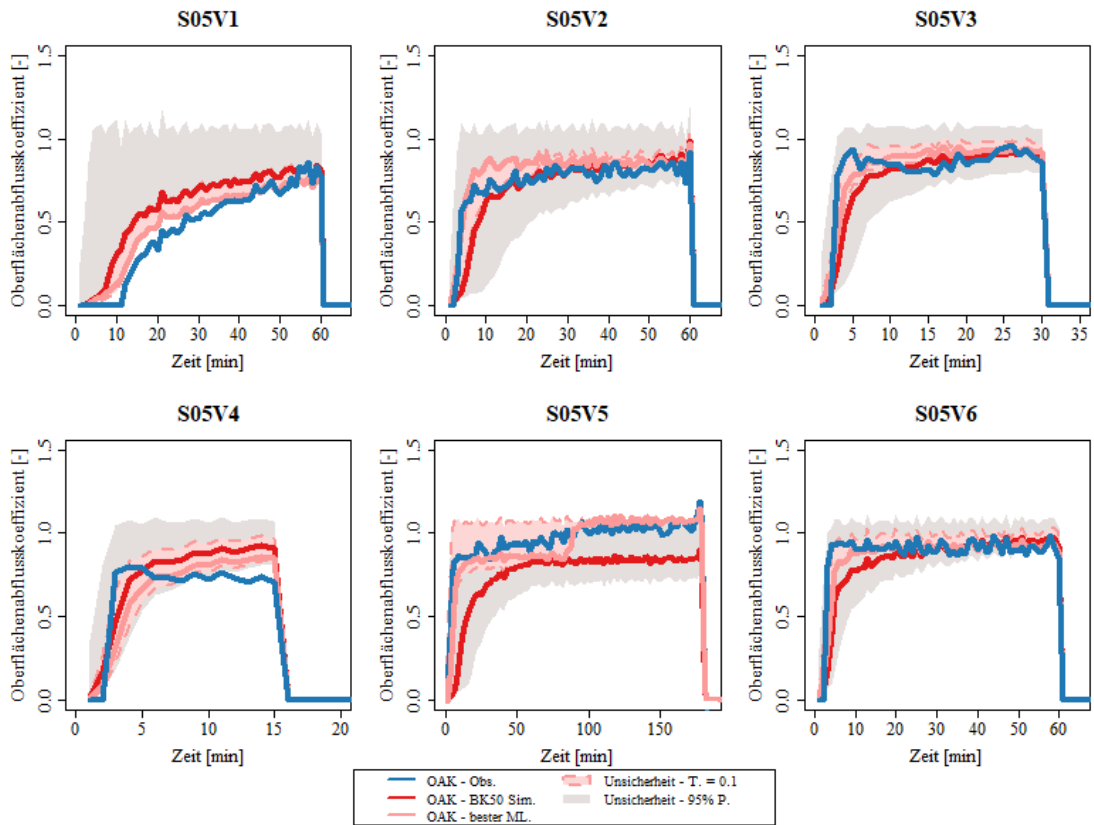


Abbildung A. 77: Modellunsicherheit des Oberflächenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 5, einem Acker bei Freiamt.

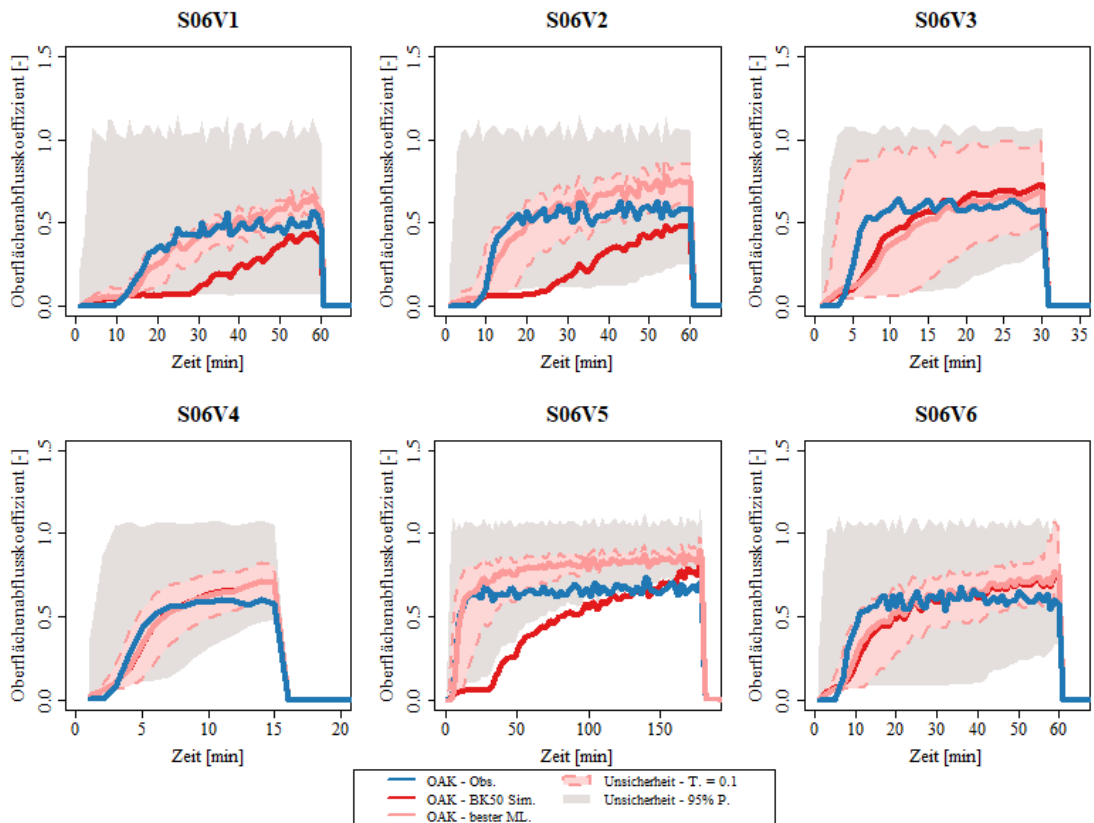


Abbildung A. 78: Modellunsicherheit des Oberflächenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 6, einer Wiese bei Freiamt.

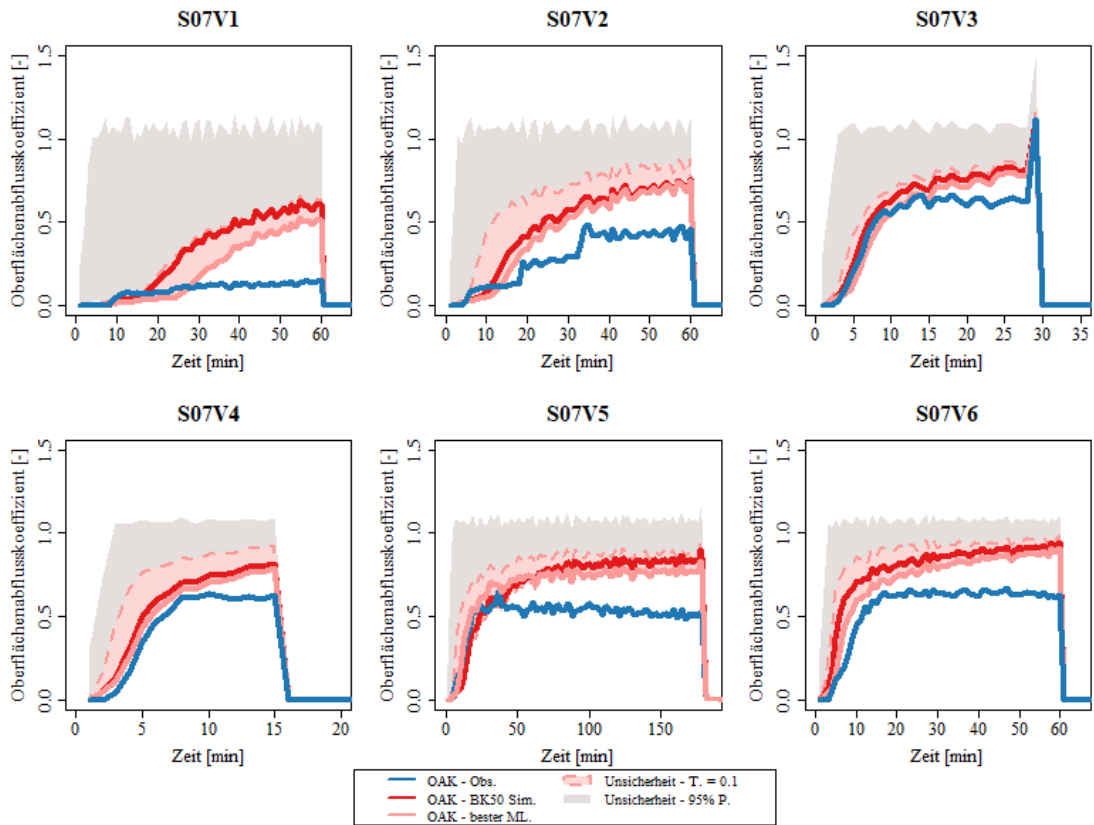


Abbildung A. 79: Modellunsicherheit des Oberflächenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 7, einem Acker bei Opfingen.

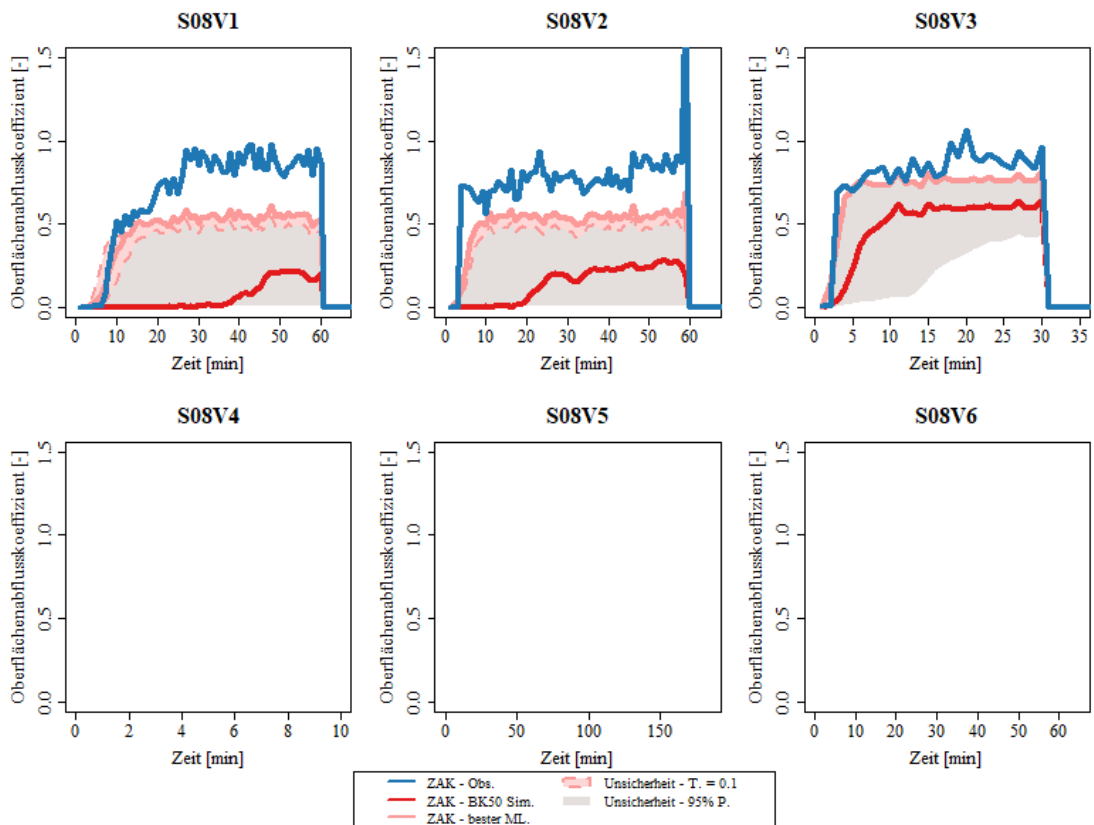


Abbildung A. 80: Modellunsicherheit des Oberflächenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 8, einem Acker bei Seelbach.

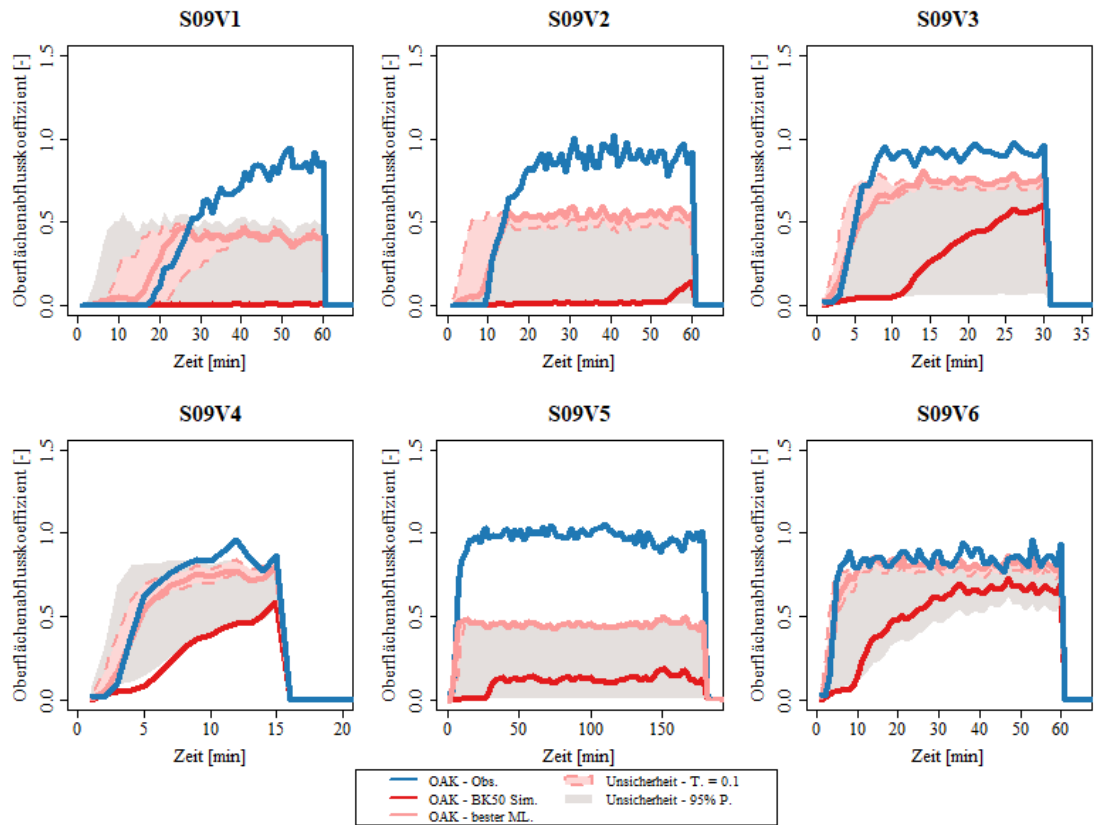


Abbildung A. 81: Modellunsicherheit des Oberflächenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 9, einer Wiese bei Seelbach.

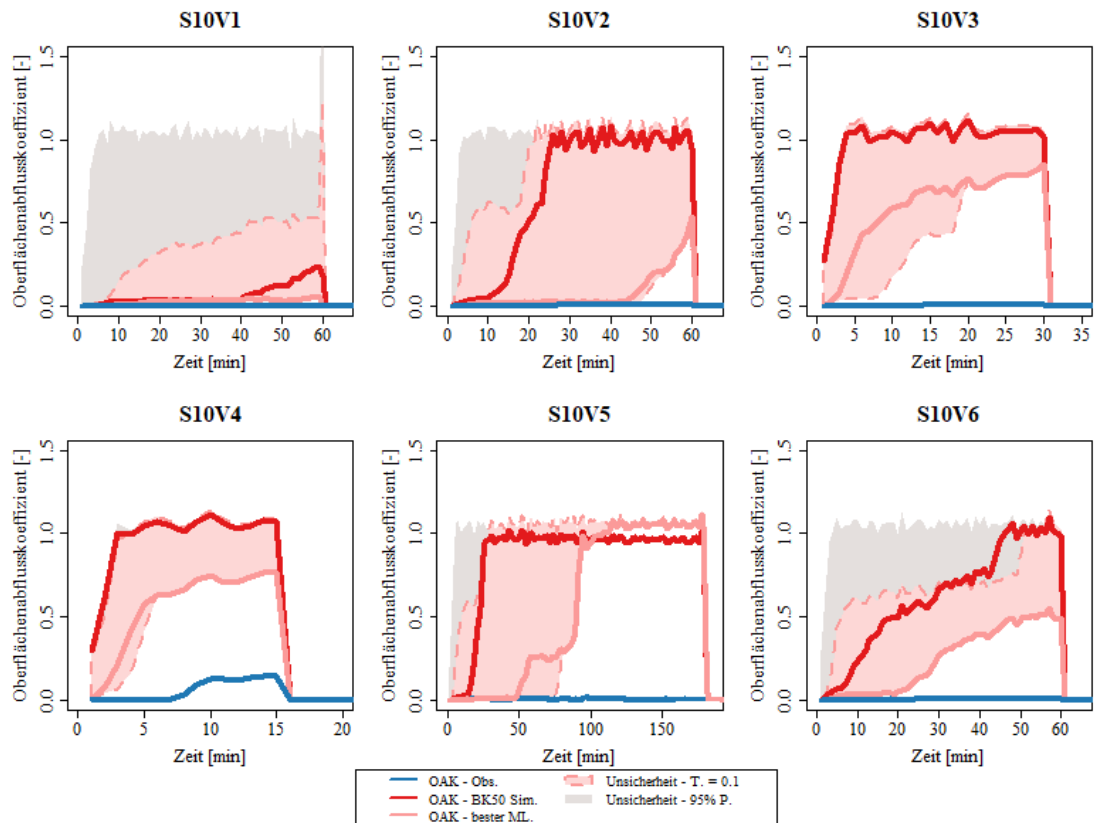


Abbildung A. 82: Modellunsicherheit des Oberflächenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 10, einer Wiese bei Sankt Märgen.

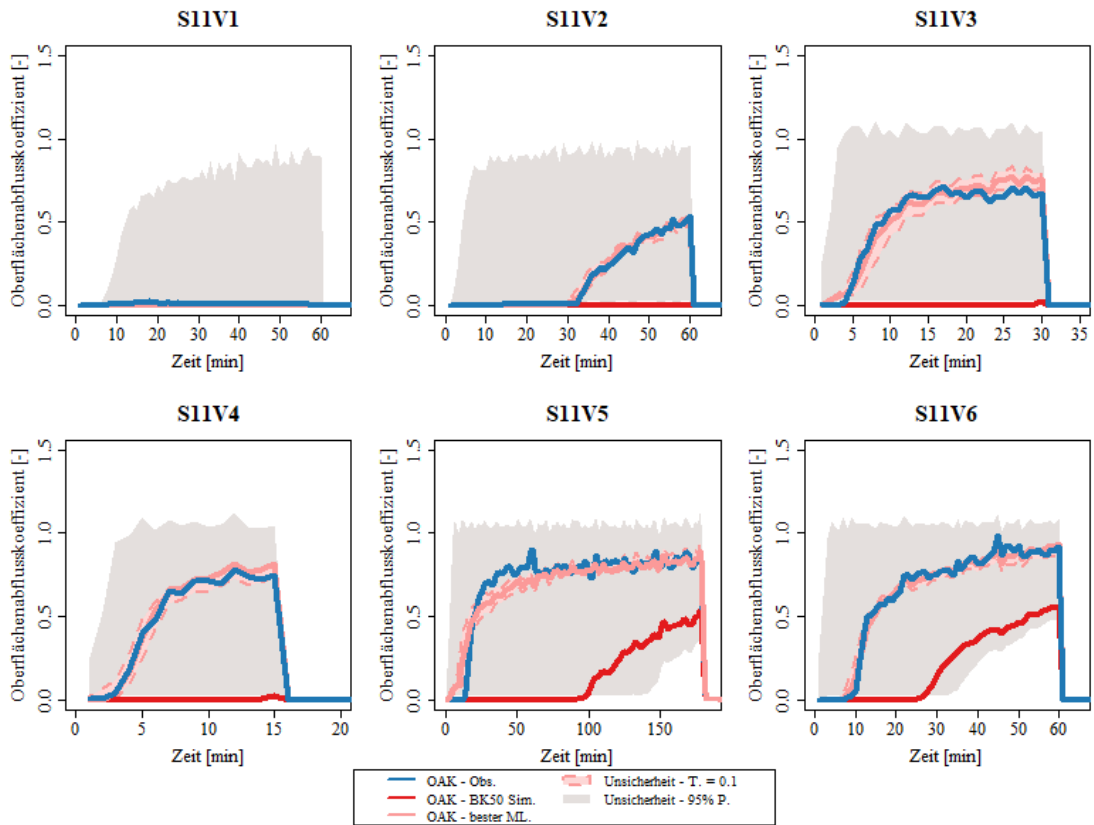


Abbildung A. 83: Modellunsicherheit des Oberflächenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 11, einer Wiese bei Wehingen.

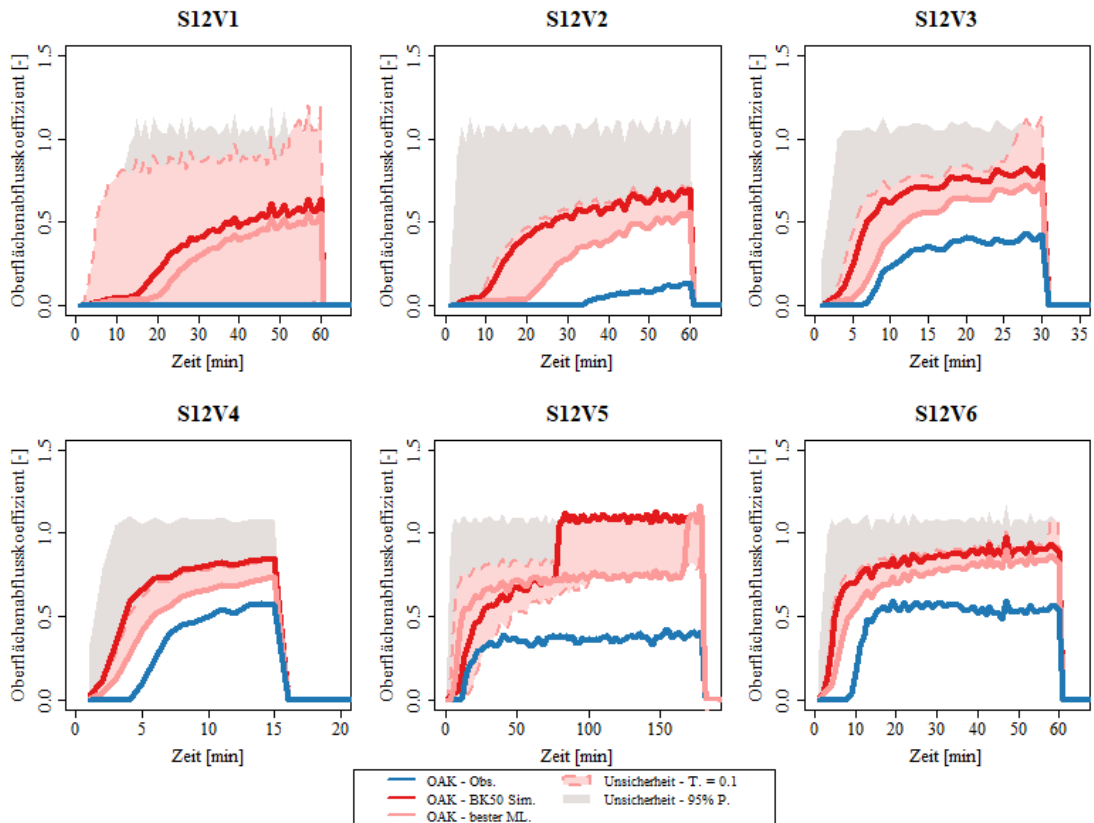


Abbildung A. 84: Modellunsicherheit des Oberflächenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 12, einer Wiese bei Gosheim.

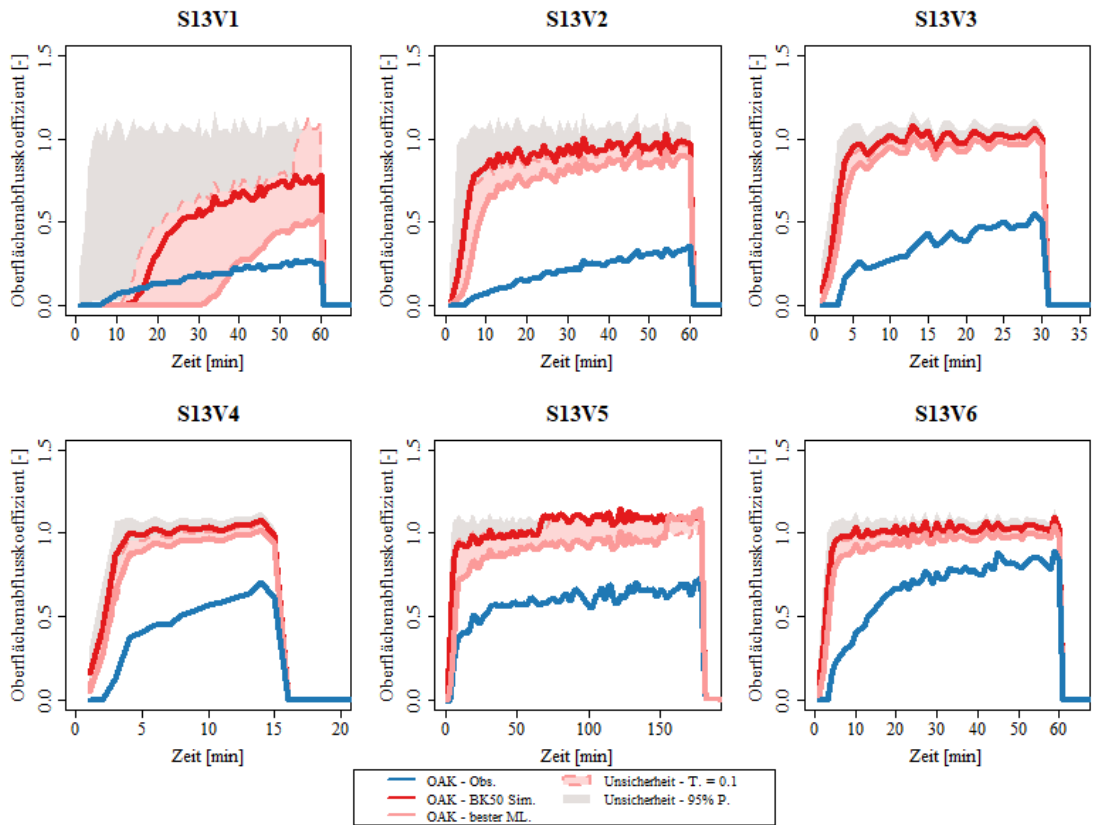


Abbildung A. 85: Modellunsicherheit des Oberflächenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 13, einem Acker bei Gosheim.

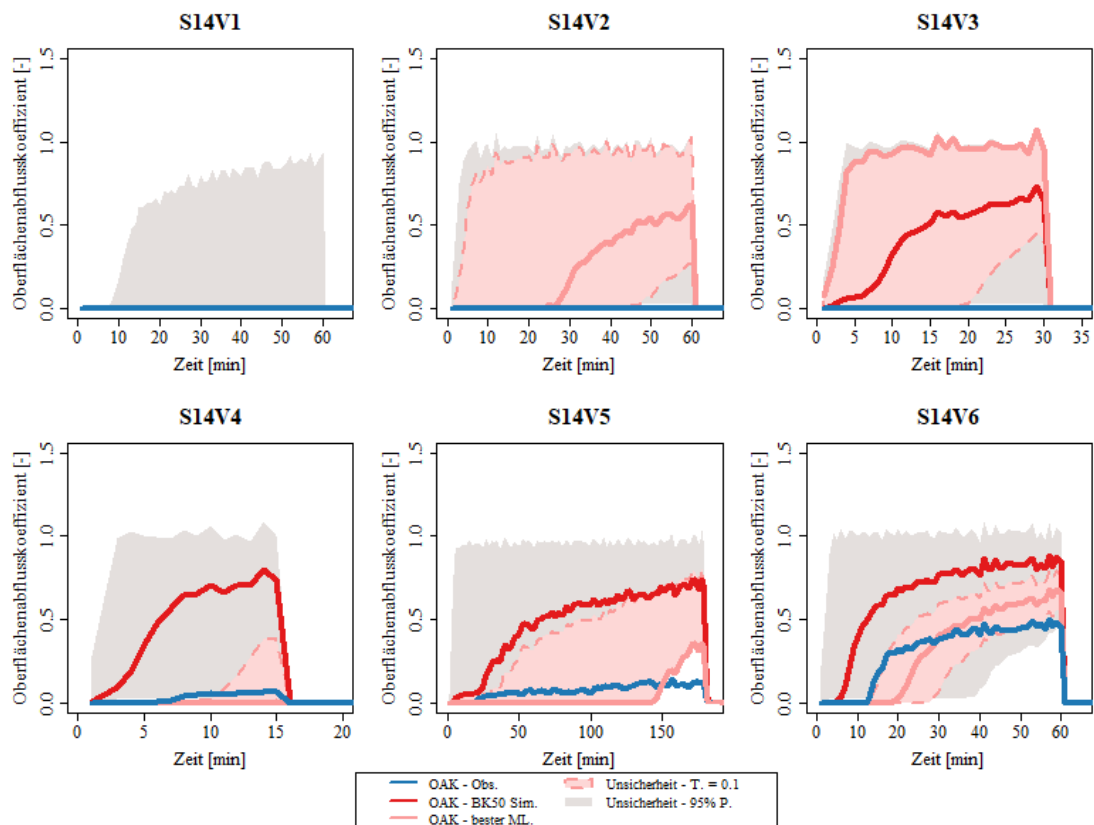


Abbildung A. 86: Modellunsicherheit des Oberflächenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 14, einem Acker bei Bonndorf.

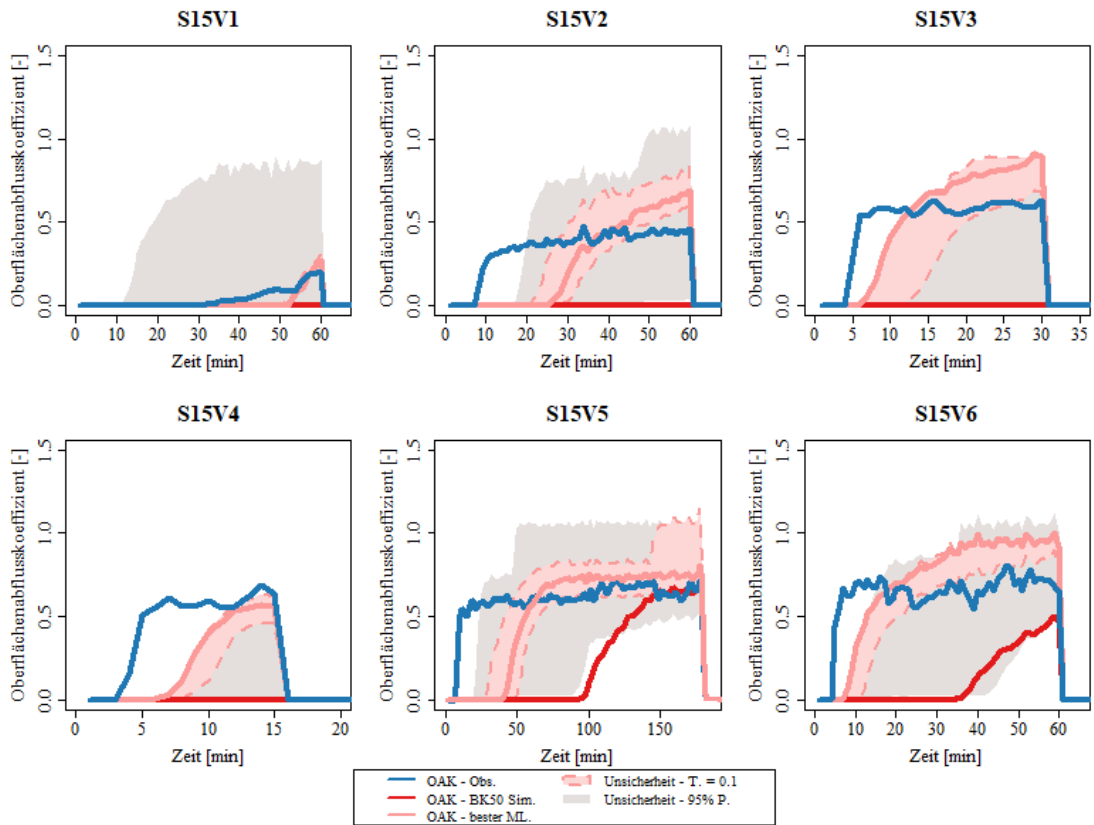


Abbildung A. 87: Modellunsicherheit des Oberflächenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 15, einem Acker bei Zimmern.

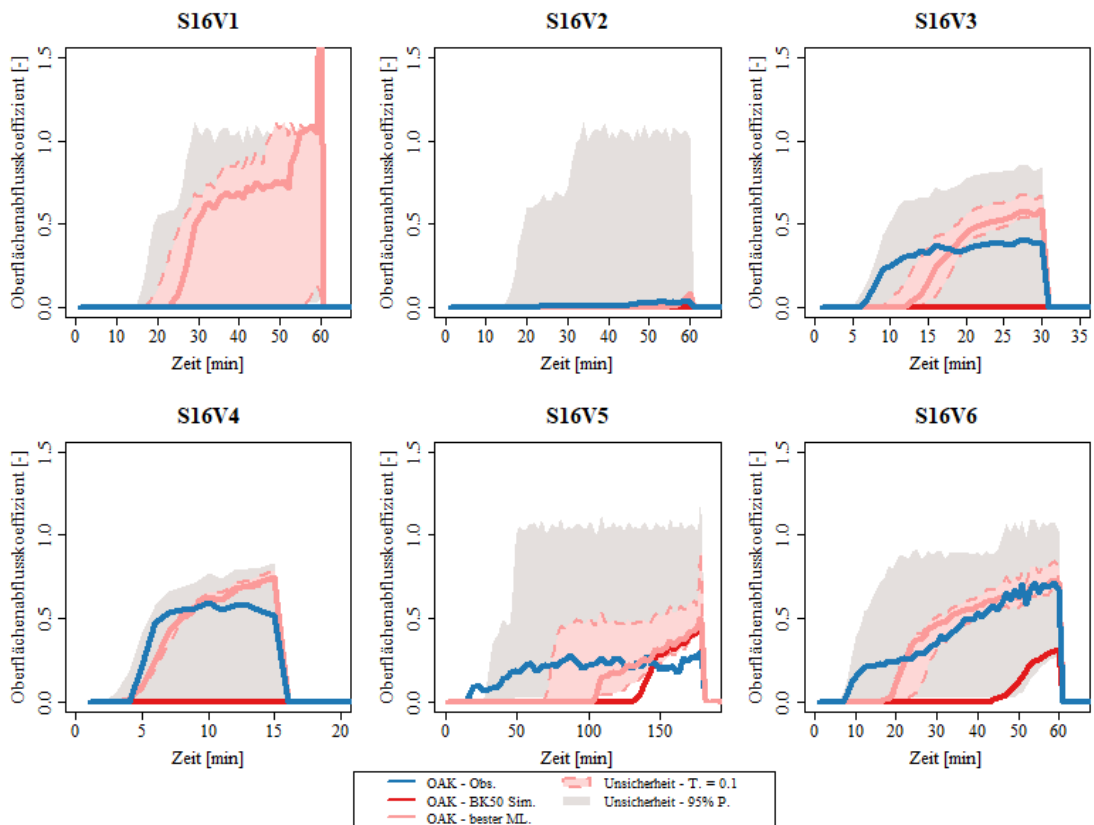


Abbildung A. 88: Modellunsicherheit des Oberflächenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 16, einer Wiese bei Zimmern.

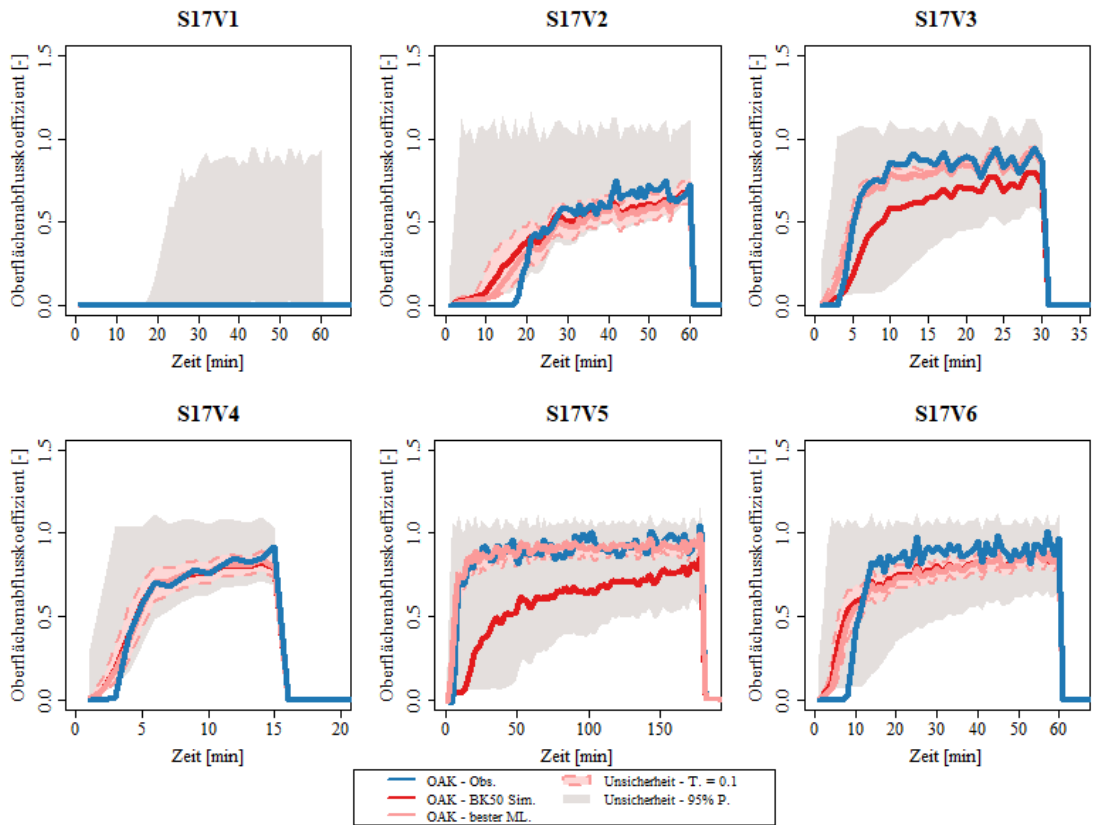


Abbildung A. 89: Modellunsicherheit des Oberflächenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 17, einer Wiese bei Aasen.

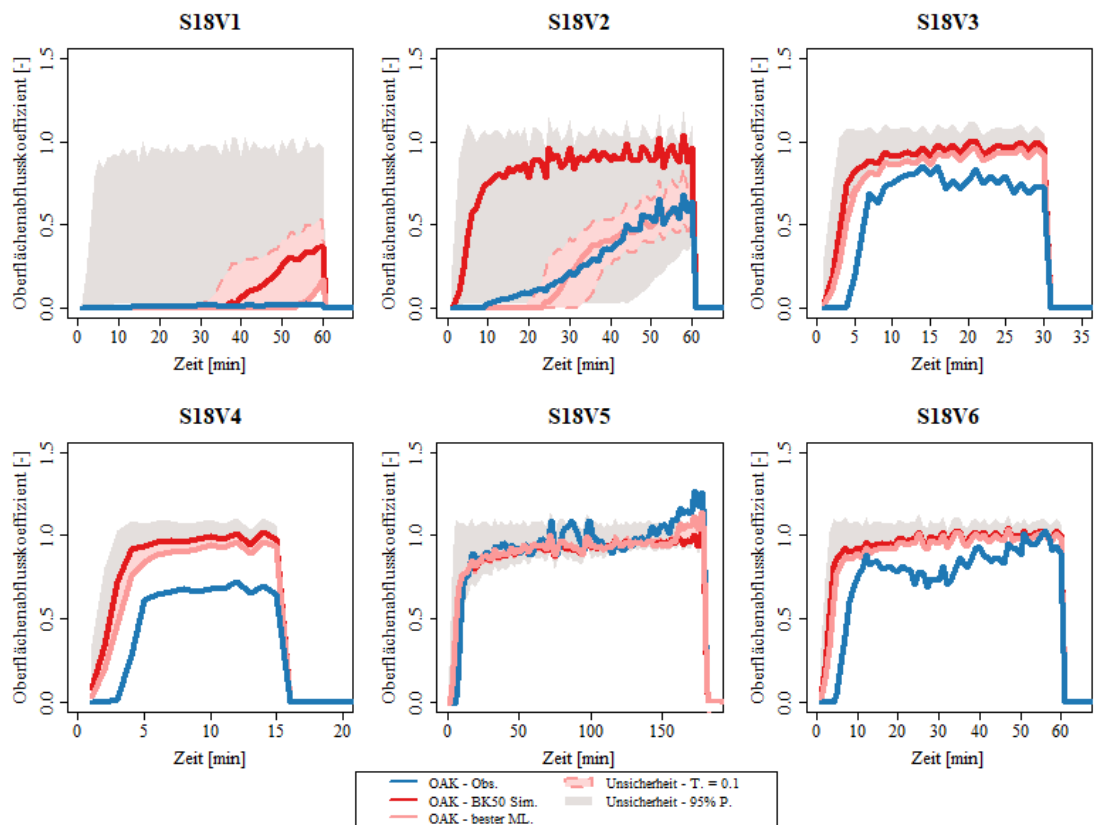


Abbildung A. 90: Modellunsicherheit des Oberflächenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 18, einem Acker bei Aasen.

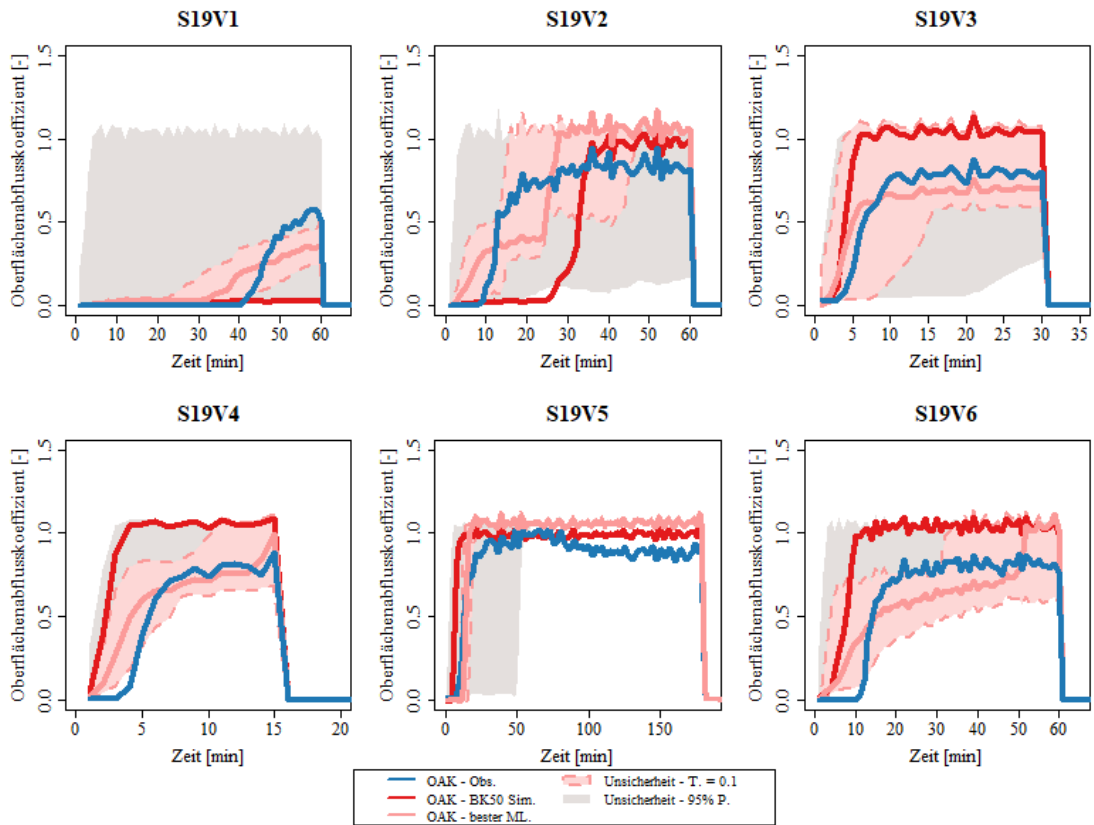


Abbildung A. 91: Modellunsicherheit des Oberflächenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 19, einer Wiese bei Baiersbronn.

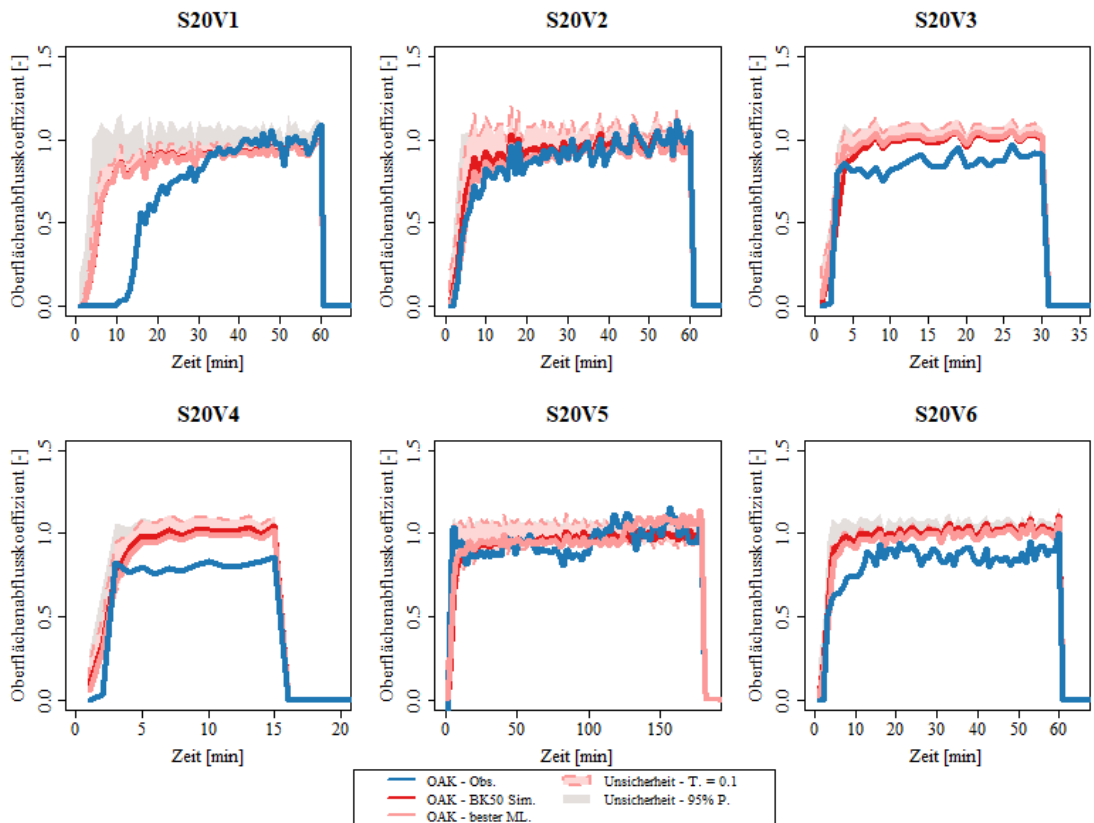


Abbildung A. 92: Modellunsicherheit des Oberflächenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 20, einem Acker bei Raithaslach.

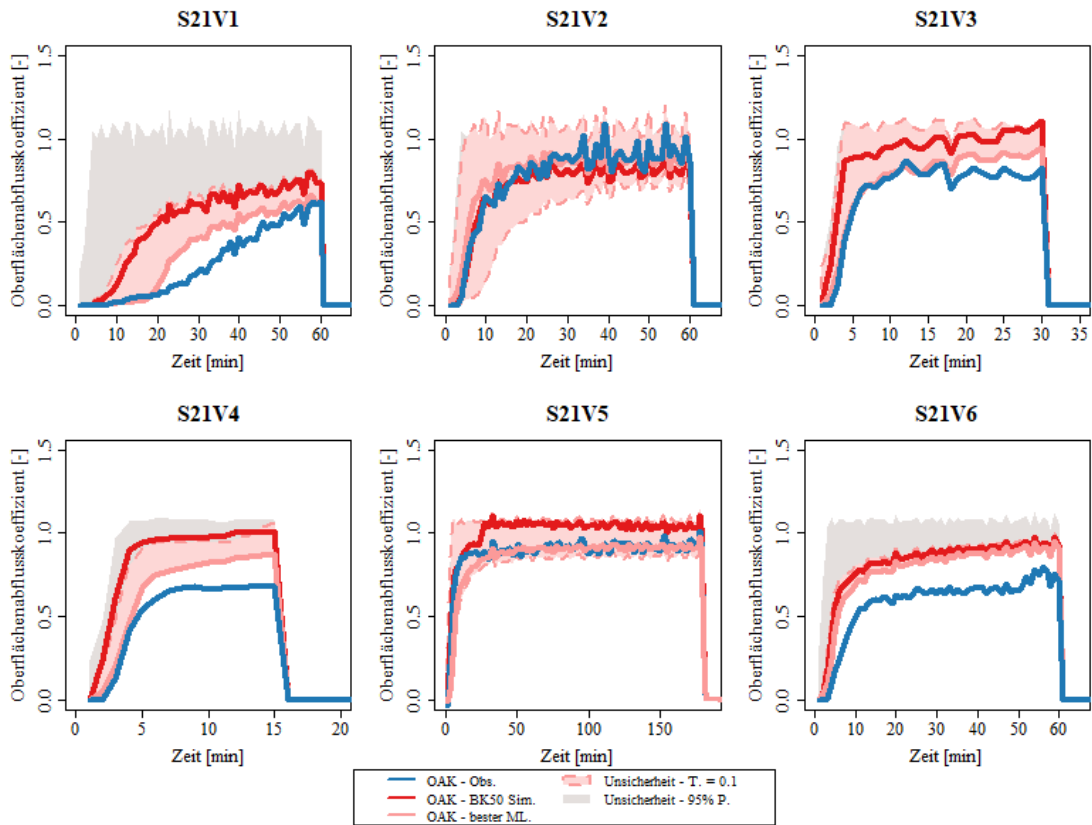


Abbildung A. 93: Modellunsicherheit des Oberflächenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 21, einem Acker bei Neckartenzlingen.

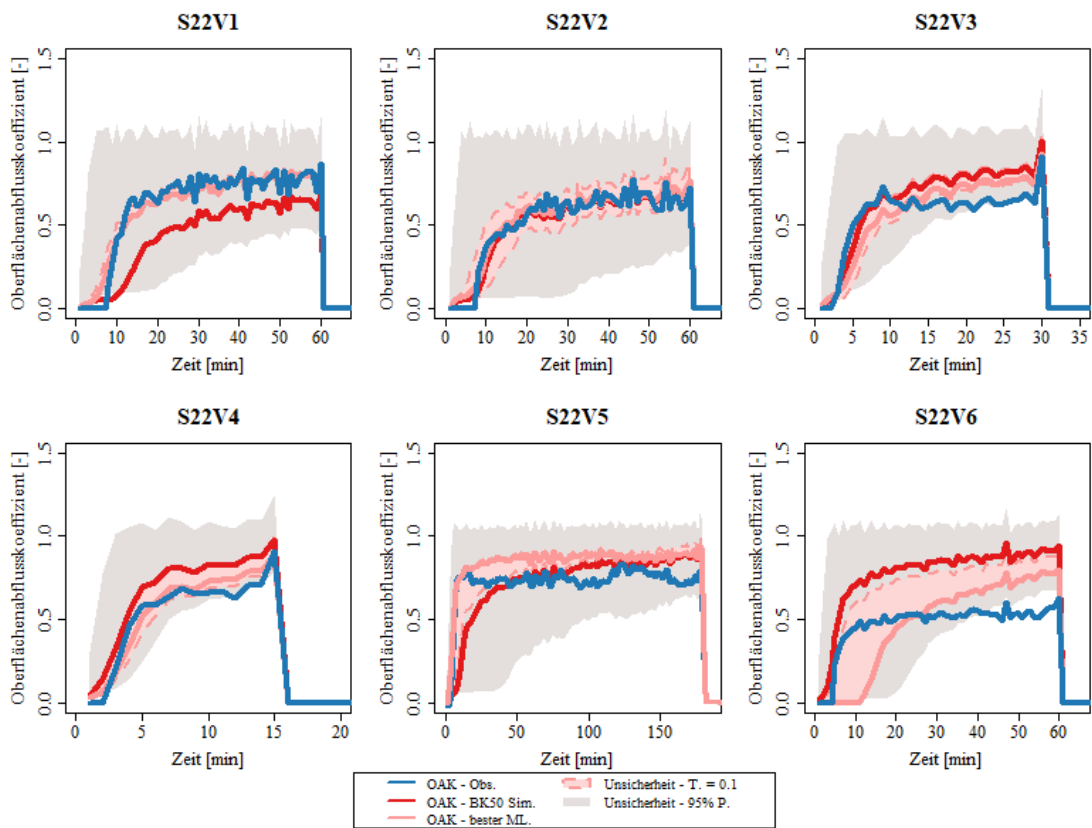


Abbildung A. 94: Modellunsicherheit des Oberflächenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 22, einer Wiese bei Waldstetten.

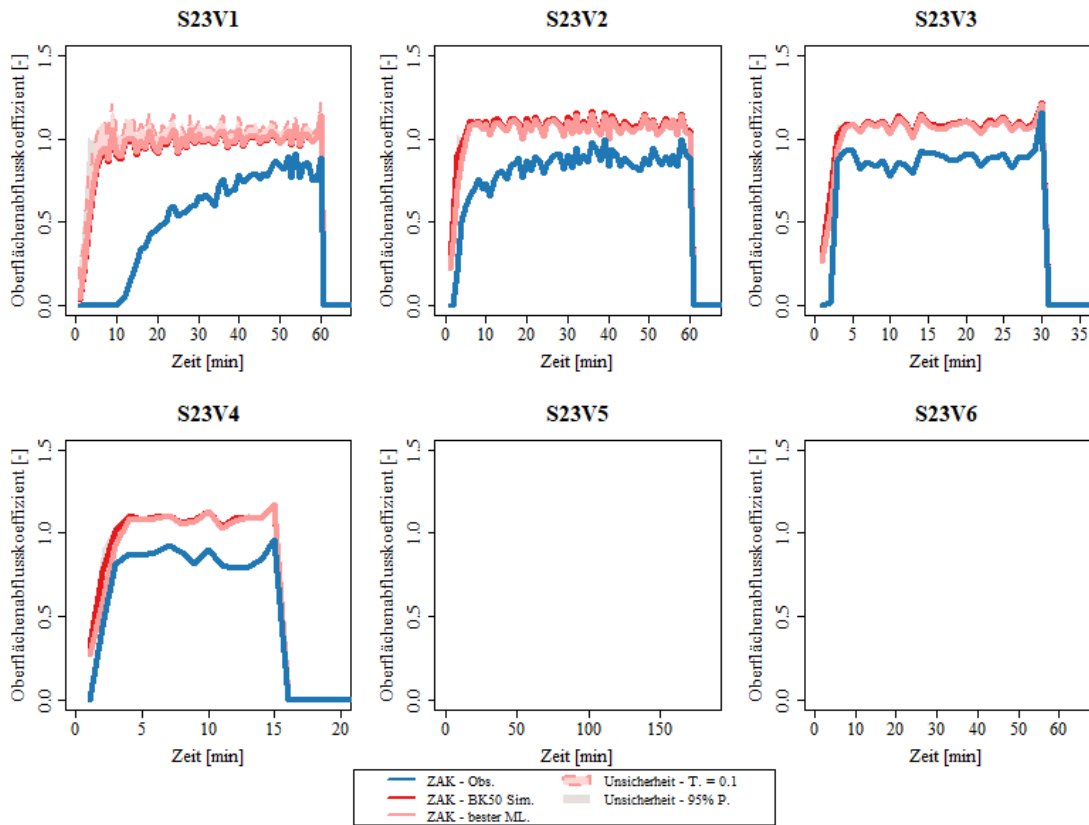


Abbildung A. 95: Modellunsicherheit des Oberflächenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 23, einem Acker bei Haidgau.

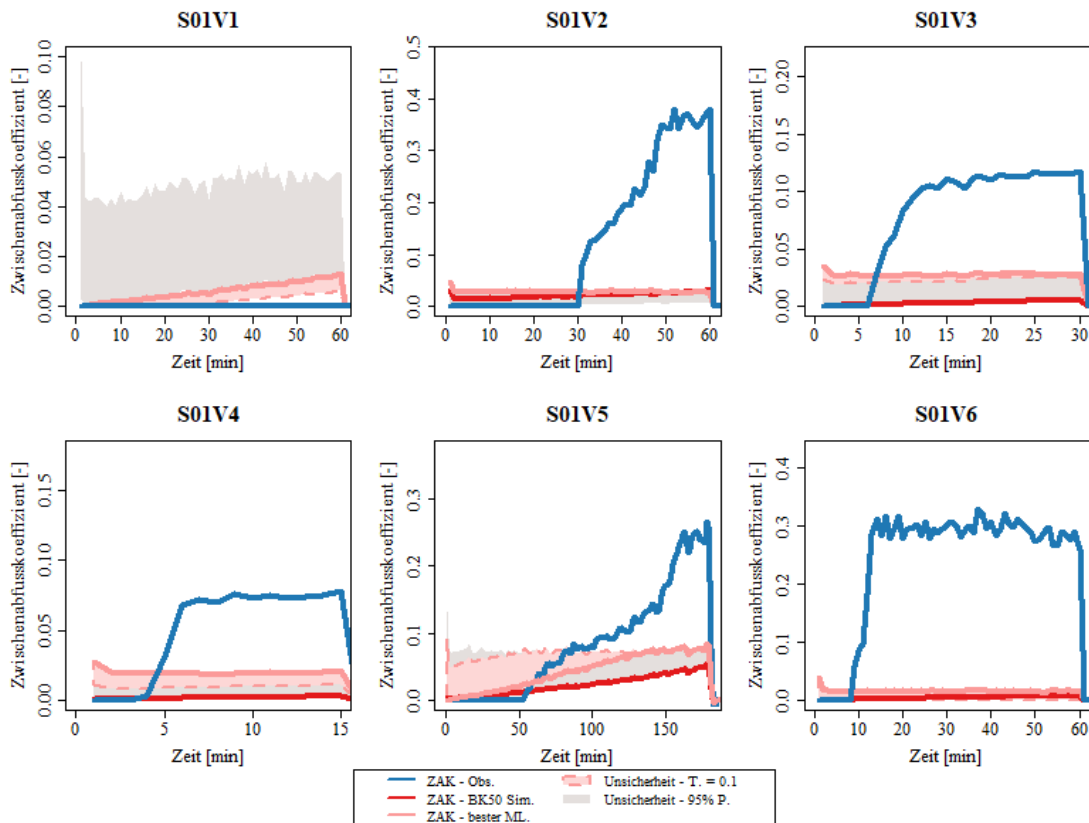


Abbildung A. 96: Modellunsicherheit des Zwischenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 1, einer Wiese am Schönberg bei Freiburg.

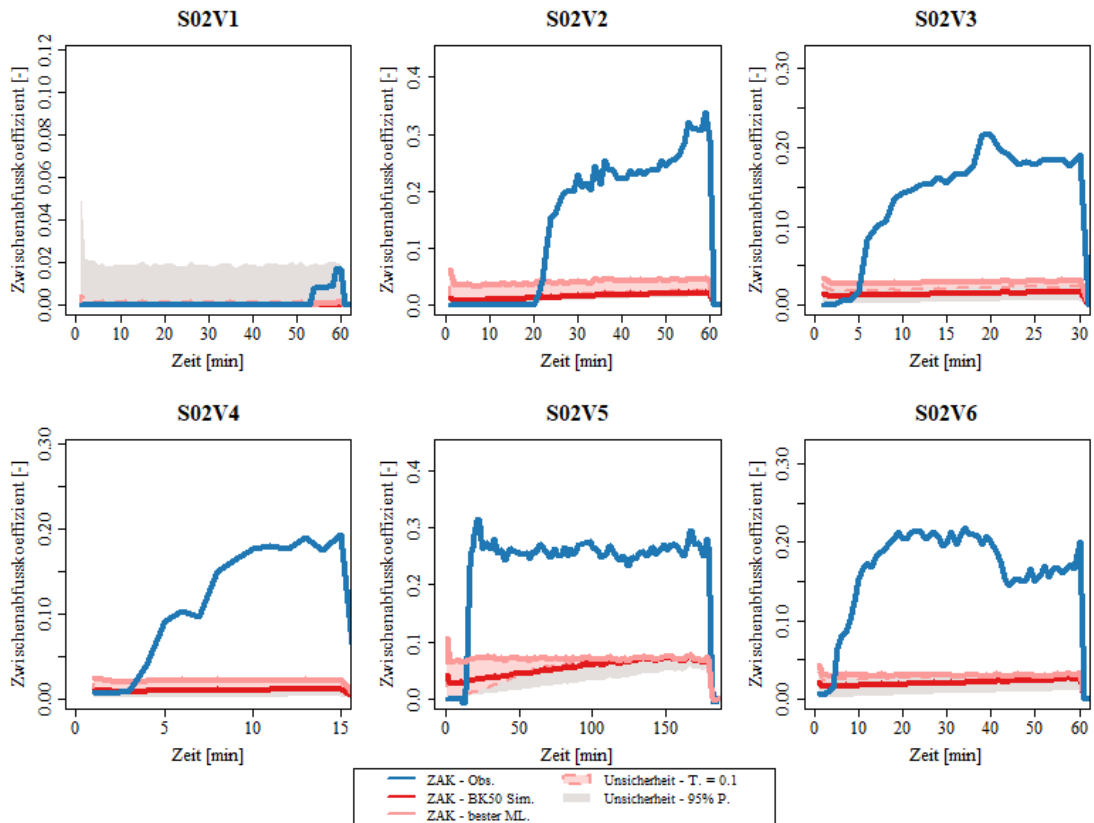


Abbildung A. 97: Modellunsicherheit des Zwischenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 2, einer Wiese bei Wildtal.

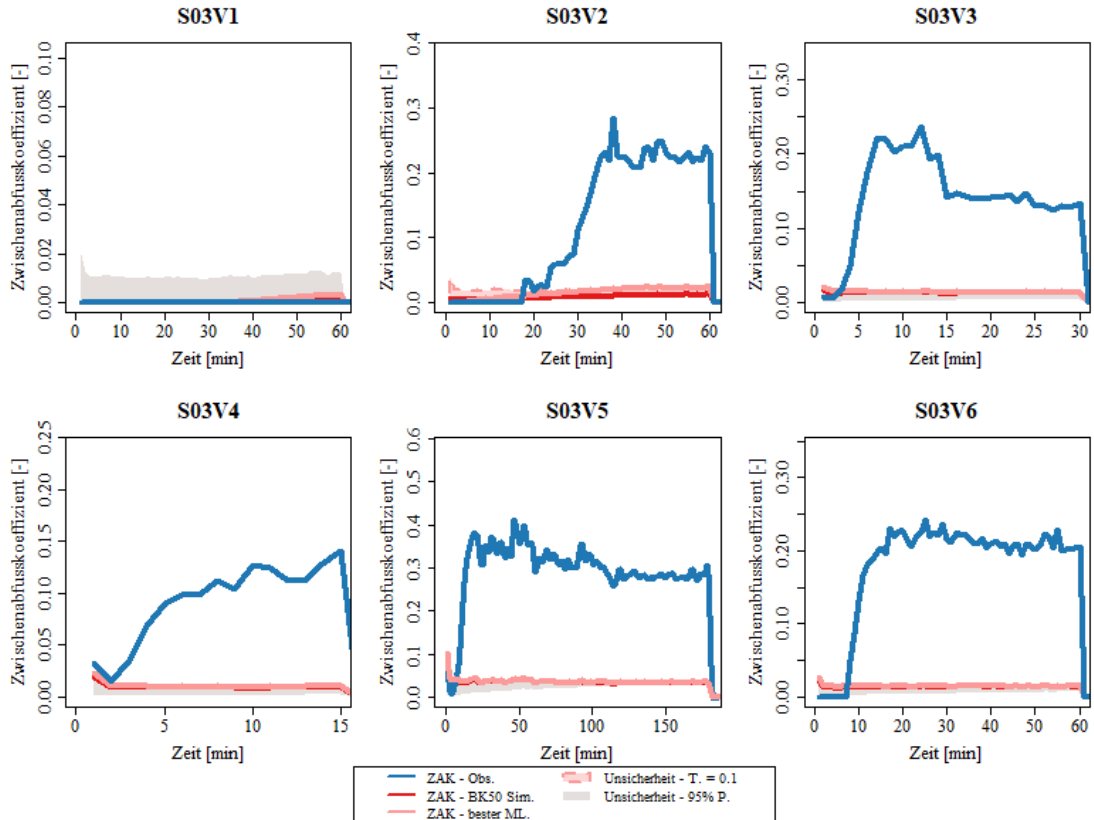


Abbildung A. 98: Modellunsicherheit des Zwischenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 3, einer Wiese am Schlierberg.

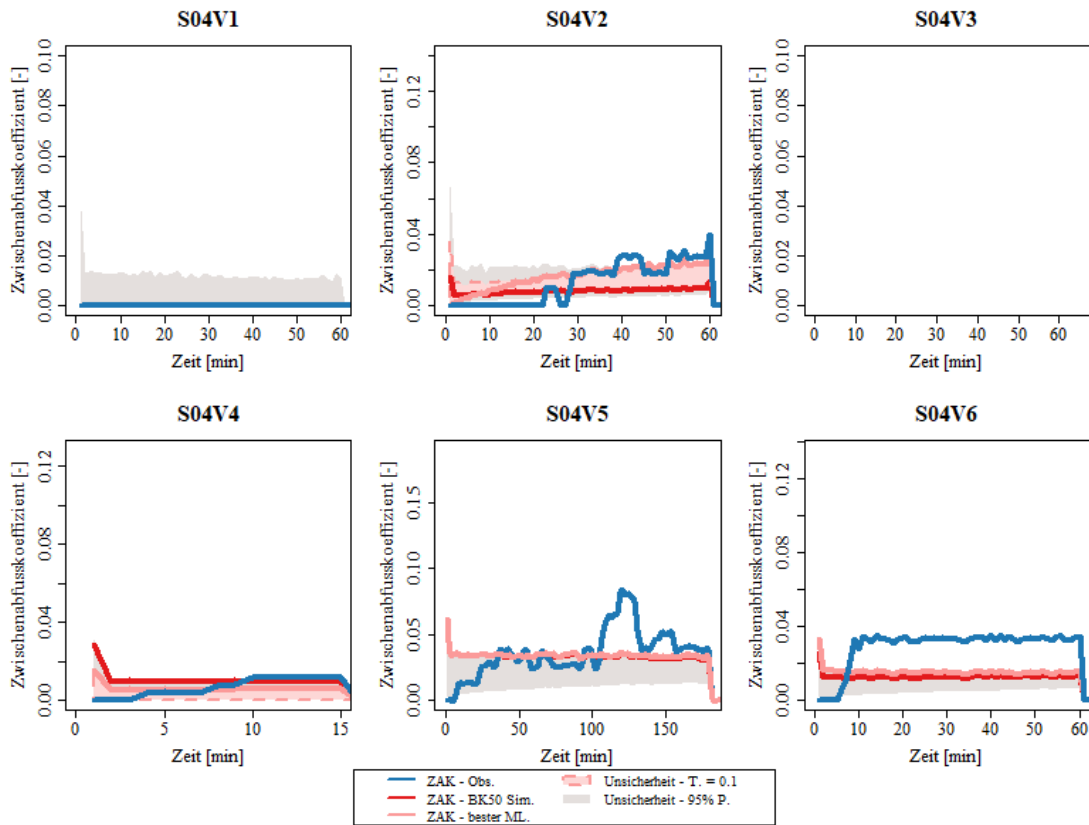


Abbildung A. 99: Modellunsicherheit des Zwischenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 4, einem Acker bei Schlierberg.

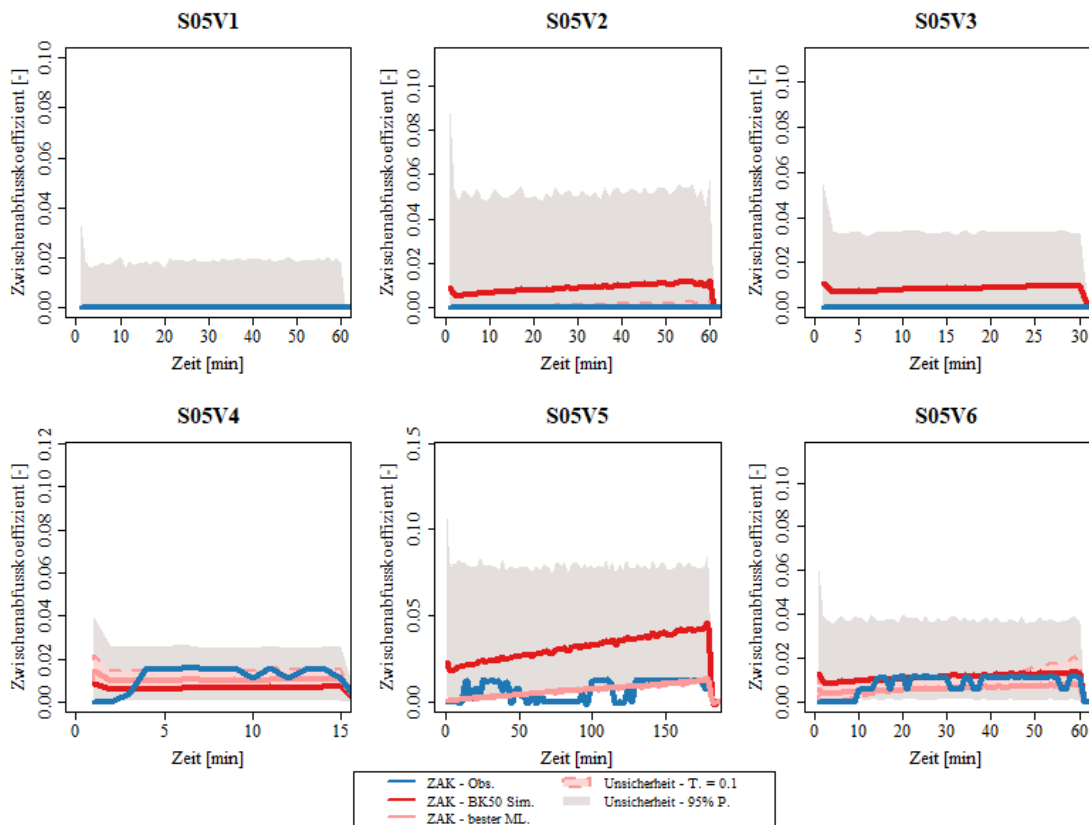


Abbildung A. 100: Modellunsicherheit des Zwischenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 5, einem Acker bei Freiamt.

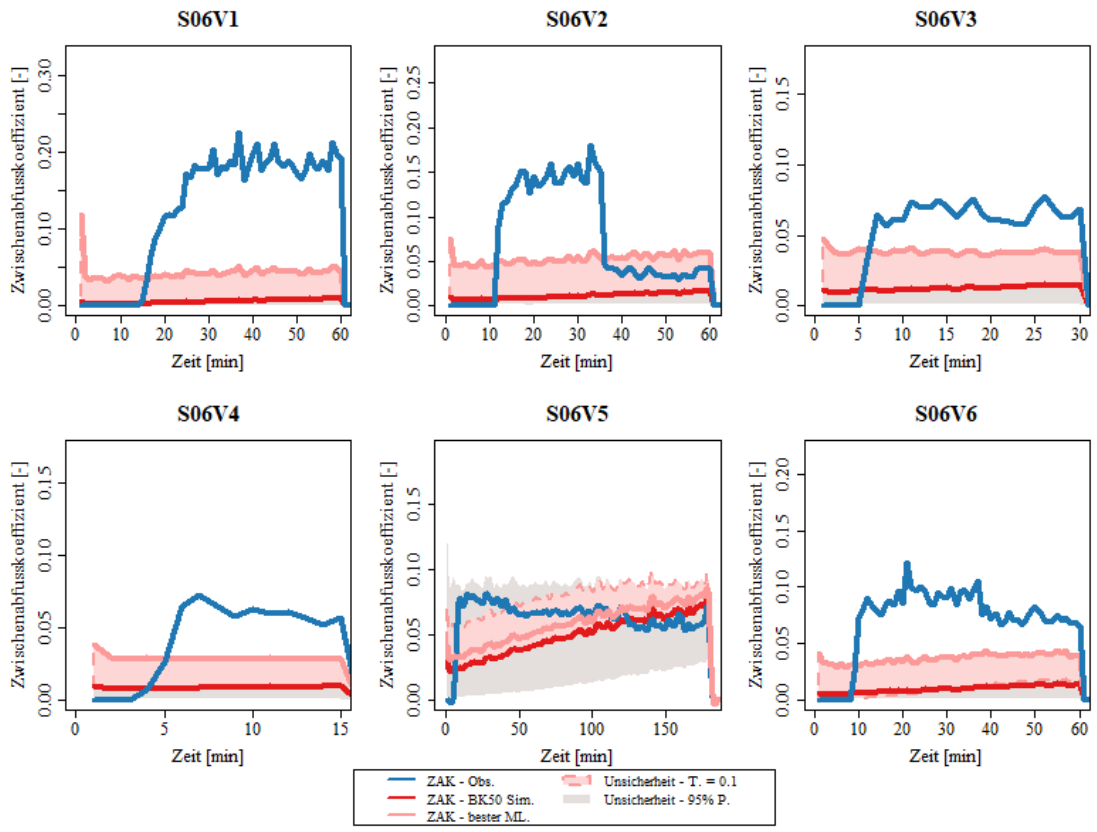


Abbildung A. 101: Modellunsicherheit des Zwischenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 6, einer Wiese bei Freiamt.

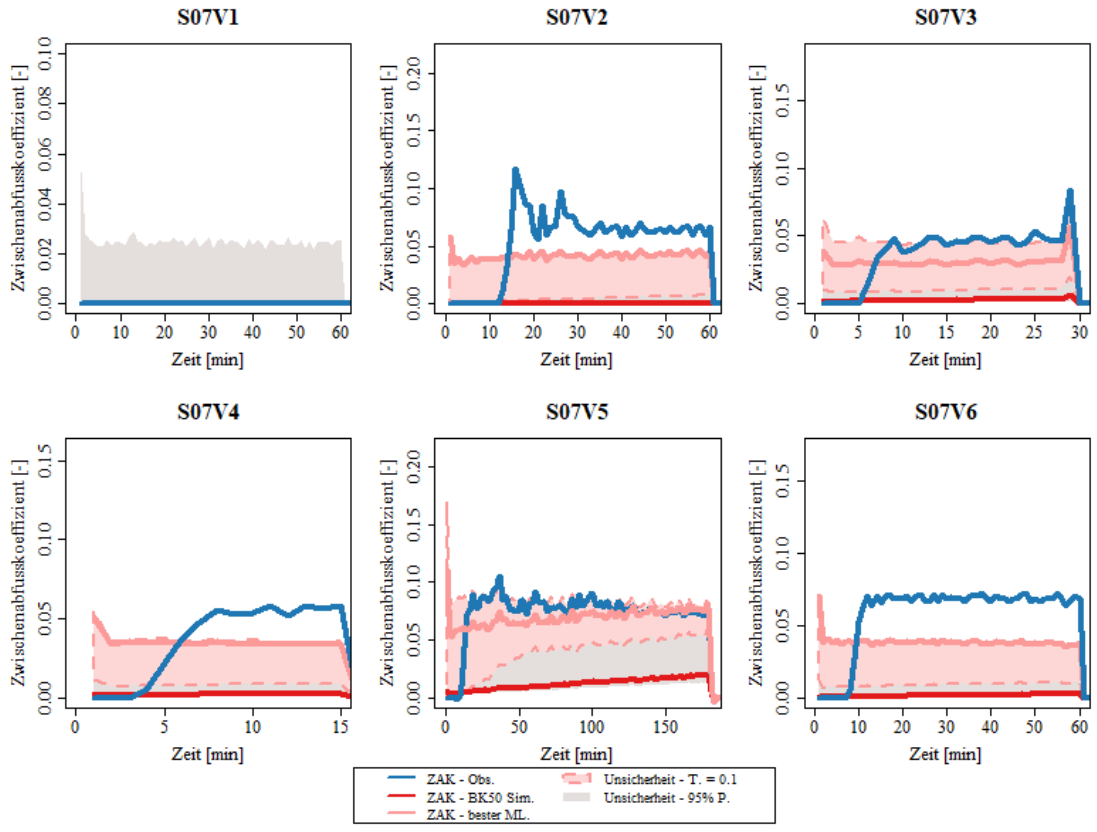


Abbildung A. 102: Modellunsicherheit des Zwischenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 7, einem Acker bei Opfingen.

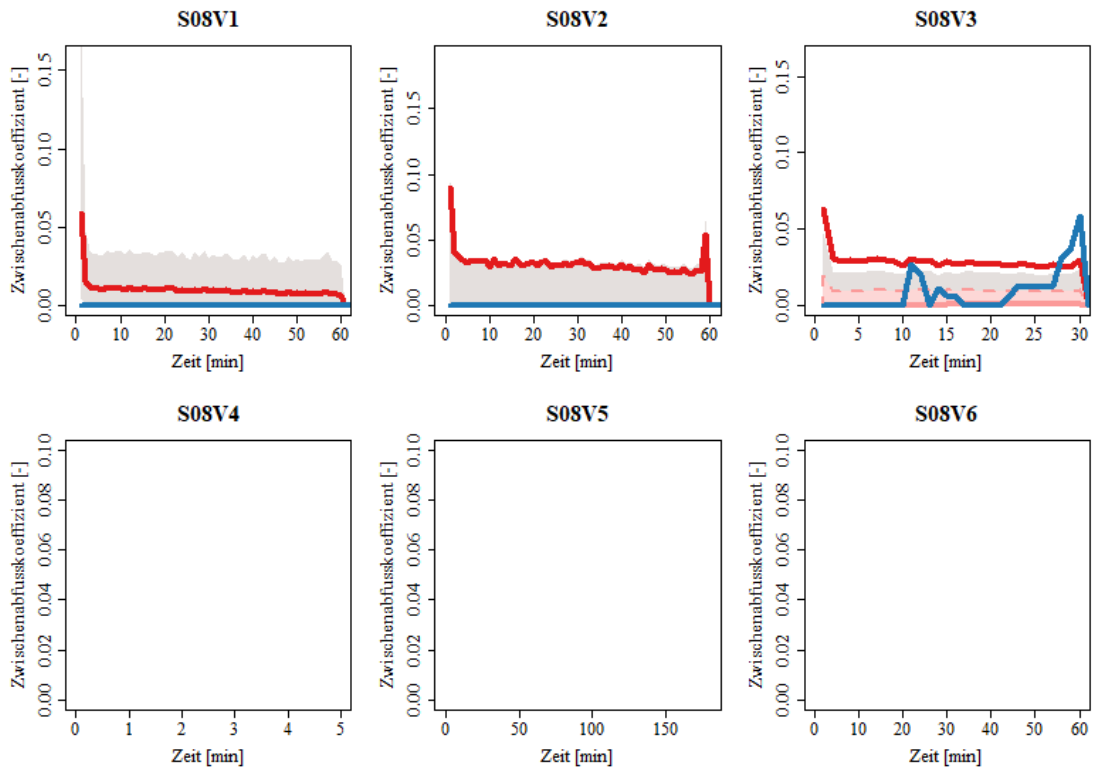


Abbildung A. 103: Modellunsicherheit des Zwischenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 8, einem Acker bei Seelbach.

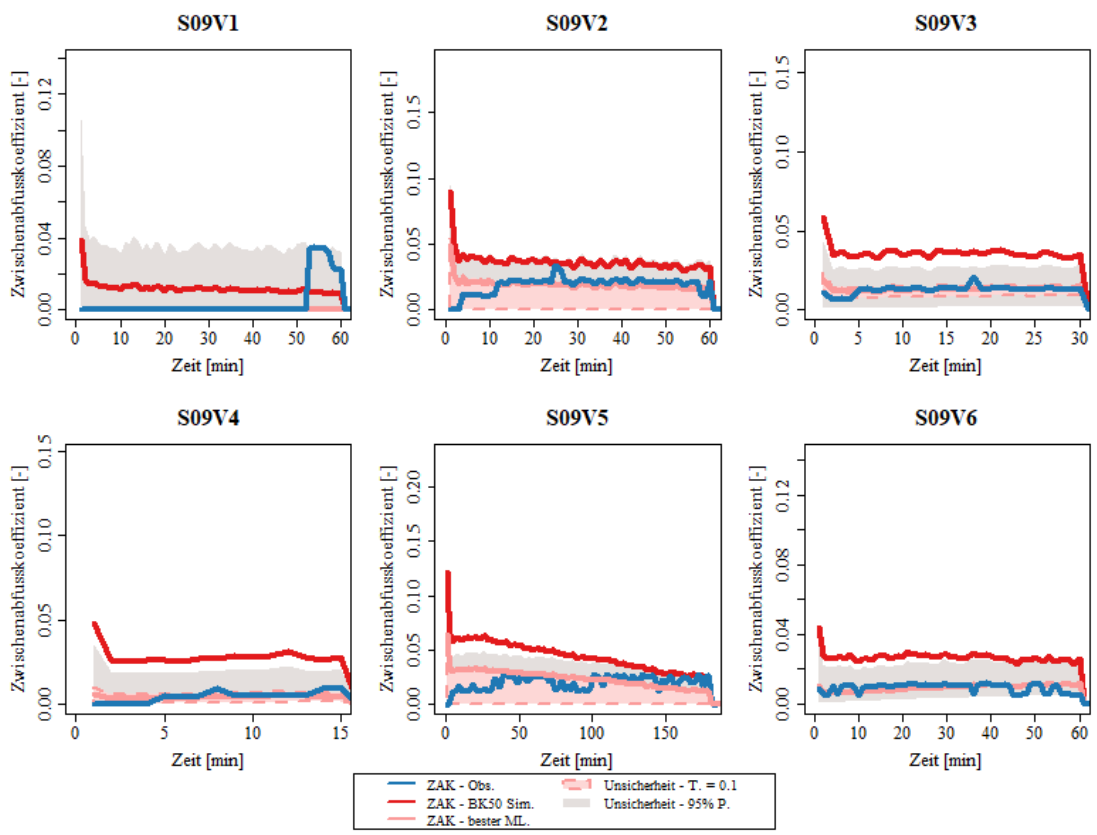


Abbildung A. 104: Modellunsicherheit des Zwischenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 9, einer Wiese bei Seelbach.

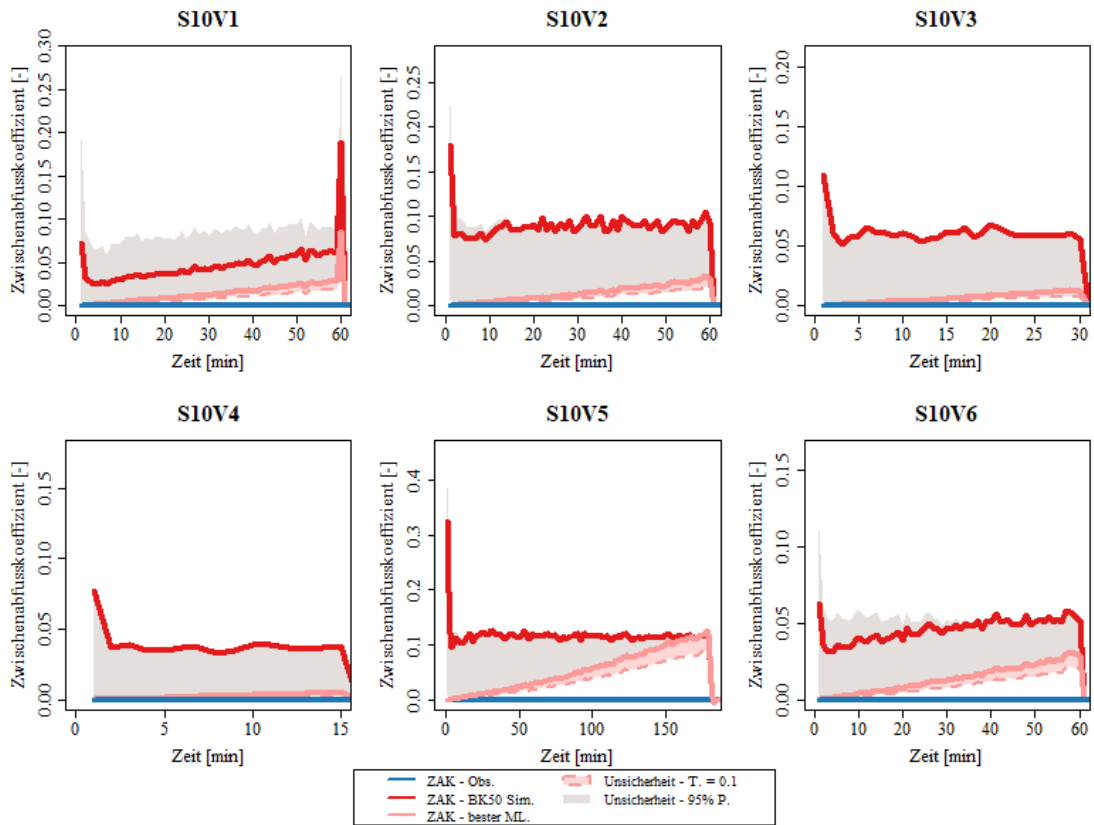


Abbildung A. 105: Modellunsicherheit des Zwischenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 10, einer Wiese bei Sankt Märgen.

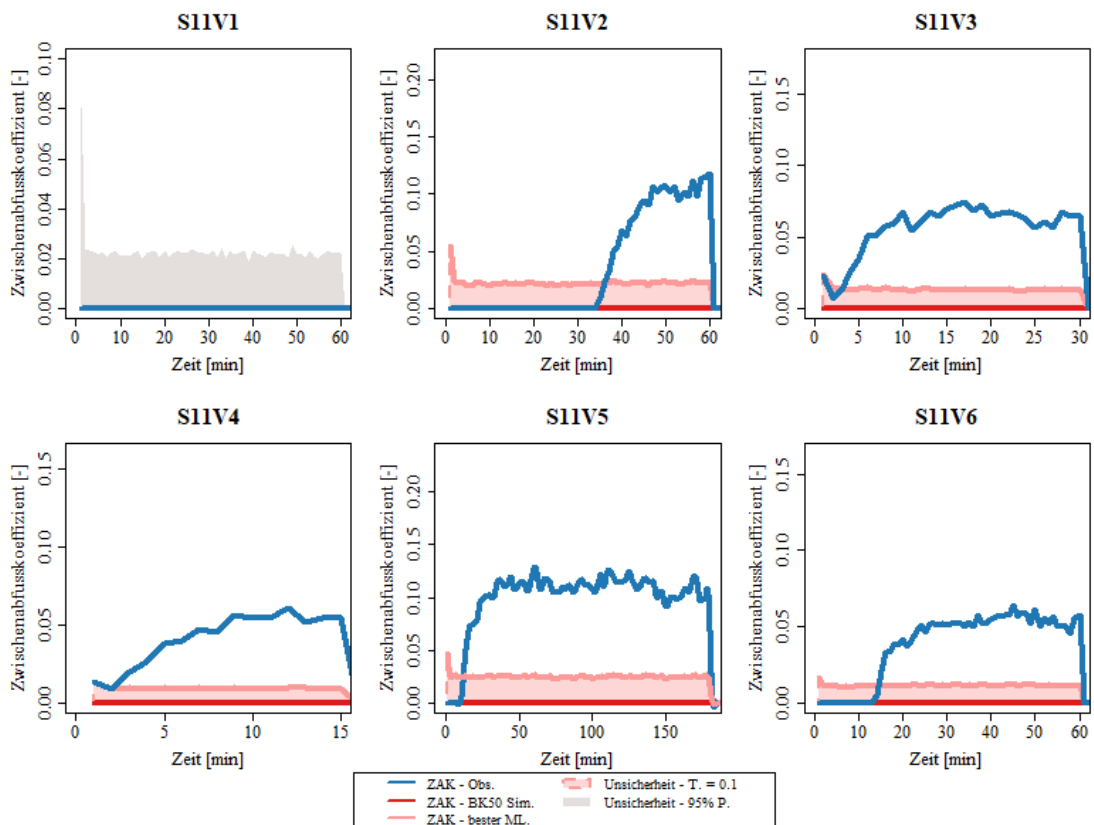


Abbildung A. 106: Modellunsicherheit des Zwischenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 11, einer Wiese bei Wehingen.

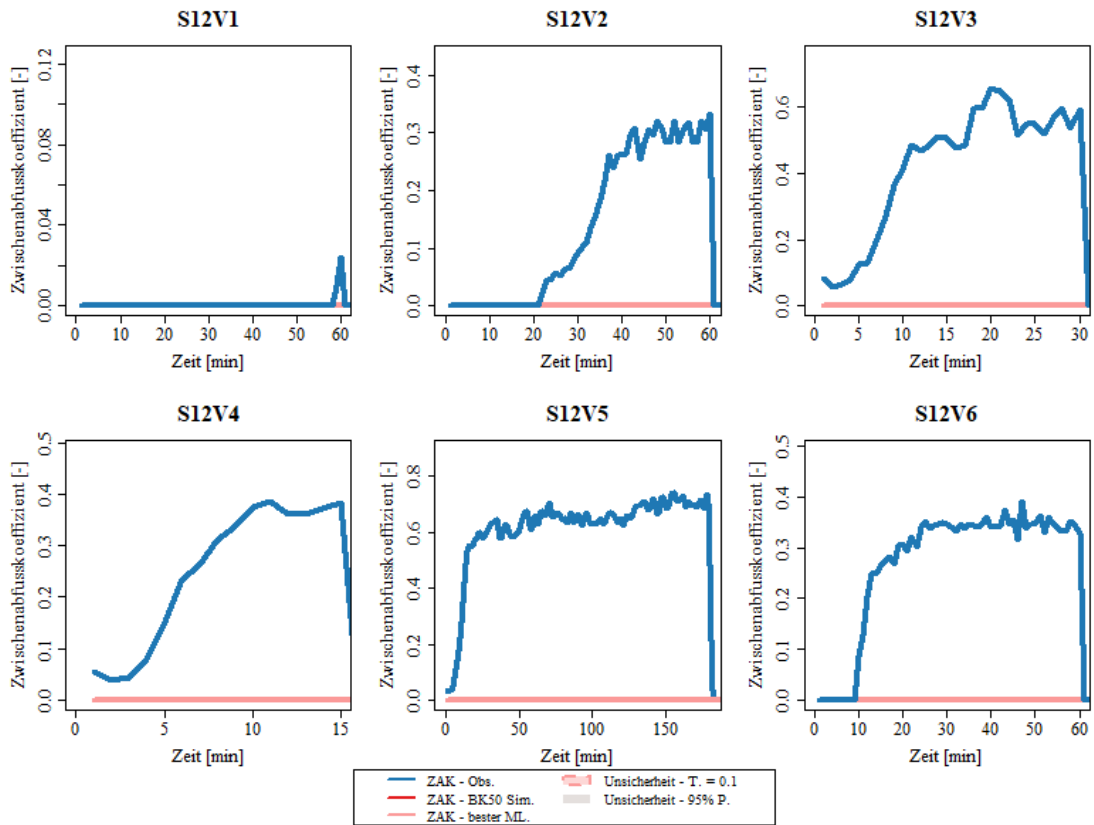


Abbildung A. 107: Modellunsicherheit des Zwischenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 12, einer Wiese bei Gosheim.

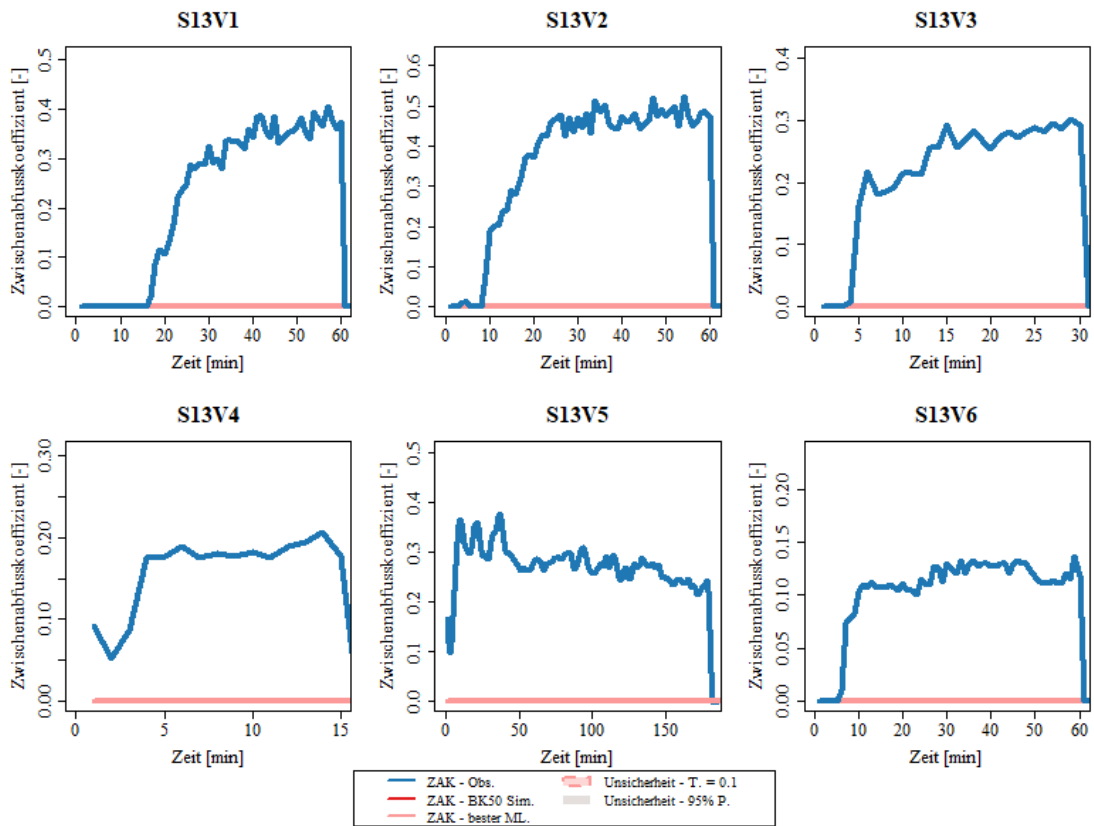


Abbildung A. 108: Modellunsicherheit des Zwischenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 13, einem Acker bei Gosheim.

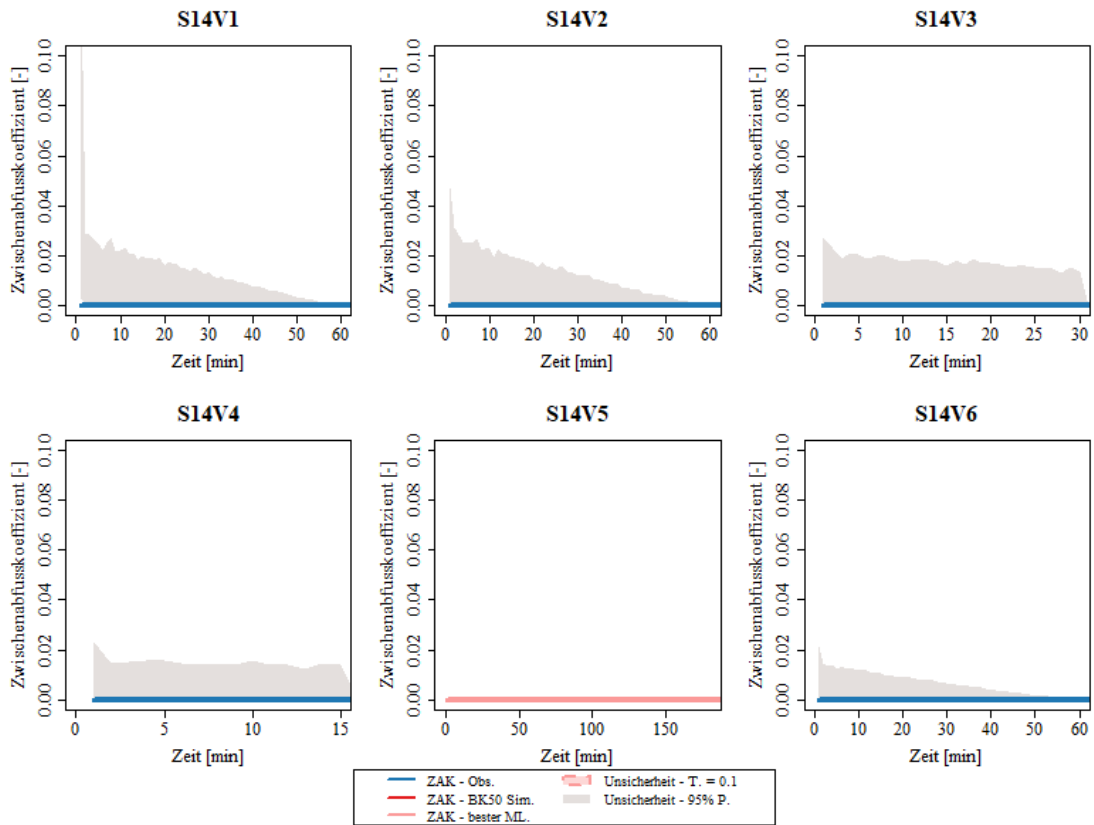


Abbildung A. 109: Modellunsicherheit des Zwischenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 14, einem Acker bei Bonndorf.

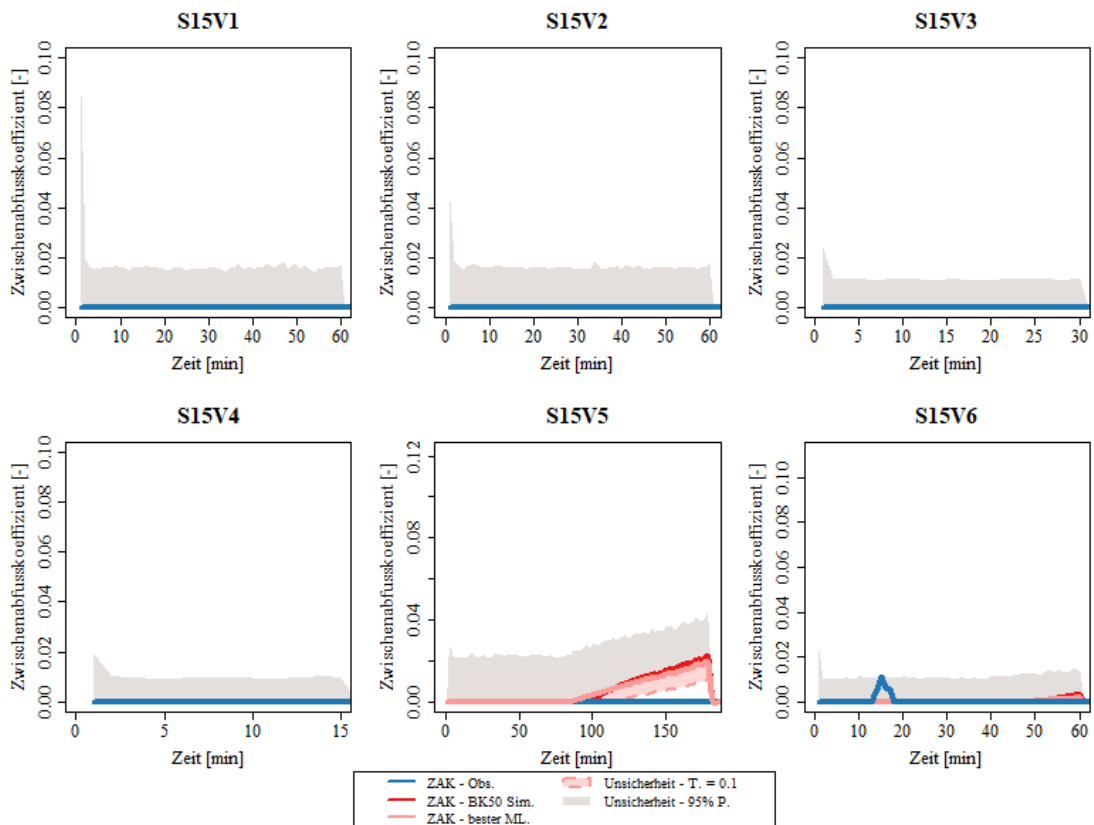


Abbildung A. 110: Modellunsicherheit des Zwischenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 15, einem Acker bei Zimmern.

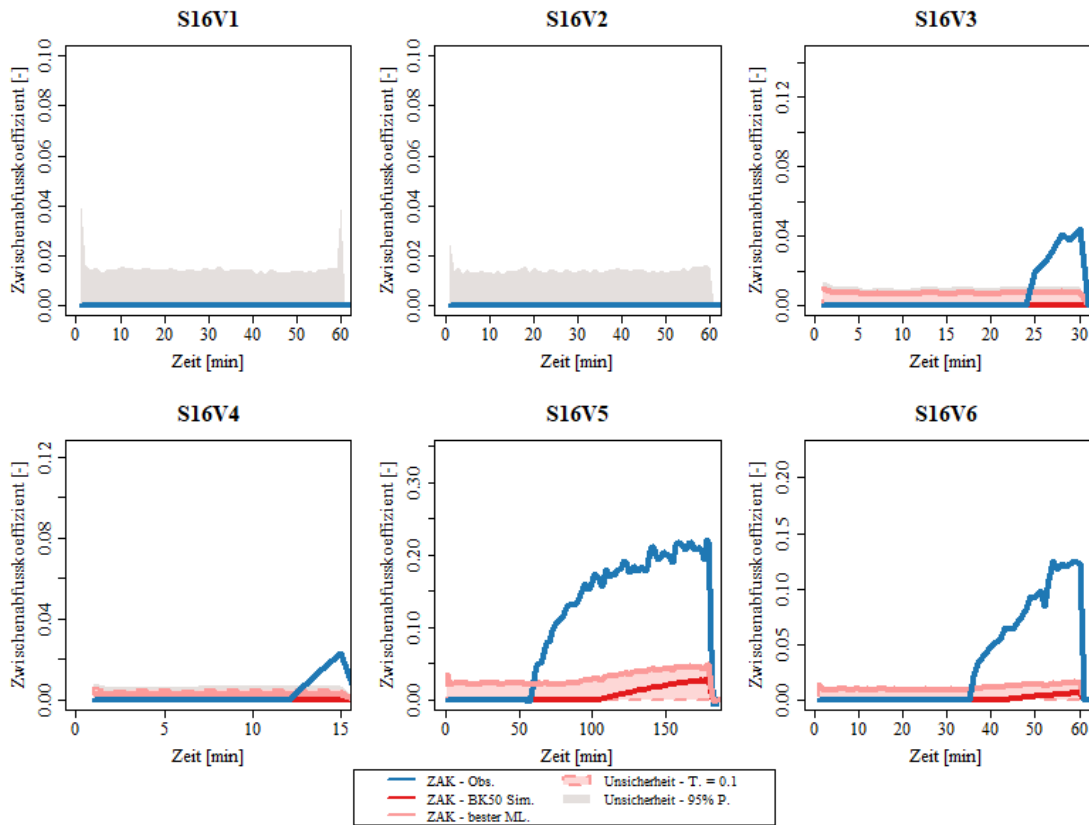


Abbildung A. 111: Modellunsicherheit des Zwischenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 16, einer Wiese bei Zimmern.

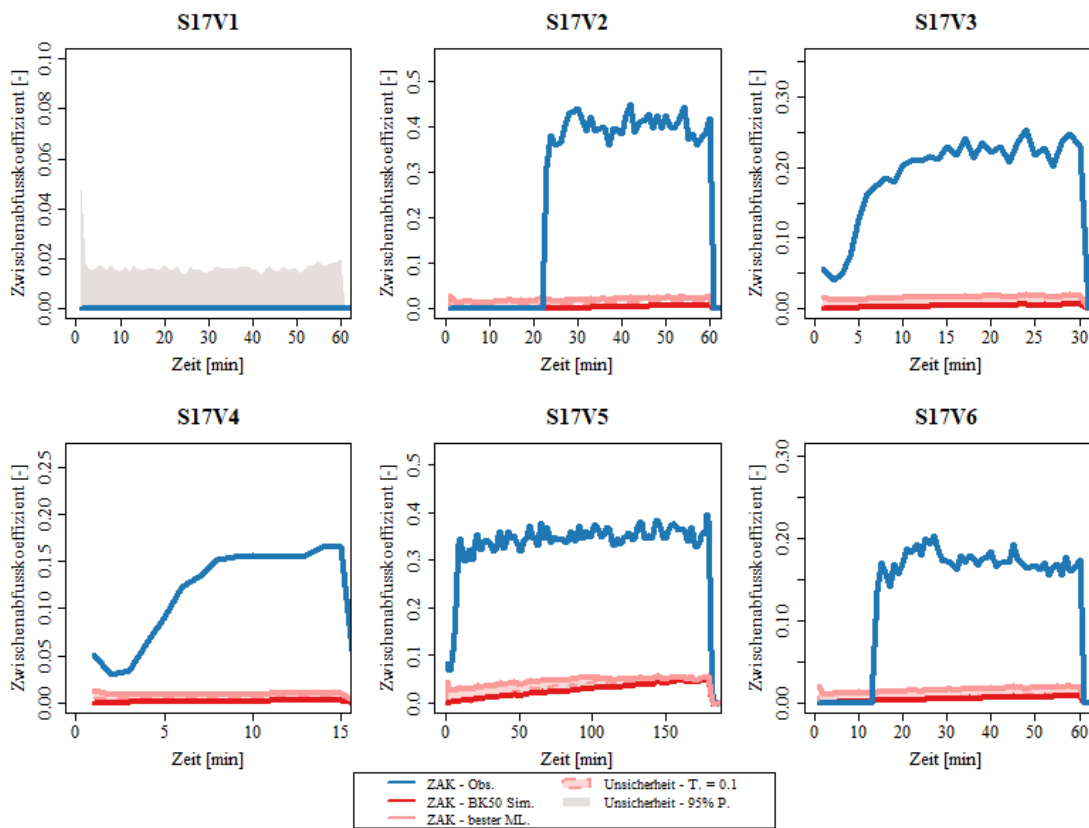


Abbildung A. 112: Modellunsicherheit des Zwischenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 17, einer Wiese bei Aasen.

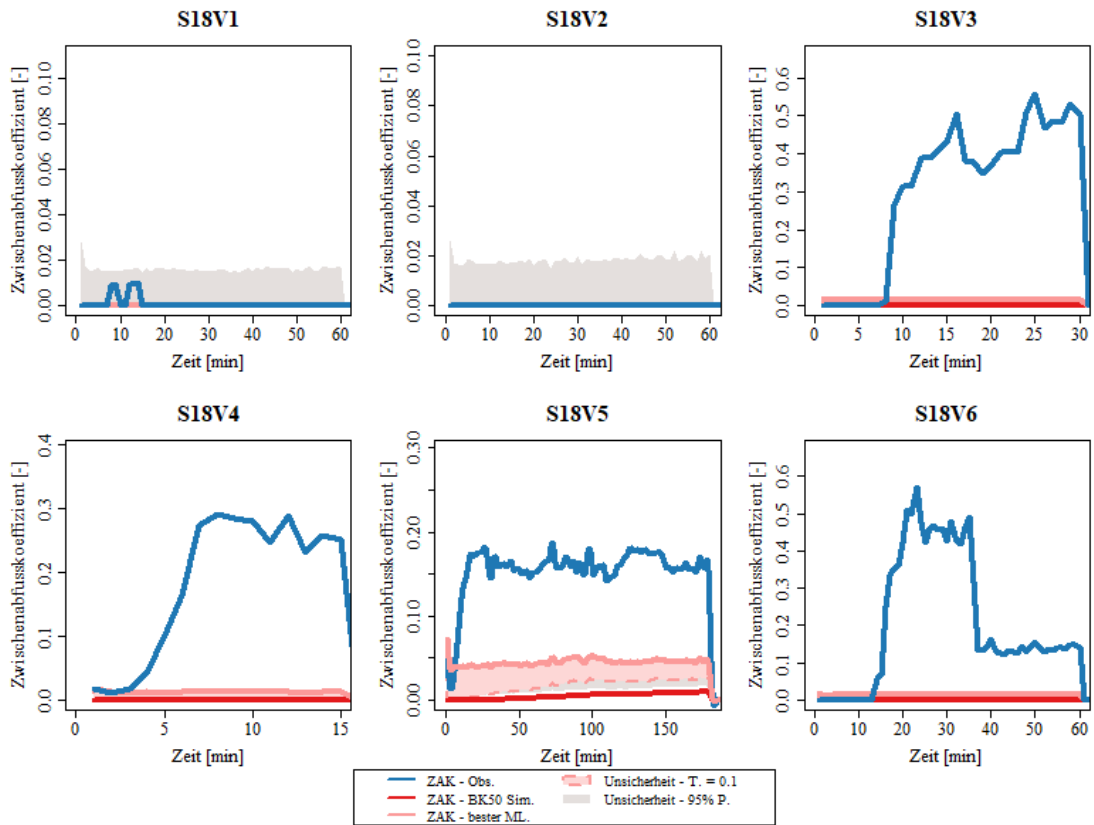


Abbildung A. 113: Modellunsicherheit des Zwischenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 18, einem Acker bei Aasen.

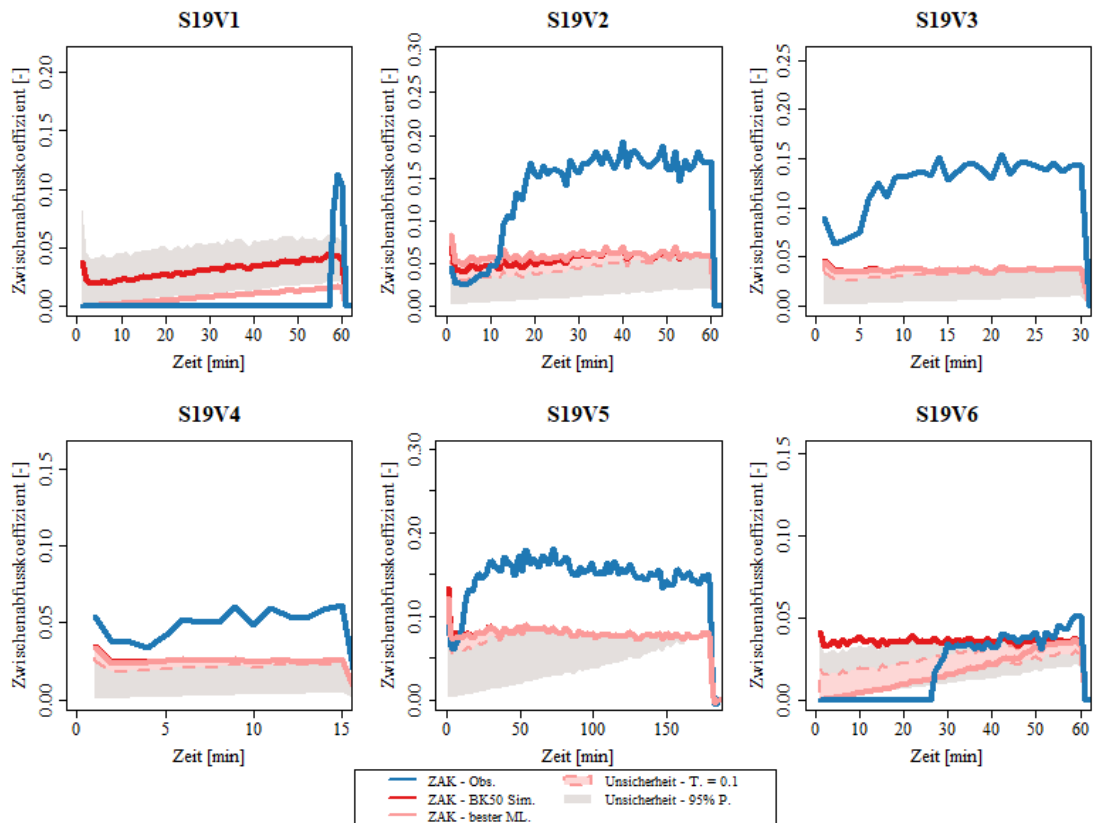


Abbildung A. 114: Modellunsicherheit des Zwischenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 19, einer Wiese bei Baiersbronn.

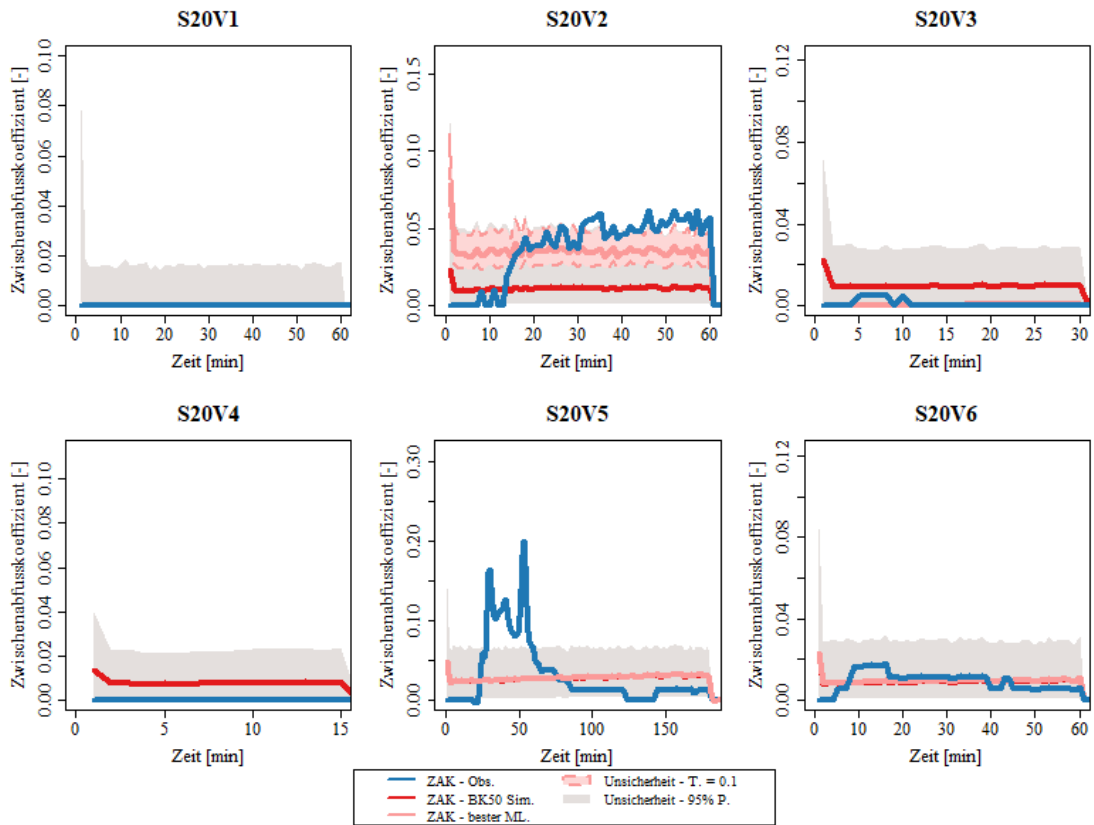


Abbildung A. 115: Modellunsicherheit des Zwischenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 20, einem Acker bei Raithaslach.

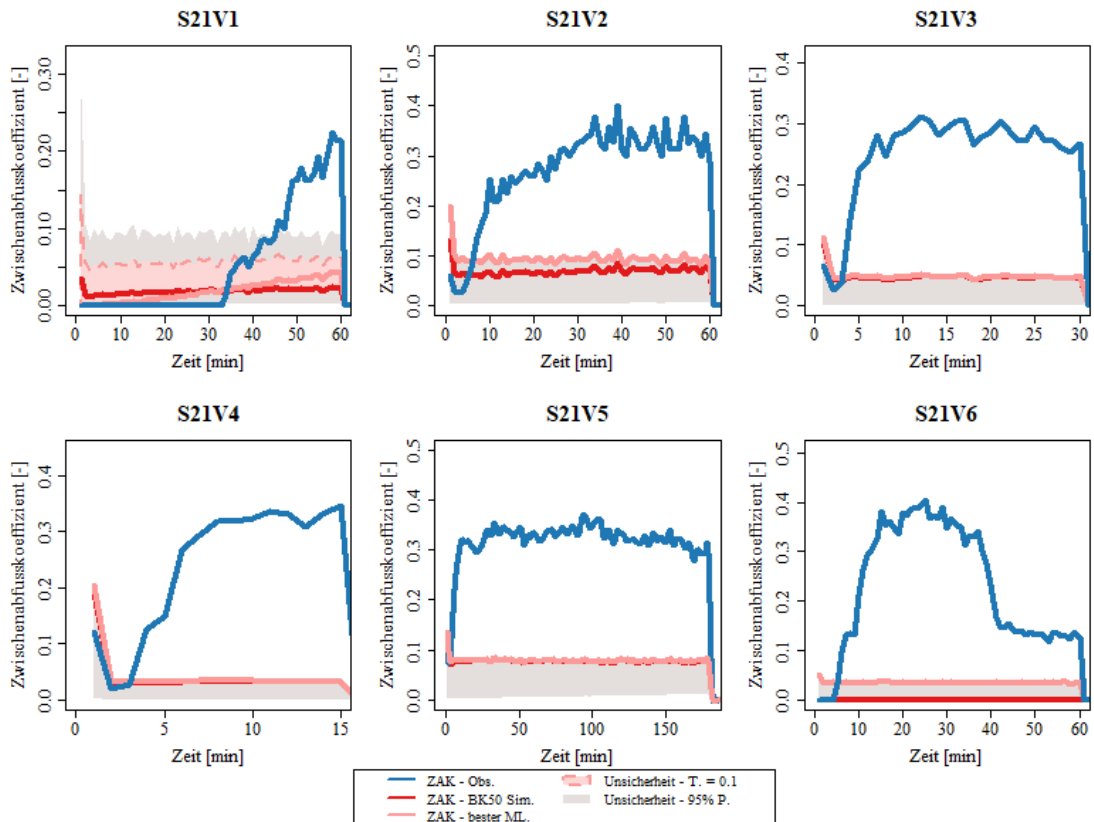


Abbildung A. 116: Modellunsicherheit des Zwischenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 21, einem Acker bei Neckartenzlingen.

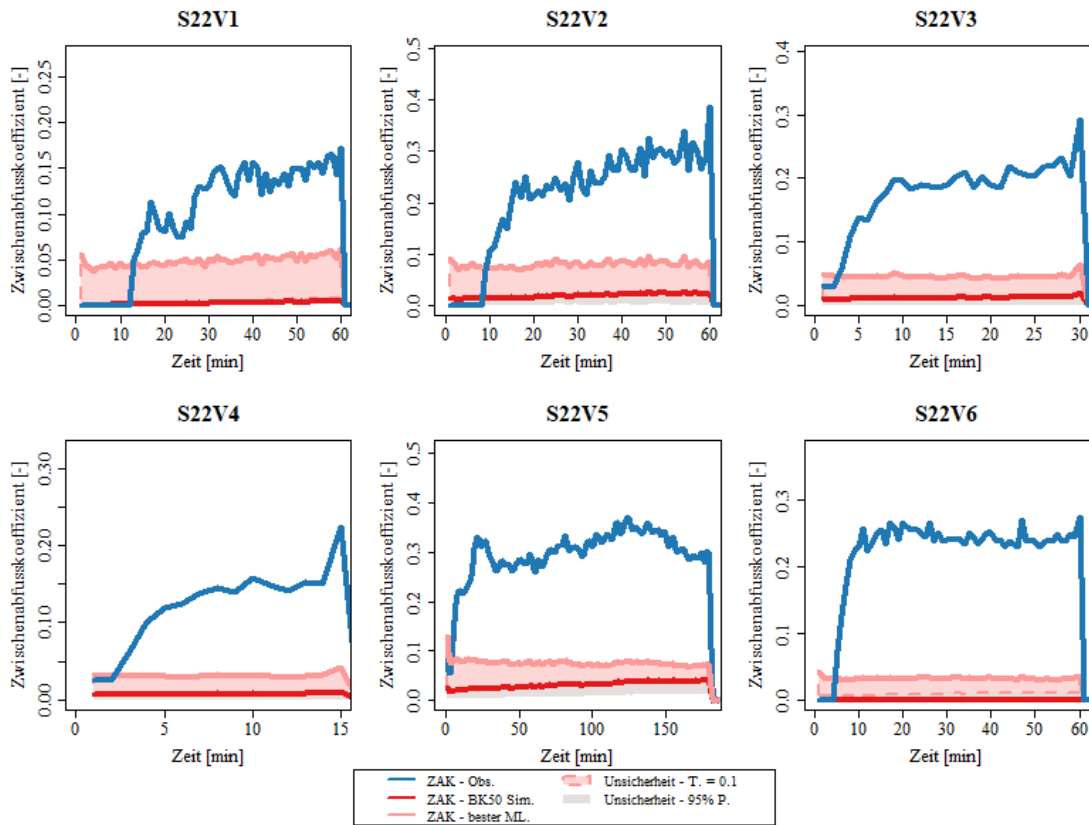


Abbildung A. 117: Modellunsicherheit des Zwischenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 22, einer Wiese bei Waldstetten.

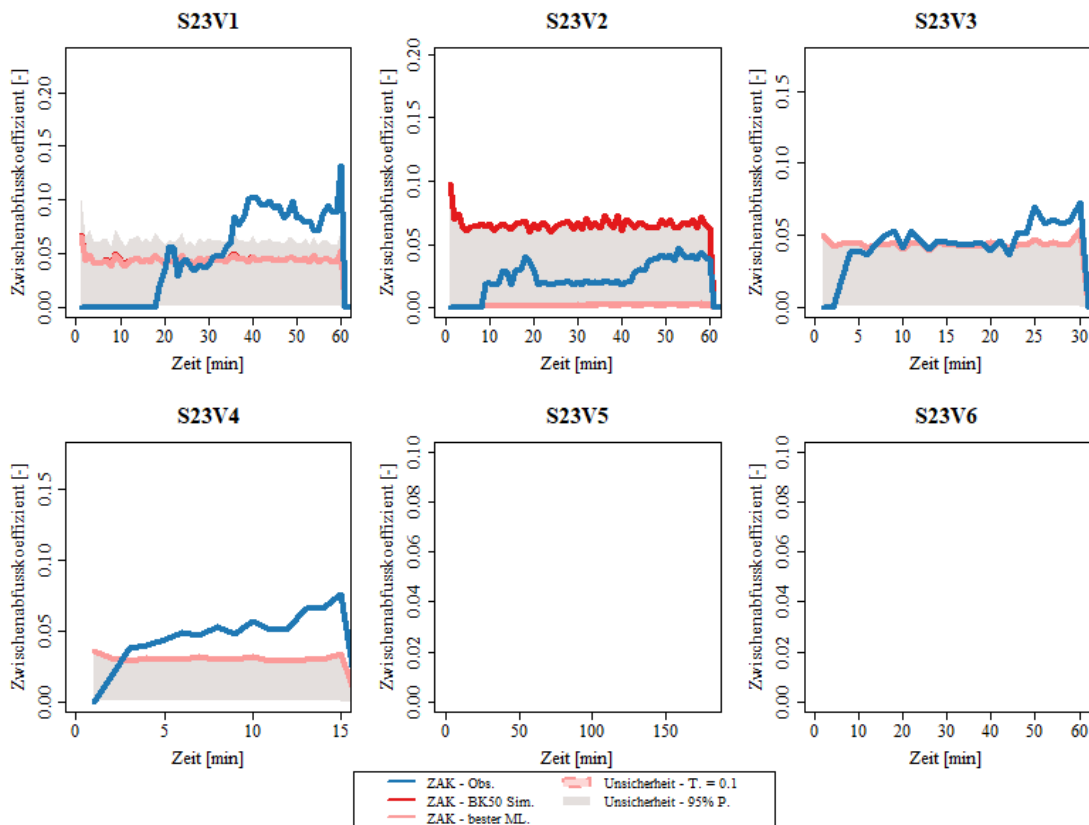


Abbildung A. 118: Modellunsicherheit des Zwischenabflusskoeffizienten für alle Versuche (1-6) an Standort 23, einem Acker bei Haidgau.

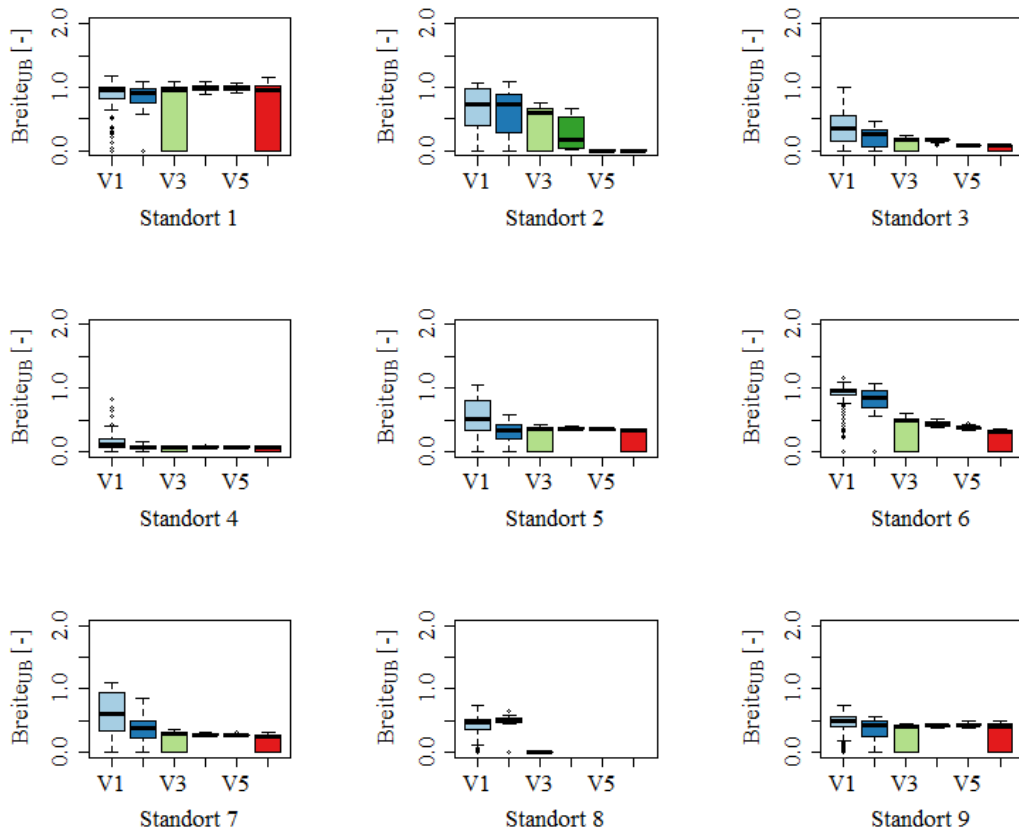


Abbildung A. 119: Breite des Unsicherheitsbandes bezogen auf den Oberflächenabflusskoeffizienten für die Standorte 1 -9. Unsicherheitsband berechnet anhand des 95 % Perzentils.

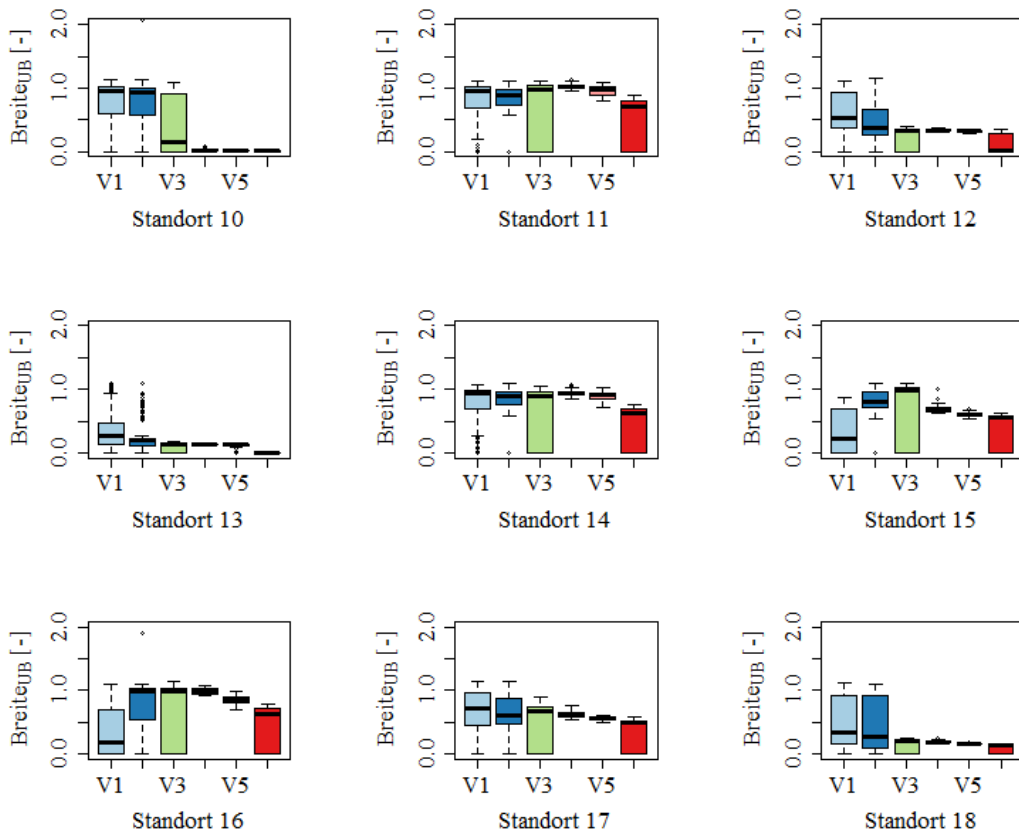


Abbildung A. 120: Breite des Unsicherheitsbandes bezogen auf den Oberflächenabflusskoeffizienten für die Standorte 10 -18. Unsicherheitsband berechnet anhand des 95 % Perzentils.

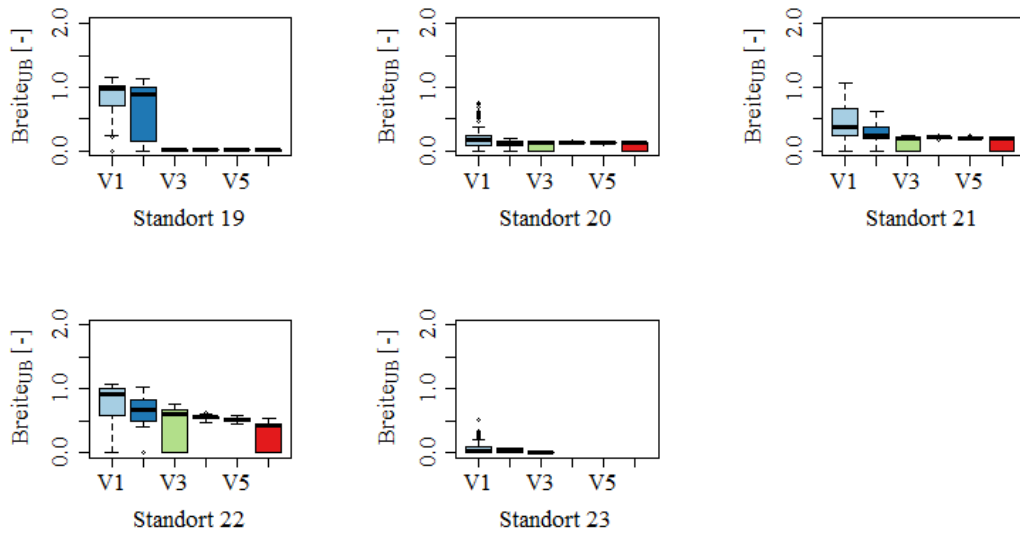


Abbildung A. 121: Breite des Unsicherheitsbandes bezogen auf den Oberflächenabflusskoeffizienten für die Standorte 20 - 23. Unsicherheitsband berechnet anhand des 95 % Perzentils.

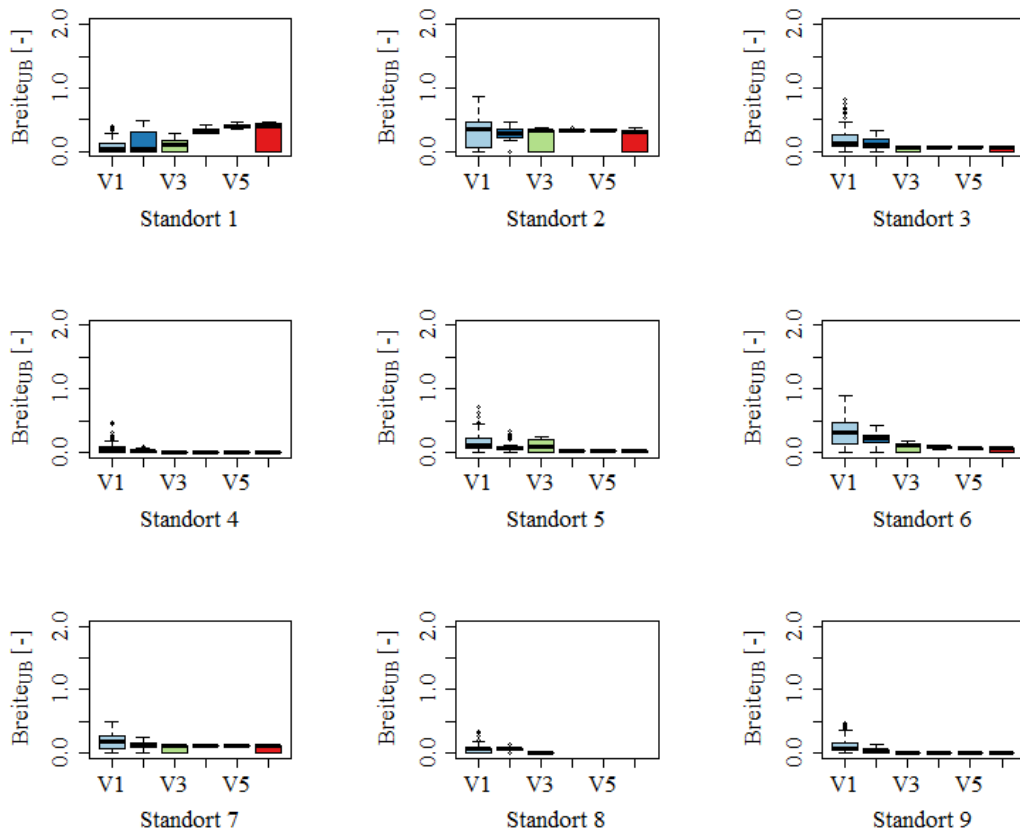


Abbildung A. 122: Breite des Unsicherheitsbandes bezogen auf den Oberflächenabflusskoeffizienten für die Standorte 1 -9. Unsicherheitsband berechnet anhand der 10 % besten Morris-Läufe.

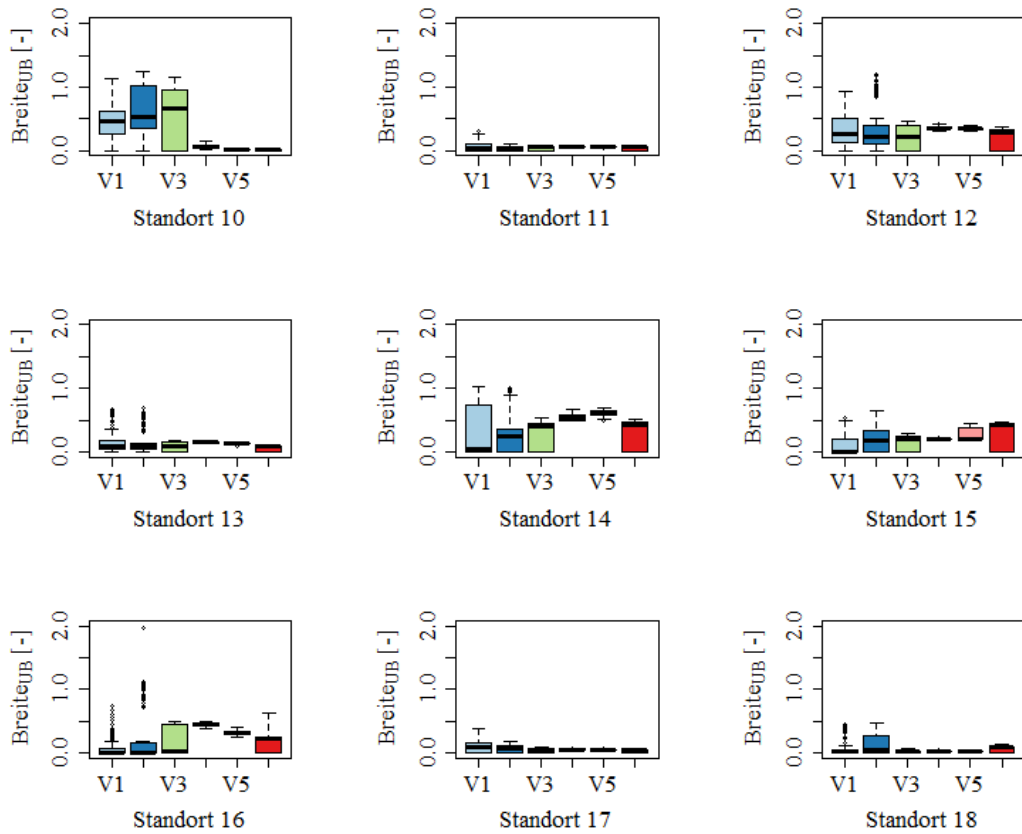


Abbildung A. 123: Breite des Unsicherheitsbandes bezogen auf den Oberflächenabflusskoeffizienten für die Standorte 10 - 18. Unsicherheitsband berechnet anhand der 10 % besten Morris-Läufe.

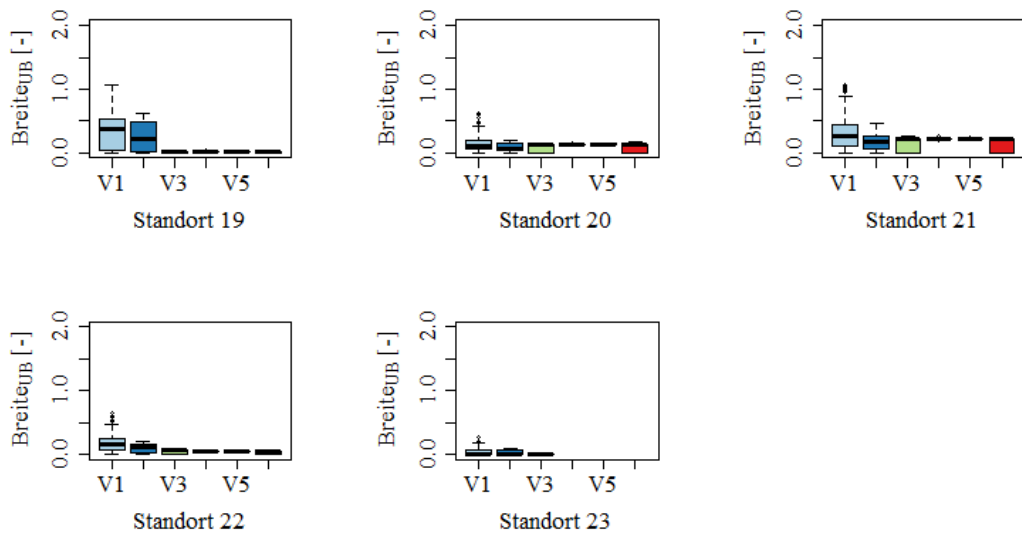


Abbildung A. 124: Breite des Unsicherheitsbandes bezogen auf den Oberflächenabflusskoeffizienten für die Standorte 20 - 23. Unsicherheitsband berechnet anhand der 10 % besten Morris-Läufe.

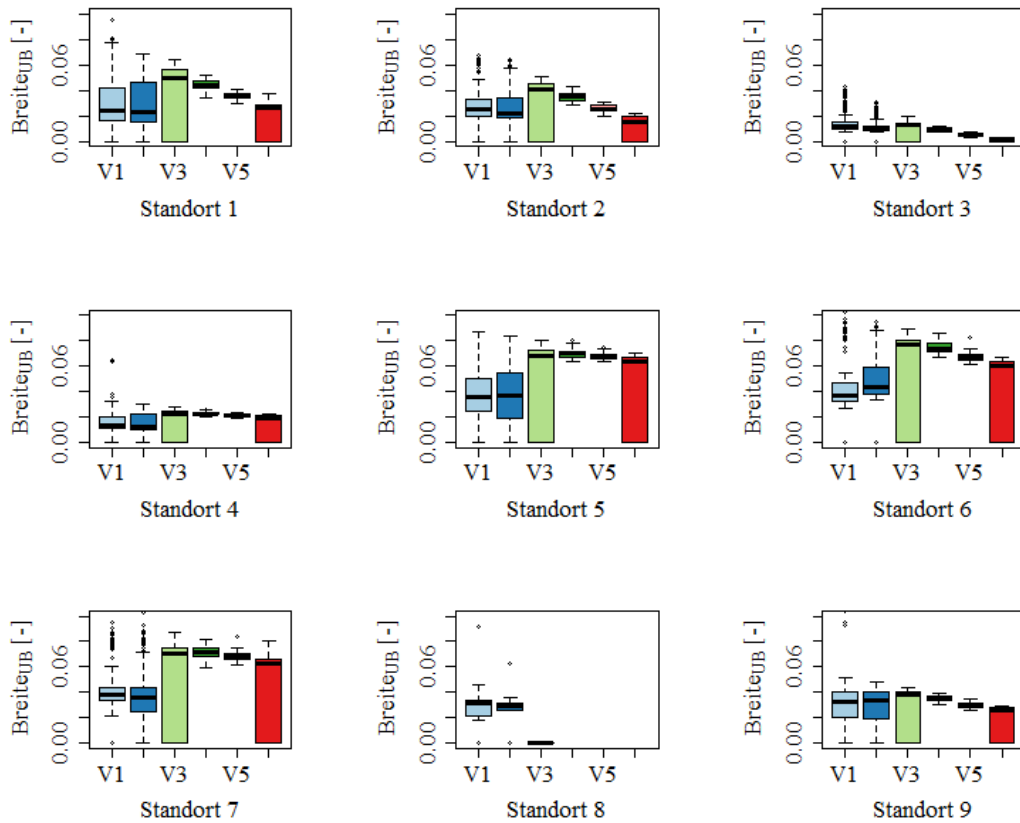


Abbildung A. 125: Breite des Unsicherheitsbandes bezogen auf den Zwischenabflusskoeffizienten für die Standorte 1 -9. Unsicherheitsband berechnet anhand des 95 % Perzentils.

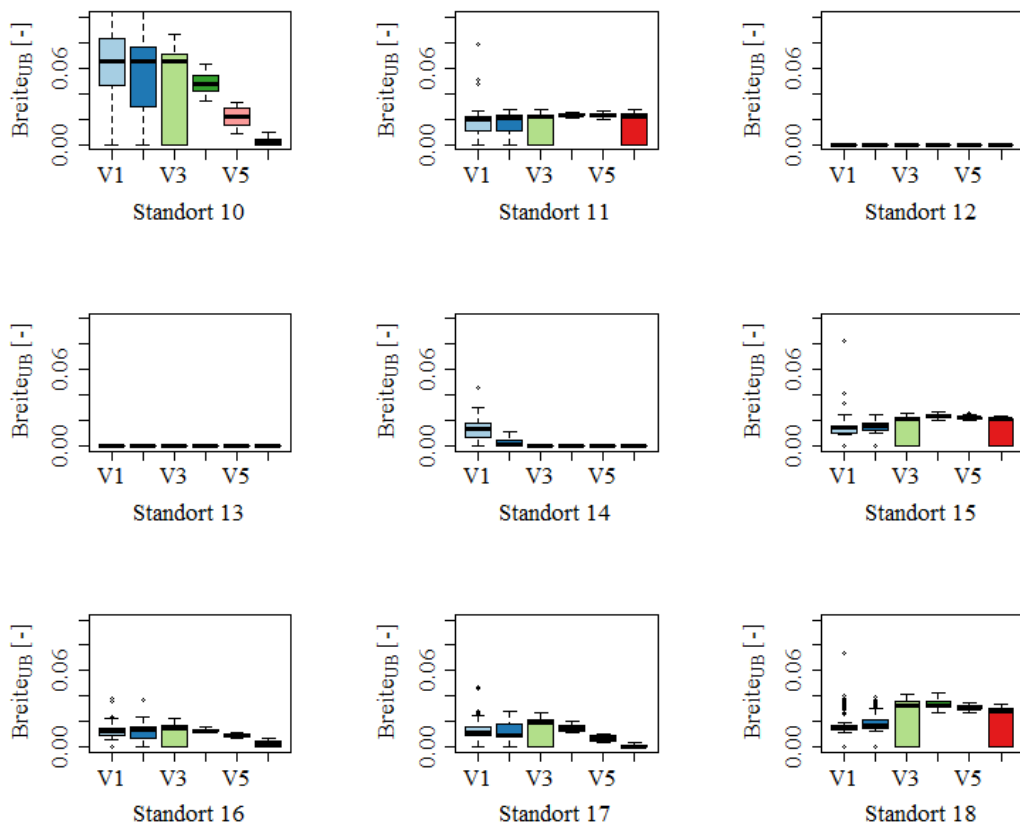


Abbildung A. 126: Breite des Unsicherheitsbandes bezogen auf den Zwischenabflusskoeffizienten für die Standorte 10 - 18. Unsicherheitsband berechnet anhand des 95 % Perzentils.

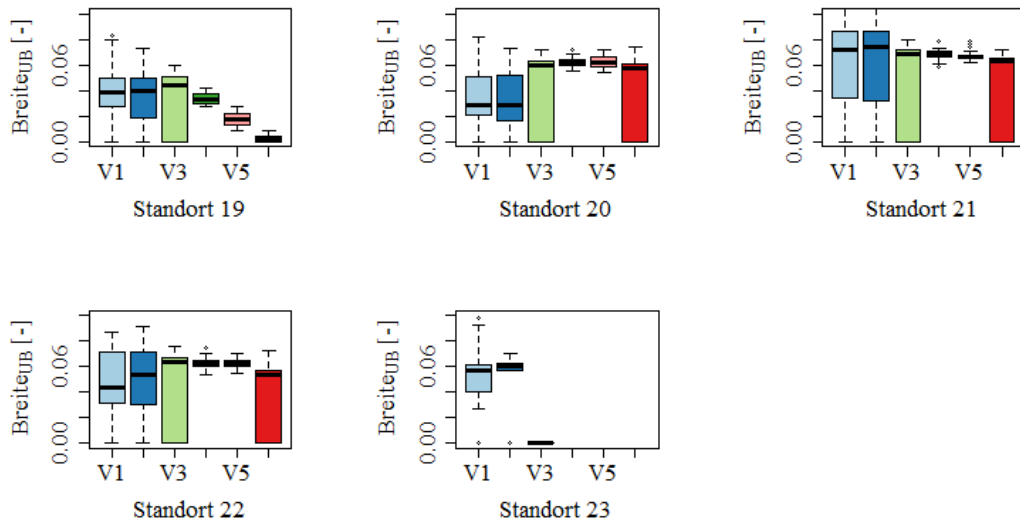


Abbildung A. 127: Breite des Unsicherheitsbandes bezogen auf den Zwischenabflusskoeffizienten für die Standorte 20 - 23. Unsicherheitsband berechnet anhand des 95 % Perzentils.

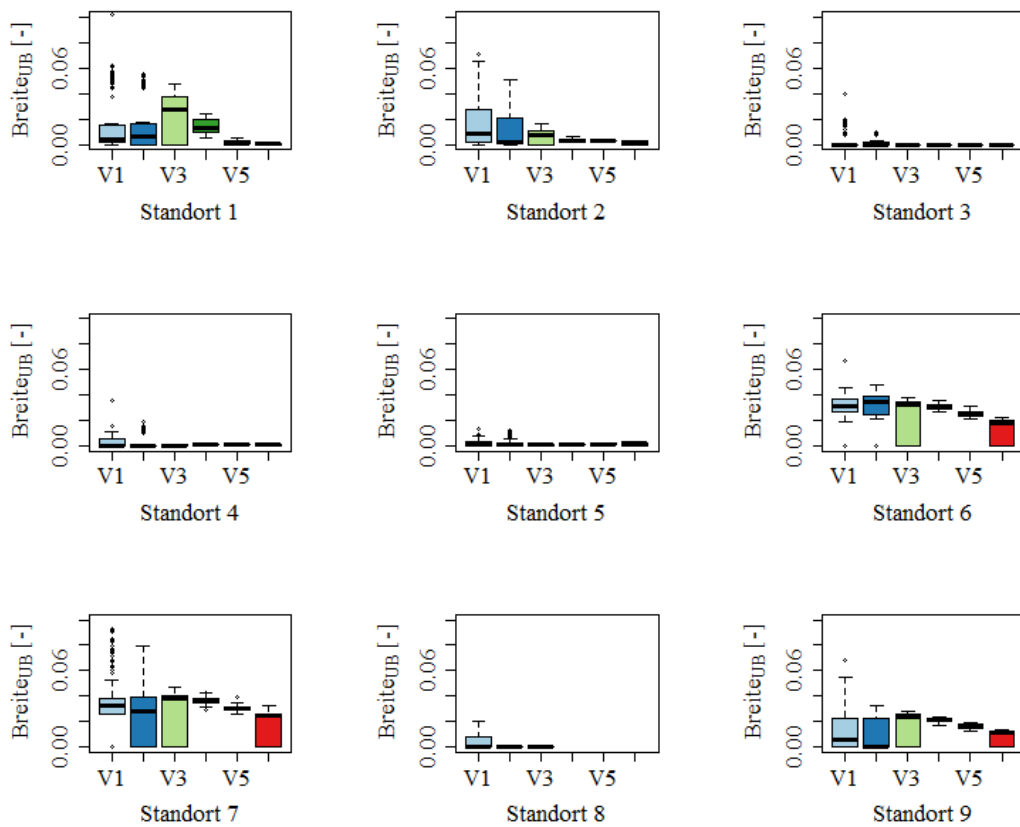


Abbildung A. 128: Breite des Unsicherheitsbandes bezogen auf den Zwischenabflusskoeffizienten für die Standorte 1 -9. Unsicherheitsband berechnet anhand der 10 % besten Morris-Läufe.

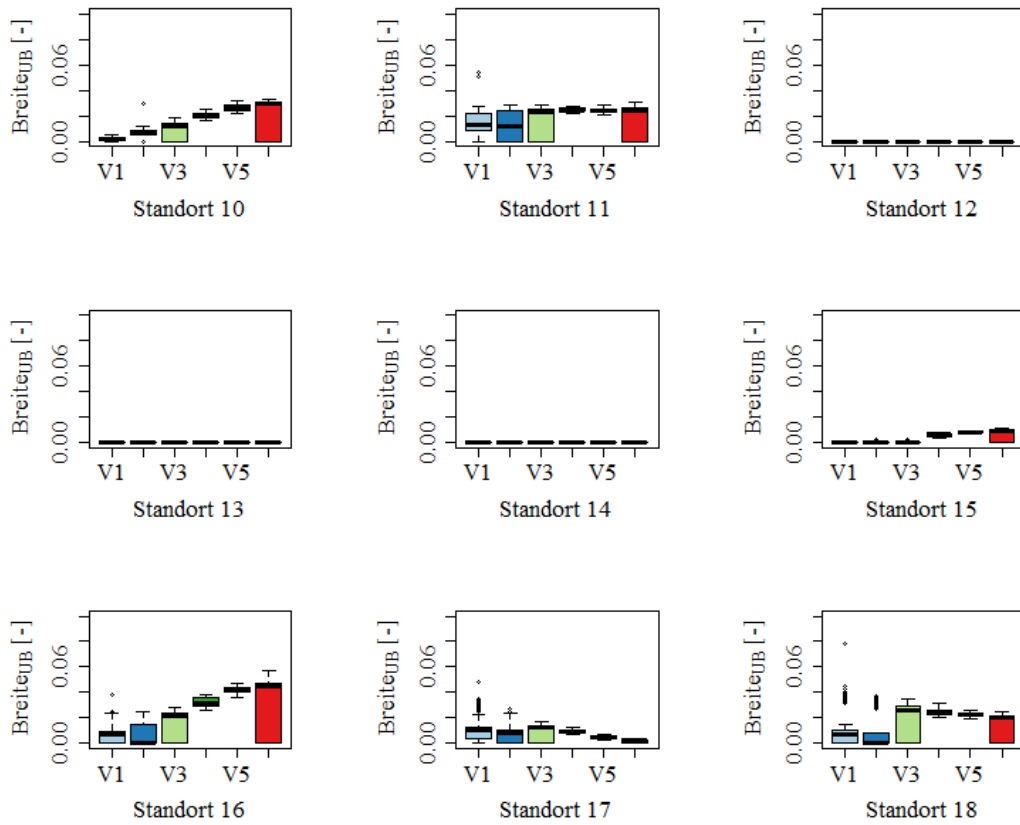


Abbildung A. 129: Breite des Unsicherheitsbandes bezogen auf den Zwischenabflusskoeffizienten für die Standorte 10 - 18. Unsicherheitsband berechnet anhand der 10 % besten Morris-Läufe.

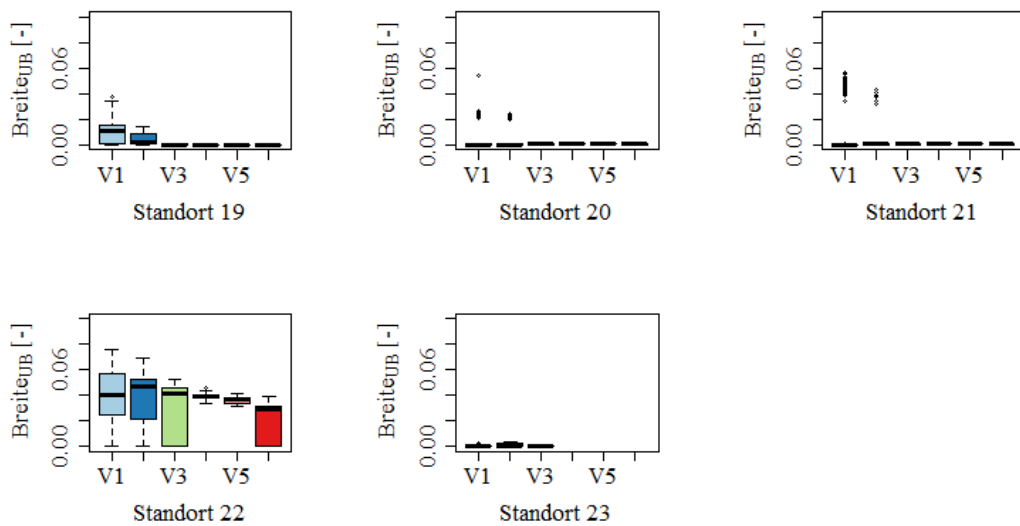


Abbildung A. 130: Breite des Unsicherheitsbandes bezogen auf den Zwischenabflusskoeffizienten für die Standorte 20 - 23. Unsicherheitsband berechnet anhand der 10 % besten Morris-Läufe.

Tabelle A. 6: Lokale Sensitivitätsanalyse. KOA geordnet nach absoluter Veränderung über die Spannweite der lokalen Nachbarschaft.

Parameter	Versuchs-Nr.	- 20%	- 10%	BK50	+ 10%	+ 20%	Messwert
Bodenfeuchte	5	0,448	0,505	0,578	0,651	0,715	0,552
Bodenfeuchte	3	0,366	0,414	0,472	0,535	0,615	0,439
Bodenfeuchte	2	0,297	0,331	0,382	0,458	0,537	0,337
Effektive Porosität	5	0,694	0,637	0,578	0,517	0,475	0,552
Bodenfeuchte	4	0,349	0,385	0,434	0,478	0,551	0,338
Bodenfeuchte	6	0,456	0,484	0,532	0,592	0,643	0,453
Effektive Porosität	3	0,576	0,524	0,471	0,434	0,395	0,439
Effektive Porosität	2	0,493	0,448	0,382	0,343	0,316	0,337
Effektive Porosität	6	0,634	0,586	0,532	0,491	0,466	0,453
Effektive Porosität	4	0,508	0,469	0,434	0,405	0,372	0,338
nFK	5	0,633	0,601	0,578	0,552	0,52	0,552
Bodenfeuchte	1	0,204	0,217	0,236	0,266	0,316	0,167
Niederschlag	2	0,323	0,351	0,378	0,404	0,428	0,337
Niederschlag	1	0,183	0,209	0,236	0,262	0,287	0,167
Niederschlag	5	0,512	0,542	0,57	0,594	0,615	0,552
nFK	2	0,443	0,408	0,382	0,362	0,341	0,337
Effektive Porosität	1	0,304	0,263	0,236	0,218	0,203	0,167
Niederschlag	6	0,466	0,494	0,519	0,543	0,563	0,453
Niederschlag	3	0,424	0,452	0,476	0,497	0,516	0,439
nFK	6	0,583	0,552	0,532	0,513	0,492	0,453
nFK	3	0,517	0,492	0,471	0,454	0,434	0,439
nFK	4	0,467	0,45	0,434	0,42	0,404	0,338
Niederschlag	4	0,385	0,404	0,42	0,434	0,448	0,338
Kf	1	0,27	0,252	0,236	0,222	0,21	0,167
kf	2	0,415	0,397	0,382	0,369	0,357	0,337
Makroporenlänge	2	0,407	0,394	0,382	0,368	0,356	0,337
kf	3	0,499	0,484	0,471	0,46	0,449	0,439
nFK	1	0,265	0,246	0,236	0,227	0,216	0,167
Makroporenlänge	3	0,494	0,483	0,471	0,46	0,449	0,439
Makroporenlänge	6	0,552	0,541	0,532	0,52	0,508	0,453
Makroporenlänge	1	0,26	0,248	0,236	0,225	0,216	0,167
kf	6	0,555	0,542	0,532	0,522	0,513	0,453
Makroporenlänge	5	0,596	0,587	0,578	0,566	0,554	0,552
kf	5	0,599	0,588	0,578	0,568	0,559	0,552
Makroporendichte	3	0,492	0,481	0,471	0,462	0,453	0,439
Sättigungsfrontspannung	1	0,257	0,246	0,236	0,227	0,219	0,167

Makroporendichte	2	0,402	0,392	0,382	0,373	0,365	0,337
Makroporendichte	1	0,256	0,246	0,236	0,228	0,219	0,167
kf	4	0,453	0,443	0,434	0,425	0,417	0,338
Makroporenlänge	4	0,451	0,442	0,434	0,425	0,417	0,338
Sättigungsfrontspannung	2	0,4	0,391	0,382	0,374	0,367	0,337
Sättigungsfrontspannung	3	0,489	0,48	0,471	0,464	0,457	0,439
Bodentiefe	5	0,598	0,587	0,578	0,572	0,567	0,552
Makroporendichte	4	0,45	0,442	0,434	0,426	0,419	0,338
Makroporendichte	6	0,548	0,539	0,532	0,524	0,517	0,453
Sättigungsfrontspannung	6	0,548	0,54	0,532	0,525	0,519	0,453
Bodentiefe	6	0,551	0,54	0,532	0,527	0,524	0,453
kst	4	0,415	0,427	0,434	0,439	0,442	0,338
Sättigungsfrontspannung	4	0,448	0,441	0,434	0,427	0,422	0,338
Makroporendichte	5	0,59	0,584	0,578	0,572	0,566	0,552
Trockenrisstiefe	1	0,247	0,241	0,236	0,231	0,223	0,167
Trockenrisstiefe	6	0,543	0,537	0,532	0,526	0,52	0,453
Bodentiefe	2	0,4	0,39	0,382	0,379	0,378	0,337
Sättigungsfrontspannung	5	0,588	0,583	0,578	0,573	0,569	0,552
Trockenrisstiefe	5	0,586	0,582	0,578	0,573	0,568	0,552
kst	3	0,459	0,467	0,471	0,475	0,477	0,439
Bodentiefe	3	0,483	0,476	0,471	0,471	0,47	0,439
Trockenrisstiefe	4	0,434	0,434	0,434	0,43	0,421	0,338
Trockenrisstiefe	3	0,473	0,472	0,471	0,469	0,462	0,439
kst	2	0,375	0,379	0,382	0,384	0,385	0,337
kst	6	0,525	0,529	0,532	0,533	0,535	0,453
Bodentiefe	4	0,442	0,437	0,434	0,433	0,433	0,338
Trockenrisstiefe	2	0,383	0,382	0,382	0,38	0,374	0,337
kst	1	0,231	0,234	0,236	0,238	0,239	0,167
Bodentiefe	1	0,243	0,238	0,236	0,236	0,236	0,167
kst	5	0,574	0,576	0,578	0,578	0,579	0,552
Steigung	4	0,431	0,433	0,434	0,435	0,436	0,338
Steigung	3	0,47	0,471	0,471	0,472	0,473	0,439
Tiefenversickerung	5	0,579	0,578	0,578	0,577	0,576	0,552
Steigung	1	0,235	0,236	0,236	0,236	0,237	0,167
Steigung	2	0,381	0,381	0,382	0,382	0,383	0,337
Makroporendichte horz,	3	0,471	0,471	0,471	0,472	0,472	0,439
Makroporendichte horz,	5	0,578	0,578	0,578	0,577	0,577	0,552
Makroporendichte horz,	6	0,531	0,532	0,532	0,532	0,532	0,453
Steigung	5	0,577	0,577	0,578	0,578	0,578	0,552
Steigung	6	0,531	0,531	0,532	0,532	0,532	0,453
Tiefenversickerung	3	0,472	0,472	0,471	0,471	0,471	0,439
Tiefenversickerung	6	0,532	0,532	0,532	0,531	0,531	0,453
Makroporendichte horz,	1	0,236	0,236	0,236	0,236	0,236	0,167
Makroporendichte horz,	2	0,382	0,382	0,382	0,382	0,382	0,337
Makroporendichte horz,	4	0,434	0,434	0,434	0,434	0,434	0,338
Tiefenversickerung	1	0,236	0,236	0,236	0,236	0,236	0,167
Tiefenversickerung	2	0,382	0,382	0,382	0,382	0,382	0,337
Tiefenversickerung	4	0,434	0,434	0,434	0,434	0,434	0,338

5. Programmdokumentation

Die im Rahmen dieser Arbeit geschriebenen R- und Python-Skripte sowie die erstellten Excel-Tools sollen in folgenden näher erläutert. Innerhalb der Skripte werden größtenteils For-Schleifen verwendet, um eine automatisierte Durchführung der gewünschten Anwendung zu erzielen. Die Anwendungen beinhalten

- die Aufbereitung der Rohdaten,
- die Modellierungsvorschriften,
- die statistische Auswertung der Modellgüte,
- die Erstellung und Abänderung der Control Files,
- die Stichprobenstrategien der verwendeten Methoden,
- die Auswertung der lokalen und globalen Sensitivitätsanalyse,
- die Auswertung der Unsicherheitsanalyse,
- und die Visualisierung der Ergebnisse.

Die Skripte sind in der zu verwendenden Reihenfolge nummeriert. Die kommentierten Source Codes befinden sich in den Ordnern „R – Skripte“ bzw. „Python – Skripte“. Die verwendeten Excel-Tools sind mit der Bezeichnung „_Methode“ gekennzeichnet und sind im zugehörigen, nach den Modellen benannten, Ordner zu finden.

R-Skripte

#1_Datenaufarbeitung	Eingangsdaten: Rohdaten (Ries et al., 2018) Anwendung: Extraktion des Niederschlags, der Oberflächenabflüsse, der Zwischenabflüsse und der Abflusskoeffizienten als Zeitreihe und als Mittelwert für jeden Standort Ausgangsdaten/Ergebnis: Beobachtungsdaten (.csv-Dateien)
#2_Pfade_fuer_RoGeR	Eingangsdaten: Beliebige Control Files Anwendung: Änderung des gewünschten Speicherortes und der Pfade für die Niederschlagsdaten (z.B. bei Verwendung durch einen anderen Nutzer notwendig) Ausgangsdaten/Ergebnis: Lauffähige Control Files mit absoluten Pfaden
#3_Auswertung_Lutz_Regionalisierungsverfahren_nach_Lutz	Eingangsdaten: Ergebnisse der Regionalisierungsmethode nach Lutz; Beobachtungsdaten Bemerkung: Ausführung nach #2_Lutz_Methode und Übertrag in Lutz_Ergebnisse möglich Anwendung: Visualisierung und Analyse der Anpassungsgüte Ausgangsdaten/Ergebnis: Abbildung 9; Abbildung 10; Tabelle 14

#4_Auswertung_SCS-CN	<p>Eingangsdaten: Ergebnisse des SCS-CN-Modells; Beobachtungsdaten</p> <p>Bemerkung: Ausführung nach #1_SCS_Methode und übertrag in SCS-CN_Ergebnisse möglich</p> <p>Anwendung: Visualisierung und Analyse der Anpassungsgüte</p> <p>Ausgangsdaten/Ergebnis: Abbildung 8; Abbildung 9; Tabelle 14</p>
#5_Auswertung_ Modellvergleich_RoGeR	<p>Eingangsdaten: Ergebnisse des RoGeR-Modells („hydrograph.csv“); Beobachtungsdaten</p> <p>Bemerkung: Ausführung nach #1_Modell_RoGeR möglich (ggfs. vorher Pfade anhand #2_Pfade_fuer_RoGeR anpassen)</p> <p>Anwendung: Visualisierung und Analyse der Anpassungsgüte</p> <p>Ausgangsdaten/Ergebnis: Abbildung 11; Abbildung 12; Tabelle 14</p>
#6_Auswertung_ Hydrographen_RoGeR	<p>Eingangsdaten: Ergebnisse des RoGeR-Modells („hydrograph.csv“); Beobachtungsdaten</p> <p>Bemerkung: Ausführung nach #1_Modell_RoGeR möglich (ggfs. vorher Pfade anhand #2_Pfade_fuer_RoGeR anpassen)</p> <p>Anwendung: Berechnung der mittleren Abflusskoeffizienten (Oberflächen-, Zwischen- und Direktabfluss) für die sechs Versuchstypen</p> <p>Ausgangsdaten/Ergebnis: Abbildung 13; Abbildung 14; Abbildung 15</p>
#7_Auswertung_ Einzelversuche_ Uebersicht_RoGeR	<p>Eingangsdaten: Ergebnisse des RoGeR-Modells („hydrograph.csv“); Beobachtungsdaten</p> <p>Bemerkung: Ausführung nach #1_Modell_RoGeR möglich (ggfs. vorher Pfade anhand #2_Pfade_fuer_RoGeR anpassen)</p> <p>Anwendung: Berechnung der zeitvarianten Abflussspenden des Oberflächen- und Zwischenabfluss für alle 132 Versuche</p> <p>Ausgangsdaten/Ergebnis: Abbildung A. 1 bis Abbildung A. 46</p>
#8_Control_files_ OAT_RoGeR	<p>Eingangsdaten: BK50 parametrisierte Control Files („/S01V1.csv“ – „/S23V6.csv“)</p> <p>Anwendung: Veränderung eines Parameters um die gewünschte Schrittweite während die anderen Parameter konstant bleiben</p> <p>Ausgangsdaten/Ergebnis: „/OAT/Control_Files/..“</p> <p>Bemerkung: Anschließend Simulation mittels #1_Modell_RoGeR durchführen</p>
#9_Auswertung_ OAT_RoGeR	<p>Eingangsdaten: Ergebnisse OAT Simulation („/OAT/Ergebnisse/.../hydrograph.csv“); Beobachtungsdaten</p> <p>Bemerkung: Erstellung der Control Files mittels #8_Control_files_OAT_RoGeR und Simulation mittels #1_Modell_RoGeR</p>

Anwendung: Auswertung der lokalen Sensitivitätsanalyse
Ausgangsdaten/Ergebnis: Abbildung 16 bis Abbildung 21;
Abbildung A. 47 bis Abbildung A. 72; Tabelle 18; Tabelle 24; Tabelle 25

#10_Morris_Methode_RoGeR
Eingangsdaten: BK50 parametrisierte Control Files („/S01V1.csv“ ff.); Morris-Gitter; Morris EE-Verteilung
Anwendung: Anwendung des Morris-Gitters auf die Control Files; Visualisierung der EE-Verteilung
Bemerkung: Stichprobenverteilung und Berechnung der EE-Verteilung in Python (d.h. in Kombination mit #2_Morris_Testgroesse und #3_Morris_Loop anzuwenden); nach Erzeugung der Morris-Contol Files Simulation mittels #1_Modell_RoGeR durchführen
Ausgangsdaten/Ergebnis: Abbildung 22 bis Abbildung 26; Tabelle 19 bis Tabelle 23

#11_Unsicherheitsanalyse_RoGeR
Eingangsdaten: BK50 parametrisierte Control Files („/S01V1.csv“ ff.)
Anwendung: Erstellung Control Files (stichprobenbasierte Verändeurng des Parameterraums), Berechnung der 95 % Perzentile; Berechnung des besten und der 10 % besten Morris-Läufe; Berechnung der Unsicherheitsbandbreite; Visualisierung der Ergebnisse
Bemerkung: nach Erzeugung der Unsicherheits-Contol Files Simulation mittels #1_Modell_RoGeR durchführen
Ausgangsdaten/Ergebnis: Abbildung 27 bis Abbildung 30; Abbildung A. 73 bis Abbildung A. 130

Python-Skripte

#1_Modell_RoGeR: **Autor:** Hannes Leistert

- Control_files (Ordner mit .csv-Dateien)
- look_up_tables (Ordner mit .csv-Dateien)
- loop_lena (.py)
- roger_FKT_regio_data (.py)
- roger_flow_fkt_regio_data (.py)
- RoGeR_rflw_sprnk1_4_0_lena (.py)

Eingangsdaten: Parametrisierte Control Files
Bemerkung: gegebene Ordnerstruktur muss aufrechterhalten werden; Parametrisierte Control Files in Control_files-Ordner kopieren und loop-lena ausführen
Ausgangsdaten/Ergebnis: Simulationen des Modells RoGeR
Literaturhinweis:

- Steinbrich, Leistert und Weiler (o.J.): „Handbuch RoGeR_Dyn – Anleitung für die Anwendung des ereignisbasierten N-A-Modells RoGeR_dyn“
- Steinbrich, Leistert und Weiler (o.J.): „Beschreibung zur Ableitung der Eingangsdatensätze für das ereignisbasierte N-A-Modell RoGeR und RoGeR_dyn“

#2_Morris_Testgroesse **Eingangsdaten:** BK50 parametrisierte Control Files

(,./S01V1.csv“ – ,./S23V6.csv“); Ermittelte Gütemaße

Anwendung: Erstellung Morris-Gitter, Auswertung EE-Verteilung

Bemerkung: Erstellung der Control Files in R (d.h. in Kombination mit #10_Morris_Methode_RoGeR anzuwenden); nach Erzeugung der Morris-Contol Files Simulation mittels #1_Modell_RoGeR durchführen

Ausgangsdaten/Ergebnis: Abbildung 22; Tabelle 19

#3_Morris_Loop

Eingangsdaten: BK50 parametrisierte Control Files

(,./S01V1.csv“ – ,./S23V6.csv“); Ermittelte Gütemaße

Anwendung: Erstellung Morris-Gitter, Auswertung EE-Verteilung

Bemerkung: Erstellung der Control Files in R (d.h. in Kombination mit #10_Morris_Methode_RoGeR anzuwenden); nach Erzeugung der Morris-Contol Files Simulation mittels #1_Modell_RoGeR durchführen

Ausgangsdaten/Ergebnis: Abbildung 23 bis Abbildung 26; Tabelle 20 bis Tabelle 23

Excel-Tools

#1_SCS_CN_Methode

Eingangsdaten: Parametrisierung auf Basis der BK50 Daten

Anwendung: Implementierung der Gleichungen (2) - (9); empirische Kenngrößen nach Tabelle 7 bis Tabelle 10

Ausgangsdaten/Ergebnis: simulierte Direktabflusssummen (SCS_CN-Ergebnisse.csv)

#2_Lutz_Methode

Eingangsdaten: Parametrisierung auf Basis der BK50 Daten

Anwendung: Implementierung der Gleichungen (10) - (13); empirische Kenngrößen nach Tabelle 7, Tabelle 11 und Tabelle 12

Ausgangsdaten/Ergebnis: simulierte Direktabflusssummen (Lutz_Ergebnisse.csv)

Ehrenwörtliche Erklärung

Hiermit erkläre ich, _____ (Matr.-Nr.: _____),
dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen
Quellen oder Hilfsmittel (einschließlich elektronischer Medien und Online-Quellen) benutzt
habe.

Diese Arbeit ist bislang keiner anderen Prüfungsbehörde vorgelegt und auch nicht veröffentlicht
worden.

Ort, Datum

Unterschrift