Steffen Schobel

Vom Fachbereich VI
(Geographie/Geowissenschaften)
der Universität Trier

zur Erlangung des akademischen Grades
Doktor der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)
genehmigte Dissertation

Infiltrations- und Bodenabflussprozesse in Abhängigkeit von Landnutzung und Substrat in der Trier-Bitburger Mulde

Betreuender:
Univ.-Prof. Dr. Dietmar Schröder

Berichterstattende:
Univ.-Prof. Dr. Dietmar Schröder
Jun.-Prof. Dr. Michael Vohland

Datum der wissenschaftlichen Aussprache:
01.02.2006

Berlin 2008

Vorwort

Die Inhalte der vorliegenden Arbeit wurden zu wesentlichen Anteilen während meiner Tätigkeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter im Fach Bodenkunde (Fachbereich Geographie/Geowissenschaften) an der Universität Trier erarbeitet.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Univ.-Prof. Dr. Dietmar Schröder für die Betreuung dieser Arbeit, seiner steten Diskussionsbereitschaft und den Freiräumen, die er mir gewährte. Herrn Jun.-Prof. Dr. Michael Vohland bin ich dankbar für die Übernahme der Zweitbegutachtung.

Ohne die selbstlose Unterstützung von Dipl.-Umweltwiss. Julia Altmeier wären die aufwendigen Felduntersuchungen nicht durchführbar gewesen, weswegen ihr mein besonderer und herzlicher Dank gilt. Ebenso möchte ich Herrn Manfred Müller und Dipl.-Ing. (FH) Heribert Willger danken, die mir durch ihre technischen Fähigkeiten und Organisationstalente eine große Hilfe waren. Auch menschlich gesehen möchte ich diese Zeit nicht missen. Dasselbe gilt für die anregenden Diskussionen zwischen bodenkundlicher und hydrologischer Sichtweise mit Dipl.-Geogr. Andreas Kurtenbach und Dipl.-Geogr. Dietmar Niebes. Auch Herr Dr. Raimund Schneider und Frau Dr. Elisabeth Tressel waren mir stets gute Berater.

Folgenden Personen sei ohne Aufführung ihrer persönlichen Leistungen für ihre Hilfe und Unterstützung zum Gelingen dieser Arbeit ausdrücklich gedankt:

- Prof. Dr. Roland Baumhauer
- Dipl.-Umweltwiss. Bärbel Heyen
- Dipl.-Umweltwiss. Jan Piller
- Dipl.-Umweltwiss. Markus Steffens

Der Bundesanstalt für Gewässerkunde danke ich für die Leihgabe der Beregnungsanlage. Der Schlosserei, Gärtnerei und technischen Abteilung der Universität Trier gilt mein Dank für die unkomplizierte Bereitstellung von Material und des Unimogs zur Durchführung der Felduntersuchungen. Den Land- und Forstwirten der Untersuchungsstandorte sei für ihre Einwilligung zur Durchführung der Geländeuntersuchungen gedankt.

Meinen Eltern ist diese Arbeit gewidmet.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis I
Tabellenverzeichnis III
Verzeichnis der Fotografien IV
Abkürzungs- und Symbolverzeichnis IV
Verzeichnis des Anhangs VI

1 Einleitung 1

2 Stand der Forschung 2
2.1 Abflussbildung 2
2.1.1 Betrachtungsmaßstäbe 3
2.1.2 Abflussprozesse an der Bodenoberfläche 3
2.1.3 Wasserbewegung im Boden 4
2.1.4 Einflüsse des Substrates auf die Abflussbildung 8
2.1.5 Einflüsse der Landnutzung auf die Abflussbildung 9
2.1.5.1 Ackernutzung 9
2.1.5.2 Grünlandnutzung 13
2.1.5.3 Waldnutzung 13
2.1.5.4 Landeskulturelle Maßnahmen 15
2.2 Die Untersuchung und Identifikation von Abflussprozessen 16
2.2.1 Modellansätze 16
2.2.2 Felduntersuchungen 17

3 Physisch-geographischer Überblick der Untersuchungsgebiete 20
3.1 Lage und naturräumliche Gliederung 20
3.2 Geologie und Geomorphologie 20
3.2.1 Geologie, Hydrogeologie und Geomorphologie der Trier-Bitburger Mulde 20
3.2.2 Geologie und Geomorphologie der Untersuchungsgebiete 22
3.3 Böden 24
3.4 Vegetation und Landnutzung 25
3.5 Klima und Hydrographie 26

4 Versuchsflächen und Methodik 27
4.1 Auswahl der Versuchsflächen 27
4.2 Übersicht des Untersuchungsprogammes 29

4.3 Abflusscharakterisierung 31
4.4 Standortcharakterisierung 34
4.4.1 Infiltrationsversuche 34
4.4.2 Feldbodenkunde und Bodenphysik 35
4.4.3 Bodenbiologie und –chemie 36
4.4.4 Prozess-Beurteilungsschema nach SCHERRER 37
4.5 Statistik 38

5 Ergebnisse 40
5.1 Untersuchungsgebiet Greverath 40
5.1.1 Abflussbildungsprozesse der Ackerversuchsflächen bei Greverath 41
5.1.1.1 Standorteigenschaften 41
5.1.1.2 Abflusseigenschaften 43
5.1.1.3 Prozessindikation 45
5.1.2 Abflussbildungsprozesse der Grünlandversuchsflächen bei Greverath 47
5.1.2.1 Standorteigenschaften 47
5.1.2.2 Abflusseigenschaften 49
5.1.2.3 Prozessindikation 50
5.1.3 Abflussbildungsprozesse der Waldversuchsflächen bei Greverath 51
5.1.3.1 Standorteigenschaften 51
5.1.3.2 Abflusseigenschaften 53
5.1.3.3 Prozessindikation 54
5.2 Untersuchungsgebiet Idenheim 56
5.2.1 Abflussbildungsprozesse der Ackerversuchsflächen bei Idenheim 56
5.2.1.1 Standorteigenschaften 56
5.2.1.2 Abflusseigenschaften 59
5.2.1.3 Prozessindikation 62
5.2.2 Abflussbildungsprozesse der Grünlandversuchsflächen bei Idenheim 64
5.2.2.1 Standorteigenschaften 64
5.2.2.2 Abflusseigenschaften 66
5.2.2.3 Prozessindikation 69
5.2.3 Abflussbildungsprozesse der Waldversuchsflächen bei Idenheim 71
5.2.3.1 Standorteigenschaften 71
5.2.3.2 Abflusseigenschaften 73
5.2.3.3 Prozessindikation 75
5.3 Eignung von Indikatoren zur Prozessidentifikation 77
5.3.1 Feldbodenkundliche und bodenphysikalische Kennwerte 77

5.3.2 Bodenbiologische und -chemische Kennwerte 84
5.3.3 Elektrische Leitfähigkeit des Bodenwassers 89
5.4 Zusammenfassender Prozessvergleich zwischen den Untersuchungsgebieten 90
5.5 Ableitung einer Abflussprozesskarte für das Untersuchungsgebiet Greverath 91

6 Diskussion 98
6.1 Abflussbildung in Abhängigkeit von Substrat und Landnutzung 98
6.2 Kritische Methodenbetrachtung 104

7 Zusammenfassung 112

8 Literaturverzeichnis 114

Anhang

Abbildungsverzeichnis

Abb. 2.1: Hydrologische Prozesse an einem Hang 3
Abb. 2.2: Teilprozesse der Infiltration 5
Abb. 2.3: Makroporeninfiltration bei Starkniederschlägen 6
Abb. 2.4: Mechanismen des Subsurface Flow 7
Abb. 2.5: Bodenprofil mit den Schlüsselstellen der Prozess-Beurteilungsschemata von SCHERRER 18

Abb. 3.1: Geologische Übersicht der Trier-Bitburger Mulde und Lage der Untersuchungsgebiete 21
Abb. 3.2: Speichergesteine und Grundwasserstauer in der Trier-Bitburger Mulde 22

Abb. 4.1: Lage der Versuchsstandorte bei Greverath 27
Abb. 4.2: Lage der Versuchsstandorte bei Idenheim 28
Abb. 4.3: Schematischer Überblick des Untersuchungsdesigns 29
Abb. 4.4: Aufbau der Beregnungsversuche 32
Abb. 4.5: Methodik zur Zählung der Regenwurmröhren durch Bodenhorizontalschnitte 36

Abb. 5.1: Mittlere Luftkapazitäten der Ackerstandorte Greverath 41
Abb. 5.2: Mittlere Rohdichten trocken der Ackerstandorte Greverath 42
Abb. 5.3: Mittlere gesättigte Wasserleitfähigkeiten der Ackerstandorte Greverath 42
Abb. 5.4: Mittlere Anzahl an Regenwurmröhren der Ackerstandorte Greverath 42
Abb. 5.5: Abflussganglinie Greverath Acker 1, 3. Beregnungstag 44
Abb. 5.6: Abflussganglinie Greverath Acker 2, 3. Beregnungstag 44
Abb. 5.7: Abflussganglinie Greverath Acker 3, 3. Beregnungstag 45
Abb. 5.8: Prozessindikation der Ackerversuchsflächen bei Greverath durch Beregnungsversuche 46
Abb. 5.9: Mittlere Luftkapazitäten der Grünlandstandorte Greverath 47
Abb. 5.10: Mittlere Rohdichten trocken der Grünlandstandorte Greverath 48
Abb. 5.11: Mittlere gesättigte Wasserleitfähigkeiten der Grünlandstandorte Greverath 48
Abb. 5.12: Mittlere Anzahl an Regenwurmröhren der Grünlandstandorte Greverath 48
Abb. 5.13: Abflussganglinie Greverath Grünland 1, 3. Beregnungstag 49
Abb. 5.14: Prozessindikation der Grünlandversuchsflächen bei Greverath durch Beregnungsversuche 51
Abb. 5.15: Mittlere Luftkapazitäten der Waldstandorte Greverath 52
Abb. 5.16: Mittlere Rohdichten trocken der Waldstandorte Greverath 52
Abb. 5.17: Mittlere gesättigte Wasserleitfähigkeiten der Waldstandorte Greverath 52

Abb. 5.18: Mittlere Anzahl an Regenwurmröhren der Waldstandorte Greverath 53
Abb. 5.19: Abflussganglinie Greverath Wald 1, 3. Beregnungstag 54
Abb. 5.20: Prozessindikation der Waldversuchsflächen bei Greverath durch Beregnungsversuche 55
Abb. 5.21: Mittlere Luftkapazitäten der Ackerstandorte Idenheim 57
Abb. 5.22: Mittlere Rohdichten trocken der Ackerstandorte Idenheim 57
Abb. 5.23: Mittlere gesättigte Wasserleitfähigkeiten der Ackerstandorte Idenheim 57
Abb. 5.24: Mittlere Anzahl an Regenwurmröhren der Ackerstandorte Idenheim 58
Abb. 5.25: Abflussganglinie Idenheim Acker 1, 3. Beregnungstag 60
Abb. 5.26: Abflussganglinie Idenheim Acker 2, 3. Beregnungstag 61
Abb. 5.27: Abflussganglinie Idenheim Acker 3, 3. Beregnungstag 62
Abb. 5.28: Prozessindikation der Ackerversuchsflächen bei Idenheim durch Beregnungsversuche 63
Abb. 5.29: Abfrageweg für den Unterboden pseudovergleyter Böden 64
Abb. 5.30: Mittlere Luftkapazitäten der Grünlandstandorte Idenheim 65
Abb. 5.31: Mittlere Rohdichten trocken der Grünlandstandorte Idenheim 65
Abb. 5.32: Mittlere gesättigte Wasserleitfähigkeiten der Grünlandstandorte Idenheim 65
Abb. 5.33: Mittlere Anzahl an Regenwurmröhren der Grünlandstandorte Idenheim 66
Abb. 5.34: Abflussganglinie Idenheim Grünland 1, 3. Beregnungstag 67
Abb. 5.35: Abflussganglinie Idenheim Grünland 2, 3. Beregnungstag 68
Abb. 5.36: Abflussganglinie Idenheim Grünland 3, 3. Beregnungstag 68
Abb. 5.37: Prozessindikation der Grünlandversuchsflächen bei Idenheim durch Beregnungsversuche 69
Abb. 5.38: Mittlere Luftkapazitäten der Waldstandorte Idenheim 72
Abb. 5.39: Mittlere Rohdichten trocken der Waldstandorte Idenheim 73
Abb. 5.40: Mittlere gesättigte Wasserleitfähigkeiten der Waldstandorte Idenheim 73
Abb. 5.41: Mittlere Anzahl an Regenwurmröhren der Waldstandorte Idenheim 73
Abb. 5.42: Abflussganglinie Idenheim Wald 1, 3. Beregnungstag 74
Abb. 5.43: Abflussganglinie Idenheim Wald 2, 3. Beregnungstag 75
Abb. 5.44: Abflussganglinie Idenheim Wald 2, 3. Beregnungstag 75
Abb. 5.45: Prozessindikation der Waldversuchsflächen bei Idenheim durch Beregnungsversuche 76
Abb. 5.46: Zusammenhang zwischen kf-Werten aus Laboruntersuchungen und der KA4 für das schluffig-sandige Substrat bei Greverath 78
Abb. 5.47: Zusammenhang zwischen kf-Werten aus Laboruntersuchungen und der KA4 für das lehmig-tonige Substrat bei Idenheim 78

Abb. 5.48: Endinfiltrationsraten der beregneten Untersuchungsstandorte in Greverath und Idenheim 79
Abb. 5.49: Versuchsvarianten der Infiltrationsversuche auf Grünland zur Problematik des Auflagefilzes 80
Abb. 5.50: Endinfiltrationsraten verfilzter, vertikutierter und filzfreier Grünland-standorte auf unterschiedlichen Substraten 81
Abb. 5.51: Aggregatstabilitäten der Versuchsvarianten 82
Abb. 5.52: Beziehung zwischen den Luftkapazitäten aus Laboruntersuchungen und der KA4 für die Versuchsstandorte 84
Abb. 5.53: Beziehung zwischen den Luftkapazitäten und gesättigten Wasserleitfähig-keiten aus der KA4 für die Versuchsstandorte 84
Abb. 5.54: Biogene Grobporosität der Versuchsstandorte Untersuchungsgebiete in Abhängigkeit von der Landnutzung und Tiefenstufe 86
Abb. 5.55: Einstufung der Makroporosität in WASIM-ETH in Abhängigkeit von der Landnutzung 86
Abb. 5.56: Vergleich der Regenwurm-Abundanzen zwischen Greverath und Idenheim in Abhängigkeit von der Landnutzung 88
Abb. 5.57: Vergleich der Regenwurm-Biomassen zwischen Greverath und Idenheim in Abhängigkeit von der Landnutzung 88
Abb. 5.58: Abflussprozesse und –koeffizienten der Versuchsvarianten 90
Abb. 5.59: Prozessindikation durch Beregnungsversuche 92
Abb. 5.60: Landnutzungskarte des Untersuchungsgebietes Greverath 95
Abb. 5.61: Bodenkarte des Untersuchungsgebietes Greverath 96
Abb. 5.62: Abflussprozesskarte mit beitragenden Teilflächen des Untersuchungs-gebietes Greverath 97

Tabellenverzeichnis

Tab. 4.1: Einteilung von Infiltrationsraten in Klassen 35
Tab. 4.2: Beurteilung der hydrologischen Wirksamkeit der biogenen Grobporen 37
Tab. 4.3: Kriterien der Prozessbeurteilungs-Schemata nach SCHERRER 38

Tab. 5.1: Profilübersichten der Ackerstandorte Greverath 41
Tab. 5.2: Wasserhaushaltsbilanz der Ackerstandorte Greverath 43
Tab. 5.3: Profilübersichten der Grünlandstandorte Greverath 47
Tab. 5.4: Wasserhaushaltsbilanz der Grünlandstandorte Greverath 50

Tab. 5.5: Profilübersichten der Waldstandorte Greverath 52
Tab. 5.6: Wasserhaushaltsbilanz der Waldstandorte Greverath 54
Tab. 5.7: Profilübersichten der Ackerstandorte Idenheim 57
Tab. 5.8: Wasserhaushaltsbilanz der Ackerstandorte Idenheim 60
Tab. 5.9: Profilübersichten der Grünlandstandorte Grünland 65
Tab. 5.10: Wasserhaushaltsbilanz der Grünlandstandorte Idenheim 67
Tab. 5.11: Profilübersichten der Waldstandorte Idenheim 72
Tab. 5.12: Wasserhaushaltsbilanz der Waldstandorte bei Idenheim 74
Tab. 5.13: Beziehung zwischen den Regenwurmröhren und der gesättigten Wasserleitfähigkeit 85
Tab. 5.14: Abflussprozesstypen im Untersuchungsgebiet Greverath 94

Verzeichnis der Fotografien

Foto 2.1: Bodenverdichtung durch Ackernutzung 11
Foto 2.2: Oberflächenabfluss auf einem Acker bei Idenheim 12
Foto 2.3: Oberflächenabfluss in einer Fahrspur auf einem Acker bei Idenheim 12
Foto 2.4: Oberflächenabfluss im Vorgewende eines Ackers bei Idenheim 12
Foto 2.5: Verdichtung durch Viehtritt auf Grünland bei Idenheim 13
Foto 2.6: Festgefahrener Schlepper auf Grünland bei Greverath 13
Foto 2.7: Waldbodenbefahrung mit einem Forwarder 14
Foto 2.8: Verdichtete und vernässte Fahrspur durch mechanisierte Pflanzverfahren 14
Foto 2.9: Oberflächenabfluss auf geteertem Weg bei Idenheim 16

Foto 4.1: Aufbau der Beregnungsversuche 33
Foto 4.2: Abflussmessung an der Profilwand 33

Foto 5.1: (Norm-) Braunerde bei Greverath 40
Foto 5.2: (Norm-) Pseudogley auf Mittlerem Muschelkalk bei Idenheim 56
Foto 5.3: Wasseraustritt aus einer biogenen Grobpore 59
Foto 5.4: Abgestorbene Biomasse von Horstgräsern 71
Foto 5.5: Moosauflage 71
Foto 5.6: Geflecht aus Feinwurzeln an der Bodenoberfläche 71
Foto 5.7: Geflecht aus Feinwurzeln und abgestorbener Biomasse unter einer Moosauflage 71

Abkürzungs- und Symbolverzeichnis

A.	Anhang
α	Irrtumswahrscheinlichkeit
DP	Tiefensickerung [%]
Ew	Eindringwiderstand [MPa]
FG	Frischgewicht [g]
Abb.	Abbildung
FK	Feldkapazität (P ∅ < 50 µm) [l/m³]
ΔGMD	Aggregatstabilität (Gewogener mittlerer Durchmesser)
ΔWG	Änderungen des Bodenwassergehaltes [%]
Ges.	Gesamtproben-/untersuchungsumfang
GPV	Gesamtporenvolumen [Vol.-%]
gri3	Regenwurmröhren mit einem Durchmesser 1-2 mm [Anzahl/m²]
gri4	Regenwurmröhren mit einem Durchmesser 2-5 mm [Anzahl/m²]
gri5	Regenwurmröhren mit einem Durchmesser > 5 mm [Anzahl/m²]
HOF1	Absoluter HORTON´scher Oberflächenabfluss [%]
HOF2	Verzögerter HORTON´scher Oberflächenabfluss [%]
Ind.	Individuen
ka	Luftleitfähigkeit [µm²]
KA4	Bodenkundliche Kartieranleitung (AG BODEN 1994)
kf	Gesättigte Wasserleitfähigkeit [cm/d]
LF	Elektrische Leitfähigkeit [mS/cm]
Max. WK	Maximale Wasserkapazität (GPV) [l/m³]
n	Stichprobenumfang
n.b.	nicht beprobt
P	Poren
p	Signifikanz (2-seitig)
r	Korrelationskoeffizient nach PEARSON
r_S	Rangkorrelationskoeffizient nach SPEARMAN
Rre	Regenwurmröhren
PBS	Prozess-Beurteilungsschema nach SCHERRER AG (2002)
Pd	Packungsdichte
ρt	Rohdichte trocken [g/cm³]
SOF1	Sofortiger gesättigter Oberflächenabfluss [%]
SOF2	Verzögerter gesättigter Oberflächenabfluss [%]

SOF3	Stark verzögerter gesättigter Oberflächenabfluss [%]
SSF1	Rasche laterale Fließprozesse im Boden [%]
SSF2	Verzögerte laterale Fließprozesse im Boden [%]
SSF3	Stark verzögerte laterale Fließprozesse im Boden [%]
s	Standardabweichung
Σ	Summe
Tab.	Tabelle
t0	Zeitpunkt vor den Beregnungsversuchen
t4	Viertes Beregnungsintervall eines Beregnungstages
THOF	Temporärer HORTON´scher Oberflächenabfluss [%]
Ver	Verschlämmungsneigung
V_r	Relativer Varianzkoeffizient [%]
$\bar{x}$	Arithmetischer Mittelwert
$\bar{x}_G$	Geometrischer Mittelwert

Verzeichnis des Anhangs

A. 4.1: Prozess-Beurteilungsschema für Acker, intensive, kurze Niederschläge und „normale“ Böden (untere Hälfte) und von Grund- und Stauwasser maßgeblich beeinflusste Böden A-1

A. 4.2: Prozess-Beuteilungsschema für Grünland, intensive, kurze Niederschläge und „normale“ Böden A-2

A. 4.3: Prozess-Beurteilungsschema für Grünland, intensive, kurze Niederschläge und maßgeblich von Grund- oder Stauwasser beeinflusste Böden A-3

A. 4.4: Prozess-Beurteilungsschema für Wald, extensive und intensive, kurze Niederschläge A-4

A. 5.1: Standorteigenschaften Greverath Acker 1 ..... A-5

A. 5.2: Standorteigenschaften Greverath Acker 2 ..... A-6

A. 5.3: Standorteigenschaften Greverath Acker 3 ..... A-7

A. 5.4: Bodenzoologische Kennwerte der Ackerversuchsflächen bei Greverath A-7

A. 5.5: Abflussganglinie Greverath Acker 1, 1. Beregnungstag A-8

A. 5.6: Abflussganglinie Greverath Acker 1, 2. Beregnungstag A-8

A. 5.7: Abflussganglinie Greverath Acker 2, 1. Beregnungstag A-9

A. 5.8: Abflussganglinie Greverath Acker 2, 2. Beregnungstag A-9

A. 5.9: Abflussganglinie Greverath Acker 3, 1. Beregnungstag A-10

A. 5.10: Abflussganglinie Greverath Acker 3, 2. Beregnungstag A-10
A. 5.11: Standorteigenschaften Greverath Grünland 1 ..... A-11
A. 5.12: Standorteigenschaften Greverath Grünland 2 ..... A-12
A. 5.13: Standorteigenschaften Greverath Grünland 3 ..... A-13
A. 5.14: Bodenzoologische Kennwerte der Grünlandversuchsflächen bei Greverath . A-13
A. 5.15: Abflussganglinie Greverath Grünland 1, 1. Beregnungstag A-14
A. 5.16: Abflussganglinie Greverath Grünland 1, 2. Beregnungstag A-14
A. 5.17: Standorteigenschaften Greverath Wald 1 ..... A-15
A. 5.18: Standorteigenschaften Greverath Wald 2 ..... A-16
A. 5.19: Standorteigenschaften Greverath Wald 3 ..... A-17
A. 5.20: Bodenzoologische Kennwerte der Waldversuchsflächen bei Greverath A-17
A. 5.21: Abflussganglinie Greverath Wald 1, 1. Beregnungstag A-18
A. 5.22: Abflussganglinie Greverath Wald 1, 2. Beregnungstag A-18
A. 5.23: Standorteigenschaften Idenheim Acker 1 ..... A-19
A. 5.24: Standorteigenschaften Idenheim Acker 2 ..... A-20
A. 5.25: Standorteigenschaften Idenheim Acker 3 ..... A-21
A. 5.26: Bodenzoologische Kennwerte der Ackerversuchsflächen bei Idenheim A-21
A. 5.27: Abflussganglinie Idenheim Acker 1, 1. Beregnungstag A-22
A. 5.28: Abflussganglinie Idenheim Acker 1, 2. Beregnungstag A-22
A. 5.29: Abflussganglinie Idenheim Acker 2, 1. Beregnungstag A-23
A. 5.30: Abflussganglinie Idenheim Acker 2, 2. Beregnungstag A-23
A. 5.31: Abflussganglinie Idenheim Acker 3, 1. Beregnungstag A-24
A. 5.32: Abflussganglinie Idenheim Acker 3, 2. Beregnungstag A-24
A. 5.33: Standorteigenschaften Idenheim Grünland 1 ..... A-25
A. 5.34: Standorteigenschaften Idenheim Grünland 2 ..... A-26
A. 5.35: Standorteigenschaften Idenheim Grünland 3 ..... A-27
A. 5.36: Bodenzoologische Kennwerte der Grünlandstandorte bei Idenheim A-27
A. 5.37: Abflussganglinie Idenheim Grünland 1, 1. Beregnungstag A-28
A. 5.38: Abflussganglinie Idenheim Grünland 1, 2. Beregnungstag A-28
A. 5.39: Abflussganglinie Idenheim Grünland 2, 1. Beregnungstag A-29
A. 5.40: Abflussganglinie Idenheim Grünland 2, 2. Beregnungstag A-29
A. 5.41: Abflussganglinie Idenheim Grünland 3, 1. Beregnungstag A-30
A. 5.42: Abflussganglinie Idenheim Grünland 3, 2. Beregnungstag A-30
A. 5.43: Standorteigenschaften Idenheim Wald 1 ..... A-31
A. 5.44: Standorteigenschaften Idenheim Wald 2 ..... A-32
A. 5.45: Standorteigenschaften Idenheim Wald 3 ..... A-33
A. 5.46: Bodenzoologische Kennwerte der Waldstandorte bei Idenheim A-33

A. 5.47: Abflussganglinie Idenheim Wald 1, 1. Beregnungstag A-34
A. 5.48: Abflussganglinie Idenheim Wald 1, 2. Beregnungstag A-34
A. 5.49: Abflussganglinie Idenheim Wald 2, 1. Beregnungstag A-35
A. 5.50: Abflussganglinie Idenheim Wald 2, 2. Beregnungstag A-35
A. 5.51: Abflussganglinie Idenheim Wald 3, 1. Beregnungstag A-36
A. 5.52: Abflussganglinie Idenheim Wald 3, 2. Beregnungstag A-36
A. 5.53: Paarvergleich (U-Test) der Infiltrationsraten in Greverath und Idenheim A-37
A. 5.54: Paarvergleich (U-Test) der Infiltration verfilzter, vertikutierter und filzfreier Grünlandstandorte A-37
A. 5.55: Paarvergleich (U-Test) der Aggregatstabilitäten A-38
A. 5.56: Rangkorrelationskoeffizienten nach SPEARMAN der bodenphysikalischen Kennwerte A-39
A. 5.57: Paarvergleich (U-Test) der Regenwurmröhren A-40
A. 5.58: Paarvergleich (U-Test) der Aktivitätsdichten A-40
A. 5.59: Paarvergleich (U-Test) der Regenwurmbiomassen A-41
A. 5.60: Paarvergleich (U-Test) der pH-Werte A-41
A. 5.61: Paarvergleich (U-Test) der C/N-Verhältnisse A-42

1 Einleitung

Zu den politisch geforderten und geförderten Maßnahmen zur Verringerung ökonomischer Schäden durch Hochwasserereignisse zählt der dezentrale Hochwasserschutz. Dabei wird unter anderem die gegenwärtige Intensität der Landnutzung mit einem verringerten Retentionsvermögen der Landschaft in Verbindung gebracht; in Extensivierungsmaßnahmen wird ein entsprechendes Potenzial zur Vermeidung von Hochwasserrisiken gesehen. Dabei ist zu beachten, dass einerseits hydrologische Simulationsmodelle zur Bewertung möglicher Landnutzungsszenarien eingesetzt werden, andererseits aber auf wissenschaftlicher Seite Defizite beim grundlegenden Erkenntnisstand über Abflussbildung und -konzentration zu konstatieren sind.

Der Fokus der vorliegenden Arbeit liegt auf der grundlegenden Prozessforschung zur Abflussbildung in der Mikroskale durch Beregnungsversuche und greift methodisch die Forderung nach mehr Erkenntnissen aus Geländeuntersuchungen auf (UHLENBROOK 2005; SIDLE 2006). In diesem Kontext bilden folgende offene Fragen der bodenhydrologischen Forschung Ansätze dieser Arbeit:

- Interaktion zwischen verschiedenen Porensystemen.
- Initiierung, Verlauf und Größenordnung von schnellen, lateralen Fließprozessen.
- Einfluss der räumlichen und zeitlichen Variabilität von Bodeneigenschaften und der Landnutzung auf die Abflussbildung.
- Bedeutung von Oberflächeneigenschaften (Hydrophobizität, Krustenbildung) auf die Abflussbildung.
- Identifikation quantifizierbarer Kriterien zur flächendistributiven Ausweisung dominanter Einflussfaktoren auf die Abflussprozessbildung.

2 Stand der Forschung

Die Vielfalt der komplexen Einflussfaktoren auf die Abflussbildung und die Hochwasserentstehung, die Fülle an Forschungsergebnissen aus nur bedingt generalisierbaren Einzeluntersuchungen mit variierenden Zeit- und Raumskalen sowie die vielfältigen methodischen Ansätze bodenkundlicher und hydrologischer Forschung lassen den Anspruch auf einen umfassenden Überblick zur Thematik scheitern. Dies macht zugleich das Problem der Wissenschaft deutlich, den Forderungen der Öffentlichkeit und Politik nach pauschalen Maßnahmen zur Minimierung der teils katastrophalen Auswirkungen von Hochwasserereignissen nachzukommen. Dieser Forderung gerecht zu werden setzt voraus, dass die Prozesse der Abflussbildung verstanden sind. Doch trotz großer Bemühungen der Hydrologie sind die Wege des Niederschlagswassers in der Landschaft im Detail längst nicht bekannt und eine allgemeingültige Theorie zur Abflussbildung existiert noch nicht (BLÖSCHL 2006; MENDEL 2000; UHLENBROOK 2005).

2.1 Abflussbildung

Unter Abfluss wird die Bewegung des Wassers auf und unter der Landoberfläche unter dem Einfluss der Schwerkraft verstanden. Der Abfluss ist neben der Verdunstung der zweite Hauptpfad, auf dem das Wasser ein Flusseinzugsgebiet verlässt. Neben der Vegetation ist es vor allem der Boden, der das Niederschlagswasser zwischenspeichert und mit zeitlicher Verzögerung wieder abgeben kann (MENDEL 2000; SYMADER 2001; WOHLRAB et al. 1992; Abb. 2.1).

Den Prozess der Sammlung des abflusswirksamen Niederschlages in die Abflussganglinie[1] aus einem Einzugsgebiet nennt die hydrologische Modelltheorie Abflusskonzentration, als Wirkung der Abflussbildung. Dabei ist nicht das gesamte Einzugsgebiet für den Abfluss verantwortlich, weshalb die einzelnen Teilflächen nach ihrem Einfluss auf den Gesamtabfluss gewichtet werden müssen. Die hydrologisch aktivsten Teilflächen sind meist in der Nähe des Vorfluters zu finden (GRAYSON & BLÖSCHL 2000, MENDEL 2000).

[1] Unter der Abflussganglinie versteht man die Darstellung von beobachteten oder berechneten Abflüssen für einen Pegelort in der Abfolge ihres zeitlichen Auftretens (WILHELM 1997).

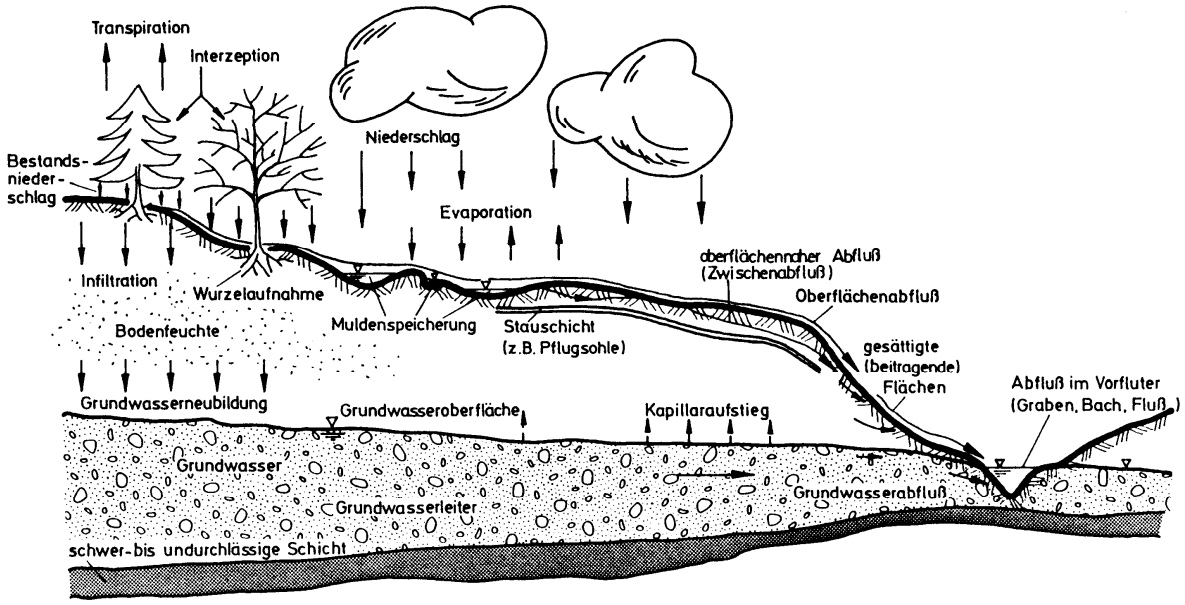


Abb. 2.1.: Hydrologische Prozesse an einem Hang (Quelle: BRONSTERT 1994)

2.1.1 Betrachtungsmaßstäbe

Es ist eine Frage des Betrachtungsmaßstabes, welche Rolle der Boden im Wasserhaushalt einer Landschaft spielt. In der Wasserhaushaltsgleichung für Zeiträume größer als zwanzig Jahre findet er keine Beachtung. Von der Jahres- bis zur Monatsbasis nimmt die Bedeutung des Bodenwassergehaltes zu. Im zeitlichen Betrachtungsmaßstab von Tagen und Stunden gelangt man von einer Bilanz- zu einer Prozessbetrachtung. Gleiches gilt für die räumliche Skala. Die kleinste räumliche Einheit ist die lokale Skala, die mit einer Größenordnung von 1 m² den Betrachtungsmaßstab für die primär vertikalen Fließprozesse in einem Bodenmonolith darstellt. In der Hangskala (ha) gewinnen laterale Abflussprozesse an Bedeutung, die durch die Heterogenität des Untergrundes und die Variabilität der kleinräumig wechselnden Feuchtebedingungen geprägt sind. Als wesentliche neue Einflussgröße tritt im Einzugsgebietsmaßstab das Gewässernetz hinzu. Mit zunehmender Einzugsgebietsgröße gewinnt die zeitliche und räumliche Variabilität des Niederschlages an Bedeutung, ebenso der Einfluss des Gewässernetzes auf den Verlauf der Hochwasserwelle, wohingegen der Einfluss der flächenhaften Gebietseigenschaften bzw. der Abflussbildungsprozesse am Hang immer mehr in den Hintergrund treten (BLÖSCHL & SIVAPALAN 1995; BRONSTERT et al. 1995; KIRKBY 1988; SYMADER 2001; UHLENBROOK 2005).

2.1.2 Abflussprozesse an der Bodenoberfläche

Unter *Infiltration* wird die Bewegung des Sickerwassers von oben in den Boden verstanden und deren Verlauf durch die Infiltrationsrate gekennzeichnet. Diese gibt die Wassermenge an, die je Zeiteinheit versickert. Maßgebend für den Verlauf der Infiltration ist die Wasserleitfä-

higkeit der Bodenoberfläche; sobald diese durch Zerstörung der Aggregate, Verschlämmung und danach Bildung einer Kruste herabgesetzt wird, nimmt die Infiltration stark ab (SCHEFFER 2002).

Kann nur wenig Wasser infiltrieren, werden Oberflächenabflussprozesse in Gang gesetzt. HORTON (1933) hat den Oberflächenabfluss als Infiltrationsüberschuss erklärt. Bei hoher Niederschlagsintensität und gering durchlässigen Böden kann bereits kurz nach Niederschlagsbeginn kaum mehr Wasser in den Boden infiltrieren, so dass *absoluter HORTON´scher Oberflächenabfluss* (HOF1) auftritt. Ist die Niederschlagsintensität geringer oder der Boden durchlässiger, so kann der Boden vorerst noch sämtliches Wasser aufnehmen. Aufgrund der zunehmenden Befeuchtung des Bodens nimmt die Infiltrationsrate jedoch ab, und es entsteht zeitlich *verzögerter HORTON´scher Oberflächenabfluss* (HOF2). Oberflächenabfluss, der aufgrund zeitweilig im Boden herrschender Infiltrationshemmnisse entsteht, wird als *temporärer HORTON´scher Oberflächenabfluss* (THOF) bezeichnet. Infiltrationshemmnisse können bei starker Austrocknung durch den Benetzungswinkel der Bodenpartikel, aber auch durch chemische Substanzen, wie sie in hydrophoben Humusformen vorkommen, entstehen (MENDEL 2000).

Wird die Speicherkapazität eines Bodens durch Sättigung erschöpft, fließt jede weitere Wasserzugabe unabhängig von der Niederschlagsintensität oberflächlich ab. Randbedingungen für das Auftreten des *gesättigten Oberflächenabflusses* (SOF) sind im Gegensatz zum *HORTON´schen Oberflächenabfluss* eher gute Infiltrationseigenschaften sowie eine geringe Speicherkapazität und ein geringes laterales Transportvermögen des Bodens. Ursachen für geringes laterales Transportvermögen sind konvergierender Fluss im Untergrund, Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit oder Abnahme der Hangneigung in Verbindung mit einem stauenden Horizont an der Basis. Deswegen tritt Sättigungsoberflächenabfluss bevorzugt in Vorfluternähe, Mulden und am Hangfuß auf. Der Fluss im Boden in Richtung Vorfluter wird zurückgestaut und der Wasserspiegel steigt über die ganze Hanglänge bis an die Bodenoberfläche und sättigt diese großräumig. Es kommt Wasser zum Abfluss, das bereits einmal infiltriert war und als Return Flow wieder an die Erdoberfläche tritt, sowie Niederschlag, der direkt auf die gesättigte Fläche fällt (PESCHKE 2001; UHLENBROOK & LEIBUNDGUT 1997; ZUIDEMA 1985).

2.1.3 Wasserbewegung im Boden

Das durch Niederschlag dem Boden zugeführte Wasser wird zum Teil von den Poren gegen die Einwirkung der Schwerkraft festgehalten, zum Teil als Sickerwasser in tiefere Zonen verlagert. Hierbei wird im Boden bereits vorhandenes Wasser durch das Sickerwasser verdrängt und damit selbst zum Sickerwasser. Das Sickerwasser bewegt sich dabei in den Grobporen

(P ∅ > 10 µm). Das im Boden verbleibende Wasser in den Mittel- und Feinporen (P ∅ < 10 µm) wird als Haftwasser bezeichnet. Das Wasser im Boden ist selten in einem statischen Gleichgewicht, weil Niederschläge und Evapotranspiration das Einstellen eines Potenzialgleichgewichts immer wieder unterbrechen. Es ist vielmehr meist in Bewegung in Richtung auf das niedrigste Potenzial. Das Ausmaß der Wasserbewegung ist abhängig von dem antreibenden Potenzialgefälle und der Wasserleitfähigkeit des Bodens (SCHEFFER 2002).

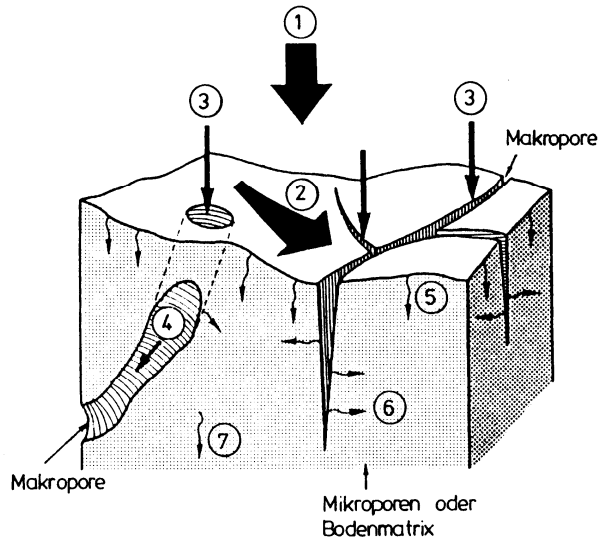


Abb. 2.2: Teilprozesse der Infiltration (Quelle: BRONSTERT 1994)

1) Niederschlag; 2) Oberflächenabfluss; 3) Sickerung in die Makroporen; 4) Sickerung in den Makroporen; 5) Sickerung in die Mikroporen durch die Bodenoberfläche; 6) Sickerung von den Makroporen in die Mikroporen; 7) Sickerung in den Mikroporen

Vereinfachend werden schnelle und langsame Fließprozesse durch eine Unterteilung des Porensystems in Makro- und Mikroporen unterschieden (Abb. 2.2). Zur mathematischen Beschreibung des *Mikroporenflusses* wird oft auf die RICHARDS-Gleichung zurückgegriffen. Ist die Niederschlagshöhe kleiner als die mögliche Infiltrationsrate der Bodenmatrix, dringt Wasser sofort in den Boden ein, sofern noch keine Sättigung vorliegt. Die Wirkung der Makroporen ist in diesem Fall noch unbedeutend. Die Geschwindigkeit der Wasserbewegung hängt von der lokalen Durchlässigkeit des Bodens, der Körnung, der Porosität und vom Potenzialgradienten ab. Der Matrixfluss kommt in Hängen vor, in deren Böden auch hohe Niederschlagsintensitäten infiltrieren können. Da aber die Fließgeschwindigkeiten in der Bodenmatrix sehr klein sind, trägt der oberste Teil eines Hanges erst zum Abfluss bei, wenn ein Starkniederschlagsereignis bereits aufgehört hat. Er bildet den Rezessionsast der Abflussganglinie und kann zumindest teilweise auch den Basisabfluss bilden. Während bei Mikroporen von einer laminaren, homogenen Bewegung ausgegangen wird, verläuft die Wasserbewegung in Makroporen hingegen turbulent, heterogen und anisotrop (SCHILDKNECHT & SCHNEIDER 1987; UHLENBROOK & LEIBUNDGUT 1997; ZUIDEMA 1985). Wegen der Schwierigkeit zur Beschreibung der Makroporenflüsse bleibt die Modellierung des Bodenwasserhaushaltes oft nur auf eine Beschreibung der Matrixwasserflüsse beschränkt. Trotzdem müssen für eine umfassende Beschreibung sowohl der Hanghydrologie als auch für die Hochwassergenese in Einzugsgebieten die auf Makroporen zurückführbaren Prozesse berücksichtigt werden (BRONSTERT 1994).

Der *Makroporenfluss* unterliegt nur der Schwerkraft und kann vertikal oder lateral erfolgen. Makroporen entstehen durch Wurzelgänge, Aktivität von Bodentieren, Schrumpfrisse und Klüfte infolge physikalischer Prozesse (GERMANN 1980). Voraussetzung für Makroporenfluss ist, dass mehr Wasser z.B. durch Infiltration angeliefert wird als die Mikroporen aufnehmen können (ZEPP & HERGERT 2001). Bei Starkniederschlägen bildet sich an der Bodenoberfläche ein mit der Zeit anwachsender Wasserfilm, wodurch das Niederschlagswasser den durch die Makroporen gebildeten Senken zufließt. Das Wasser füllt dann schnell die Makroporen und gelangt durch sie in tiefere Bodenschichten (Abb. 2.3; BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996). In der bodenkundlichen Fachliteratur werden diese Makroporen als sekundäre Grobporen bezeichnet und somit genetisch von den primären Grobporen unterschieden. Der Durchmesser dieser sickerwasserführenden Poren wird mit einem Durchmesser > 0,01 mm angegeben (AG BODEN 1994, SCHEFFER 2002). Dazu im Widerspruch stehend, wird bei der Definition von Makroporen oft auf die Arbeitshypothese von BEVEN & GERMANN (1980) zurückgegriffen, die sie mit einem Durchmesser > 3 mm definieren. Unabhängig hiervon herrscht aber Konsens, dass sekundäre Grobporen bevorzugte Fließwege für Wasser und darin gelöste Stoffe im Boden darstellen (DEMUTH & HILTPOLD 1993; GERMANN 1991, 1999; SCHWARZ & KAUPENJOHANN 2001). Insbesondere den Regenwurmröhren wird als präferentielle Fließwege eine große Bedeutung beigemessen (BOUMA et al. 1982; CARTER et al. 1982; EDWARDS et al. 1979, 1990; TROJAN & LINDEN 1992; WEILER 2001; ZEHE 1999). Makroporen können Wasser über längere Distanzen auch durch ungesättigte Zonen transportieren. Dabei infiltriert nur ein Teil des Wassers aus den Makroporen durch die gesättigte Wandung in die sie umgebende Bodenmatrix, abhängig von der Durchlässigkeit der Makroporenwandung. Sind die Makroporen mit Wasser gefüllt, so besteht an den Makroporenwandungen ein positives Bodenwasserpotenzial. Falls die Bodenmatrix nicht gesättigt ist, kann ein Teil des Wassers aus den Makroporen in die Bodenmatrix fließen. Umgekehrt kann das Wasser auch aus der Bodenmatrix in die Makroporen eintreten, falls die Bodenmatrix gesättigt und ihr Matrixpotenzial größer als das Bodenwasserpotenzial in den Makroporen ist (MOSLEY 1982; ZUIDEMA 1985). Obwohl der Anteil der Makroporen am Gesamtporenvolumen gering ist, leiten sie aufgrund ihrer großen Transportkraft kurzfristig ein relativ großes Wasservolumen ab. Für Böden mit geringer oder

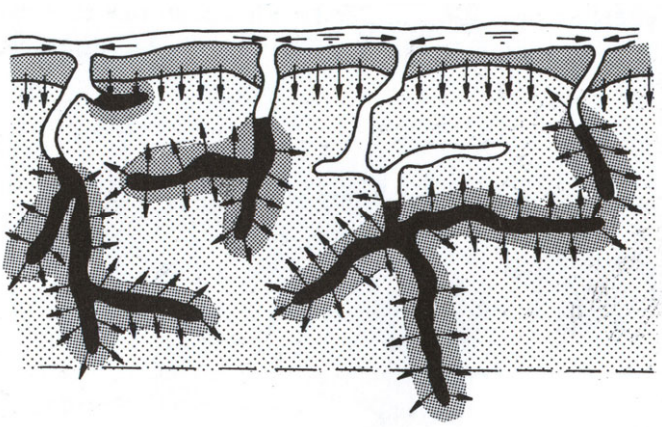


Abb. 2.3: Makroporeninfiltration bei Starkniederschlägen (Quelle: BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996, verändert)

zeitweise reduzierter Leitfähigkeit erfolgt ein Großteil der Infiltration über dieses Porensystem (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996).

Problematisch ist die Zuordnung von Fließwegen im Boden zu einem Abfluss(bildungs-)prozess. In der Fachliteratur werden Begriffe wie Subsurface Flow, Subsurface Stormflow, Interflow, Preferential Flow, Zwischenabfluss, Pipe Flow, Bypass Flow, Makroporenfluss zum Teil synonym verwendet und nicht eindeutig definiert. Das IHW (2000) ordnet laterale Fließprozesse im Boden dem *Subsurface Flow* (SSF) zu. Er tritt auf, wenn die hydraulische Leitfähigkeit mit der Tiefe sprunghaft oder kontinuierlich abnimmt. Perkolierendes Wasser wird mit wachsender Tiefe gehemmt und fließt lateral ab, wobei es dem geringeren Fließwiderstand in den oberen Bodenhorizonten folgt (PESCHKE 2001). MC DONNEL (1990) geht von einer Wechselwirkung zwischen schnellem Durchfluss und Austausch von altem Wasser aus. Schnelle Fließvorgänge, unter Umgehung der Bodenmatrix, führen zu hohen Infiltrationsraten und einem schnellen Anstieg des lokalen Grundwasserspiegels an wasserstauenden Schichten. Dies führt zu direktem Zufluss alten, an der wasserstauenden Schicht gespeicherten Bodenwassers ins Gewässer entlang von Röhren (Abb. 2.4). BRONSTERT (2001) fasst unter schnell reagierendem unterirdischem Abfluss (Subsurface Stormflow) nicht nur den Fluss in bevorzugten Fließwegen zusammen, sondern auch die ereigniswirksame hydraulische Reaktion eines zusammenhängend gesättigten Wasserkörpers auf infiltrierendes Niederschlagswasser. Gute Bedingungen hierfür sind eine in hangabwärtiger Richtung hohe hydraulische Leitfähigkeit des Bodens über einer geringdurchlässigen Basis sowie gute Infiltrationseigenschaften;

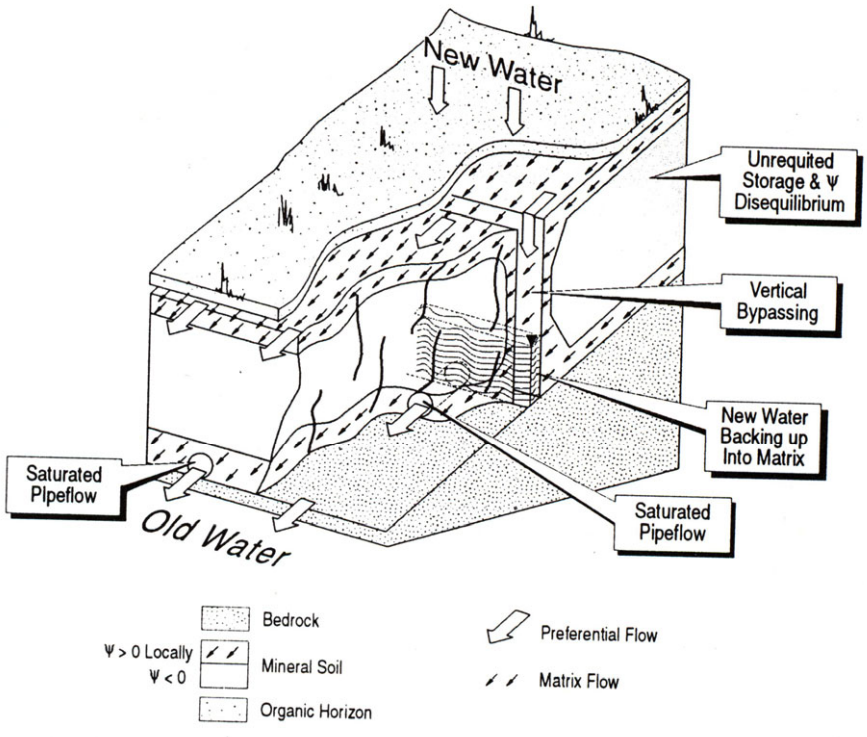


Abb. 2.4: Mechanismen des Subsurface Flow (Quelle: SCHRÖDER 2000)

das Ergebnis ist ein rasches Auspressen großer Mengen „alten“ Wassers am Hangfuß. Der Vorgang ist mit den Begriffen Piston Flow Effect sowie Kinematic Pressure Wave Effect belegt worden (BURT 1989; BEVEN 1989; LIU & TODINI 2002; WILLIAMS et al. 2002).

In den Boden infiltriertes Wasser kann als Matrixfluss und/oder über präferentielle Fließwege in einen durchlässigen geologischen Untergrund weitersickern (*Tiefensickerung*, DP) und somit zur Grundwasserneubildung beitragen (SCHERRER 2004).

2.1.4 Einflüsse des Substrates auf die Abflussbildung

Das Substrat liefert über seine Korngrößenzusammensetzung einen wesentlichen Ausgangspunkt für die primäre Porosität in Abhängigkeit von der Lagerungsdichte und somit für die potenzielle Infiltrationskapazität, Wasserleitfähigkeit und -speicherkapazität. Sandige Substrate weisen texturbedingt eine konträre Porengrößenverteilung zu tonigen Substraten auf; lehmige und schluffige zeigen ein eher ausgewogenes Verhältnis der Porenklassen (SCHEFFER 2002). Dem Zusammenhang zwischen Bodenart und Wasserleitfähigkeit/-speicherkapazität in Abhängigkeit von der Bodendichte wird in Tabellenwerten der KA4 (AG BODEN 1994) Rechnung getragen.

Auch der Grobbodenanteil eines Substrates hat Einfluss auf die Wasserspeicherkapazität, da Grobboden in der Regel kein Wasser speichern kann. Bei der Ableitung der Feldkapazität aus der KA4 wird deshalb ein Korrekturfaktor vorgeschlagen, wodurch die Wasserspeicherkapazität in Abhängigkeit vom Grobbodenanteil reduziert wird. Von großer Bedeutung ist dieser Zusammenhang bei der hydrologischen Modellanwendung unter Einbeziehung bodenkundlicher Sekundärdaten (Bodenkarten, Bodenschätzung etc.), da Angaben über den Grobbodenanteil selten detailliert erfasst werden. Hierdurch können Modelle, deren Speichergrößen nicht mit dem Grobbodenanteil korrigiert worden sind, zu keinem befriedigendem Ergebnis führen, da die durch den Speicher gesteuerten Prozesse (Oberflächen-, Zwischenabfluss, etc.) viel früher und mit anderen Intensitäten eintreten würden als ohne Korrektur (SCHOBEL et al. 2003). Nach den Untersuchungen von HANTSCHEL et al. (1992) führen Steine im Boden aufgrund der durch sie bedingten Reduzierung des durchflossenen Porenvolumens zu einem schnelleren Wassertransport. Zusätzlich ist der Einfluss der Anordnung der Steinoberflächen zur Fließrichtung von großer Bedeutung für das Auftreten von Schichtfließen. Substrate mit einem hohen Grobbodenanteil, wie es für Hangschutt, periglazialen Solifluktionsschutt oder lockeres Moränenmaterial typisch ist, werden als hochdurchlässige Bereiche eingestuft. Sie führen zu schnellen lateralen Abflüssen im Boden, begünstigt durch eine gering durchlässige Schicht im Liegenden (BRONSTERT 1994).

Die Substratschichtung hat auch unabhängig vom Grobbodenanteil einen starken Einfluss auf die Abflussbildung. Die meisten Ausgangssubstrate der Böden wurden im Pleistozän abgela-

gert und/oder überprägt und sind somit für die Bodenbildung und den Wasserhaushalt entscheidend. Die durch solifluidale und aquatisch-denudative Prozesse sowie durch äolische Akkumulation entstandenen Lockergesteinsdecken werden nach dem ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN GESELLSCHAFT (1998) als Lagen definiert. Sie beeinflussen mit ihrer Zusammensetzung und ihrem Aufbau die Infiltration sowie die Bewegung des Hangwassers. Meist bildet in den Mittelgebirgen eine dichte Basislage mit Resten tertiärer Verwitterung den Wasserstauer, während die lockere Hauptlage durch die Lössbeimischungen über eine hohe Feldkapazität und günstige Infiltrationseigenschaften verfügt (EITEL 1999; FELIX-HENNINGSEN 1990) und somit die Grundlage lateraler Fließprozesse im Boden darstellt.

Das Substrat liefert zusätzlich Hinweise für die Verschlämmungsneigung und somit für die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Oberflächenabfluss, variiert durch den Anteil kittender Substanzen. So werden feinsandige und schluffreiche Substrate als besonders erosionsanfällig eingestuft (AG BODEN 1994; ROTH 1998).

2.1.5 Einflüsse der Landnutzung auf die Abflussbildung

Der Einfluss der Landnutzung auf das Abflussgeschehen wird in der hydrologischen Literatur anhand der Nutzungsformen in folgende Reihenfolge abnehmender flächenspezifischer Hochwasserabflüsse gebracht: Acker > Grünland > Wald. Die Landnutzung und naturräumliche Ausstattung steuern dabei die Aufteilung der Wasserflüsse in Oberflächen-, Zwischen- und Grundwasserabfluss (DVWK 1999). FELDWISCH et al. (2002) weisen aber darauf hin, dass sich einzelne Nutzungsmaßnahmen nicht pauschal in abflussfördernd oder abflussmindernd unterteilen lassen. Die Bandbreite und das Wechselspiel zwischen Maßnahmenausgestaltung, naturräumlichen Gegebenheiten sowie Ereigniseigenschaften machen eine fallspezifische Beurteilung notwendig. Gleichwohl lassen sich einige charakteristische Auswirkungen von Landnutzungsmaßnahmen auf das Abflussgeschehen aus dem derzeitigen Erkenntnisstand ableiten. Die Landnutzung stellt somit eine Einflussgröße dar, die unter Umständen beeinflusst werden kann, um den Gebietsrückhalt zu erhöhen und damit zu einer Hochwasserverminderung beizutragen (UHLENBROOK & LEIBUNDGUT 1997).

2.1.5.1 Ackernutzung

In der öffentlichen, politischen und wissenschaftlichen Diskussion wird die konventionelle Ackernutzung ursächlich mit der Zunahme an schadhaften Hochwasserereignissen in Verbindung gebracht. So sieht der Entwurf des Gesetzes zur Verbesserung des vorbeugenden Hochwasserschutzes vor, den Ackerbau langfristig aus den Überschwemmungsgebieten zu verlagern (BMU 2004) und auch die EU plant ein über die EU-Wasserrahmenrichtlinie hinausge-

hendes Hochwasserrisikomanagement unter Einbeziehung der Landwirtschaftspolitik (KOMMISSION DER EUROPÄISCHEN GEMEINSCHAFTEN 2004).

Der wichtigste Eingriff der Ackernutzung ist das Fehlen einer ganzjährig geschlossenen Vegetationsdecke. Durch Niederschläge kann die ungeschützte Bodenoberfläche mehr oder weniger stark verschlämmt werden. Dabei führen die Aufprallkräfte der Regentropfen durch Druck und Absprengung von Bodenpartikeln zu einer oberflächennahen Verdichtung der Krume. Die Stabilität der Aggregate gegenüber dem Tropfenaufprall ist von den Ton-, Humus- und Sesquioxidgehalten, dem Kationenbelag, der biotischen Aktivität und von der Bodenfeuchte abhängig. Es bildet sich eine dünne Oberflächenkruste, die eine erhöhte Lagerungsdichte und eine stark verminderte Porosität aufweist. Die oberflächennahe Abnahme der Porosität verursacht eine Verminderung der gesättigten Wasserleitfähigkeit, so dass Verschlämmungen als eine wesentliche Ursache für die Bildung von Oberflächenabfluss auf unverdichteten Ackerkrumen anzusehen sind (AUERSWALD 1998; DUTTMANN 2001; PREUSCHEN 1992; ROTH et al. 1995). Grundsätzlich ist der Bodenabtrag eine unvermeidbare Begleiterscheinung des Ackerbaus in Hanglagen, von der die Böden je nach Bodenart, Relief und Klima in unterschiedlichem Ausmaß betroffen sind (DIEZ 1982).

Bodenverdichtungen als Folge der Befahrung und Bearbeitung von Böden sind ein intensiv untersuchtes Problemfeld. Durch eine Verdichtung des Bodens sinkt der Porenanteil im Boden bei gleichzeitiger Zunahme des Volumens der festen Phase. Durch eine Scherung kommt es zu einer durch Belastung hervorgerufenen Veränderung der Porenfunktionen bei gleicher Porenanzahl, aber veränderter Porenkontinuität. Beides sind Folgen der mechanischen Belastung von Böden, die als Bodenverformung bezeichnet werden. Hierdurch wird neben den Leitfunktionen der Poren auch die speicherbare Wassermenge verringert (HARTGE 2000; HORN & HARTGE 2001a, b; HORN & ROSTEK 2000). Die verwendeten Maschinen sind größer und schwerer geworden. Dadurch pflanzt sich der Druck trotz breiterer Bereifung tiefer in den Unterboden fort und führt zur Reduzierung des Grobporenvolumens. Die Verdichtung führt auch dazu, dass Wurzeln und Regenwürmer die verdichteten Horizonte weniger durchporen können und dadurch die Sickerfähigkeit weiter zurückgeht. Darüber hinaus ermöglicht die erhöhte Zugkraft der Schlepper eine Bodenbearbeitung bei zu feuchtem Zustand, wodurch wiederum Verdichtungen entstehen (Foto 2.1). Sie sind in Großbetrieben weiter verbreitet als in kleinen, auf Schluff- und Lehmböden verbreiteter und gravierender als auf skelettreichen oder sandigen Böden, in Intensivbetrieben wahrscheinlicher als in Extensivbetrieben (SCHRÖDER 1995). Die konventionelle Bodenbearbeitung mit dem Pflug erhöht das Grobporenvolumen der Krume, kann aber gleichzeitig zu einer Verminderung des luftführenden Porenvolumens an der Krumenbasis führen. Durch bearbeitungsbedingte Einregelungsvorgänge kann eine Pflugsohlenverdichtung hervorgerufen werden (BEISECKER et al. 1991). Sie entsteht

Foto 2.1: Bodenverdichtung durch Ackernutzung

besonders dann, wenn der Boden im feuchten oder nassen Zustand mit schweren Maschinen oder stark rüttelnden Maschinen befahren wird. Vor allem wirkt das in der Furche laufende Schlepperrad verdichtend. Im stark mechanisierten Ackerbau sind anthropogene Unterbodenverdichtungen zunehmend verbreitet (BOGUSLAWSKI 1981). Ein einmal verdichteter Boden ist zwar oberhalb der Pflugsohle durch das Pflügen wieder aufzubrechen, bei gleichzeitiger Zerstörung der natürlichen Bodenstruktur unterhalb der Pflugsohle ist die Bodendeformation aber als weitestgehend irreversibel komprimiert zu klassifizieren. Auch eine tiefreichende Wiederauflockerung des Bodens als mögliche Meliorationsmaßnahme kann bei gleichzeitiger Beibehaltung der Landnutzung und der landwirtschaftlichen Bearbeitungssysteme nichts an der Eigenstabilität der Böden ändern (HORN et al. 2002).

Der als Folge von Verschlämmung und Bodenverdichtung auftretende Oberflächenabfluss tritt selten flächenhaft auf, sondern wird vielmehr durch Reliefeigenschaften oder als Folge der Bewirtschaftung konzentriert (Wege, Fahrspuren, Vorgewende, Ackerrandfurchen; PRASHUN 1991; Fotos 2.2 - 2.4).

Eingriffsmöglichkeiten und Maßnahmen zur Verringerung oder Vermeidung von Bodenerosion und -verdichtung sind bekannt, wissenschaftlich hinreichend belegt und durch das Bundes-Bodenschutzgesetz zum Teil vorgeschrieben. § 17 Abs. 2 BBODSCHG (1998) enthält die in der landwirtschaftlichen Bodennutzung zu beachtenden Grundsätze der guten fachlichen Praxis. Diese betreffen im Wesentlichen Vorsorgeaspekte im Hinblick auf die physikalische Beschaffenheit des Bodens. Die negativen Einflussfaktoren der landwirtschaftlichen Bodennutzung auf das Abflussgeschehen und Gegenmaßnahmen wurden vom DVWK (1999) zusammengefasst.

Das LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT RHEINLAND-PFALZ (2001a, b) hat darüber hinaus eine umfangreiche Materialsammlung zur schonenden Bewirtschaftung in der Landwirtschaft

Foto 2.2: Oberflächenabfluss auf einem Acker bei Idenheim

Foto 2.3: Oberflächenabfluss in einer Fahrspur auf einem Acker bei Idenheim

Foto 2.4: Oberflächenabfluss im Vorgewende eines Ackers bei Idenheim

vorgelegt. Maßnahmengruppen in der Landwirtschaft bilden die Bodenbearbeitung und Bestellung (konservierende Bodenbearbeitung, Mulch- oder Direktsaat), die Fruchtfolgegestaltung (unter Berücksichtigung der Flächenstilllegung), die Flurgestaltung (Landschaftsstrukturelemente, Gewässerrandstreifen, Schlaggrößen) und die künstliche Entwässerung (Dränung, Grabenentwässerung).

Die Maßnahmen dienen überwiegend der Wiederherstellung der natürlichen Infiltrations- und Retentionspotenziale der bewirtschafteten Böden. Allerdings basieren die Erkenntnisse auf Untersuchungen zum Abflussgeschehen auf Parzellen- oder Schlagebene. Über die Auswirkungen dieser Maßnahmen auf Einzugsgebietsebene fehlen Untersuchungen weitgehend. Somit sind dezidierte Aussagen zur Änderung des Abflussgeschehens durch solche Maßnahmen nicht sicher möglich (FELDWISCH et al. 2002).

2.1.5.2 Grünlandnutzung

Oberflächenabfluss und Erosion sind im Allgemeinen auf Grünlandflächen weitaus geringer als auf Ackerland, denn der Boden ist ganzjährig von Pflanzen bedeckt und insofern vor Verschlämmung geschützt. Dennoch kann Oberflächenabfluss auftreten, wenn in Hanglagen Narbenschäden und Bodenverdichtungen (auf Weiden infolge zu hoher Trittbelastung; Fotos 2.5-2.6) auftreten, wodurch bei Starkniederschlägen die Infiltrationskapazität des Bodens überschritten werden kann (HORN 1985; SAUER & FELDWISCH 1997; SAUER 1998). In schwach geneigten oder ebenen Lagen der Auen dominiert auf Grünland der Sättigungsoberflächenabfluss (DVWK 1999).

Maßnahmen zur schonenden Bewirtschaftung von Grünlandflächen betreffen überwiegend die Begrenzung der Befahrung hinsichtlich Last und Zeitpunkt, der Tränke- und Zufütterungsplätze sowie eine sorgfältige Narbenpflege (LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT RHEINLAND-PFALZ 2001b).

Foto 2.5: Verdichtung durch Viehtritt auf Grünland bei Idenheim

Foto 2.6: Festgefahrener Schlepper auf Grünland bei Greverath

2.1.5.3 Waldnutzung

Unter forstlicher Nutzung sinkt im Vergleich zur landwirtschaftlichen Flächennutzung die Abflussspende als Folge geringerer Sickerwasserraten, da deutlich höhere Verdunstungsraten erreicht werden. Forstwirtschaftliche Maßnahmen steuern über die Baumartenwahl und -zusammensetzung vor allem die Verdunstung und auf diese Weise über die Versickerung, den Zwischenabfluss und die Grundwasserneubildung den Gebietsabfluss. Die Folgen der luftverunreinigungsbedingten Waldschäden auf den Gebietsabfluss werden auf eine verminderte Interzeptionsverdunstung infolge verringerter Benadelung bzw. vorzeitigen Laubfalls zurückgeführt. Auch ein Rückgang der Transpiration aufgrund von Verlusten aktiver Feinwurzeln zählt hierzu. Oberflächenabfluss tritt in der Regel im Wald nicht auf; nur in Verbindung mit

sehr flachgründigen oder vernässten Standorten, Windwurf- oder Kahlschlagflächen, Bodenverdichtungen im Rückebereich (Foto 2.7) und Waldwegen kann nennenswerter Oberflächenabfluss beobachtet werden (DVWK 1999; WOHLRAB et al. 1992).

Foto 2.7: Waldbodenbefahrung mit einem Forwarder

Bodenverdichtungen sind aber nicht nur auf Rückegassen beschränkt. Durch die Windbelastung der Kronen und die dadurch ausgelöste Schwingung kommt es im Wurzelbereich zu einem Wechsel von Zug- und Druckkräften, die zu irreversiblen Verdichtungen führen können (HARTGE & BOHNE 1985). Unter Fichten kann es nicht nur zu plattigen Verdichtungen unterhalb des Wurzeltellers, sondern auch zu Gefügeverfall bei Wassersättigung durch Verknetung kommen (HAGER 1989). Die zunehmende Rationalisierung der Waldarbeit durch immer effizientere Maschinen stellt eine Notwendigkeit dar, um im internationalen Wettbewerb bestehen zu können. Gleichzeitig können durch immer schwerere Maschinen tiefgreifende Bodenschäden verursacht werden. Druck- und Scherkräfte führen zu bleibenden Verformungen, die sich in einer Abnahme des Porenvolumens und einer Zunahme der Porendiskontinuität äußern. Negative Veränderungen der ökologischen Bodenfunktionen behindern die Wurzelaktivität und gefährden damit die nachhaltige Nutzung der forstlichen Standorte. So zählt die Flächenräumung zu den immer noch gängigen Methoden der Flächenaufbereitung. Auch Verfahren zur Bodenrestauration und mechanisierte Pflanzverfahren zur Aufforstung von Windwurfflächen können negative Auswirkungen auf den Standort haben (Foto 2.8). Durch das mehrmalige Überfahren der Fläche kommt es zur mechanischen Zerstörung der Bodenstruktur und zu Bodenverdichtung. Vor allem im Zeitraum der Frühjahrsfeuchte, in dem die Mehrzahl forstwirtschaftlicher Eingriffe stattfindet, sind an der plastischen Verformung beim

Foto 2.8: Verdichtete und vernässte Fahrspur durch mechanisierte Pflanzverfahren

Befahren immer sowohl Verdichtung mit einer Erhöhung der Kontaktanzahl als auch viskoses Fließen beteiligt (BENTHAUS & MATTHIES 1993; HILDEBRAND 1983, 1987, 1998; HILDEBRAND & WIEBEL 1981, 1986; SCHOBEL et al. 1997; SCHÜLER et al. 2003).

Die Förderung ökologisch stabiler und elastischer Waldökosysteme wird vom LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT RHEINLAND-PFALZ (2001c) als Grundvoraussetzung für die Erhaltung und Förderung der Leistungsfähigkeit des gesamten Naturhaushaltes des Waldes angesehen. Die forstliche Bewirtschaftung soll somit auch ein möglichst hohes Retentionsvermögen für Wasser und einen zeitlich verzögerten Abfluss aus dem Wald ermöglichen. Erreicht werden soll dies durch eine Bewirtschaftung im Rahmen des naturnahen Waldbaus, die Reduktion jeglicher Bodenbearbeitung auf punktuelle Eingriffe, die Entwässerung des Waldwegenetzes in angrenzende Waldbestände und die Erhaltung von Bruchstandorten und Feuchtbiotopen.

2.1.5.4 Landeskulturelle Maßnahmen

Mit Hilfe der Flurbereinigung wurden große, maschinell leicht zu bewirtschaftende Flächen geschaffen. Hierbei wurden die Oberflächenformen der Landschaft (z.B. durch Wegebau und Nivellierung von Terrassenkanten) verändert, das Bodenprofil mitunter erheblich verkürzt sowie gliedernde Elemente wie Baumgruppen, Heckenränder und Ödlandstreifen beseitigt. Man kann davon ausgehen, dass diese Eingriffe das Retentionsvermögen der Landschaft beeinträchtigen und den Abflussprozess insgesamt beschleunigen (MENDEL 2000). BRONSTERT et al. (1995) beklagen in einer Literaturstudie den geringen Wissensstand über den Einfluss von Flurbereinigungen auf den Wasserkreislauf. Über die Auswirkungen einzelner Maßnahmen der Flurbereinigung können im Einzugsgebietsmaßstab derzeit keine quantitativen Angaben gemacht werden.

Entwässerungsmaßnahmen greifen nicht nur in den Bodenwasserhaushalt ein, sondern beeinflussen vielfach auch das Abflussgeschehen auf Einzugsgebietsebene, weil drainierte Flächen eine höhere Wasserspeicherung aufweisen. Darüber hinaus wird der Oberflächenabflussbeginn hinausgezögert und das Oberflächenabflussvolumen reduziert. Gleichzeitig können jedoch schnelle unterirdische Abflusskomponenten beschleunigt werden, wodurch die Wirkung der Entwässerung gegenläufig sein kann, da der Drainabfluss in der Regel hydraulisch schnell an das Vorfluternetz angebunden ist (DVWK 1999).

Generell wird die Abflussbildung mit steigendem Versiegelungsgrad gefördert. Wege und sie begleitende Gräben können je nach ihrer bautechnischen Ausführung als bevorzugte Transportbahnen wirken und den Zufluss zu den Wasserläufen beschleunigen (JOHANNES 1998; Foto 2.9). Um eine Abflussverschärfung im Vorfluter zu vermeiden, sollten Gräben nicht direkt an den Vorfluter angeschlossen sein, sondern vorher zur Versickerung gebracht werden

(DVWK 1999; WOHLRAB et al. 1992). Allerdings weisen UHLENBROOK & LEIBUNDGUT (1997) in diesem Zusammenhang auf das Prinzip der Vorentlastung hin, bei dem ein Teil des Abflusses schnell abgeführt werden kann, bevor die eigentliche Hochwasserwelle kommt.

Foto 2.9: Oberflächenabfluss auf geteertem Weg bei Idenheim

2.2 Die Untersuchung und Identifikation von Abflussprozessen

Die Lösung der Frage nach den exakten Wegen des Niederschlagswassers in der Landschaft wird durch die ausgeprägte Heterogenität der Gebietseigenschaften verkompliziert. Ebenso schwierig ist die Kalkulation der zeitlichen und quantitativen Konzentration des Abflusses im Vorfluter. Die Beantwortung dieser Fragen ist daher nach wie vor Gegenstand der aktuellen Forschung mit unterschiedlichen Methoden und Arbeitsansätzen (SYMADER 2001, UHLENBROOK 2005). Das Verständnis der regional unterschiedlichen Infiltrations- und Abflussprozesse stellt dabei eine Grundvoraussetzung für die Planung und Durchführung eines dezentralen Hochwasserschutzes, für die Simulation des Landschaftswasserhaushaltes sowie für ein effizientes Hochwassermanagement dar (SCHOBEL et al. 2001).

2.2.1 Modellansätze

Hydrologische Modelle haben zum Ziel, mit einem Minimum an mathematischem Aufwand ein Maximum an Erklärung der Realität zu liefern. Bei stochastischen Modellansätzen wird der jeweilige Prozess als eine vom Zufall beeinflusste Realisierung angesehen. So ist das Auftreten spezifischer Abflüsse immer an bestimmte Wahrscheinlichkeiten geknüpft. Deterministische Modelle hingegen basieren auf dem Ursache-Wirkungs-Prinzip. Die funktionalen Zusammenhänge werden durch charakteristische, physikalisch begründbare Gleichungen beschrieben (WOHLRAB et al. 1992).

Bei systemhydrologischen Modellen kann die Berechnung nicht prozessorientiert erfolgen, da das gesamte hydrologische System als „Black Box“ betrachtet wird. Dies macht eine Unterscheidung einzelner hydrologischer Prozesse und deren Anteil an der Abflussbildung unmöglich. Zusätzlich verfügen sie nur über eine beschränkte Fähigkeit der räumlichen Auflösung eines Gebietes und damit zur Beschreibung der räumlichen Heterogenität im Modell. Insofern erlauben diese Modelle keine Aussagen über Fließwege und Aufenthaltszeiten des Wassers im Einzugsgebiet (BRONSTERT 1994).

Die Tatsache, dass aber auch physikalisch basierte Modelle letztlich Konzeptmodelle darstellen, die neben Informationen aus Messwerten vor allem den Stand des Wissens und zum Teil auch viele hypothetische und nicht immer belegbare Annahmen enthalten, ermöglicht es, den Kenntnisstand über das im Modell abgebildete System zu überprüfen. Somit stellen diese Modellansätze ein Werkzeug zur Formulierung und Überprüfung komplexer Arbeitshypothesen dar (KIRKBY 1996; SYMADER 2001). Die hydrologische Prozessforschung bleibt in diesem Kontext eine wichtige Voraussetzung für die Entwicklung prognosefähiger Simulationsmodelle. Denn nur durch die genaue Kenntnis der in der Natur ablaufenden Vorgänge ist es möglich, zukünftiges Abflussverhalten unter möglicherweise veränderten Randbedingungen vorherzusagen (GRAYSON et al. 1992; SIDLE 2006).

2.2.2 Felduntersuchungen

Bei einer flächendifferenzierten, physikalisch begründeten Einzugsgebietsmodellierung basiert die Ermittlung der Modellparameter meist überwiegend auf GIS-Informationen (Geographische Informationssysteme). Hierdurch können homogene räumliche Einheiten (z.B. Pedohydrotope) eines einzelnen oder mehrerer Gebietsmerkmale extrahiert oder homogene räumliche Einheiten von hydrologischen Prozessen oder Komponenten des Wasserhaushaltes identifiziert werden (HRUs, ASAs, REAs, vgl. WALDENMEYER 2003; VOHLAND 2003). Der Mangel an aussagekräftigen Flächeninformationen (insbesondere über Bodeneigenschaften) beschränkt aber derzeit vielfach die Möglichkeiten, die sich aus einem GIS ergeben (PESCHKE 1999; PFÜTZNER et al. 1992; BECKER & LAHMER 1999; LAHMER et al. 1999; VAN DER KEUR & IVERSEN 2006).

Für Großbritannien haben BOORMAN et al. (1995) Boden- und Substrateigenschaften als Grundlage für ein Klassifikationssystem zur Ableitung dominanter Abflussprozesse (HOST = Hydrology of Soil Type) verwendet. Ein weiteres wissensbasiertes System zur Ausweisung von Flächen gleicher Abflussbildung wurde am Institut für Hydromechanik und Wasserwirtschaft (IHW 2000) der ETH Zürich entwickelt (Abb. 2.5). Aus Felduntersuchungen und vorhandenen Grundlagendaten resultierte eine Karte der maßgebenden Abflussbildungsprozesse. Auf diesen Erkenntnissen aufbauend wurde von HORAT & SCHERRER (2001) ein Bestim-

mungsschlüssel zur Identifikation von hochwasserrelevanten Flächen entwickelt (vgl. SCHERRER & NAEF 2001) und durch SCHERRER (2004) weitergeführt. Eine zentrale Rolle in diesem Bestimmungsschlüssel nehmen die Prozess-Beurteilungsschemata ein mit dem Ziel, unterschiedliche Abflussbildungsprozesse zu ermitteln. Als Kriterien werden überwiegend Parameter aus Feldarbeiten mit dem Schwerpunkt auf bodenkundlichen Kartierungen herangezogen, da dem Boden ein bedeutender Einfluss als Regler für die Abflussbildung beigemessen wird. Die Umsetzung dieser räumlich differenzierten Informationen über die Abflussbildung in eine Abflussreaktion eines ganzen Gebietes kann mit Hilfe eines Niederschlag-Abfluss-Modells erfolgen.

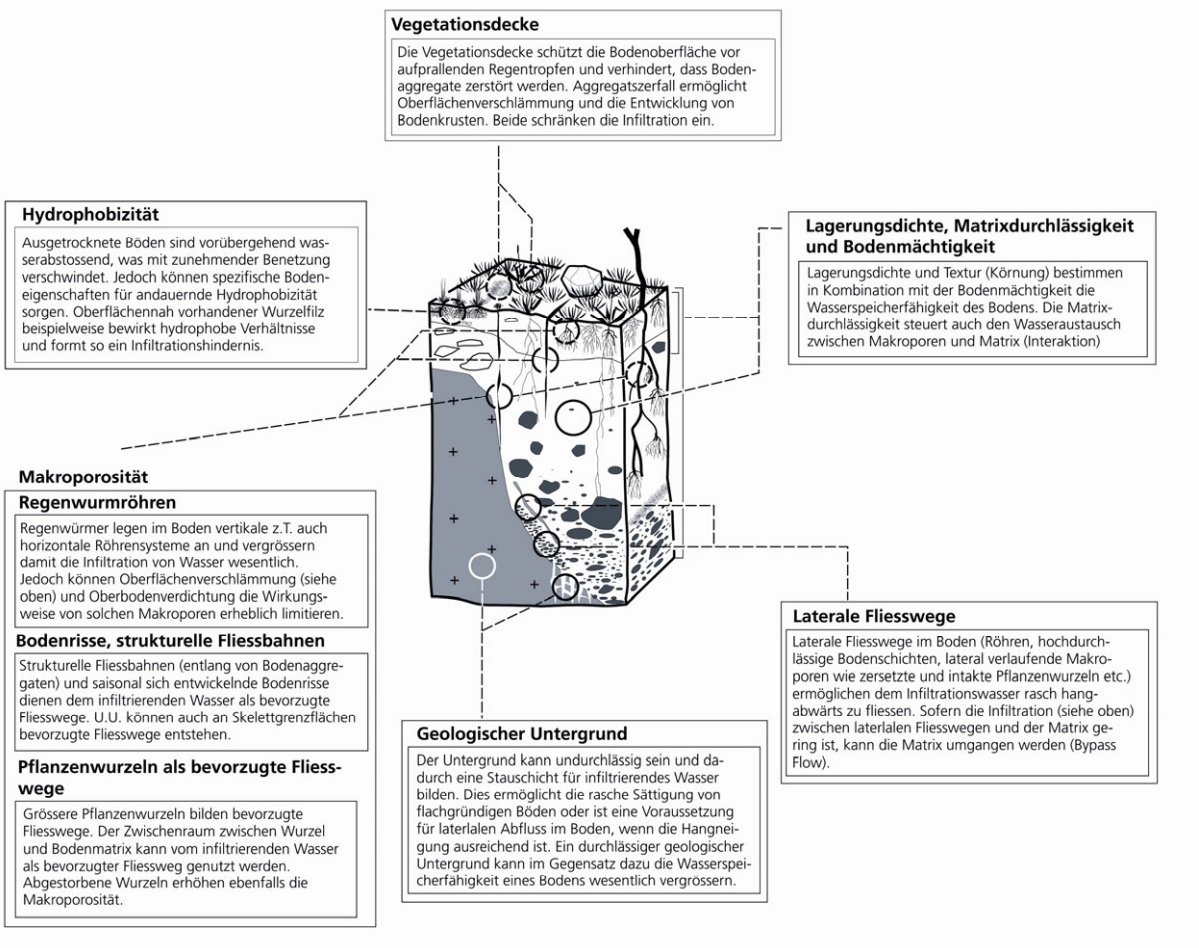


Abb. 2.5: Bodenprofil mit den Schlüsselstellen der Prozess-Beurteilungsschemata von SCHERRER (BWG 2003)

Grundlage eines solchen wissensbasierten Systems ist der qualitative Erkenntnisgewinn über die dominanten Abflussprozesse eines Landschaftsausschnittes durch Beregnungsversuche. Beregnungsversuche haben ihren Ursprung in der Bodenerosionsforschung und dienen überwiegend der Quantifizierung des Oberflächenabflusses und Bodenabtrages. Der Vorteil von Beregnungsversuchen liegt in der zeitlichen Unabhängigkeit von natürlichen Niederschlagsereignissen und der relativen Vergleichbarkeit der Ergebnisse durch einen standardisierbaren

Versuchsaufbau und -ablauf. So können untereinander vergleichbare Niederschläge an nahezu jeder beliebigen Stelle in beliebiger Häufigkeit erzeugt werden und dabei Abfluss, Bodenabtrag und Versickerung gemessen werden (KARL & TOLDRIAN 1973). Zur Erfassung von Fließprozessen im Boden ist zusätzlich eine Profilgrube erforderlich, in der über horizontal in die Profilwand eingebrachte Bleche der Bodenwasserabfluss erfasst und quantifiziert werden kann. Die vertikalen Abstände der Bleche orientieren sich dabei an den spezifischen Schichtungen im Bodenprofil (ERPENBECK & MOLLENHAUER 1986). Sie liefern Ergebnisse im mikro- bis mesoskaligen (Hangsegmente) Betrachtungsmaßstab und können auf Parzellen oder Schläge vergleichbarer Standorteigenschaften übertragen werden. Problematisch sind die unterschiedlichen technischen Ausführungen der Beregnungsanlagen (Tropfenspektrum, Falltiefe) und Beregnungsintensitäten, die eine Vergleichbarkeit der Ergebnisse erschweren (HASSEL & RICHTER 1992; MENDEL 2000; SCHNEIDER et al. 2001; SEUFFERT 1992).

Eine potenzielle Möglichkeit, den Informationsgehalt von Infiltrometer- und Beregnungsversuchen auf der Plot-Skala zu erhöhen, ist der gezielte Einsatz von natürlichen und künstlichen Tracern. So stellt beispielsweise der Farbstoff Brilliant Blue FCF einen geeigneten Tracer zur Visualisierung von Fließwegen dar. Nach der Aufbringung können durch Horizontal- oder Vertikalschnitte einzelne Fließwege und das Ausbreitungsmuster identifiziert werden (FLURY et al. 1994; FLURY & FLÜHLER 1995; HORAT & SCHERRER 2001).
Mit Fluoreszenztracern (Uranin, Eossin) oder anionischen Tracern (Chlorid, Bromid) lassen sich bilanzierende Untersuchungen in der ungesättigten Zone vornehmen und laterale Fließwege an Hängen untersuchen (STRECK et al. 1999; WEILER et al. 1999; WESSOLEK et al. 1994; ZEHE 1999).

Ein weiterer methodischer Ansatz zur Erfassung des Bodenwasserhaushaltes sind Lysimeter. Sie haben hingegen den Nachteil, dass sie ausschließlich den vertikalen Wasserstrom quantifizieren können und deshalb überwiegend zur Kalkulation der Grundwasserneubildungsrate oder für Verlagerungsexperimente dienen (TRESSEL 2000).

3 Physisch-geographischer Überblick der Untersuchungsräume

3.1 Lage und naturräumliche Gliederung

Die Untersuchungsgebiete liegen großräumig gesehen innerhalb der Trier-Bitburger Mulde, die sich als mesozoisches Deckgebirge von dem umgebenden devonischen Grundgebirge in seiner naturräumlichen Ausstattung unterscheiden lässt.

Das Untersuchungsgebiet Greverath ist ca. 50 km nordöstlich von Trier, auf dem Kartenblatt TK25 6006 Landscheid, südwestlich der Gemeinde gelegen. Naturräumlich zählt das Untersuchungsgebiet zur Arenrather Hochfläche (270.61) in der Moseleifel (270).
Das zweite Untersuchungsgebiet liegt etwa 30 km nördlich von Trier, auf dem Kartenblatt TK25 6105 Welschbillig, südöstlich der Gemeinde Idenheim. Naturräumlich lässt sich das Gebiet dem Bitburger Gutland (261) zuordnen. Der größte Teil befindet sich innerhalb der naturräumlichen Einheit des Welschbilliger Hochflächenrandes (261.21), nur der westlichste Rand hat Anteil an der Einheit der Gilzemer Hochfläche (261.20; MEYER 1994; WERLE 1974).

3.2 Geologie und Geomorphologie

3.2.1 Geologie, Hydrogeologie und Geomorphologie der Trier-Bitburger Mulde

Als Trier-Bitburger Mulde wird der große Rhombus mesozoischer Gesteine verstanden, der sich von Luxemburg her bis in die Gegend von Mürlenbach erstreckt, wo seine Nordspitze durch das Kylltal in zwei Zipfel aufgespalten wird. Im größeren Rahmen gesehen bildet die Schichtstufenlandschaft der Trierer Bucht den Ausläufer des Pariser Beckens, weshalb hier die mesozoische Schichtenfolge nur geringmächtig ist (MEYER 1994).
Das varistische Grundgebirge, welches während des Mesozoikums ein eingerumpftes Festland darstellte, wies eine Reihe von SW-NO-streichenden weitgespannten Sätteln und Mulden auf. Entlang der Mulden stießen von SW her immer wieder Meerestransgressionen ins Festland des Rheinischen Blockes vor und bedeckten es mit ihren Sedimenten. Auch in festländischen Perioden erfolgte hier die Sedimentation von Abtragungsprodukten des Festlandes. Mit zunehmender Verfüllung der Buchten reichten die Transgressionen immer weniger landeinwärts, so dass von den Flanken zum Zentrum immer jüngere Gesteine anstehen (Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper und Jura; vgl. Abb. 3.1).

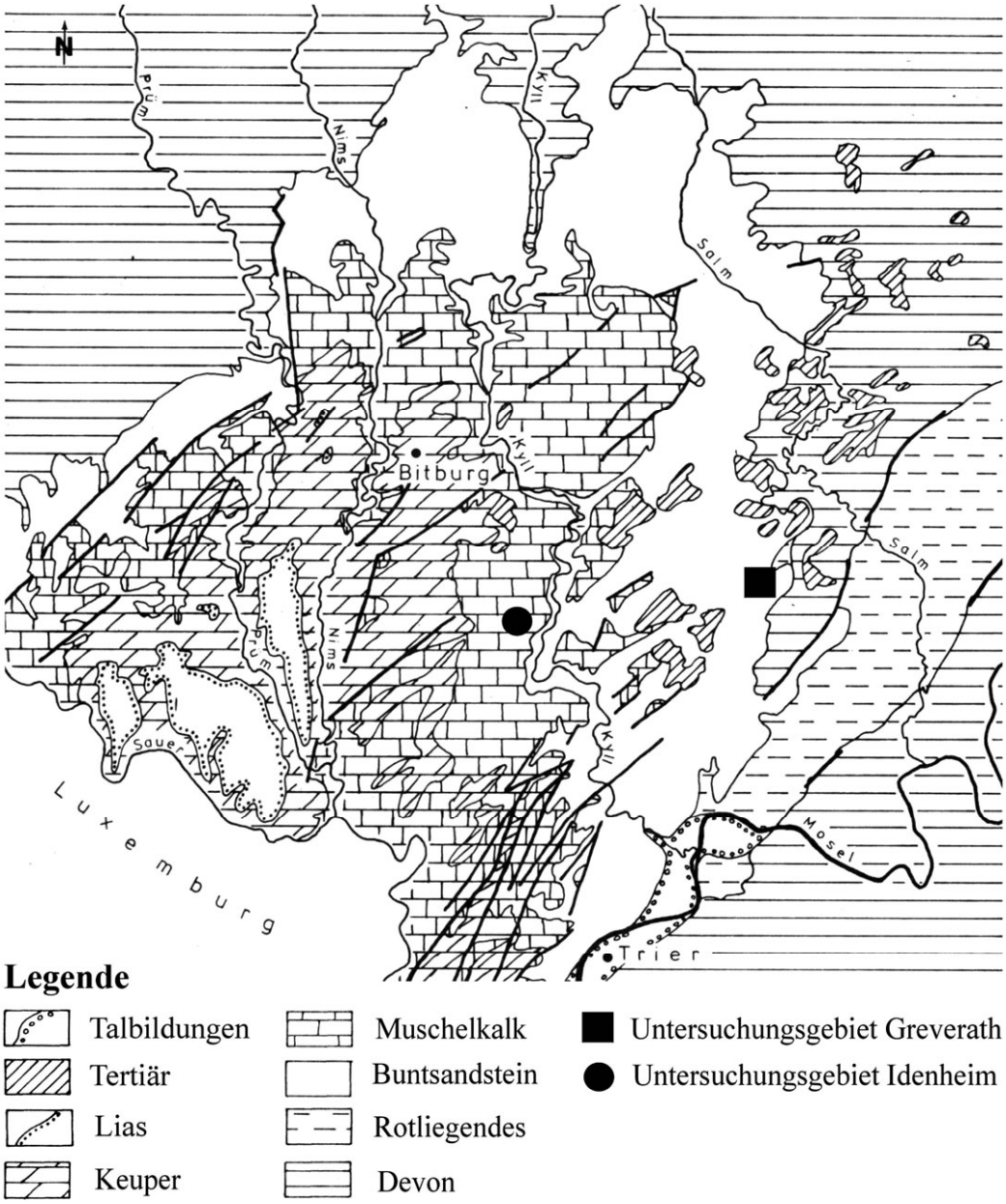


Abb. 3.1: Geologische Übersicht der Trier-Bitburger Mulde und Lage der Untersuchungsgebiete (Quelle: KRIEGER 1978, verändert)

Die mesozoische Stufenlandschaft und die angrenzende Rumpfflächenlandschaft des Rheinischen Schiefergebirges stehen zueinander in genetischer Beziehung. Die 400 m-Fläche des Schiefergebirges (Trogfläche) setzt sich deutlich als Schnittfläche in das Stufenland fort. Da sie mit ihren Verebnungsresten die höchste Niveaufläche bildet, wurde sie als Ausgangsfläche benannt. Die jungtertiäre und quartäre Hebung des Raumes und die fluviatile Zerschneidung der Ausgangsfläche führte im Bereich der flachlagernden bis schwach einfallenden mesozoischen Gesteinsserien zur Herauspräparierung der geomorphologisch härteren Schichtenglieder zu Schichtstufen. Besonders am SO-Rand der Trierer Bucht sind die mesozoischen Schichten

stark von der Bruchtektonik zerstückelt und schräg gestellt worden und bilden Bruchlinienstufen (RICHTER 1984; ZÖLLER 1983).

Durch den heterogenen geologischen Aufbau der Trier-Bitburger Mulde resultieren aus der Gesteinspetrographie, der -klüftung, der -abfolge und der -mächtigkeit eine unterschiedliche Anzahl an Grundwasserstockwerken (Abb. 3.2). Nach KREMB-WAGNER (1996) können im Anstehenden maximal sechs Festgesteins-Grundwasserstockwerke und ein Lockergesteins-Grundwasserstock ausgegliedert werden. Den größten Anteil am Hauptaquifer machen Oberer und Mittlerer Buntsandstein aus, der basisnah in der gesamten Trias-Mulde vorkommt (WEILER 1991). Der Buntsandstein bildet somit den Hauptgrundwasserleiter für das Flussgebiet der Kyll und der Salm. Die darüber lagernden Sedimente des Unteren Muschelkalkes stehen aufgrund ihrer gebankten, meist dolomitischen Kalke und Mergel über Kluftsysteme mit dem Buntsandstein in Verbindung und bewirken, dass das Niederschlagswasser in den Untergrund abfließen kann. Allerdings ist der untere Muschelkalk nur von kleinräumiger Bedeutung. Grundwasserstauer sind überwiegend die tonigen und mergeligen Sedimente des Mittleren Muschelkalkes und des Keupers (KREMB-WAGNER 1996).

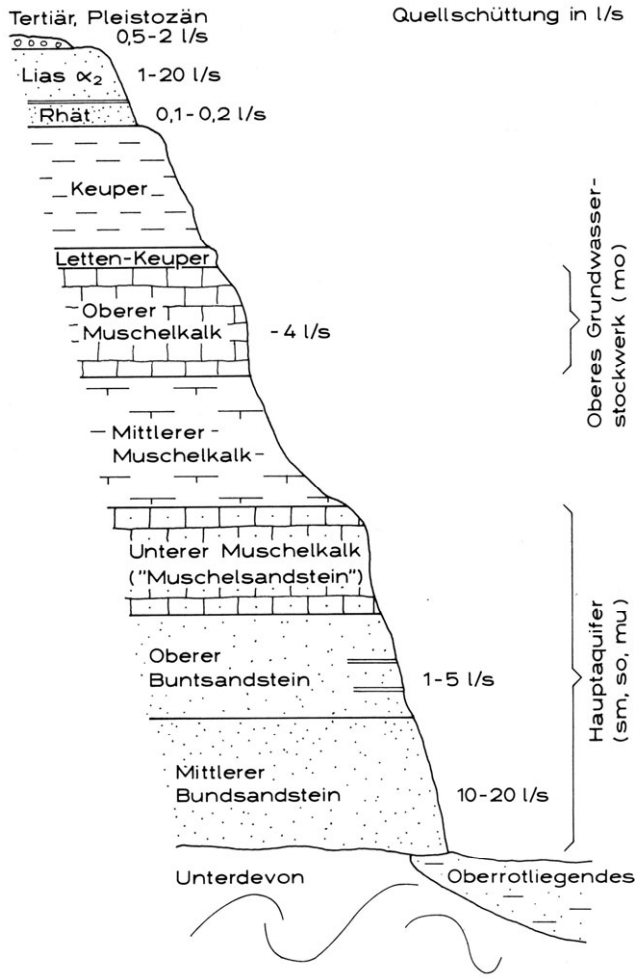


Abb. 3.2: Speichergesteine und Grundwasserstauer in der Trier-Bitburger Mulde (Quelle: WEILER 1991, verändert)

3.2.2 Geologie und Geomorphologie der Untersuchungsgebiete

Im Raum Greverath steht nach NEGENDANK & WAGNER (1996) als geologisches Ausgangssubstrat der Mittlere Buntsandstein (sm_3) an. Der sm_3 ist überwiegend als horizontal feingeschichteter Sandstein ausgebildet, der bis auf wenige Konglomeratbereiche geröllfrei ist. Die schichtgebundenen, roten, gelben und weiß gebänderten Sandsteine sind aus Grob-, Mittel- und Feinsandlagen aufgebaut, in die zentimeterdünne Siltstreifen und Feinkiesanlagen aus meist kantigen Milchquarzen eingeschaltet sind, selten treten Geröllschnüre auf (NEGENDANK

1983). Im *sm_3* verzahnen sich äolische und fluviatile Sedimente. Die Ansammlung mächtiger äolischer Sedimente in den weiten, oftmals trockengefallenen Überflutungsebenen wurde durch den zunehmenden Abstand der Rinnen des verflochtenen Flussnetzes ermöglicht. Mehrmals wurde das Nebeneinander von äolischer und fluviatiler Sedimentation durch episodisch stärkere Anlieferung von grobklastischem Detritus und höhere Strömungsintensitäten in den Fließkanälen unterbrochen; es bildeten sich Komplexe aufeinanderfolgender Rinnensedimente, die Felszonen. In weiten Senken im distalen Teil der Überflutungsebenen oder in Depressionen ausgedehnter Dünengebiete entstanden in stagnierenden Gewässern lakustrische Sedimente (MADER 1981).

Im engeren Untersuchungsraum Greverath wurde der *sm_3* nur unter Waldnutzung erbohrt. Ansonsten bildeten bis zur erbohrten Tiefe von maximal zwei Metern vielmehr die weißen Kiese und Sande der obereozänen-/unteroligozänen „Arenrather Fazies“ das Bodenausgangssubstrat. Nach LÖHNERTZ (1978) und MARTIN (1962) wird ihr Vorkommen auf die Zuschüttung eines tertiären Talreliefs, das sich im Eozän bis in 280 m Tiefe eingeschnitten hatte, zurückgeführt. Die Aufschüttungen aus Feinkiesen und lokalen Sanden griffen dabei auf die relativ schmalen seitlichen Randflächen über, so dass sich diese Sedimentreste weiträumig in unterschiedlicher Höhenlage wiederfinden. Sehr gut gerundete Gangquarz-Schotter treten zusammen mit gelbem und weißem Sand auf. Tonige Einschaltungen oder toniges Bindemittel sind fast nur im Übergang zu größeren Tonlagern zu beobachten. Die Mächtigkeit der Sedimente reicht von einer leichten Streu bis zu 10 m mächtigen, wirtschaftlich genutzten Lagerstätten. NEGENDANK (1978) ist der Ansicht, dass sich die Urmosel in einem breiten Bereich zwischen heutigem Moselverlauf und der Linie Zemmer – Arenrath – Manderscheid – Hasborn – Cochem mäandrierend aufhielt und schließlich den jetzigen Verlauf nach Osten nahm.

Das Relief im Untersuchungsraum Greverath wird durch mäßig geneigte, niedrige Rücken und muldenförmige, bisweilen stark vernässte Bachtäler bestimmt, die eine kleingekammerte Landschaft in Höhenlagen zwischen 280 und 350 m ü.NN schaffen (WERLE 1974).

Der Raum Idenheim wird aus dem Unteren (*mu*) und Mittleren (*mm*) Muschelkalk aufgebaut.

Der *mu* besteht aus einer Wechselfolge von Tonen und Mergeln mit hellgrauen-grüngrauen, feinkörnigen, dolomitischen, glimmerreichen, manganfleckigen Sandsteinen, in die z.T. an der Basis eigelbe, sandige Dolomitbänke eingeschaltet sind. Der obere Teil des so genannten Muschelsandsteins besteht aus graugrünen, feinkörnig-schluffigen Sandsteinen mit Mergelzwischenlagen. Der *mu* ist eine flachmarine Ablagerung mit zum Teil typischen Formen einer Wattsedimentation.

Der Mittlere Muschelkalk wird in den Gipsmergel (*mm_1*), einer Wechselfolge von rötlich, grau-grünlich, gelblich, blaugrau gefärbten Tonen und Mergeln und den Lingula-Dolomit

(*mm_2*), einem grau-gelben Dolomit zweigegliedert. Die Abfolge des *mm* repräsentiert die Sedimentation in einer Lagune (MEYER 1994; NEGENDANK 1983; WAGNER 1984).
Das die Kyll begleitende Hochflächenrelief in Höhenlagen zwischen 330 und 380 m ü.NN im Raum Idenheim ist durch sanftwellige Formen gekennzeichnet. Während der Ostrand durch wenige kurze, tief eingekerbte Seitentäler der Kyll gegliedert ist, leiten die weit gespannten Quellmulden des westlichen Teils zum zentralen Teil des Bitburger Gutlandes über (WERLE 1974).

3.3 Böden

Bei den bodenbildenden Faktoren haben besonders die Differenzierung der Ausgangssubstrate und das Relief die Entwicklung der Böden des Trierer Raumes geprägt. Die für Mittelgebirgsregionen typische solifluidale Umlagerung mit Einmischung von regionalem Löss im Pleistozän und die daraus resultierende Schichtung der Böden in Haupt- und Basislage hat dabei eine große Bedeutung für deren Eigenschaften. Und schließlich hat der Mensch durch die land- und forstwirtschaftliche Nutzung Einfluss auf die Bodenentwicklung genommen (EITEL 1999; SCHRÖDER 1983).

Auf den tertiären Sanden des Untersuchungsgebietes Greverath haben sich wie auf dem Mittleren Buntsandstein lehmig-sandige saure Braunerden entwickelt, die in exponierten Lagen von Regosolen begleitet werden. Die Hänge sind mit mächtigen Hangschuttdecken überzogen, die Mulden und Talböden mit lehmig-sandigen Kolluvien gefüllt. Wegen ihrer Nährstoffarmut und geringen Wasserspeicherkapazität werden die Böden überwiegend forstlich genutzt. Insbesondere unter Nadelwald, oft mit Zwergsträuchern im Unterwuchs, haben sich überwiegend podsolige Braunerden entwickelt.

Die Oberböden der Böden auf Muschelkalk sind durch die pleistozäne Vermischung von Löss und Terra-fusca-Material geprägt und weisen wesentlich günstigere Eigenschaften auf als die lehmig-tonigen Unterböden, die oft zur Staunässe neigen. Oft sind Lösslehm und Terra-fusca durch Bodenabtrag und alte Beackerung miteinander vermischt worden. Weit verbreitet sind Pseudogley-Braunerden mit Übergängen zu Braunerde-Pseudogleyen und Pseudogleyen. Auf Kuppen und Steillagen sind sie mit Rendzinen vergesellschaftet, auf Unterhängen und in Mulden mit Kolluvisolen (MÜCKENHAUSEN 1978; SCHRÖDER 1983).

3.4 Vegetation und Landnutzung

Der Raum Trier hat aufgrund seines häufig kleinräumig wechselnden geologischen Untergrundes und des daraus geformten, vielgestaltigen Reliefs ursprünglich eine relativ abwechslungsreiche Walddecke getragen. Darunter dürften Buchenwälder in ihrer ganzen Ausprägungsfülle von flachgründigen Orchideen- und Kalkbuchenwäldern über geophytenreiche Waldmeister- bis hin zu artenarmen Hainsimsen-Buchenwäldern die größte Rolle gespielt haben. Daneben werden in den tiefer eingeschnittenen Tälern der größeren Flüsse Eichen in den Wäldern vorgekommen sein. Warm-trockene, steile Kalkhänge dürften wärmeliebende Eichenmischwälder getragen haben (RUTHSATZ & ZOLDAN 1983).
Wegen seiner gegenüber dem Schiefergebirge günstigeren Naturraumausstattung zählt das Bitburger Gutland zu den Altsiedellandschaften, so dass die ursprüngliche Waldlandschaft vermutlich schon seit der frühen Bronzezeit dem menschlichen Einfluss unterlag. Die ersten Siedler folgten zunächst den Waldlichtungen des Muschelkalkes, aber erst mit den Römern begann die wirkliche Erschließung der Region. Durch den Bau der Römerstraße von Trier über Bitburg nach Köln setzte ein intensiver Ausbau der alten Siedlungsinseln ein. Fränkische Bauern und Mönche aus den neu gegründeten Klöstern setzten die Rodungstätigkeit während des Mittelalters fort, die ihren Höhepunkt im 12./13. Jahrhundert erreichte. Die unter der preußischen Forstverwaltung in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhundert vorangetriebene Aufforstung devastierter Landschaften erreichte im Bitburger Gutland jedoch nicht die Größe der ausgedehnten Aufforstungen der Hocheifel (MEYNEN 1967; RENN 1995). Durch Weidewirtschaft, Holznutzung, Eichenlohegewinnung und Ackerbau wurde somit eine Kulturlandschaft geschaffen, in der nur wenige naturnahe Waldinseln erhalten geblieben sind (RUTHSATZ & ZOLDAN 1983).

Der im zentralen Gutland gelegene Untersuchungsraum Idenheim stellt auch heute noch ein Gebiet intensiver landwirtschaftlicher Nutzung mit sehr hohem Anteil an Weizenanbau dar; dazu kommen Mais und Feldfutter. In Ortsnähe ist Grünland (meist Weidelgras-Weißkleeweiden) vorhanden, das ausgedehnte Streuobsthaine trägt. Die Waldinseln aus eichenreichen Buchen- bzw. Eichen-Hainbuchenwäldern, deren Zusammensetzung noch heute durch die frühere Mittelwaldnutzung geprägt ist, werden heute durch forstliche Eingriffe schrittweise in Buchenwälder umgewandelt (WERLE 1974).

Der durch den Buntsandstein aufgebaute Rand der Trier-Bitburger Mulde, in der das Untersuchungsgebiet Greverath liegt, wird aufgrund der Nährstoffarmut der sandig-lehmigen Substrate vorwiegend durch Wald genutzt. Buche, Fichte und vor allem Kiefer dominieren die Mischwälder, deren Unterwuchs oft aus Heidelbeere und Erika gebildet wird. Offene, landwirtschaftliche Flächen befinden sich meist nur in der näheren Umgebung der Ortschaften,

mit Kartoffel-, Getreide- und Maisanbau. Auf vernässten oder stärker reliefierten Standorten findet sich Grünland, das durch intensive Düngung in Fettwiesen und -weiden umgewandelt worden ist (RUTHSATZ & ZOLDAN 1983; WERLE 1974).

3.5 Klima und Hydrographie

Klimatisch ist für das Bitburger Gutland seine Übergangsstellung zwischen der warmen Moseltalweitung im Süden und der kalten Schneifel im Norden bezeichnend. Die Luvlage zum Hunsrück und zur Westeifel bedingt mit 750 mm bis 850 mm hohe Jahresniederschlagssummen. Eine Klimadifferenzierung von SW nach NO zeigt sich in geringeren Jahressummen zwischen 700 und 800 mm der Moseleifel durch ihre Lage im Lee und geringere Höhe. Die Jahresmitteltemperaturen liegen zwischen 7 °C und 8 °C. Die Niederschlagsmaxima werden in den Sommermonaten Juli und August als konvektive Starkniederschlagsereignisse und in den Wintermonaten Dezember und Januar als advektive Niederschläge der durchziehenden Frontalzyklonen erreicht (CLOOS 1978; MEYNEN & SCHMITHÜSEN 1956; WERLE 1974).

Alle größeren Flüsse des Bitburger Landes folgen in ihrem Verlauf der allgemeinen Abdachung und queren die geologische Mulde unabhängig vom Streichen und Fallen der Gesteine. Der Untersuchungsraum um Idenheim entwässert in die nahegelegene Kyll. In großer Zahl haben die von Norden kommenden Bäche und Flüsschen die Trogflächen der Moseleifel in enge und relativ schmalsohlige Täler mit stark geböschten Hängen in eine Vielzahl oft schmaler Riedel zergliedert. Der Untersuchungsraum Greverath entwässert über den Gladbach in die Salm (MEYNEN & SCHMITHÜSEN 1956).

4 Versuchsflächen und Methodik

4.1 Auswahl und Lage der Versuchsstandorte

Um substratspezifische Unterschiede bei den Infiltrations- und Abflussprozessen festzustellen, wurden als Untersuchungsgebiete eine sandige und eine tonige Substratvariante in der Trier-Bitburger Mulde ausgewählt. Die Lage der Untersuchungsflächen ist in Abb. 4.1 und 4.2 dargestellt. Das Untersuchungsgebiet Greverath weist ein sandiges Substrat in Form der tertiären Arenrather Fazies auf. Im Liegenden folgt der Mittlere Buntsandstein, der hydrogeologisch einen Grundwasserleiter darstellt. Der Raum Idenheim ist hingegen gekennzeichnet durch tonreiche Substrate mit wasserstauendem Untergrund.

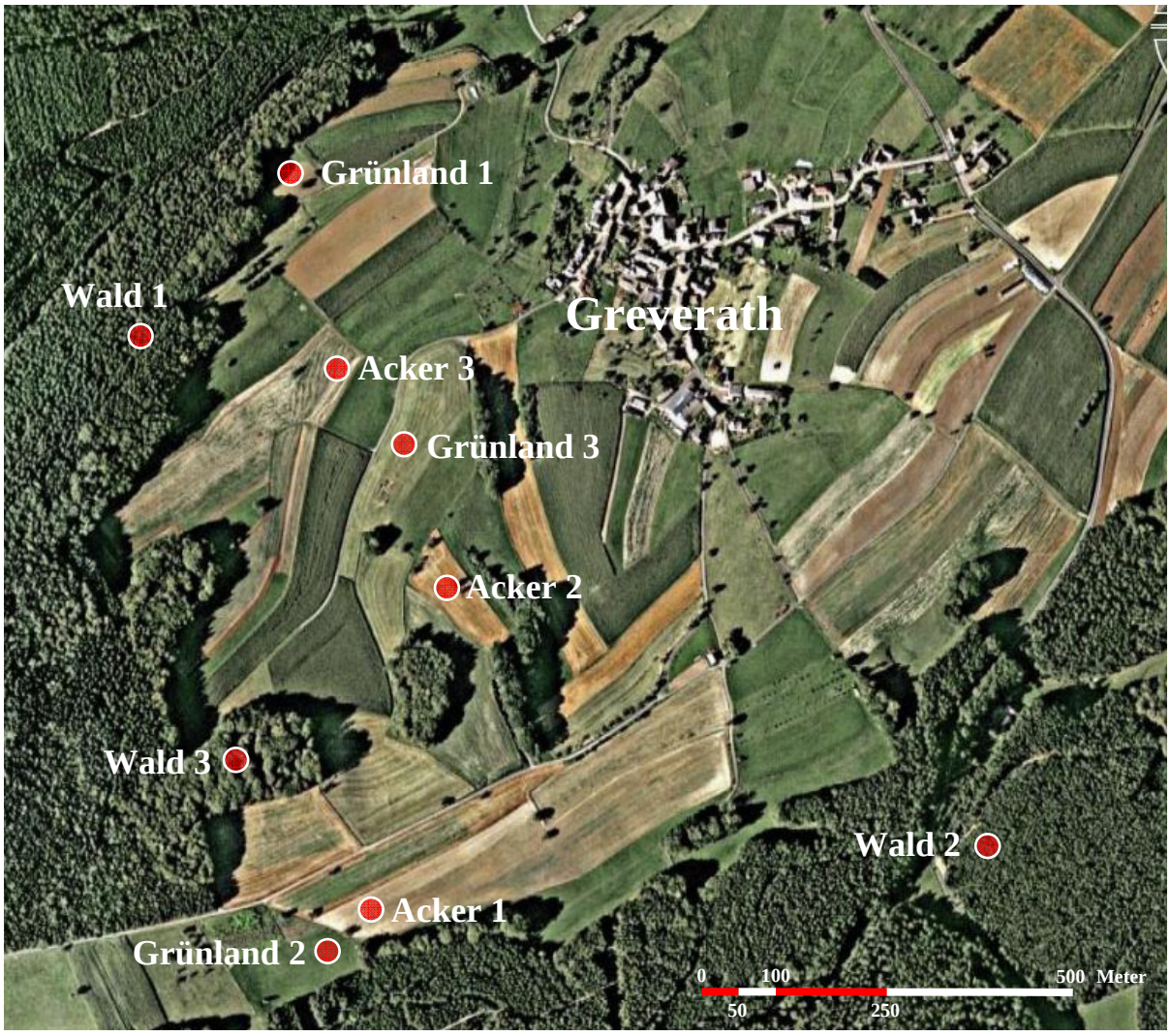


Abb. 4.1: Lage der Versuchsstandorte bei Greverath (Quelle: Google Earth, Stand 2007)

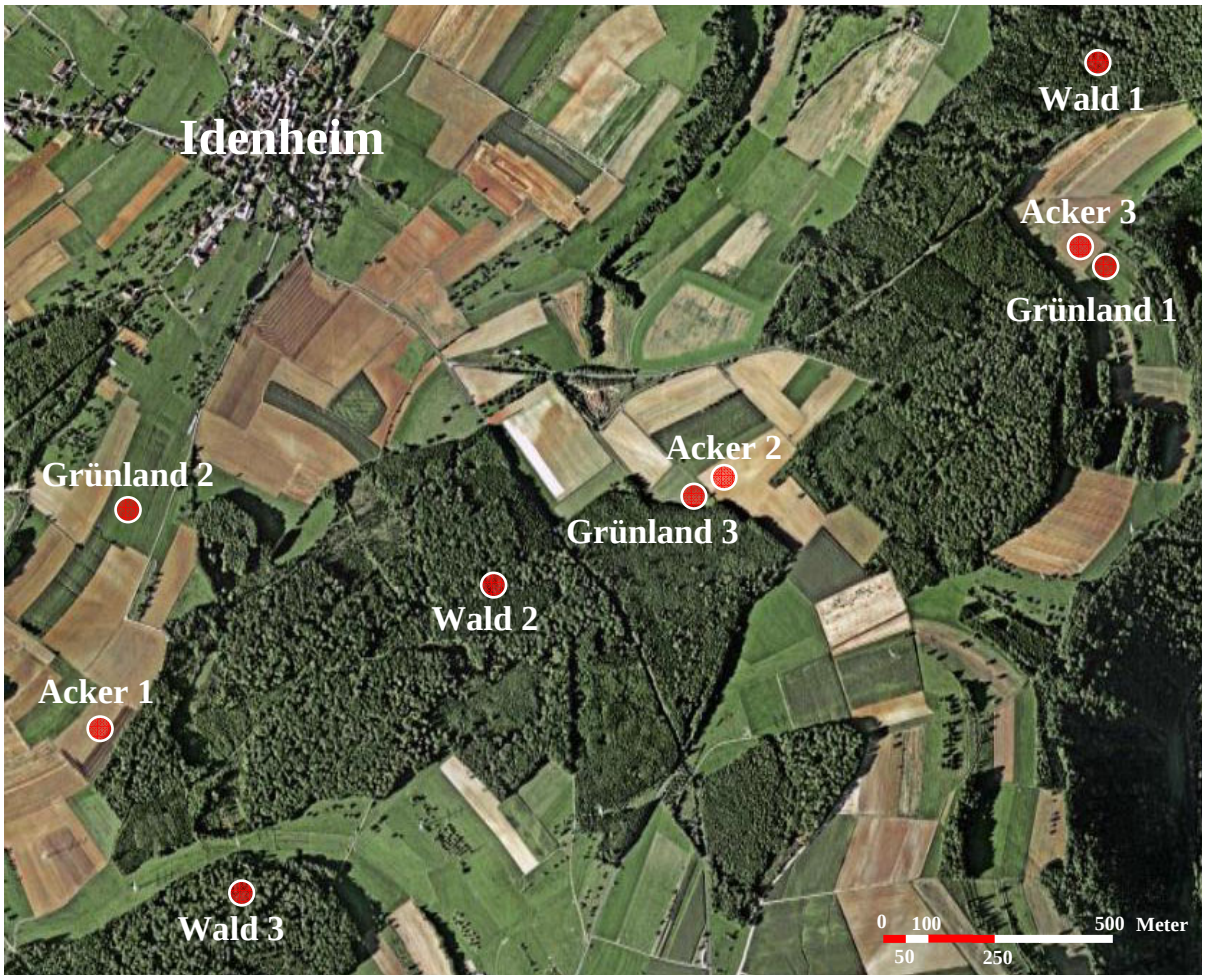


Abb. 4.2: Lage der Versuchsstandorte bei Idenheim (Quelle: Google Earth, Stand 2007)

Die Versuchsflächen in den beiden Untersuchungsgebieten sollten jeweils möglichst vergleichbare Bodenverhältnisse und Reliefmerkmale aufweisen, da der Einfluss der Landnutzung in dem jeweiligen Untersuchungsgebiet identifiziert werden sollte. Es wurden überwiegend mittel geneigte und gestreckte Mittelhänge ausgewählt. Kompromisse ergaben sich durch die lokalen Verhältnisse. Oftmals reflektierte die räumliche Verteilung der Landnutzungsarten unterschiedliche Reliefmerkmale und Bodeneigenschaften. So waren die Waldstandorte im Raum Greverath stärker geneigt und wiesen flachgründigere Böden auf als die Grünland- oder Ackerstandorte. Im Raum Idenheim waren hingegen die Waldstandorte nur gering geneigt, dafür aber stark pseudovergleyt und somit für die landwirtschaftliche Nutzung ungeeignet. Da dieser Umstand aber typisch für diese Räume war, wurde er billigend in Kauf genommen.

Bei den Landnutzungsvarianten sollten die einzelnen Nutzungen in ihrer Bewirtschaftungsintensität und -art vergleichbar sein. Die Ackerstandorte der Untersuchungsräume wurden alle konventionell bewirtschaftet, wobei die Bearbeitungsrichtung quer zum Hang verlief. Im Versuchszeitraum waren die Flächen mit Wintergetreide bestellt. Die Grünlandstandorte wurden

als Mähweide genutzt, zwei Standorte als Wiese. Die Waldstandorte in Idenheim waren mit Altbeständen aus Buchen und Eichen bestockt, die Bodenoberflächen mit einer durchgehenden Laubschicht bedeckt. In Greverath stockte der Wald überwiegend auf dem Buntsandstein, nur ein begrenzter Bereich des Untersuchungsgebietes hatte Anteil an den tertiären Sanden. Da die Bestandeszusammensetzung in diesem Bereich nicht einheitlich war, variierten die Waldstandorte in ihren Baumarten, es handelte sich aber bei allen um Altbestände.

4.2 Übersicht des Untersuchungsprogrammes

In den beiden Untersuchungsräumen Greverath und Idenheim wurden auf jeweils drei Acker-, Grünland- und Waldstandorten Beregnungsversuche durchgeführt. Durch Labor- und Feldversuche wurden die Standorteigenschaften quantifiziert und anschließend auf ihre den Abflussprozess erklärende Bedeutung überprüft. Zusätzlich wurden die Prozess-Beurteilungsschemata von SCHERRER (2004) auf die Versuchsstandorte angewandt und mit den Untersuchungsergebnissen verglichen (Abb. 4.3).

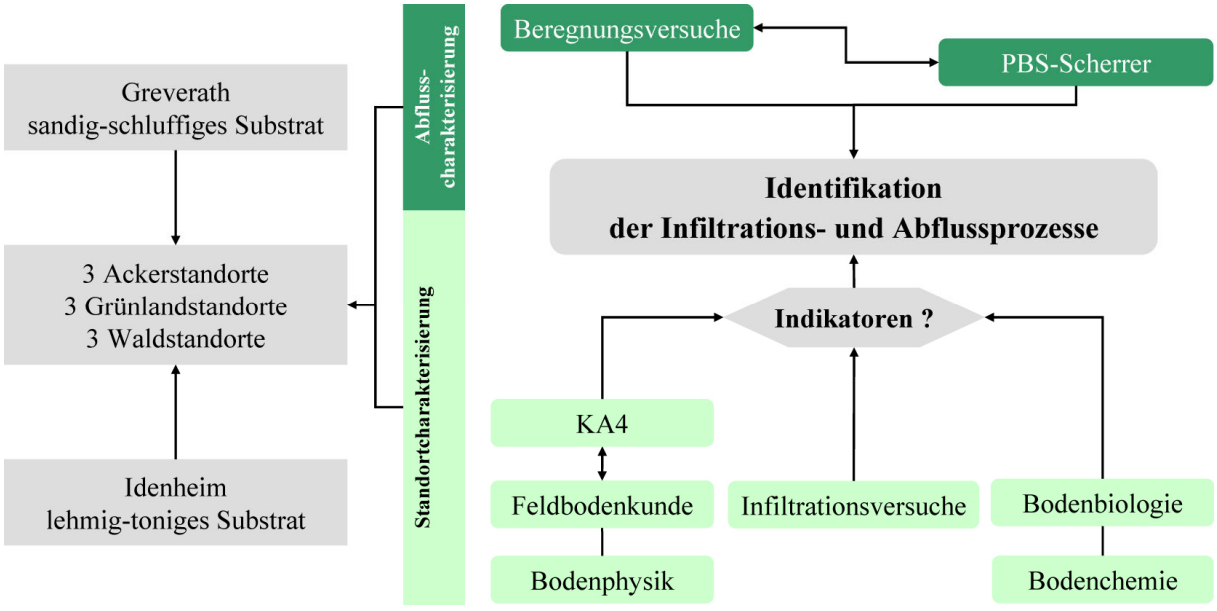


Abb. 4.3: Schematischer Überblick des Untersuchungsdesigns

Im Folgenden sind die erhobenen Parameter mit ihrem Stichproben- (*n*) und Gesamtprobenumfang (*Ges.*) aufgeführt:

Abflusscharakterisierung

Beregnungswasserverteilung und -intensität [mm; mm/min]	(*n* = 7; *Ges.* = 216)
Abflusskoeffizient (HOF, SOF, SSF, DP) [%]	(*Ges.* = 54)
Abflussintensität (HOF, SOF, SSF, DP) [mm/min]	(*Ges.* = 54)
Elektrische Leitfähigkeit der Abflüsse	
Bodenwassergehaltsänderungen [Vol.-%]	(*n* = 3; *Ges.* = 324)
Wasserhaushaltsbilanz [%]	(*Ges.* = 18)

Beregnungsversuche sind weder in ihrer technischen Ausstattung noch im Versuchsbau und -ablauf standardisiert.

Feldbodenkunde

Bodenform	(*Ges.* = 18)
Geologischer Untergrund	(*Ges.* = 18)
Rechts- und Hochwerte, Höhe, Reliefformtyp, Lage im Relief, Hangneigung	(*Ges.* = 18)
Nutzung	(*Ges.* = 18)
Humusform/Auflagefilz	(*Ges.* = 12)
Verschlämmungsneigung (Ver)	(*Ges.* = 6)
Horizontbezeichnung und –mächtigkeit	(*Ges.* = 86)
Bodenart des Feinbodens, Anteil an Grobboden [Vol.-%]	(*Ges.* = 86)
Gefügeform	(*Ges.* = 86)
Vernässungsgrad	(*Ges.* = 18)
Durchwurzelung	(*Ges.* = 86)
Bodenfarbe	(*Ges.* = 86)
Infiltrationsrate [cm/d]	(*n* = 4; *Ges.* = 120)

Methodenbeschreibung der feldbodenkundlichen Erhebungen: AG BODEN (1994). Die Doppelringinfiltrometrie wird in WOHLRAB et al. (1992) erläutert.

Bodenphysik

Porengrößenverteilung [Vol.-%]	(*n* = 6, *Ges.* = 512)
Feldkapazität (FK) [l/m³]	(*Ges.* = 18)
Maximale Wasserkapazität (Max. WK) [l/m³]	(*Ges.* = 18)
Gesättigte Wasserleitfähigkeit (kf) [cm/d]	(*n* = 6, *Ges.* = 512)
Luftleitfähigkeit (ka) [µm²]	(*n* = 6, *Ges.* = 512)
Rohdichte trocken (ρt) [g/cm³]	(*n* = 6, *Ges.* = 512)
Eindringwiderstand (Ew) [MPa]	(*n* = 6, *Ges.* = 512)
Aggregatstabilität (ΔGMD)	(*n* = 3, *Ges.* = 54)
Aggregatstabilität (Betropfung)	(*n* = 60, *Ges.* = 1080)

Methodenbeschreibung der bodenphysikalischen Untersuchungen: HARTGE & HORN (1989) und UTERMANN (2000)

Bodenbiologie und -chemie	
Regenwurmröhren (Rre gri3, Rre gri4, Rre gri5) [Anzahl/m²]	(*n* = 3, *Ges.* = 201)
Biogene Grobporosität [Anzahl/m²]	(*Ges.* = 67)
Regenwurmart	(*n* = 3, *Ges.* = 54)
Lebensform	(*Ges.* = 54)
Dominanz [%]	(*n* = 3, *Ges.* = 54)
Aktivitätsdichte [Ind./m²]	(*n* = 3, *Ges.* = 54)
Biomasse Σ Ind. [g FG/m²]	(*n* = 3, *Ges.* = 54)
pH-Wert ($CaCl_2$)	(*n* = 3, *Ges.* = 54)
Organischer Kohlenstoff (C_{org}) und Gesamt-Stickstoff (N_t) [mg/kg TS]	(*n* = 3, *Ges.* = 54)

Methodenbeschreibung der bodenbiologischen Untersuchungen: DUNGER (1997), SCHERRER (2004), SMETTEM & COLLIS-GEORGE (1985), und Methodenbeschreibung der bodenchemischen Untersuchungen: UTERMANN (2000)

4.3 Abflusscharakterisierung

Die Beregnungversuche wurden in den Winterhalbjahren 1999-2002 mit der transportablen Beregnungsanlage nach KARL & TOLDRIAN (1973) durchgeführt. Die Anlage bestand aus zwei 10 m langen Seitensträngen und einem 5 m langen Verbindungsstrang, die U-förmig mit Hilfe von Kardangelenk-Kupplungen aus Rohrstücken von 50 mm Außendurchmesser des Typs KSKR (PERROT) zusammengesetzt waren. Auf die Rohre der beiden 10 m langen Seitenstränge waren jeweils drei Selbstschlussventile im Abstand von fünf Metern eingesetzt, auf die 70 cm hohe Standrohre mit Bajonettverschlüssen aufgesetzt wurden. Die Standrohre trugen Niederdruckdüsen (NWM, PERROT) mit konischen Endöffnungen, die bei ca. 2,5 Bar einen gleichmäßigen Regenfächer von 90° (Eckdüsen) und 180° (Mitteldüsen) und fünf Meter Radius verteilen. Nach den Untersuchungen von BUNZA et al. (1985) erreicht die Anlage eine Niederschlagsenergie, die nahezu der bei natürlichen Starkregen auf den Boden einwirkenden Energie entspricht. Für weitere technische Informationen zur Beregnungsanlage sei auf BUNZA et al. (1985) und KARL & TOLDRIAN (1973) verwiesen.

Die Niederschlagsmengen wurden durch sieben auf der Beregnungsfläche positionierte bodennahe Hellmann-Niederschlagsmesser erfasst. Um das Verdriften der Tropfen zu vermeiden, wurde um die Anlage ein Windschutz aus zwei Meter hohen Gewebeplanen installiert. Das Beregnungswasser wurde über die Zapfwellenpumpe eines Unimogs aus einem 1.500 l Fass geliefert und die Beregnungsintensität über das Standgas geregelt, da sich ein Druckbegrenzer als unpraktikabel erwiesen hat.

Die beregnete Gesamtfläche betrug 50 m², wobei die beiden 10 m langen Seitenstränge in die Falllinie der Hangflächen orientiert waren (Abb. 4.4). Der Beregnungsanlage direkt vorgelagert wurde eine drei Meter lange Grube angelegt (Foto 4.1). Als abflussrelevante Fläche galt

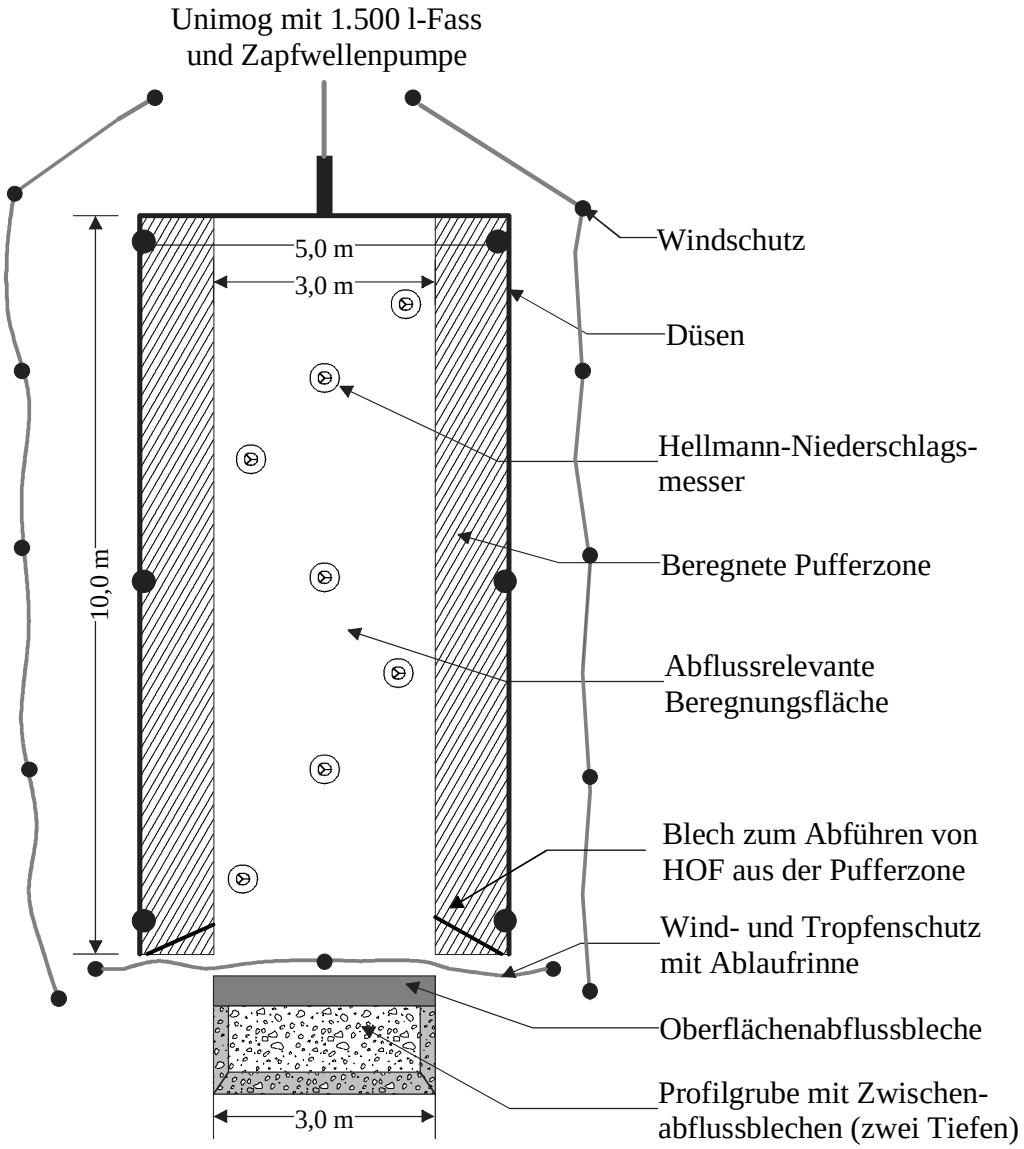


Abb. 4.4: Aufbau der Beregnungsversuche

somit eine 3 m x 10 m große Fläche. Ein jeweils ein Meter breiter, ebenfalls beregneter Randbereich sollte nach dem Prinzip des Doppelring-Infiltrometers das seitliche Abfließen von Beregnungswasser in weniger gesättigte Randbereiche unterbinden. Die ungewöhnliche Größe der Profilgrube wurde gewählt, um den Einfluss möglicher, die Abflussmengen verändernder Effekte zu mildern. Außerdem erhöht sich durch die Profillänge die Wahrscheinlichkeit, abflussrelevante Prozessgrößen (z.B. Regenwurm- oder Wurzelröhren) in ausreichendem Maße zu berücksichtigen (vgl. ERPENBECK & MOLLENHAUER 1986).

Für die Messung des Oberflächenabflusses wurden die Bleche in den Oberboden nahe der Geländeoberfläche eingeführt. Über die abgekanteten Bleche wurde der Abfluss in eine darunter installierte Regenrinne überführt und zum Messbehälter geleitet (Foto 4.2). Um zu verhindern, dass Oberflächenabfluss aus der „Pufferzone“ ebenfalls auf die Abflussbleche läuft,

Foto 4.1: Aufbau der Beregnungsversuche

Foto 4.2: Abflussmessung an der Profilwand

wurden Bleche in den Boden eingebracht, um diesen abzuführen. Eine der Profilwand vorgelagerte Gewebeplane mit Ablaufrinne sollte verhindern, dass verdriftete Tropfen auf die Oberflächenabflussbleche treffen und die Messung verfälschen. Der Subsurface Flow wurde in zwei Tiefen erfasst. Die erste Tiefe richtete sich nach dem Vorhandensein von Pflughorizon-

ten (mögliche Pflugsohlenverdichtung). Der oberflächennahe Abfluss wurde über Bleche in einer Tiefe von ca. 35 cm erfasst. Die Messung des tiefliegenden Subsurface Flow orientierte sich an der Tiefe von dichten Horizonten im Unterboden (II Cv- oder II Sd-Horizonte).

Die Beregnungen erfolgten an drei aufeinander folgenden Tagen mit jeweils vier 15-minütigen Beregnungsintervallen in stündlichem Abstand. Bei jedem Beregnungsintervall wurden ca. 10 mm Niederschlag aufgebracht, so dass pro Tag ca. 40 mm und insgesamt ca. 120 mm beregnet wurden, was den Niederschlagssummen entspricht, die zu den Hochwässern 1993 und 1995 führten. Intermittierende Beregnungen kommen nach den Untersuchungen von FOHRER (1995) den natürlichen Bedingungen am nächsten, denn auch zwischen natürlichen Niederschlägen liegen Phasen, in denen die Bodenoberfläche abtrocknen kann, was Einfluss auf die Infiltrationsdynamik hat. Auch aus technisch-organisatorischen Gründen war eine Intervallberegnung bei Beregnungsanlagen dieser Größe notwendig, um neues Beregnungswasser zu beschaffen.

Vor der ersten Beregnung (t0) und nach der letzten Beregnung (t4) eines Beregnungstages wurden mit dem 1 m Pürckhauer-Bohrstock aus drei Täufungen Mischproben zur Wassergehaltsbestimmung entnommen, um Informationen über den Sättigungsgrad und über die Änderung des Bodenwasserspeichers zu erhalten. Der Wassergehalt wurde gravimetrisch im Labor bestimmt und mit der Trockenrohdichte der jeweiligen Horizonte in Volumen-Prozent umgerechnet.

Beim Auftreten von Subsurface Flow wurde am zweiten Tag beim ersten Beregnungsintervall und am dritten Tag beim dritten Intervall mit salzhaltigem Wasser beregnet (die übrigen mit unmarkiertem Wasser), um Aussagen darüber treffen zu können, ob es sich bei dem Abfluss um Ereignis- oder um Vorereigniswasser handelt. Die elektrische Leitfähigkeit des Abfluss- und Beregnungswassers wurde mit dem Messgerät des Typs WTW LF 91 gemessen.

4.4 Standortcharakterisierung

Zur Beurteilung der Standorteigenschaften wurden die Klassengrenzen und Bezeichnungen der AG BODEN (1994) herangezogen. Dort nicht aufgeführte Parameter werden durch Tabellen im Folgenden klassifiziert.

4.4.1 Infiltrationsversuche

Nach den Beregnungsversuchen wurden auf den Untersuchungsflächen jeweils vier Infiltrationsversuche mit modifizierten Infiltrometern durchgeführt. Da bei herkömmlichen Doppelringinfiltrometern in hängigem Gelände sich ein Wasserdruck-Gradient des im Messring be-

findlichen Überstauwassers entsprechend dem Gefälle ergibt, das Messprinzip aber auf gleichmäßiger Überstauhöhe beruht, wurden neue Infiltrometer entwickelt. Die Unterkante der Infiltrometer ist um 10° angeschrägt und die Messkammer zusätzlich dreigeteilt, um die Stauhöhe des Wassers in den Kammern gleich zu halten (vgl. SCHNEIDER et al. 2000).
Nach dem vorsichtigen Einfüllen von Wasser wird die Änderung der Wasserspiegelhöhe in den drei inneren Kammern in zeitlicher Auflösung gemessen. Die äußeren Kammern sollen eine zu starke laterale Ausbreitung des in den inneren Kammern versickernden Wassers im Boden verhindern. Die Versuche wurden so lange fortgeführt, bis die Infiltrationsrate annähernd konstant blieb (Endinfiltrationsrate). Die Bewertung der konstanten Infiltrationsraten richtete sich nach Tab. 4.1.

Tab. 4.1: Klassifikation der Endinfiltrationsraten (Quelle: WOHLRAB et al. 1992)

[cm/d]	Klassen
< 2,5	sehr gering
2,5-12	gering
12-50	gering bis mittel
50-150	mittel
150-300	mittel bis hoch
300-600	hoch
> 600	sehr hoch

4.4.2 Feldbodenkunde und Bodenphysik

Die feldbodenkundlichen Profilansprachen erfolgten nach den Vorgaben der AG BODEN (1994) und des ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN GESELLSCHAFT (1998). Die Bestimmung der Bodenart mit der Fingerprobe konnte aufgrund von vorhandenen Korngrößenanalysen aus den jeweiligen Untersuchungsgebieten abgeglichen werden (vgl. TRESSEL 2000).

Vor Beginn der Beregnungsversuche wurden in den Profilgruben ungestörte Proben mit 100 cm^3-Stechzylindern (sechs Stechzylinder/Beprobungstiefe) und gestörte Mischproben entnommen. Im Labor kamen an den Stechzylindern folgende Methoden für die Bestimmung der bodenphysikalischen Kennwerte zur Anwendung:

- Bestimmung des Gewichts am feldfrischen Stechzylinder.
- Porengrößenverteilung im Überdruckverfahren an aufgesättigten Stechzylinderproben über die schrittweise Entwässerung mit den Druckstufen 60 hPa, 300 hPa und an gestörten, aufgesättigten Aggregaten (drei Parallelen) mit 15 Pa (vgl. RICHARDS & FIREMAN 1943).
- Das Gesamtporenvolumen errechnet sich aus dem Verhältnis von der Trockenrohdichte zur Dichte der festen Bodensubstanz.

- Luftdurchlässigkeit nach Vorentwässerung mit 300 hPa nach KMOCH & HANUS (1965).
- Eindringwiderstand mit dem Pocket-Penetrometer nach 300 hPa Vorentwässerung.
- Gesättigte Wasserleitfähigkeit nach KMOCH & HANUS (1965).
- Die Trockenrohdichte ergibt sich aus dem Nettogewicht der Stechzylinderproben nach Trocknung bei 105° C.
- Die Dichte der festen Bodensubstanz wurde nach BETECHTIN (1964) mit 2,65 g/cm³ angesetzt und in den Ah-Horizonten von Waldböden aufgrund des Humusgehaltes auf 2,5 g/cm³ herabgesetzt (vgl. HARTGE & HORN 1989).

Die Aggregatstabilität wurde durch die Nass-Siebung bestimmt (vgl. HARTGE & HORN 1989).

4.4.3 Bodenbiologie und -chemie

Die Zählung der Regenwurmröhren erfolgte an der Profilgrube der Beregnungsversuche. Hierzu wurde ein 30 x 30 cm großes Messquadrat benutzt, das durch Leinen in 5 x 5 cm große Kästchen unterteilt war. Die einzelnen Horizonte wurden horizontal abgegraben und die Zählebene gesäubert. Danach wurde das Messquadrat aufgelegt und die Regenwurmröhren nach ihrem Durchmesser und ihrer genauen Lage ausgezählt (Abb. 4.4). Es hat sich dabei bewährt, nach einer Vorzählung mit einem flexiblen Küchenmesser in die Bodenoberfläche zu stechen und Aggregate heraus zu brechen, um auch eventuell verschmierte Röhren aufzudecken und den Durchmesser der Röhren exakt messen zu können. Die Regenwurmröhren wurden in Anlehnung an die AG BODEN (1994) und EHLERS (1975) in die Porenklassen Rre, gri3 (∅ 1-2 mm), Rre, gri4 (∅ 2-5 mm) und Rre, gri 5 (∅ > 5 mm) unterteilt. Die Zählung erfolgte für jeden Horizont mit drei Parallelen. Bei der Interpretation der hydrologischen Wirksamkeit von Regenwurmröhren wurde dem Vorschlag von HORAT & SCHERRER (2001) gefolgt. Hierbei wird die Anzahl der biogenen Röhren > 5 mm/m² mit dem Faktor 5 multipliziert, um der Tatsache Rechnung zu tragen, dass die großen Makroporen wesentlich mehr Wasser in die Tiefe

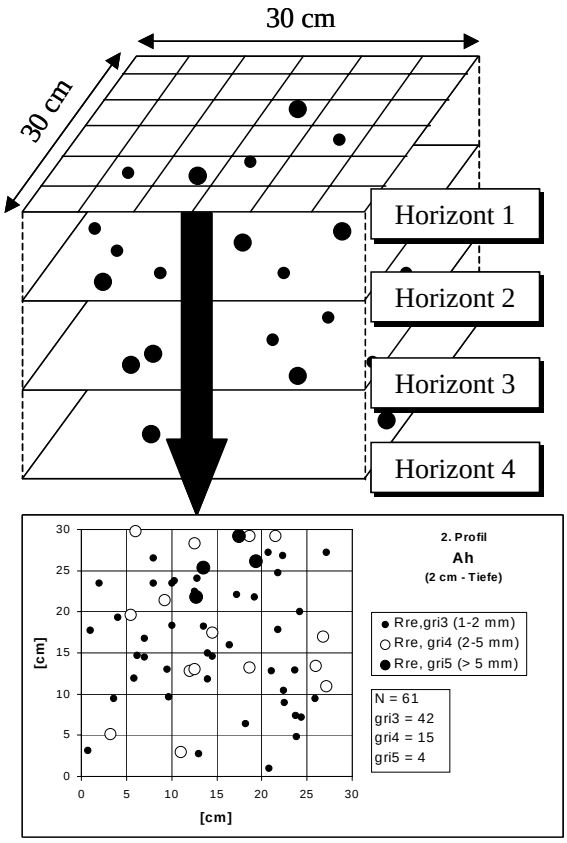


Abb. 4.4: Methodik zur Zählung der Regenwurmröhren durch Bodenhorizontalschnitte

leiten können als kleinere (Tab. 4.2).

Tab. 4.2: Beurteilung der hydrologischen Wirksamkeit der biogenen Grobporen (Quelle: HORAT & SCHERRER 2001)

Makroporenanzahl/m²	Hydrol. Wirksamkeit	Makroporosität
0-40	geringe Infiltration	klein
40-70	kritischer Bereich	mäßig
70-150	normale Infiltration	groß
> 150	große Infiltration	sehr groß

Um die Anzahl und die Verteilung der Regenwurmröhren weitergehend interpretieren zu können, wurden die Regenwürmer auf den Versuchsflächen ausgetrieben (DUNGER 1997). Die Artenzusammensetzung eines Standortes ermöglicht die Einteilung der Regenwürmer in funktionale Gruppen. In vier je 0,25 m² großen Metallringen wurden zweimal 10 l Formalinlösung (0,37 %ig) mit einem zeitlichen Abstand von 10 Minuten aufgebracht. Die handausgelesenen Regenwürmer wurden in Flaschen mit 3,7 %iger Formalinlösung überführt. Die Artenbestimmung erfolgte nach den Bestimmungsschlüsseln von SIMS & GERARD (1985). Zur Bestimmung des Frischgewichtes jedes einzelnen Regenwurmes wurde eine elektronische Standard-Laborwaage benutzt.

Die Ermittlung der pH-Werte erfolgte potenziometrisch mit einer Glaselektrode in einer homogenen Suspension aus 10 g Feinboden und einer 0,01 M $CaCl_2$-Lösung (vgl. UTERMANN 2000).
Die organischen Kohlenstoff-(C_{org}) und Gesamt-Stickstoff-Gehalte (N_t) der mineralischen Oberböden wurden mit dem LECO CHN-1000 Analyser durch trockene Veraschung im Sauerstoffstrom bei 1000° C bestimmt (vgl. UTERMANN 2000). Das C/N-Verhältnis gibt Auskunft über die bodenbiologische Aktivität und die Humusqualität (AG BODEN 1994).

4.4.4 Prozess-Beurteilungsschemata nach SCHERRER

Zur Identifikation der Abflussprozesse wurde vergleichend zu den oben aufgeführten Methoden das Prozess-Beurteilungsschema von SCHERRER (2004) auf die Versuchsstandorte angewendet.
Der Bestimmungsschlüssel baut auf den Untersuchungen des IHW (2000) auf und dient der Ermittlung maßgebender Abflussprozesse (hochwasserrelevante Flächen) in Einzugsgebieten (SCHERRER & NAEF 2001). Die Zuordnung eines Standorts lässt sich mit den nutzungsorientierten Prozess-Beurteilungsschema (PBS) vornehmen. Diese sollen die Schlüsselstellen zeigen, die einen Abflussprozess auslösen sollen. Generell werden Prozesse nach intensiven oder weniger intensiven Landregen und normalen oder von Grund- oder Stauwasser maßgeblich beeinflussten Böden unterschieden. Als Landnutzungsvarianten werden Acker, Wiesen und

Weiden, Rebberge und Wald ausgewiesen. Als Kriterien werden in Tab. 4.3 folgende Parameter im PBS über Ja/Nein-Antworten abgefragt. Die auf die Versuchsstandorte angewandten PBS sind im Anhang (A.1-A.4) aufgeführt.

Tab. 4.3: Kriterien der Prozess-Beurteilungsschemata nach SCHERRER (2004)

Oberfläche	Oberboden	Unterboden und Geologie
▪ Deckungsgrad ▪ Hydrophobizität, hydrophober Humus ▪ Hangneigung ▪ Hohe Oberflächenrauhigkeit	▪ Matrix verdichtet ▪ Makroporosität groß ▪ Verschlämmungsneigung ▪ Packungsdichte	▪ Pflugsohle ▪ Matrixdurchlässigkeit ▪ Mächtigkeit ▪ Laterale Fließwege und Drainagen ▪ Flurabstand Grundwasser ▪ Stauschicht (in mächtigen bis sehr mächtigen Böden) ▪ Lage der Vergleyungsmerkmale ▪ Packungsdichte ▪ Durchlässigkeit (Geologie)

4.5 Statistik

Durch den KOLMOGOROV-SMIRNOV-Test wurde bestätigt, dass für die erhobenen Variablen nicht auf eine Normalverteilung der Stichproben geschlossen werden kann. Auch in Hinblick auf den geringen Stichprobenumfang der Gelände- und Laborparameter ist der Vertrauensbereich zur statistischen Annahme einer Normalverteilung nicht sehr stark, weshalb nichtparametrische Auswerteverfahren verwendet wurden (SIEGEL 1987).

Für die bodenphysikalischen Kennwerte wurden das arithmetische Mittel ($\bar{x}$) und der relative Varianzkoeffizient (V_r) der Stichproben angegeben. Der Varianzkoeffizient drückt die Standardabweichung (s) und damit die Streuung der Messwerte um den Mittelwert in Prozent aus. Bei den Parametern ka, kf und Ew wurde das geometrische Mittel ($\bar{x}_G$) angegeben. Besonders die Wasserleitfähigkeit kann wegen des starken Einflusses von Größe, Form und Kontinuität der Kapillaren auch bei Böden mit vorherrschendem Primärporensystem geometrisch variieren (HARTGE & HORN 1989). Die Bewertung der Kennwerte erfolgte nach den Vorgaben der AG BODEN (1994).

Um den Vergleich der Lage zweier unabhängiger Stichproben zu ermöglichen, wurde als parameterfreier Rangsummentest der MANN-WHITNEY U-Test durchgeführt. Er gilt als eines der stärksten nicht-parametrischen Prüfverfahren und stellt eine brauchbare Alternative zum t-Test dar. Weist die eine Stichprobe im Durchschnitt kleinere Werte als die andere auf, so werden sich die Rangsummen beider Stichproben signifikant unterscheiden. Der Test prüft die Nullhypothese, dass beide Stichproben der gleichen Grundgesamtheit angehören. Zur Ab-

lehnung der Null-Hypothese wurde aufgrund des geringen Stichprobenumfanges eine Irrtumswahrscheinlichkeit von durchgehend 10 % ($\alpha = 0{,}1$) toleriert und durch das Symbol '*' gekennzeichnet; nicht signifikante Unterschiede durch die Abkürzung 'n.s.'.

Um die Stärke des Zusammenhanges zweier Variablen zu ermitteln wurde der Rangkorrelationskoeffizient nach SPEARMAN (r_S) verwendet. Dieser Test eignet sich für kleine Stichprobenumfänge ohne Annahme einer Normalverteilung. Außerdem wird die Wirkung von Ausreißern, welche die Größe der Produktmoment-Korrelationskoeffizienten (r) stark beeinflussen können, abgeschwächt. Korrelationen auf dem Niveau von 0,01 wurden als hochsignifikant (**) und solche auf dem Niveau von 0,05 als signifikant (*) gekennzeichnet (SACHS 1997; SIEGEL 1987).

Die statistischen Berechnungen wurden mit SPSS durchgeführt.

5 Ergebnisse

Die Untersuchungsergebnisse werden für die Substrate und Landnutzungsarten separat aufgeführt, wobei jeweils zuerst die Standorteigenschaften vorgestellt werden. Die vollständigen Untersuchungsergebnisse sind im Anhang verzeichnet. Darauf folgen die Ergebnisse der Beregnungsversuche und schließlich die Ausweisung der jeweils abflusserklärenden Indikatoren. Diese werden zusätzlich mit den Prozess-Beurteilungsschemata von SCHERRER (2004) verglichen. Nach der Charakterisierung der Standorte werden Zusammenhänge zwischen den Untersuchungsergebnissen und -methoden herausgestellt.

5.1 Untersuchungsgebiet Greverath

Die Leitbodenform des Untersuchungsgebietes Greverath repräsentierte eine (Norm-) Braunerde aus schutt- und kiesführendem Sand (aus Sandsteinen, Lösslehm und tertiärem Sand) über schutt- und kiesführendem Sand (aus Sandsteinen und tertiärem Sand) (Foto 5.1). Unter Waldnutzung waren die Braunerden schwach podsoliert. Die Mächtigkeit der schwach schluffig bis schwach lehmig-sandigen Hauptlage, in der die Bv-Horizonte entwickelt waren, schwankte zwischen 20 cm und 80 cm und war von gelb-oranger Farbe (10 YR 8/6). In den A-Horizonten dominierte ein Subpolyedergefüge, das mit zunehmender Tiefe im Bv-Horizont in ein Einzelkorngefüge überging. Der geringe Grobbodenanteil wurde aus solifluidal umgelagerten Steinen des Buntsandsteins und tertiären Kiesen gebildet. Die weiß-gräulichen (10 YR 8/1) Sande der ober-/unteroligozänen Arenrather Fazies bildeten die II lCv-Horizonte. Der Feinboden, ein feinsandiger Mittelsand mit Einzelkorngefüge, war mit schwach tonig-sandigen Schichten durchzogen, die ein Kittgefüge aufwiesen.

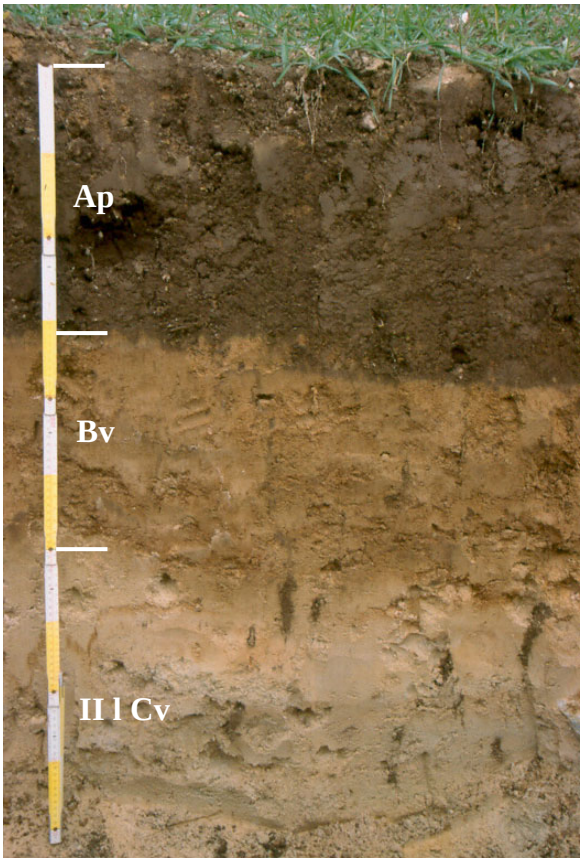


Foto 5.1: (Norm-) Braunerde bei Greverath

Neben den Braunerden waren an Unterhängen und in Mulden verbreitet Kolluvisole als Folge des menschlichen Wirtschaftens verbreitet. In Kulminationsbereichen waren die Braunerden kleinräumig mit Regosolen vergesellschaftet.

5.1.1 Abflussbildungsprozesse der Ackerversuchsflächen bei Greverath

5.1.1.1 Standorteigenschaften

Die Ackerstandorte waren im Versuchszeitraum mit Gerste bestellt und wurden hangparallel bearbeitet. Bei den ersten beiden Ackerstandorten handelte es sich um (Norm-) Braunerden, beim dritten um einen (Norm-) Kolluvisol (Tab. 5.1).

Tab. 5.1: Profilübersichten der Ackerstandorte Greverath

Greverath Acker 1			(Norm-) Braunerde
Tiefe [cm]	Horizont	Feinboden	Grobboden [Vol.-%]
0-35	Ap	Su2	5
35-60	Bv	Su2	5
60-80	II lCv1	mSfs	7
80-100	II lCv2	St2	20
Greverath Acker 2			(Norm-) Braunerde
0-30	Ap	Su2	5
30-45	Bv	Su2	5
45-60	Bv+II lCv1	Su2	7
60-80	II lCv1	mSfs	7
80-100	II lCv2	St2	15
Greverath Acker 3			(Norm-) Kolluvisol
0-30	Ap	Su2	3
30-90	M	Su2	3
90-100	II rBv	Su2	5

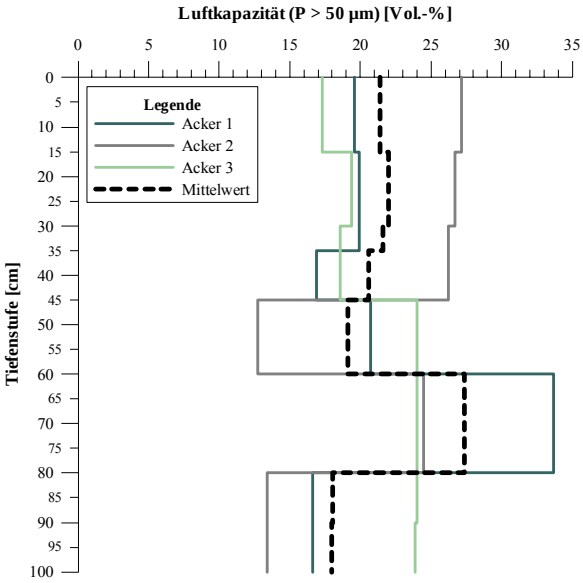


Abb. 5.1: Mittlere Luftkapazitäten (P ∅ > 50 µm) der Ackerstandorte Greverath (*n* = 6)

Die Feldkapazitäten zwischen 179,5 l/m³ und 219,9 l/m³ waren wegen der geringen Anteile an Mittel- und Feinporen als gering zu bewerten (vgl. A. 5.1 - A. 5.3). Aufgrund der hohen texturellen Grobporosität des sandigen Substrates (Abb. 5.1) lagen die maximalen Wasserkapazitäten jedoch mehr als doppelt so hoch. Der erste und dritte Ackerstandort zeigten im Bereich der Pflughorizonte/-sohle mittlere bis hohe Trockenrohdichten und somit Hinweise auf eine anthropogene Verdichtung (Abb. 5.2). Während beim ersten Ackerstandort der Permeabilitätsparameter für Wasser hierdurch keine negative Beeinträchtigung zeigte, wies der (Norm-) Kolluvisol zwischen 15 cm und 45 cm geringere Wasserleitfähigkeiten als die beiden Braunerden auf, die aber nach der KA4 immer noch als hoch bezeichnet werden können (Abb. 5.3).

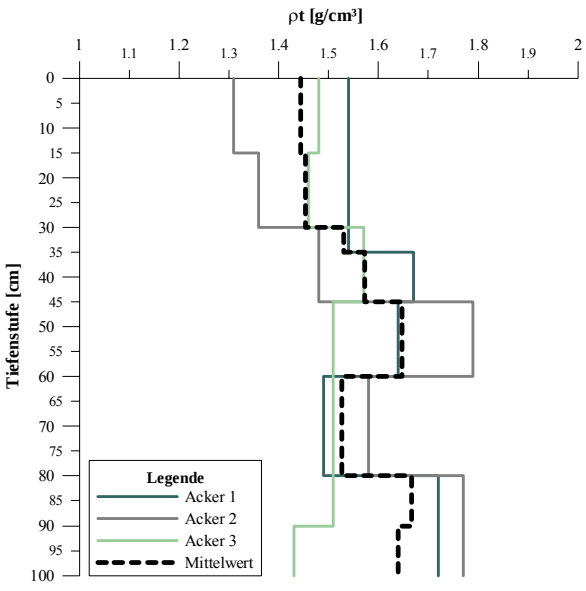


Abb. 5.2: Mittlere Rohdichten trocken der Ackerstandorte Greverath (*n* = 6)

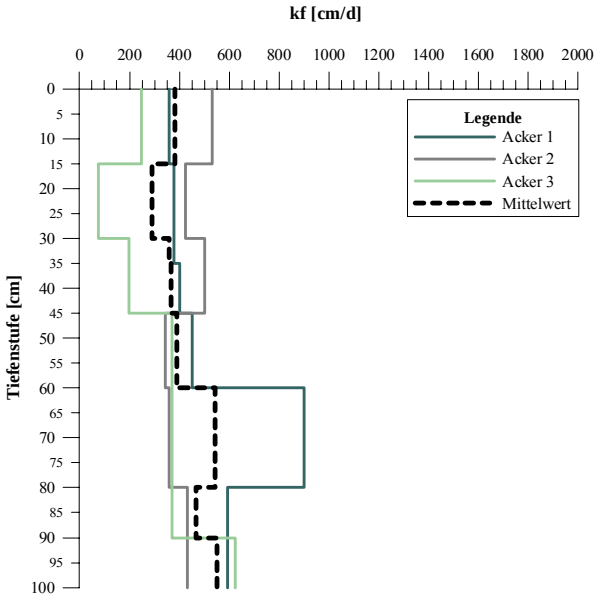


Abb. 5.3: Mittlere gesättigte Wasserleitfähigkeiten der Ackerstandorte Greverath (*n* = 6)

Auch die Endinfiltrationsrate von 259,2 cm/d des dritten Ackerstandortes fiel am geringsten aus, während die Braunerden hohe bis sehr hohe Infiltrationsraten aufwiesen. Als einschränkendes Kriterium für die Infiltrationsleistung der Ackerstandorte ließ sich die starke bis sehr starke Verschlämmungsneigung des Substrates (Su2) benennen. Die stark voneinander abweichenden bodenphysikalischen Merkmale der II lCv-Horizonte waren eine Folge der wechselnden Substrateigenschaften, da insbesondere der Feinsandanteil variierte und schwach tonige Schichten auftraten.

Die biogene Grobporosität der Ap-Horizonte war mit durchschnittlich 121,7 Regenwurmröhren/m² am höchsten. In ca. 60 cm Tiefe lag sie bei 48,1 Regenwurmröhren/m² (Abb. 5.4). Die

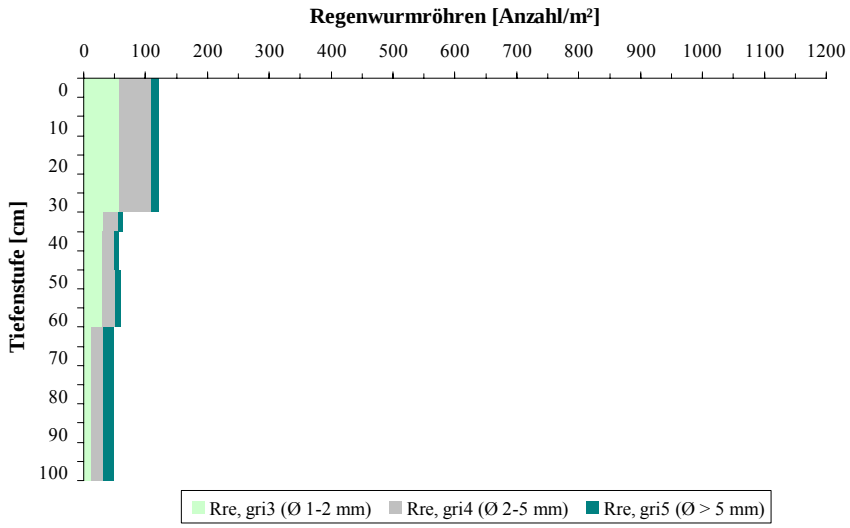


Abb. 5.4: Mittlere Anzahl an Regenwurmröhren der Ackerstandorte Greverath (*n* = 9)

Makroporosität wurde nach SCHERRER (2004) für alle Horizonte als groß bis sehr groß eingestuft und ließ demnach eine normale bis große Infiltrations- und Versickerungskapazität erwarten.

Bei einer mittleren Abundanz von 38,8 adulten Individuen/m² dominierte die endogäische Lebensform *Aporrectodea caliginiosa*. Obwohl *Lumbricus terrestris* nur 21 % der adulten Individuen ausmachte, erreichte er 46,2 % der Gesamtbiomasse. Die epigäische Lebensform *Lumbricus castaneus* wurde nur auf dem dritten Ackerstandort angetroffen (A. 5.4). Die pH-Werte der Ackerstandorte lagen im stark bis mittel sauren Bereich.

5.1.1.2 Abflusseigenschaften

Beim ersten und dritten Ackerstandort setzten bei Ausgangsbodenwassergehalten von 96,6 % bzw. 96,4 % der Feldkapazitäten bereits beim ersten Beregnungsintervall des ersten Tages Oberflächenabfluss ein (A. 5.5 und A. 5.9). Der zweite Ackerstandort wies mit 82,3 % Sättigung der Feldkapazität einen geringeren Wassergehalt auf und Oberflächenabfluss trat erst beim zweiten Beregnungsintervall des ersten Tages auf (A. 5.7). Nach Abschluss der Beregnungen des ersten Tages waren die Feldkapazitäten der Ackerstandorte gesättigt, so dass sich der überwiegende Teil des Beregnungswassers als Sickerwasser in den weiten Grobporen bewegte. An den folgenden zwei Beregnungstagen setzte bei allen Ackerstandorten beim ersten Beregnungsintervall Oberflächenabfluss ein und die Abflusskoeffizienten erreichten ihre Maxima jeweils am letzten Beregnungstag, wobei der dritte Ackerstandort insgesamt die höchsten Abflusssummen aufwies (Tab. 5.2). Durch den hohen Anteil an weiten Grobporen hätten die Standorte bis zur Sättigung ihrer maximalen Wasserkapazitäten theoretisch zwischen 5,4 und 5,7mal soviel Beregnungswasser wie aufgebracht aufnehmen können.

Tab. 5.2: Wasserhaushaltsbilanz der Ackerstandorte Greverath

Prozesse [%]	Acker 1			Acker 2			Acker 3		
	1. Tag	2. Tag	3. Tag	1. Tag	2. Tag	3. Tag	1. Tag	2. Tag	3. Tag
HOF	9,6	10,1	15,3	2,4	7,1	10,6	15,3	21,6	30,1
SOF									
SSF									
DP	70,4	89,9	84,7	16,1	92,9	89,4	65,7	78,4	69,9
ΔWG (FK)	20,0			81,5			19,0		

Die Abflussganglinien der drei Ackerstandorte zeigten vergleichbare Verläufe, wenn auch mit unterschiedlichen Maximalintensitäten (Abb. 5.5 - Abb. 5.7). Kurz nach Beregnungsbeginn setzten Oberflächenabflüsse ein, deren Intensitäten exponentiell anstiegen und nach ca. 10 Minuten Beregnung ihre Maxima erreichten und auf diesem Niveau bis zum Ende der Beregnungen relativ konstant verblieben. Nach den Beregnungen sanken die Intensitäten und

Abflussmengen rasch ab; das Nachlaufen des Oberflächenabflusses dauerte z.T. bis zu 20 Minuten an.

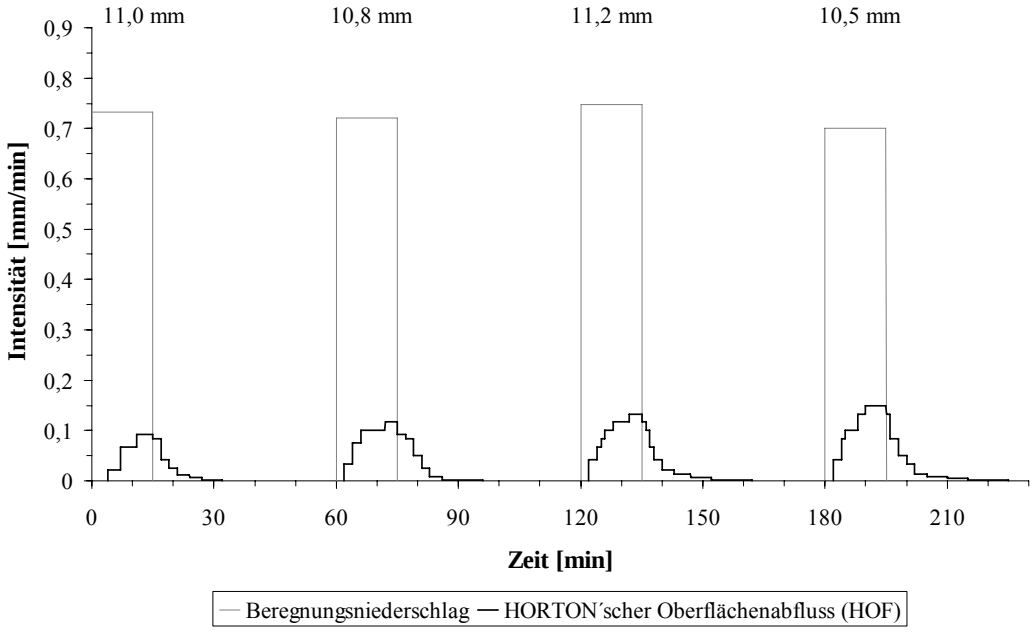


Abb. 5.5: Abflussganglinie Greverath Acker 1, 3. Beregnungstag

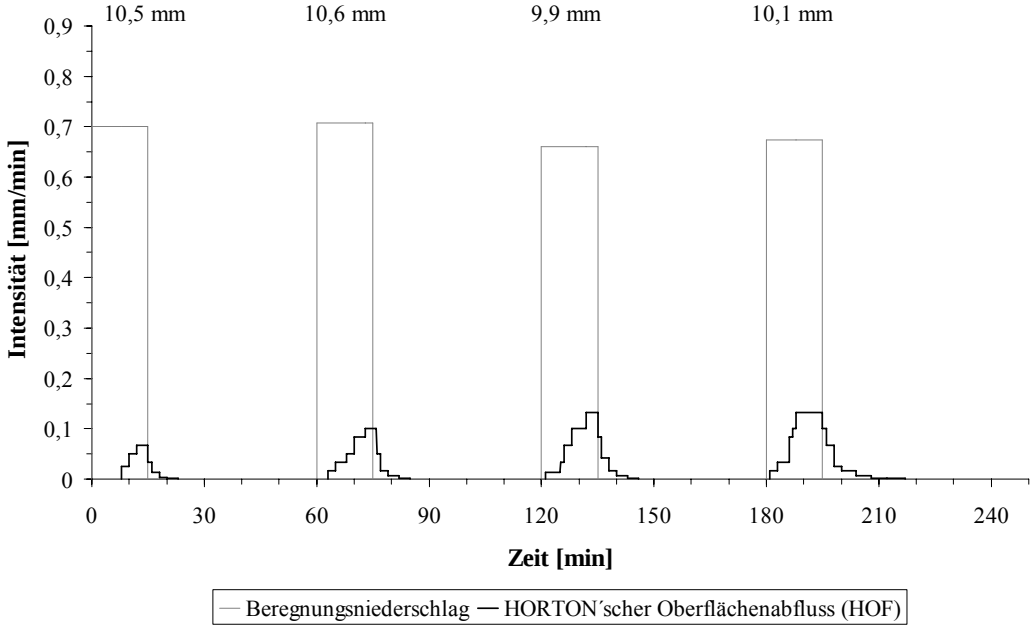


Abb. 5.6: Abflussganglinie Greverath Acker 2, 3. Beregnungstag

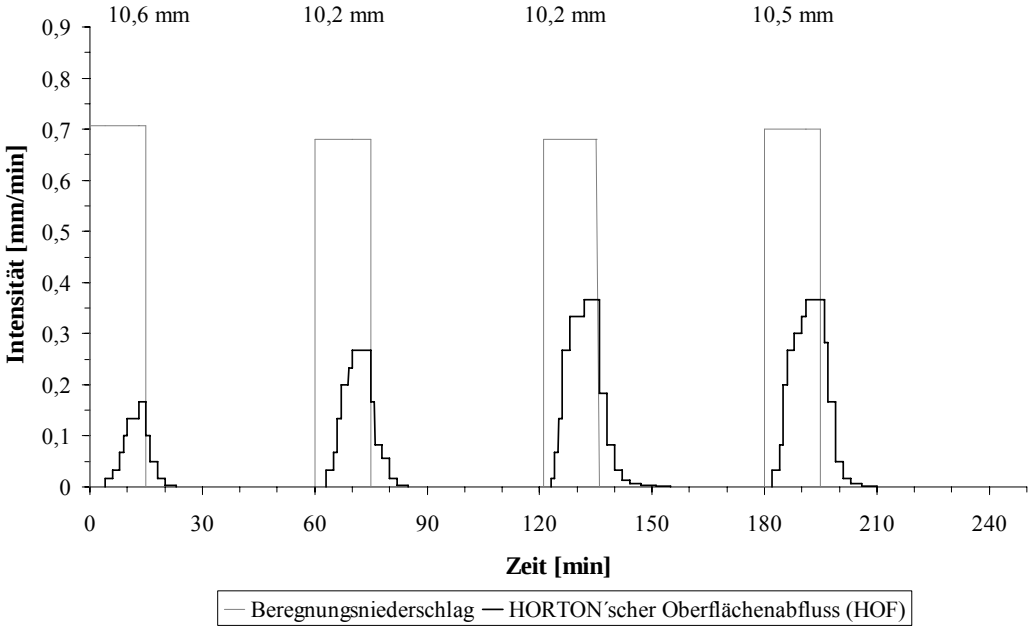


Abb. 5.7: Abflussganglinie Greverath Acker 3, 3. Beregnungstag

5.1.1.3 Prozessindikation

Der größte Teil des Beregnungswassers versickerte auf den drei Ackerstandorten, weshalb als dominanter Abflussprozess die Tiefensickerung (DP) zu benennen war. Die hohen Wasserleitfähigkeiten der Cv-Horizonte und der liegende mittlere Buntsandstein ließen auf eine relativ ungehinderte Grundwasserneubildung schließen. Der hohe Anteil an weiten Grobporen, die hohen kf-Werte und Infiltrationsraten belegten die günstigen Infiltrations- und Versickerungseigenschaften der Ackerstandorte und waren als Indikatoren für die Tiefensickerung geeignet. Die Bedeutung der biogenen Grobporosität trat gegenüber der hohen Matrixdurchlässigkeit zurück. HORTON´scher Oberflächenabfluss trat als Folge der Oberflächenverschlämmung auf, wodurch die Niederschlagsintensität die momentane Infiltrationsrate des Bodens überstieg. Die höheren Abflusskoeffizienten des dritten Ackerstandortes konnten auf eine Bodenverdichtung zurückgeführt werden. Belege hierfür lieferten die geringeren kf-Werte im Oberboden und die Infiltrationsrate. Durchschnittlich lag der Abflusskoeffizient des Oberflächenabflusses bei 13,6 %. Die maßgeblichen Indikatoren für die Prozessbeurteilung der Beregnungsversuche sind in der Abb. 5.8 zusammengefasst.

Nach dem Prozess-Beurteilungsschema von SCHERRER (2004) würde als Abflussprozess für die Ackerstandorte ein verzögerter HORTON´scher Oberflächenabfluss (HOF2) resultieren. Dabei wurde folgender Abfrageweg für „intensive Niederschläge“ und „normale Böden“ gewählt (vgl. A. 4.1):

Prozessbeurteilungs-Schema nach SCHERRER für Acker 1-3:

Vegetation: Deckungsgrad > 50 %? (nein)
Oberboden: Verschlämmungsneigung groß? (ja) – Makroporosität groß (Pd1-2)? (ja) = HOF2

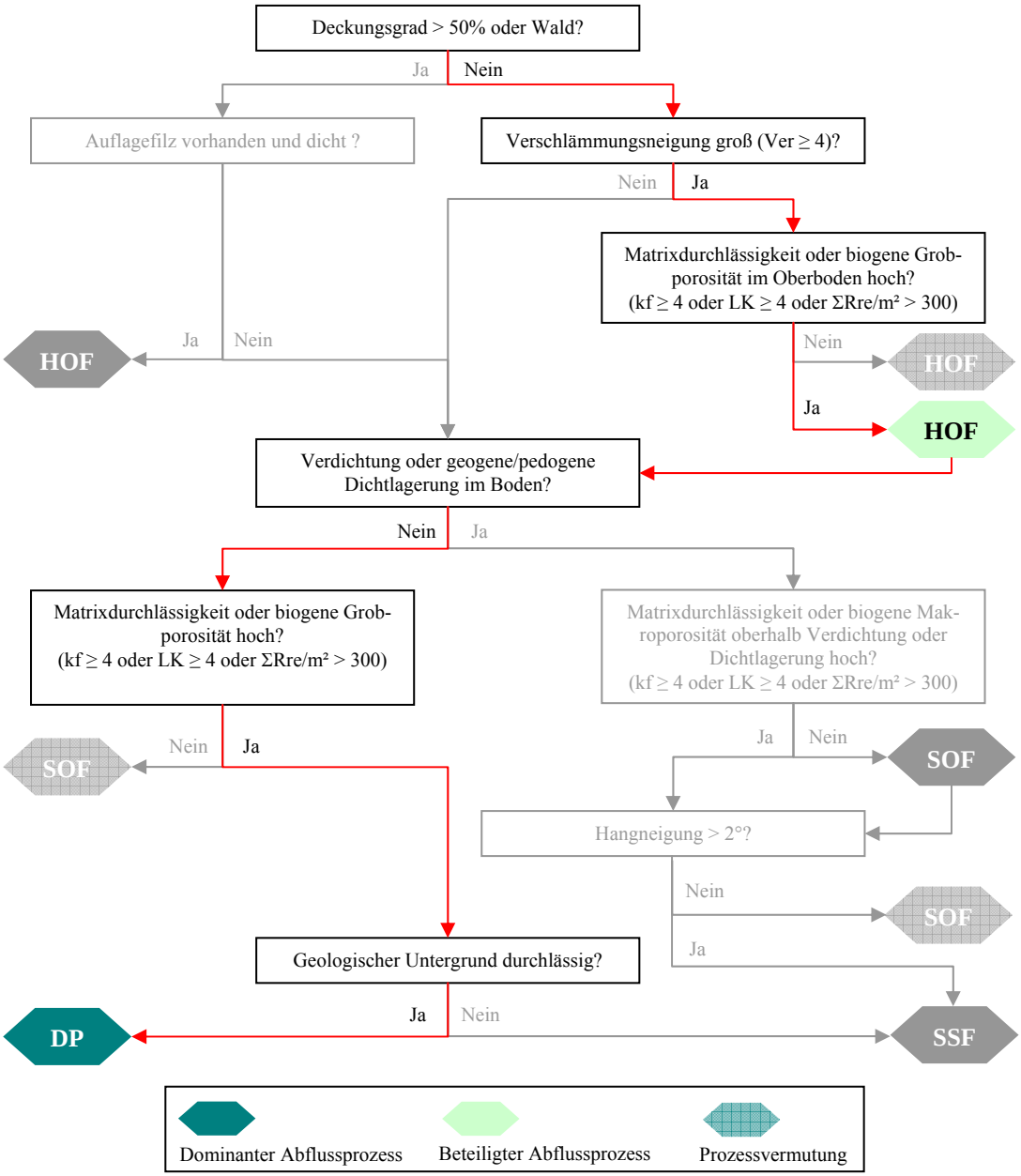


Abb. 5.8: Prozessindikation der Ackerversuchsflächen bei Greverath durch Beregnungsversuche (Voraussetzung: Starkniederschlag, Winterhalbjahr, Sättigungsdefizit der FK < 10 %, Hauptbodenart Sand)

In dem PBS gilt die Verschlämmungsneigung als kausale Größe für die Entstehung von HORTON-Oberflächenabfluss (HOF1 und HOF2). Die Definition der absoluten (HOF1) und verzögerten (HOF2) Oberflächenabflüsse geht allerdings von gering durchlässigen oder wassergesättigten Böden aus, was auf die untersuchten Standorte nicht zutraf. Das PBS stimmte zwar insofern mit den Ergebnissen der Beregnungsversuche überein, als dass Oberflächenabfluss

auf den Ackerstandorten auftrat, er setzte jedoch direkt an den Niederschlag gekoppelt ein und müsste demnach als HOF1 bezeichnet werden. In der Wasserhaushaltsbilanz überwog zudem die Tiefensickerung als Prozess. Das Auftreten mehrerer Prozesstypen findet in den Schemata keine Berücksichtigung. Als abflussrelevantes Kriterium entscheidet im PBS die Makroporosität über das Auftreten und die Intensität von Oberflächenabfluss, welche aber bei dem sandigen Substrat im Vergleich zur hohen Matrixdurchlässigkeit nur eine untergeordnete Rolle einnahm.

5.1.2 Abflussbildungsprozesse der Grünlandversuchsflächen bei Greverath

5.1.2.1 Standorteigenschaften

Der erste Grünlandstandort wurde als extensive Mähweide genutzt, deren Grasnarbe einen dichten Filz aus Moosen und Feinwurzeln aufwies. Die zwei weiteren Grünlandstandorte waren im Versuchszeitraum Wiesen, die regelmäßig vom Bewirtschafter vertikutiert wurden. Als Standorte wurden drei (Norm-) Braunerden untersucht, die über reliktische Pflughorizonte verfügten (Tab. 5.3).

Tab. 5.3: Profilübersichten der Grünlandstandorte Greverath

Greverath Grünland 1			(Norm-) Braunerde
Tiefe [cm]	Horizont	Feinboden	Grobboden [Vol.-%]
0-5	Ah	Su2	3
5-25	rAp	Su2	3
25-45	Bv	Su2	5
45-100	II lCv	mSfs-St2	25
Greverath Grünland 2			(Norm-) Braunerde
0-10	Ah	Su2	7
10-30	rAp	Su2	7
30-60	Bv	Su2	7
60-100	II lCv	mSfs	20
Greverath Grünland 3			(Norm-) Braunerde
0-10	Ah	Su2	10
10-35	rAp	Su2	10
35-80	Bv	Su2	30
80-100	II lCv	mSfs	7

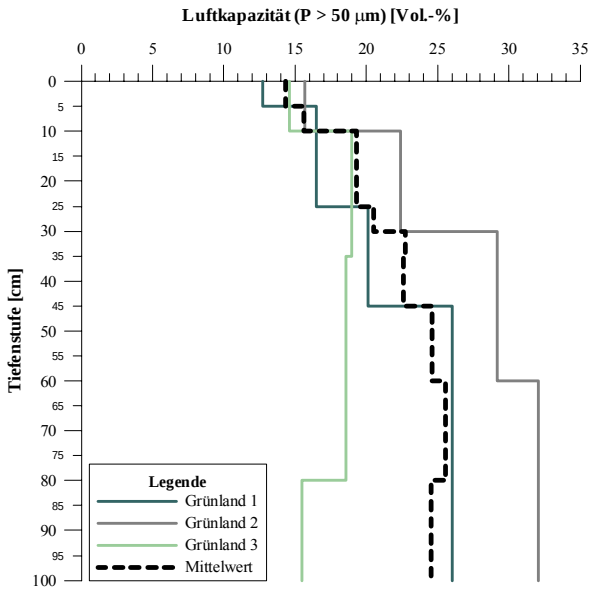


Abb. 5.9: Mittlere Luftkapazitäten (P ∅ > 50 µm) der Grünlandstandorte Greverath (*n* = 6)

Die Grünlandstandorte wiesen über die gesamte Profiltiefe geringe bis mittlere Dichteparameter auf (Abb. 5.10). Beim ersten Grünlandstandort deuteten mittlere Trockenrohdichten im rAp-Horizont und im Bereich der ehemaligen Pflugsohle auf eine frühere Bodenverdichtung hin, ebenso die kf-Werte (Abb. 5.11). Die Durchlässigkeiten für Wasser lagen nach der Klassifikation der KA4 immer noch im sehr hohen bis äußerst hohen Wertebereich, weshalb nicht

von einer die Bodenfunktionen nachhaltig beeinträchtigenden Verdichtung ausgegangen werden konnte. Allerdings war auch die Infiltrationsrate des ersten Ackerstandortes mit 42,6 cm/d nur als gering bis mittel einzustufen, während die übrigen Standorte mittlere bis hohe (151,9 cm/d, Grünland 2) bzw. hohe Infiltrationsraten (520,7 cm/d, Grünland 3) aufwiesen (A. 5.11 - A. 5.13).

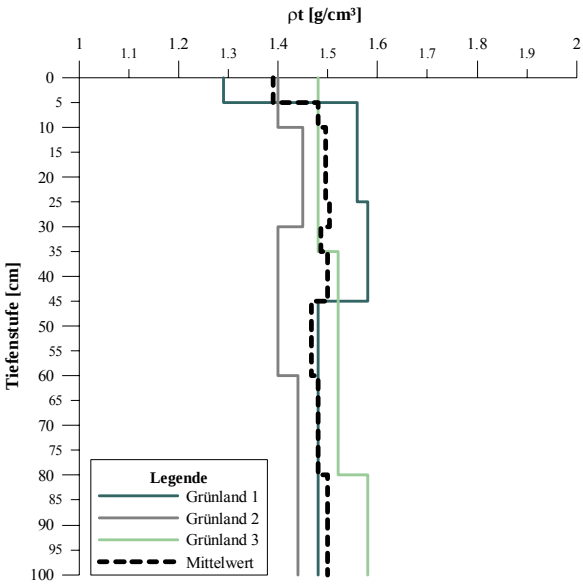


Abb. 5.10: Mittlere Rohdichten trocken der Grünlandstandorte Greverath (*n* = 6)

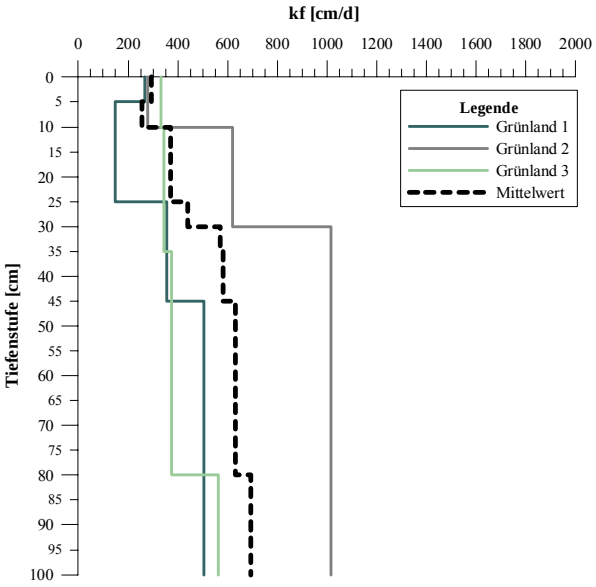


Abb. 5.11: Mittlere gesättigte Wasserleitfähigkeiten der Grünlandstandorte Greverath (*n* = 6)

Mit durchschnittlich 175,8 Regenwurmröhren/m² im Oberboden und 80,2 Regenwurmröhren/m² in 80 cm Tiefe lag die biogene Grobporosität der Grünlandstandorte über der der Ackerstandorte (Abb. 5.12).

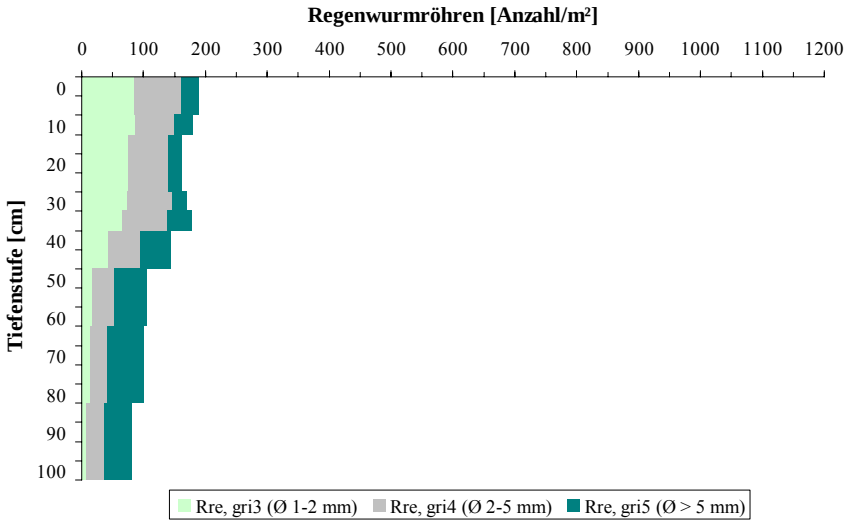


Abb. 5.12: Mittlere Anzahl an Regenwurmröhren der Grünlandstandorte Greverath (*n* = 9)

Nach der Klassifikation von SCHERRER (2004) und der Multiplikation der Regenwurmröhren > 5 mm mit dem Faktor fünf, würde die als große bis sehr große einzustufende Makroporosität eine normale bis große Infiltration über das gesamte Profil erwarten lassen. Diese Bewertung deckte sich nicht mit den ermittelten Infiltrationsraten des ersten Grünlandstandortes.

Die Grünlandstandorte wiesen insgesamt ein reicheres Artenspektrum und höhere Abundanzen als die Ackerstandorte auf, wobei die epigäischen Lebensformen dominierten (A. 5.14). *Lumbricus terrestris* verfügte mit 32,5 % der adulten Individuen über den größten Anteil an der Gesamtbiomasse. Die endogäischen Arten *Aporrectodea caliginosa* und *Aporrectodea chlorotica* ergänzten das Spektrum.

5.1.2.2 Abflusseigenschaften

Beim ersten Grünlandstandort setze am ersten Beregnungstag gegen Ende des zweiten Beregnungsintervalles Oberflächenabfluss ein (A. 5.15). Der Bodenwasserausgangsgehalt betrug 89,2 % der Feldkapazität. An den folgenden Beregnungstagen trat bei gesättigter Feldkapazität bereits gegen Ende der jeweils ersten Beregnungsintervalle Oberflächenabfluss auf, wobei die Abflusskoeffizienten deutlich höher als am ersten Tag lagen (Tab. 5.4). Am zweiten und dritten Beregnungstag kam es jeweils mit dem zweiten Beregnungsintervall zu einem abrupten Anstieg der Maximalintensitäten, die zwischen 0,37 mm/min und 0,43 mm/min erreichten (Abb. 5.13, A. 5.16). Nach den jeweiligen Intervallen konnte das Nachlaufen des Oberflächenabflusses bis zu 55 Minuten andauern.

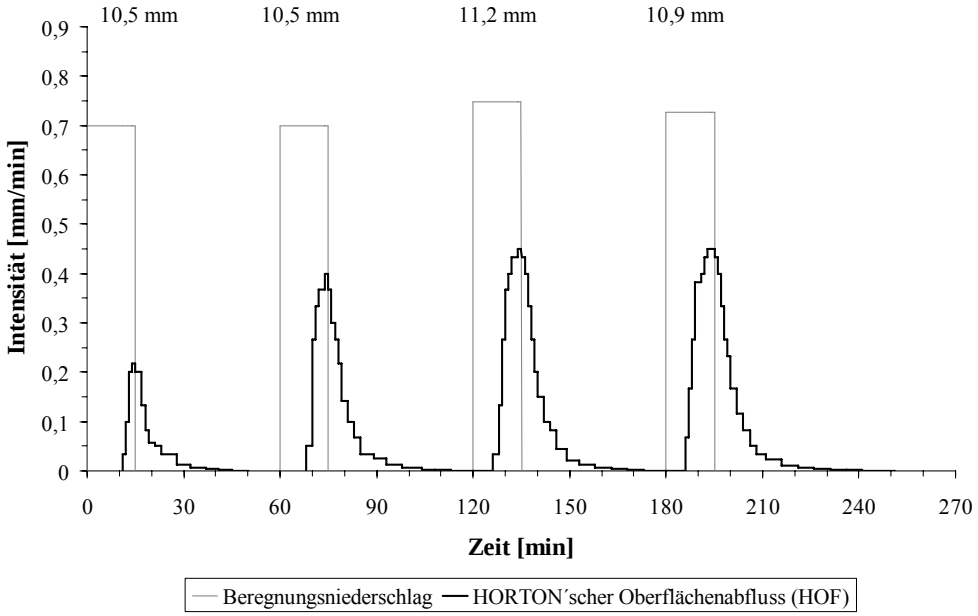


Abb. 5.13: Abflussganglinie Greverath Grünland 1, 3. Beregnungstag

Der zweite und dritte Grünlandstandort zeigten an keinem Beregnungstag Oberflächenabfluss, bei Bodenausgangswassergehalten von 93,5 % bzw. 96,3 % der Feldkapazitäten am ersten Beregnungstag. Auch zwei zusätzliche Intervalle am jeweils letzten Tag hatten keinen Oberflächenabfluss zur Folge.

Tab. 5.4: Wasserhaushaltsbilanz der Grünlandstandorte Greverath

Prozesse [%]	Grünland 1			Grünland 2			Grünland 3		
	1. Tag	2. Tag	3. Tag	1. Tag	2. Tag	3. Tag	1. Tag	2. Tag	3. Tag
HOF	9,3	26,4	38,7						
SOF									
SSF									
DP	32,0	73,6	61,3	70,3	100,0	100,0	76,7	100,0	100,0
ΔWG (FK)	58,7			29,7			23,3		

5.1.2.3 Prozessindikation

Beim ersten Grünlandstandort führte ein Auflagefilz aus einem dichten Wurzelgeflecht und Moosen zu einer deutlichen Herabsetzung der Infiltrationskapazität, was zu einem direkt an den Niederschlag gekoppelten Oberflächenabfluss führte. Als Indikator für eine die Infiltration hemmende Wirkung des Auflagefilzes konnte lediglich die Infiltrometrie einen Beleg liefern. Fehlte der Auflagefilz, so konnte wegen der durchlässigen Textur sämtliches Niederschlagswasser infiltrieren und versickern (Grünland 2 und Grünland 3; Abb. 5.14).

In dem PBS für Wiesen und Weiden mit intensiven Niederschlägen und normalen Böden ist ein Auflagefilz als abflusssteuernde Größe nicht vorgesehen. Allerdings werden hydrophobe Effekte von Pflanzenmaterialien als Infiltrationshemmnisse benannt, weshalb für den ersten Grünlandstandort diesem Abfrageweg im PBS gefolgt wurde:

Prozessbeurteilungs-Schema nach SCHERRER für Grünland 1:

Vegetation: Deckungsgrad > 50 %? (ja)
Oberboden: hydrophober Humus? (ja) – Hydrophobizität persistent? (ja) – Makroporosität groß (Pd 1-2)? (ja)
Unterboden: Gesamtmächtigkeit des Bodens < 1 m? (nein) – Stauschicht vorhanden (Pd 4-5)? (nein) - Makroporosität groß (Pd 1-2)? (ja) – Matrixdurchlässigkeit groß? (ja) – Mächtigkeit > 1,5 m? (ja) = DP

Prozessbeurteilungs-Schema nach SCHERRER für Grünland 2-3:

Vegetation: Deckungsgrad > 50 %? (ja)
Oberboden: hydrophober Humus? (nein) – Matrix verdichtet (Pd 4-5)? (nein) – Makroporosität groß (Pd 1-2) ? (ja)
Unterboden: Gesamtmächtigkeit des Bodens < 1 m? (nein) – Stauschicht vorhanden (Pd 4-5)? (nein) – Makroporosität groß (Pd 1-2)? (ja) – Matrixdurchlässigkeit groß? (ja) – Mächtigkeit > 1,5 m? (ja) = DP

Aus dem PBS resultierte die Tiefensickerung, wodurch die Ergebnisse der Beregnungen insgesamt bestätigt wurden. Inhaltlich inkonsequent erscheint jedoch die Abfrage der Makroporosität und nicht die der Matrixdurchlässigkeit, um über das Auftreten von HOF1 oder DP zu entscheiden und dies trotz einer persistent hydrophoben Humusform. Beim PBS für Ackerstandorte führte die Verschlämmungsneigung der Bodenoberfläche zu HOF1, bei Grünland

ein stark infiltrationshemmender Effekt (Hydrophobizität) jedoch in Abhängigkeit von der Makroporosität zur Tiefensickerung.

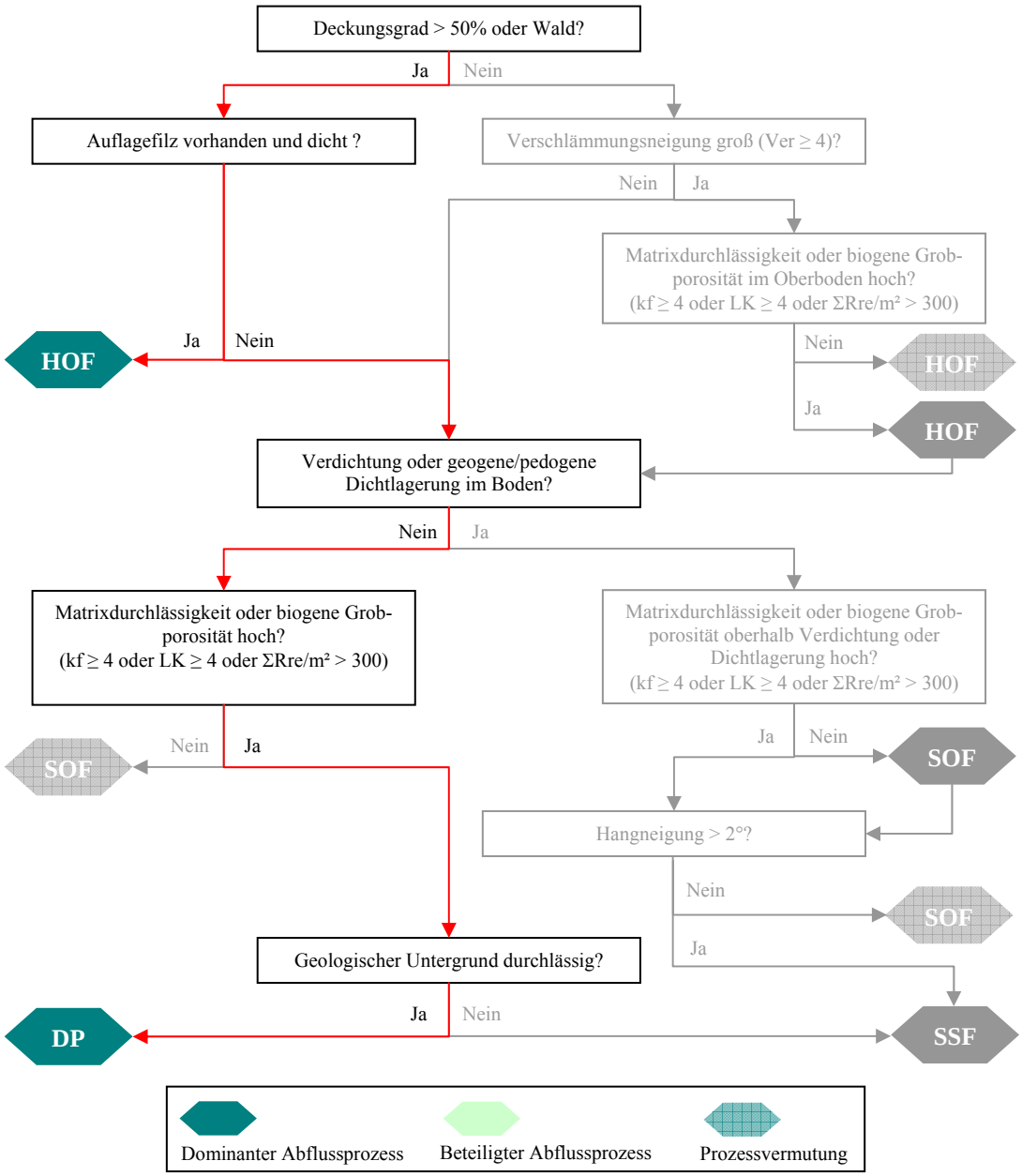


Abb. 5.14: Prozessindikation der Grünlandversuchsflächen bei Greverath durch Beregnungsversuche (Voraussetzung: Starkniederschlag, Winterhalbjahr, Sättigungsdefizit der FK < 10 %, Hauptbodenart Sand)

5.1.3 Abflussbildungsprozesse der Waldversuchsflächen bei Greverath

5.1.3.1 Standorteigenschaften

Als Waldstandorte wurden drei schwach podsolige Braunerden ausgewählt, deren A-Horizonte durch Einzelkornpodsolierung geprägt waren (Tab. 5.5).

Tab. 5.5: Profilübersichten der Waldstandorte Greverath

Greverath Wald 1			(Norm-) Braunerde
Tiefe [cm]	Horizont	Feinboden	Grobboden [Vol.-%]
0-5	Aeh	Su2	15
5-20	Bv	Su2	30
20-40	II lCv1	mSfs	50
40-50	II lCv2	mSfs-St2	15
50-80	II lCv3	St3	10
80-100	II lCv4	mSfs	10

Greverath Wald 2			(Norm-) Braunerde
0-5	Aeh	Su2	3
5-25	rAp	Su2	3
25-100	Bv	Su2	5

Greverath Wald 3			(Norm-) Braunerde
0-3	Aeh	Sl2	10
3-60	Bv	Sl2	20
60-100	II lCv	St2	30

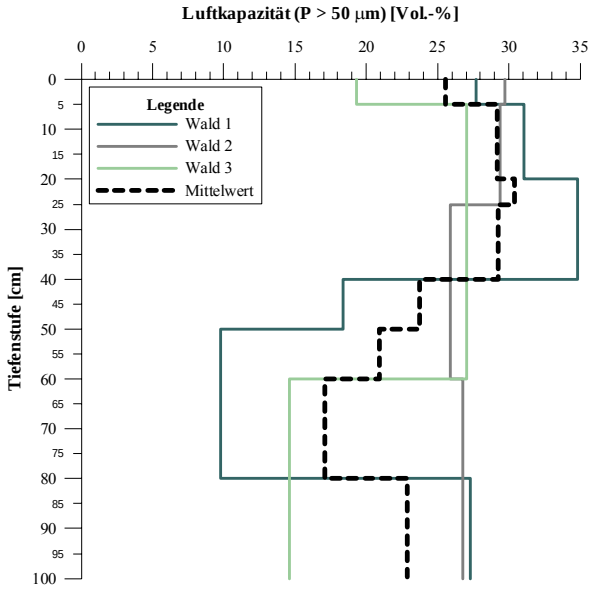


Abb. 5.15: Mittlere Luftkapazitäten (P ∅ > 50 µm) der Waldstandorte Greverath (*n* = 6)

Die ersten beiden Waldstandorte waren mit einem Altbestand aus Buchen und Kiefern bestockt, der dritte mit einem Buchenreinbestand. Als Humusform lag ein feinhumusreicher Moder vor. Anthropogene Verdichtungen konnten aufgrund der bodenphysikalischen Kennwerte ausgeschlossen werden (Abb. 5.15 - Abb. 5.17).

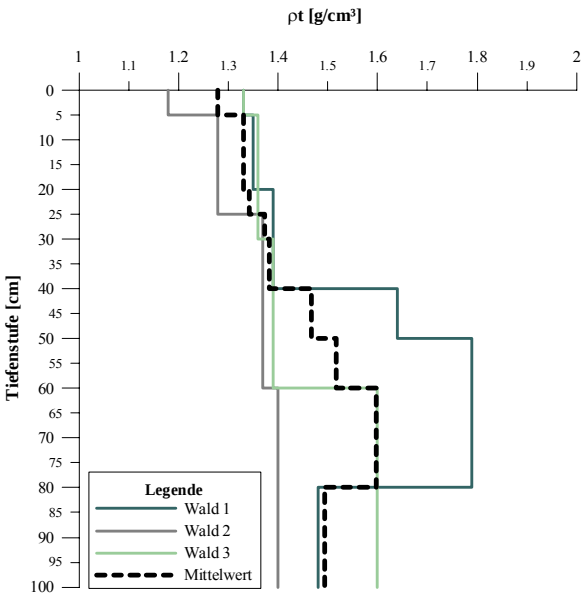


Abb. 5.16: Mittlere Rohdichten trocken der Waldstandorte Greverath (*n* = 6)

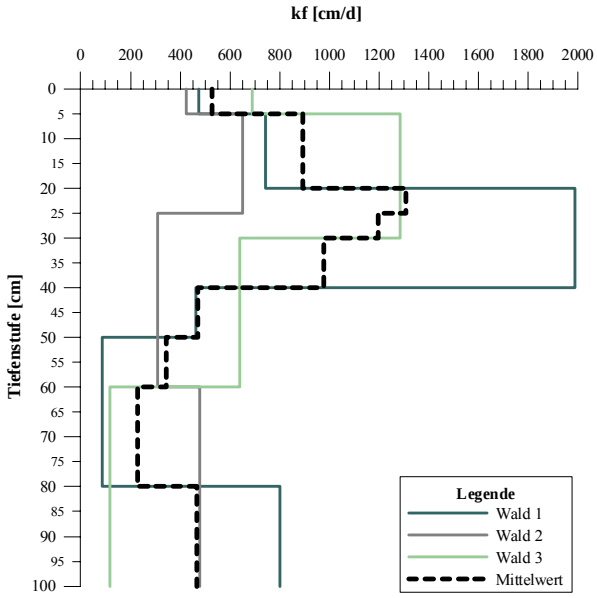


Abb. 5.17: Mittlere gesättigte Wasserleitfähigkeiten der Waldstandorte Greverath (*n* = 6)

Allerdings erreichten die Dichten der tonig-sandigen Schichten in den Cv-Horizonten hohe Werte mit reduzierter Wasserdurchlässigkeit (vgl. Wald 1 und Wald 3). Da diese Schichten

nicht sehr mächtig und flächig auftraten, bildeten sie keinen Stauhorizont. Die Wasserdurchlässigkeiten waren über die gesamte Profiltiefe als hoch bis äußerst hoch zu bezeichnen und auch die hohen Infiltrationsraten ließen eine ausreichende Versickerung in den Untergrund erwarten (A. 5.17 - A. 5.19).

Die pH-Werte der Waldstandorte lagen unter denen der Acker- und Grünlandstandorte im stark bis sehr stark sauren Bereich. Epigäische Arten dominierten die Aktivitätsdichte und wiesen die größte Biomasse auf, weshalb die Mehrzahl der Regenwurmröhren mit durchschnittlich 51,6 Röhren/m² in den Aeh-Horizonten zu finden war (Abb. 5.18). Zwischen 5 cm und 30 cm Tiefe lag die biogene Grobporosität bei durchschnittlich 14,2 Regenwurmröhren/m², die auf die endogäische Lebensform *Aporrectodea caliginosa* zurückzuführen war (A. 5.20). Anözische Regenwurmarten fehlten im Lebensformenspektrum, weshalb keine Regenwurmröhren unterhalb von 30 cm Tiefe vorgefunden wurden. Die Makroporosität der Waldstandorte ließ sich nach SCHERRER (2004) als mäßig klassifizieren und lag im kritischen Bereich der Infiltrationskapazität.

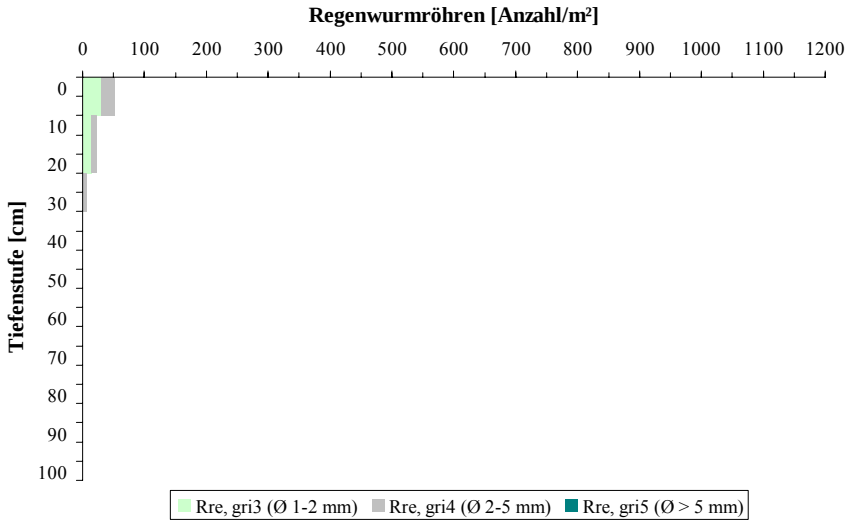


Abb. 5.18: Mittlere Anzahl an Regenwurmröhren der Waldstandorte Greverath (n = 9)

Die Durchwurzelung der Aeh-Horizonte wurde als stark, die der Bv-Horizonte als mittel eingestuft. Die II lCv-Horizonte wiesen nur noch vereinzelt Wurzeln auf, insbesondere Grobwurzeln der Kiefer.

5.1.3.2 Abflusseigenschaften

Bei einem Bodenwassergehalt von 87 % der Feldkapazität vor den Beregnungen setzte beim ersten Waldstandort minimaler Oberflächenabfluss ein. Auch bei den folgenden Intervallen blieben die Abflusskoeffizienten, unabhängig von den Bodenwassergehalten, auf niedrigem

Niveau (Abb. 5.19; A. 5.21, A. 5.22). Ursache für die Entstehung des Oberflächenabflusses war die horizontale Schichtung der Blattstreu, auf der ein geringer Teil des Beregnungswassers über kurze Distanzen abfloss, um dann zu infiltrieren. Somit wurde als Abfluss der Teil des Wassers erfasst, der kurz vor dem Auffangblech entstand, weshalb nicht von einem flächenrelevanten Prozess ausgegangen werden konnte. Die Waldstandorte wurden durch die Tiefensickerung gekennzeichnet (Tab. 5.6).

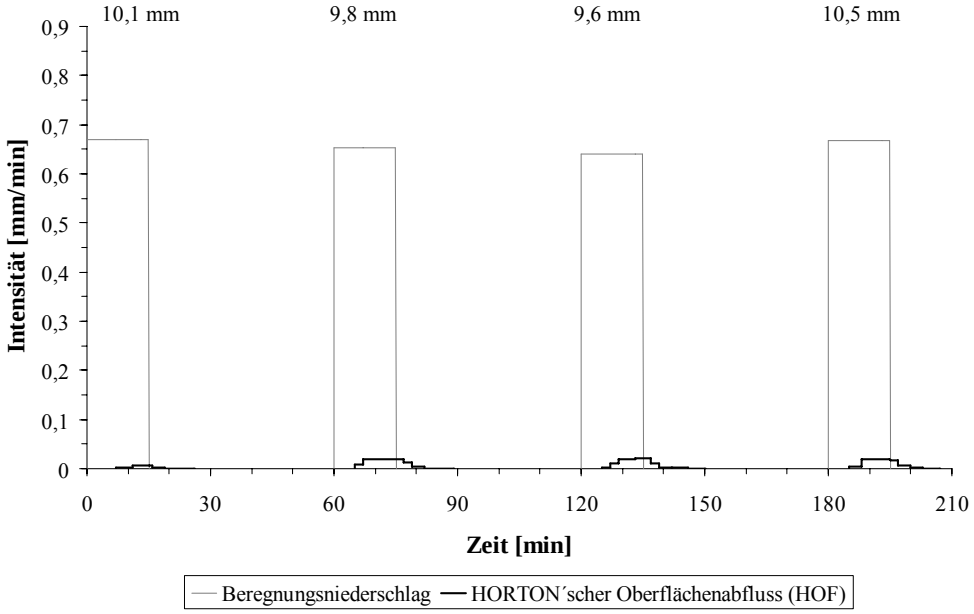


Abb. 5.19: Abflussganglinie Greverath Wald 1, 3. Beregnungstag

Tab. 5.6: Wasserhaushaltsbilanz der Waldstandorte bei Greverath

Prozesse [%]	Wald 1			Wald 2			Wald 3		
	1. Tag	2. Tag	3. Tag	1. Tag	2. Tag	3. Tag	1. Tag	2. Tag	3. Tag
HOF	1,3	1,6	1,9						
SOF									
SSF									
DP	22,8	98,4	98,1	67,2	100,0	100,0	37,1	100,0	100,0
ΔWG (FK)	75,9			32,8			62,9		

5.1.3.3 Prozessindikation

Die hohen Matrixdurchlässigkeiten der Waldstandorte wurden durch die Infiltrationsraten und bodenphysikalischen Kennwerte belegt. Ohne Infiltrationshemmnisse an der Oberfläche und begünstigt durch die Durchlässigkeit der II lCv-Horizonte und des liegenden Buntsandsteins konnte sämtliches Niederschlagswasser versickern (Abb. 5.20).

Auch das Prozessbeurteilungs-Schema für Wald führt für alle untersuchten Standorte zur Tiefensickerung (vgl. A. 4.4), obwohl das Schema keine Abfrage nach den Substrateigenschaften vornimmt, sondern über die Hangneigung und Bodenmächtigkeit zu diesem Ergebnis kommt.

Prozessbeurteilungs-Schema nach SCHERRER für die Waldstandorte:

Eigenschaften 1 ? (nein) – J > 3 %? (ja) – Boden mit Vergleyungsmerkmalen? (nein) – J > 5%? (ja) – J > 10%? (ja) – Bodenmächtigkeit > 0,3m (ja) – Bodenmächtigkeit > 0,5m? (ja) – J > 40%? (nein) – Geol. durchlässig oder Bodenmächtigkeit > 1 m? (ja) = DP

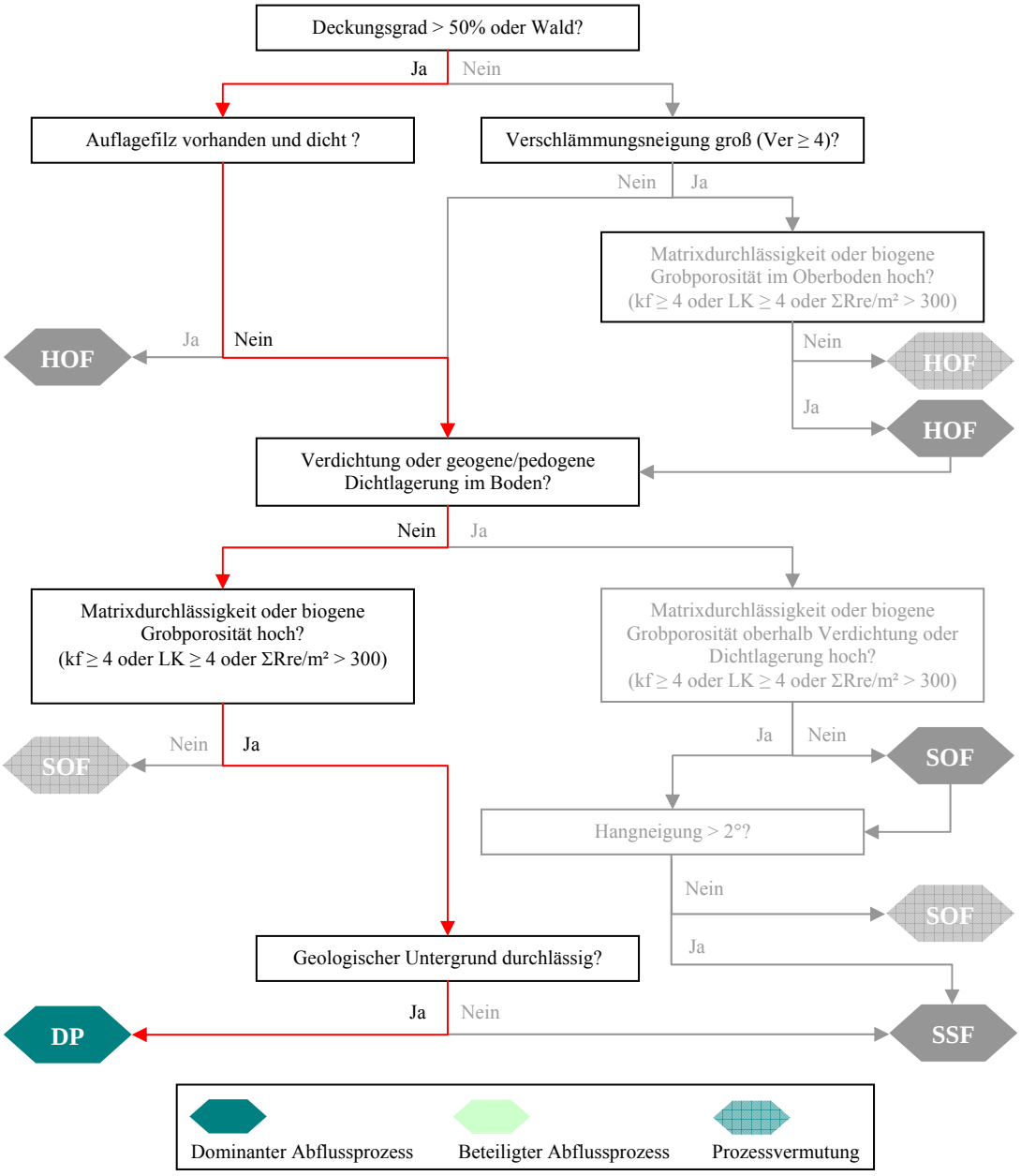


Abb. 5.20: Prozessindikation der Waldversuchsflächen bei Greverath durch Beregnungsversuche (Voraussetzung: Starkniederschlag, Winterhalbjahr, Sättigungsdefizit der FK < 10 %, Hauptbodenart Sand)

Die Waldstandorte bestätigten die für die Acker- und Grünlandstandorte getroffene Aussage, dass der biogenen Grobporosität des sandigen Substrats keine abflusssteuernde Reglerfunktion zukam. Sie zeigten unabhängig von der geringen biogenen Grobporosität hohe Infiltrations- und Versickerungsraten. Bei einem sandigen Substrat dominiert das primäre Grobporen-

volumen die Versickerung. Erst bei Substraten mittlerer bis geringer primärer Grobporosität gewinnen sekundäre Grobporen zur Kompensation dieses Mangels an Bedeutung.

5.2 Untersuchungsgebiet Idenheim

Pseudogleye stellten im Untersuchungsgebiet Idenheim unter Grünland- und Waldnutzung die häufigsten Bodentypen (Foto 5.2). Die Ackerstandorte waren weniger stark vernässt und durch Pseudogley-Braunerden und Pseudogley-Kolluvisole gekennzeichnet. In Kulminationslagen kamen vereinzelt Rendzinen und Pararendzinen vor. Für den Stauwassereinfluss waren die dicht gelagerten rötlichen (10R 3/6) und grauen (10Y 6/2) Tonmergel des Muschelkalkes im Unterboden verantwortlich. Die Mächtigkeit der Hauptlage, die auch Reste von Terrae-Material enthielt, war dabei entscheidend für den Vernässungsgrad der Böden und lag zwischen 40 cm und 60 cm. Sie war von tonig-lehmiger bis schluffig-toniger Textur, hatte eine gelblich-braune Farbe (2.5Y 5/4), und ihr Grobbodenanteil aus Mergeln und/oder Dolomit lag unter 30 Vol.-%.

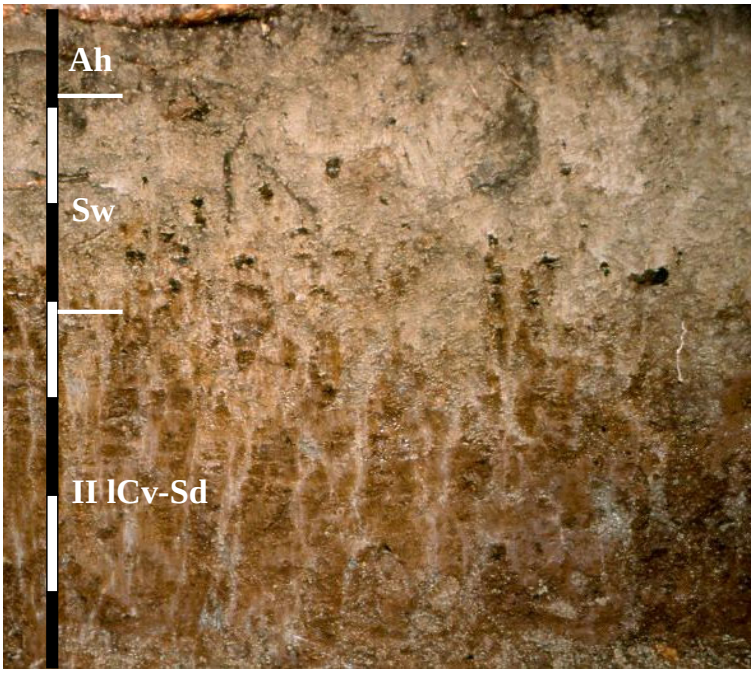


Foto 5.2: (Norm-) Pseudogley auf Mittlerem Muschelkalk bei Idenheim

5.2.1 Abflussbildungsprozesse der Ackerversuchsflächen bei Idenheim

5.2.1.1 Standorteigenschaften

Alle Ackerstandorte waren im Versuchszeitraum mit Wintergetreide bestellt und wurden hangparallel bearbeitet. Als Bodentypen wurden ein Pseudogley-Kolluvsiol aus grusführendem Hangton über tiefem schuttführendem Ton und zwei Pseudogley-Braunerden aus schuttführendem Ton/Lehm über Schuttton untersucht (Tab. 5.7).

Für die Ackerstandorte konnten keine die Bodenfunktion beeinträchtigenden anthropogenen Verdichtungen festgestellt werden (Abb. 5.22). Die Durchlässigkeiten für Wasser waren bis

zu den dichten und kohärent gelagerten Tonen des Muschelkalkes im Unterboden als äußerst hoch einzustufen.

Tab. 5.7: Profilübersichten der Ackerstandorte Idenheim

Idenheim Acker 1		Pseudogley-Kolluvisol	
Tiefe [cm]	Horizont	Feinboden	Grobboden [Vol.-%]
0-30	Ap	Tu3	7
30-50	M	Tu3	7
50-85	M-Sw	Tu3	7
85-100	II elCv-Sd	Tu2	15
Idenheim Acker 2		**Pseudogley-Braunerde**	
0-25	Ap	Lt3	5
25-45	Bv	Lt3	7
45-60	Bv-Sw	Lt3	10
60-100	II lCv-Sd	Tu3	30
Idenheim Acker 3		**Pseudogley-Braunerde**	
0-25	Ap	Lt2	10
25-55	Bv	Lt2	15
55-85	II lCv1-Sw	Tu2	20
85-100	II lCv2-Sd	Tu3	30

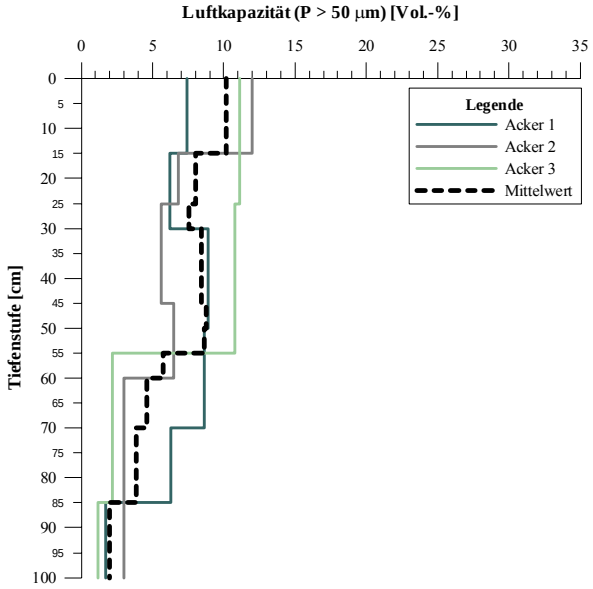


Abb. 5.21: Mittlere Luftkapazitäten (P ∅ > 50 µm) der Ackerstandorte Idenheim (*n* = 6)

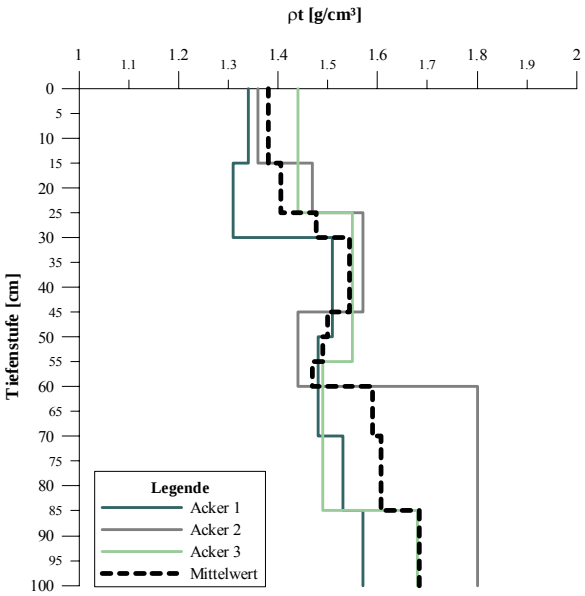


Abb. 5.22: Mittlere Rohdichten trocken der Ackerstandorte Idenheim (*n* = 6)

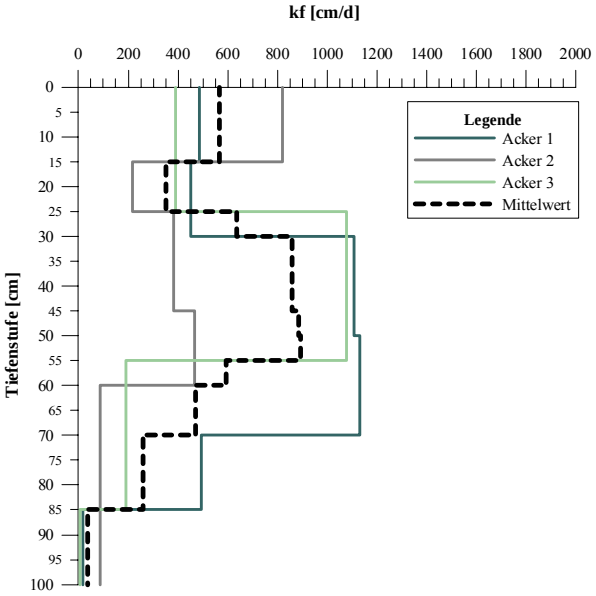


Abb. 5.23: Mittlere gesättigte Wasserleitfähigkeiten der Ackerstandorte Idenheim (*n* = 6)

Mit durchschnittlich 457 Regenwurmröhren/m² lag die biogene Grobporosität der Ap-Horizonte um den Faktor 3,8 über der in Greverath (A. 5.23 - A. 5.25). Die Maxima der Regenwurmröhren wurden unterhalb der Pflughorizonte und oberhalb der Stauhorizonte mit

durchschnittlich 903,8 Röhren/m² erreicht. In den Stauhorizonten wurden noch 246,1 Röhren/m² bis 100 cm Tiefe ausgezählt. Der Tiefenverlauf der kf-Werte korrespondiert sehr gut mit dem der Regenwurmröhren und weniger mit dem der Luftkapazität, was die Bedeutung der biogenen Grobporosität für die Versickerung in einem lehmig-tonigen Substrat mit wenig primären Grobporen anschaulich verdeutlicht (Abb. 5.21, Abb. 5.23, Abb. 5.24). Nach SCHERRER (2004) war die Makroporosität über die gesamte Profiltiefe als sehr groß zu klassifizieren, was eine hohe Infiltrations- und Versickerungsrate erwarten ließ. Für die Stauhorizonte widersprach diese Einstufung aber den bodenphysikalischen Kennwerten eines Pseudogleys.

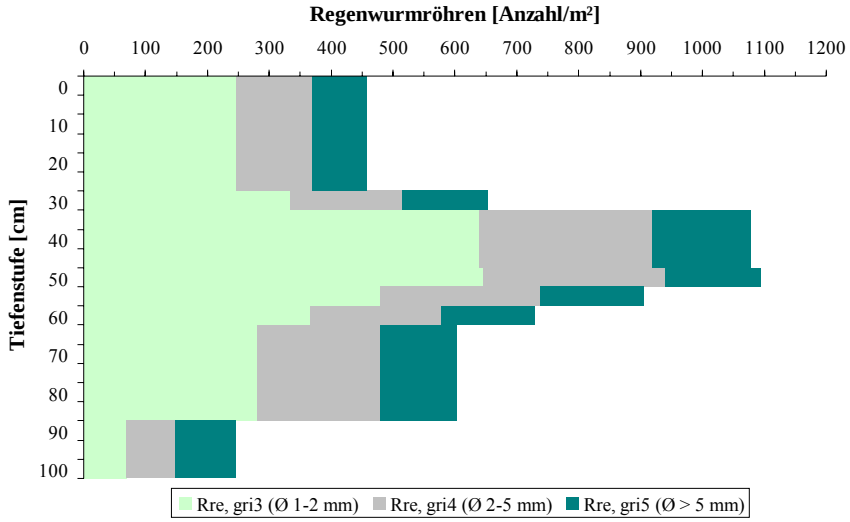


Abb. 5.24: Mittlere Anzahl an Regenwurmröhren der Ackerstandorte Idenheim (*n* = 9)

Die Infiltrationsmessungen ergaben für den ersten Acker sehr hohe (969,0 cm/d), für den zweiten hohe (304,2 cm/d) und für den dritten mittlere (78,6 cm/d) Endinfiltrationsraten. In den Stauhorizonten nahmen die Wasserleitfähigkeit und der Anteil an weiten Grobporen sprunghaft ab, während die Dichteparameter ihre höchsten Werte erreichten. Allerdings wies nur der dritte Standort im II elCv-Sd nach der KA4 als gering einzustufende kf-Werte auf. Die wasserstauende Wirkung des dichten Unterbodens war durch den geringen Anteil an weiten Grobporen (Luftkapazität) für alle Standorte eindeutig zu belegen. Da in den Sd-Horizonten aber noch zahlreiche biogene Grobporen vorgefunden wurden, lagen die kf-Werte zum Teil noch im mittleren bis hohen Wertebereich.

Insgesamt verfügten sämtliche Ackerstandorte über endogäisch und anözisch lebende Regenwurmarten, epigäische wurden nur auf dem ersten Ackerstandort vorgefunden (A. 5.26). Die endogäische Lebensform dominierte das Artenspektrum mit 71,6 % der adulten Individuen. *Lumbricus terrestris* stellte dafür 76,5 % der Biomasse. Insbesondere seine großen und konti-

nuierlich in den Unterboden reichenden Wohnröhren, stellen bei tonreichen Substraten entscheidende präferentielle Fließwege dar.

Die pH-Werte lagen bei den ersten beiden Standorten durchgehend im neutralen bis schwach alkalischen Bereich, beim dritten im Oberboden im mittel sauren. Die engen C/N-Verhältnisse ließen auf hohe bis sehr hohe Humusqualitäten schließen. Eine Einschränkung der Infiltration durch Oberflächenverschlämmung konnte substratbedingt ausgeschlossen werden.

5.2.1.2 Abflusseigenschaften

Der erste Ackerstandort wies vor den Beregnungen ein Sättigungsdefizit von 5 % der Feldkapazität auf, das der maximalen Wasserkapazität betrug 19 %. Bis zur maximalen Sättigung hätte die Versuchsfläche somit das Doppelte der am ersten Tag beregneten Niederschlagsmenge aufnehmen können. Während bei stauwasserunbeeinflussten und durchlässigen Böden das Grobporenvolumen weniger als Speicherraum, sondern als Maß für die Durchlässigkeit gewertet werden kann, gilt die Luftkapazität bei hydromorphen Böden als (Zwischen-) Speicher für Stauwasser.

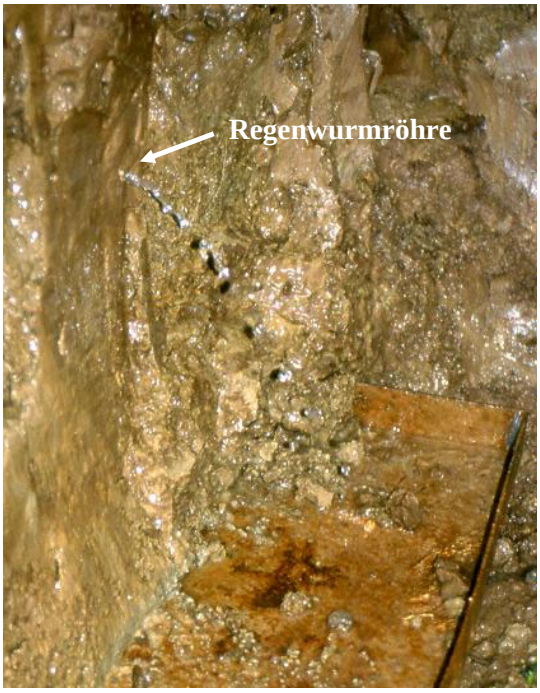


Foto 5.3: Wasseraustritt aus einer biogenen Grobpore

Sechs Minuten nach dem zweiten Beregnungsintervall trat Wasser aus den biogenen Grobporen aus (Foto 5.3), zuerst auf die Abflussbleche in einer Tiefe von 30 cm, vier Minuten später auch auf die Bleche in 90 cm (A. 5.27). Nach den Beregnungsversuchen des ersten Tages lag der Bodenwassergehalt bei 112 % der Feldkapazität; die maximale Wasserkapazität war zu 95,5 % gesättigt. Der größte Teil des Beregnungswassers wurde folglich von den weiten Grobporen aufgenommen, wovon ein Teil zu lateralen Fließprozessen entlang des biogenen Porensystems führte, soweit es miteinander vernetzt war. Das restliche Beregnungswasser verblieb als stagnierendes Stauwasser in den Grobporen, wie es für pseudogvergleyte Böden kennzeichnend ist. Auch an den folgenden Tagen setzte der Grobporenfluss trotz höherer Bodenwassergehalte erst nach dem zweiten Beregnungsintervall ein und die Abflusskoeffizienten zeigten keine signifikanten Unterschiede (Abb. 5.25). Nach den jeweils letzten Beregnungsintervallen eines Tages dauerte der Grobporenfluss noch ca. zwei Stunden an. Die Beregnung mit salzhaltigem Wasser beim dritten Intervall des dritten Tages führte zu einer direkt an den Niederschlag gekoppelten Erhöhung der Leitfähigkeit der Ab-

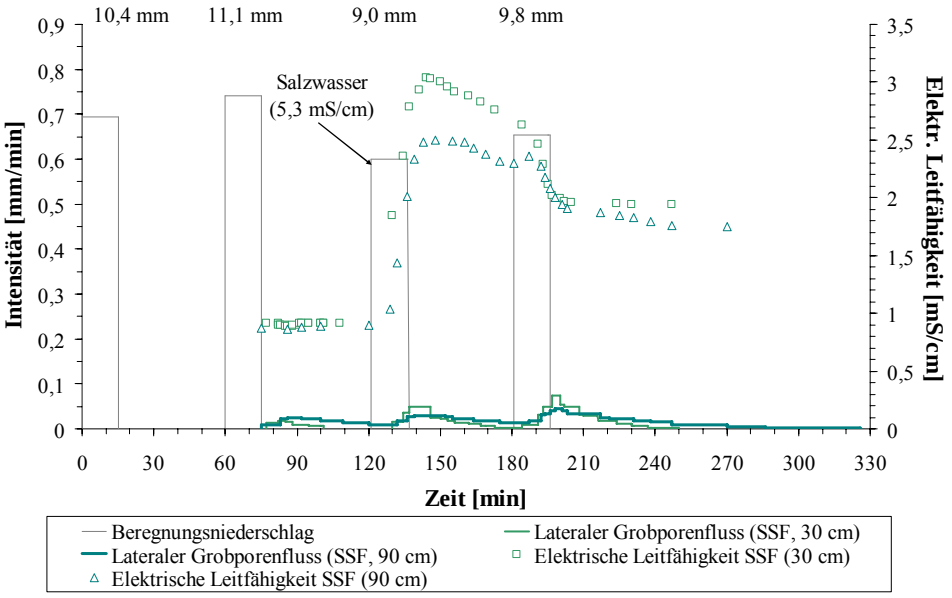


Abb. 5.25: Abflussganglinie Idenheim Acker 1, 3. Beregnungstag

flüsse, die durch den Verdünnungseffekt in der zweiten Tiefe geringer als in der ersten ausfiel. Da eine Pflugsohlenverdichtung bodenphysikalisch nicht nachgewiesen werden konnte und das Wasser aus den Regenwurmröhren über die gesamte Profilwand austrat, war von einem oberflächennahen Abfluss auf einer Pflugsohle nicht auszugehen und eine Unterteilung in zwei separate Abflusstiefen nicht notwendig. Durch das Abflussblech unter dem Pflughorizont wurde lediglich das Wasser aufgefangen, welches sich auf dem Weg in den Unterboden befand. Erst im Stauhorizont konnte das Wasser nicht weiter versickern, wurde zurückgestaut und laterale Fließprozesse wurden in Gang gesetzt. Die Abflusssummen wurden deshalb als Subsurface Flow über biogene Grobporen zusammengefasst (Tab. 5.8).

Tab. 5.8: Wasserhaushaltsbilanz der Ackerstandorte bei Idenheim

Prozesse [%]	Acker 1			Acker 2			Acker 3		
	1. Tag	2. Tag	3. Tag	1. Tag	2. Tag	3. Tag	1. Tag	2. Tag	3. Tag
HOF									
SOF							1,2	9,0	15,3
SSF	15,4	20,4	16,9	20,4	21,6	20,9	17,2	39,1	40,3
DP									
ΔWG (FK)	34,4			5,4			44,1		

Bei einem Sättigungsdefizit von 6,3 % der Feldkapazität setzte auf dem zweiten Ackerstandort der Subsurface Flow bereits nach dem jeweils ersten Beregnungsintervall ein (A. 5.29). Die Abflusssummen waren mit denen des ersten Ackersstandortes vergleichbar. Bei den Abflussintensitäten erreichte der Abfluss der zweiten Tiefe höhere Maxima (Abb. 5.26). Die Bodenwassergehalte vor den drei Beregnungstagen lagen konstant bei ca. 94 % der Feldkapazi-

tät, so dass auch auf diesem Ackerstandort der größte Teil des Beregnungswassers in den weiten Grobporen zurückgehalten wurde, wovon ca. 20 % als lateraler Grobporenfluss erfasst wurden. Die Beregnungen mit Salzwasser führten auch hier zu einer an den Niederschlag gekoppelten Reaktion in der Leitfähigkeit des Abflusses.

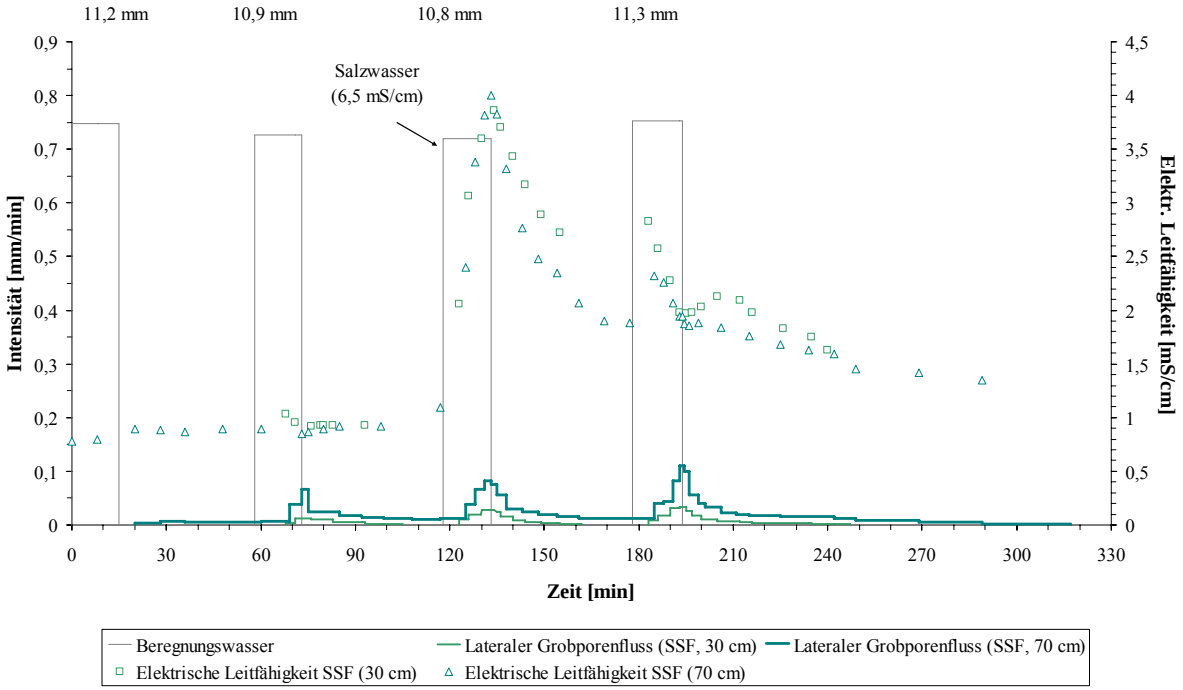


Abb. 5.26: Abflussganglinie Idenheim Acker 2, 3. Beregnungstag

Der dritte Ackerstandort wies mit einer Sättigung von 88 % der Feldkapazität das größte Sättigungsdefizit vor den Beregnungsversuchen auf. Lateraler Grobporenfluss setzte am ersten Beregnungstag nach dem zweiten Intervall ein, aber im Gegensatz zu den beiden anderen Ackerstandorten trat während des letzten Intervalls zusätzlich Oberflächenabfluss auf (A. 5.31). Am ersten Tag wurden 44,1 % des Beregnungsniederschlages vom Boden gespeichert. Bei Wassergehalten um die 94 % der Feldkapazität setzte an den folgenden Tagen der laterale Grobporenfluss bereits mit den jeweils ersten Intervallen ein und der Oberflächenabfluss folgte mit hohen Intensitäten beim jeweils zweiten Intervall (Abb. 5.27, A. 5.32). Die Grobporosität reichte auf diesem Standort nicht aus, um sämtliches Niederschlagswasser aufzunehmen und abzuleiten, so dass es als Folge der Sättigung zum Oberflächenabfluss kam.

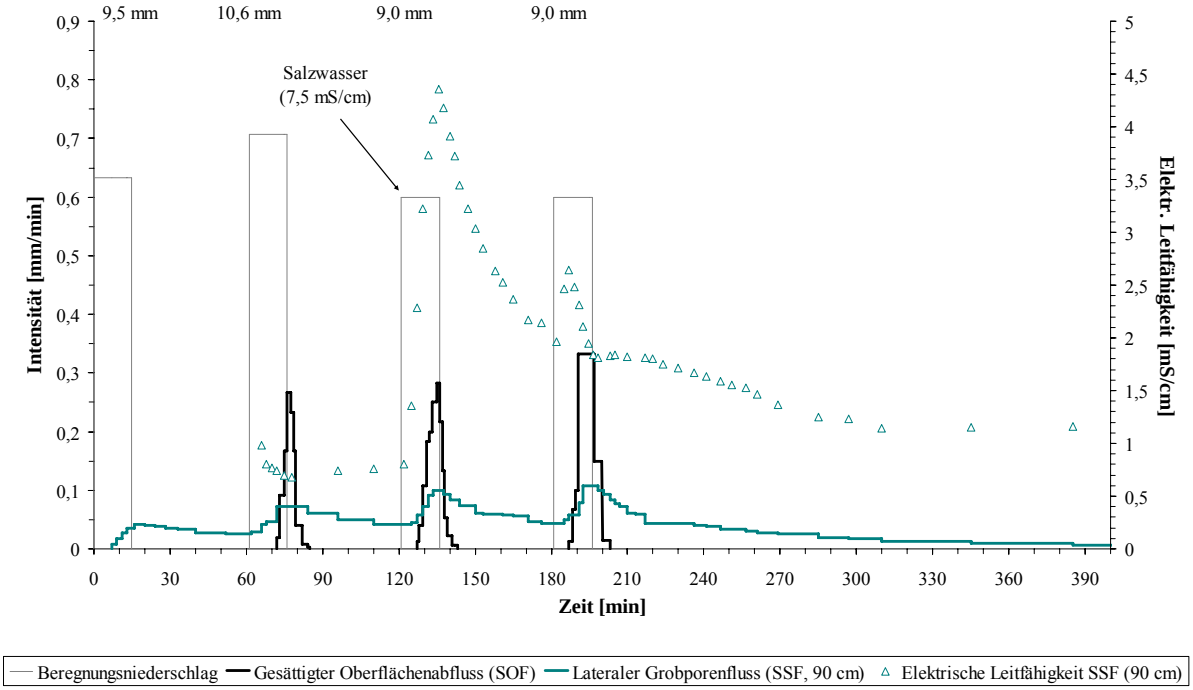


Abb. 5.27: Abflussganglinie Idenheim Acker 3, 3. Beregnungstag

5.2.1.3 Prozessindikation

Als abflusssteuernde Größe auf den tonreichen Ackerstandorten in Idenheim konnte, gegensätzlich zu den Ergebnissen aus Greverath, nicht die Grobporosität der Textur, sondern vielmehr das Sekundärporensystem identifiziert werden (Abb. 5.28). Insbesondere die hohe Anzahl der vertikal und lateral orientierten und kontinuierlich verlaufenden Regenwurmröhren stellten bedeutende präferentielle Fließwege im Boden dar. In der Hauptlage waren das biogene Grobporensystem durch das reiche Spektrum an Lebensformen am intensivsten und die Leitfähigkeiten der Hauptlage auch substratbedingt höher, so dass laterale Wasserbewegungen am Hang einsetzen konnten. Eine Tiefensickerung wurde durch die dichten Stauhorizonte und den wasserundurchlässigen geologischen Untergrund unterbunden.

Die Anzahl der überwiegend vertikal orientierten und tief in den Stauhorizont reichenden, aber blind endenden Wohnröhren von *Lumbricus terrestris*, trugen, im Gegensatz zu ihrer Bedeutung in der Hauptlage, nicht zur lateralen Wasserleitfähigkeit bei, da dort ihr Vernetzungsgrad und die primäre Porosität gering waren. Einen quantitativen Beleg für das zusätzliche Auftreten von gesättigtem Oberflächenabfluss beim dritten Ackerstandort lieferte nur die Infiltrometrie. Weder eine Pflugsohlenverdichtung noch eine Funktionsstörung der Permeabilität bis zum Stauhorizont konnten bodenphysikalisch nachgewiesen werden. Auch die Wasserspeicherkapazität, der Ausgangswassergehalt vor den Beregnungen und die Anzahl der biogenen Grobporen lagen nicht signifikant unter denen der übrigen Ackerstandorte. Ob ein

geringerer Vernetzungsgrad der Regenwurmröhren und somit eine geringere Porenkontinuität vorlagen, konnte nicht quantifiziert werden.

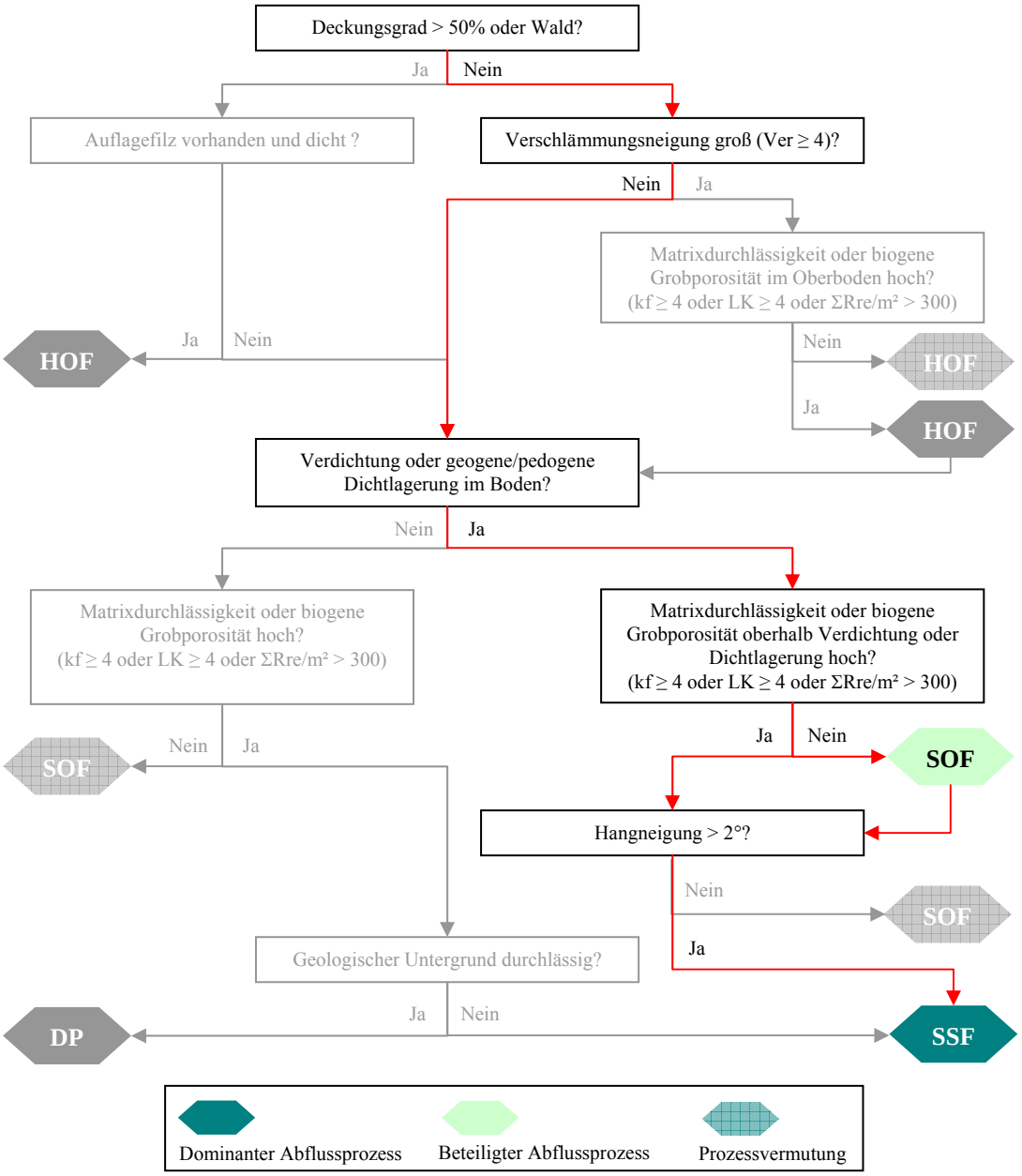


Abb. 5.28: Prozessindikation der Ackerversuchsflächen bei Idenheim durch Beregnungsversuche (Voraussetzung: Starkniederschlag, Winterhalbjahr, Sättigungsdefizit der FK < 10 %, Hauptbodenart Lehm und Ton)

Nach dem Prozess-Beurteilungsschema resultierte für alle untersuchten Ackerstandorte Subsurface Flow als Hauptprozess:

Prozessbeurteilungs-Schema nach SCHERRER für Acker 1-3:

Vegetation: Deckungsgrad > 50 %? (nein)
Oberboden: Verschlämmungsneigung groß? (nein) – Matrix verdichtet (Pd 4-5)? (nein) – Makroporosität groß? (ja)
Unterboden: Pflugsohle vorhanden, Stauschicht (Pd 4-5)? (ja) – J > 5% ? (ja) = SSF1

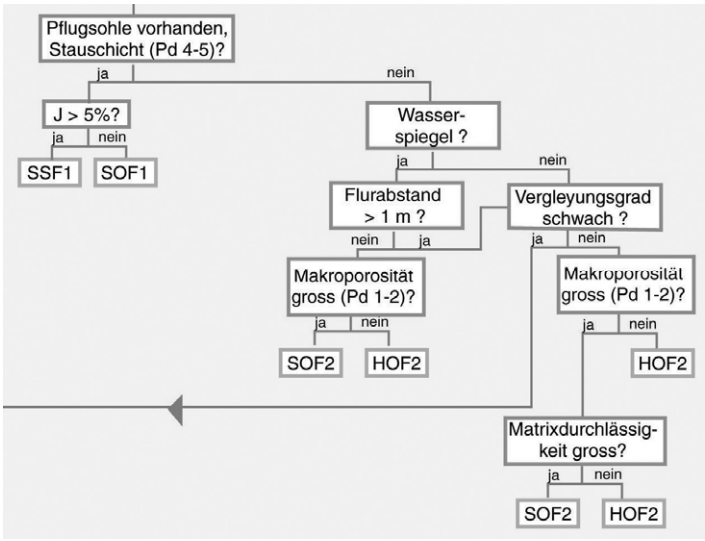


Abb. 5.29: Abfrageweg für den Unterboden pseudovergleyter Böden (Quelle: SCHERRER 2004)

Die Kriterien für das PBS von „Grund- und Stauwasser maßgeblich beeinflusster Böden“ sind missverständlich. Dies betrifft die Definition von „Unterboden“, der nach SCHERRER (2004) unterhalb von 30 cm beginnt und nicht weiter differenziert wird (z.B. periglaziale Lagen). So bedarf die erste Abfrage für den Unterboden ‚Pflugsohle vorhanden, Stauhorizont?’ bereits einer inhaltlichen Klärung (Abb. 5.29).

Gilt diese Frage einem Stauhorizont im Sinne eines Sd, resultieren SSF1 oder SOF1 in Abhängigkeit von der Hangneigung. Wird die Abfrage allerdings verneint, folgen weitere über einen „Wasserspiegel“ zum „Vergleyungsgrad“. Da SCHERRER die Hydromorphiemerkmale eines Pseudogleys mit dem Vergleyungsgrad gleichsetzt, sind weitere Abfragen eigentlich überflüssig, da jeder Pseudogley über einen Stauhorizont verfügt und somit der ersten Abfrage gefolgt werden müsste. Folgte man dem Pfad trotzdem, werden die Makroporosität und dann die Matrixdurchlässigkeit erfragt. Doch eine hohe Matrixdurchlässigkeit in einem Stauhorizont widerspricht sich per Definition. Auch die Frage nach einem „Wasserspiegel“ macht die bodenterminologischen Diskrepanzen in den PBS deutlich.

5.2.2 Abflussbildungsprozesse der Grünlandversuchsflächen bei Idenheim

5.2.2.1 Standorteigenschaften

Die Grünlandstandorte in Idenheim waren durch stauwasserbeeinflusste Böden gekennzeichnet. Alle Grünlandstandorte wurden als Mähweiden genutzt und wiesen einen Auflagefilz aus Moosen, abgestorbener Blattbiomasse und Feinwurzeln auf, der beim ersten Standort einen deutlich geringeren Bedeckungsgrad aufwies.

Beim ersten und dritten Standort war die Hauptlage aus einem schwach tonigen Lehm etwa 50 cm mächtig. Die schluffigen Tone des Muschelkalkes bildeten den Stauhorizont, wobei ein 15 bis 25 cm mächtiger Übergangsbereich noch stauwasserleitend war. Der zweite Grünlandstandort war durch seine Lage im Relief noch flachgründiger und die Hauptlage größtenteils erodiert. Lösslehmreste waren nur noch im Pflughorizont vorhanden und eingemischt. Die Tonmergel standen bereits unter dem Pflughorizont an (Tab. 5.9).

Tab. 5.9: Profilübersichten der Grünlandstandorte Idenheim

Idenheim Grünland 1		Pseudogley-Braunerde	
Tiefe [cm]	Horizont	Feinboden	Grobboden [Vol.-%]
0-10	Ah	Lt2	10
10-25	rAp	Lt2	15
25-40	Bv	Lt2	30
40-50	Bv-Sw	Lt2	30
50-65	II lCv1-Sw	Lt3	20
65-100	II lCv2-Sd	Tu3	15
Idenheim Grünland 2		Hang-Pseudogley	
0-5	Ah	Lt3	15
5-25	rAp	Lt3	15
25-40	II elCv-Sw	Tu3	40
40-100	II elCv-Sd	Tu2	30
Idenheim Grünland 3		(Norm-) Pseudogley	
0-5	Ap	Lt2	5
5-25	rAp	Lt2	5
25-55	Bv-Sw	Tu2	7
55-80	II lCv-Sw	Tu3	10
80-100	II lCv-Sd	Tu2	30

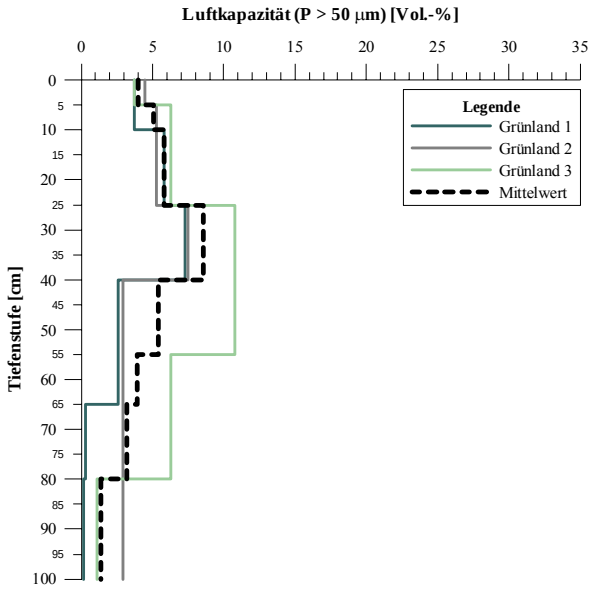


Abb. 5.30: Mittlere Luftkapazitäten (P ∅ > 50 µm) der Grünlandstandorte Idenheim (*n* = 6)

Die Trockenrohdichten der Oberböden lagen im geringen Wertebereich, weshalb anthropogene Verdichtungen oder Trittverdichtungen ausgeschlossen werden konnten (Abb. 5.31). Die hohen bis sehr hohen Wasserdurchlässigkeiten bis zu den Stauhorizonten ließen nach der AG BODEN (1994) potenziell günstige Infiltrations- und Versickerungseigenschaften erwarten. Allerdings lagen die kf-Werte der Ah-Horizonte deutlich unter denen der liegenden rAp-Horizonte und erst in den Stauhorizonten nahmen sie wieder sprunghaft ab (Abb. 5.32).

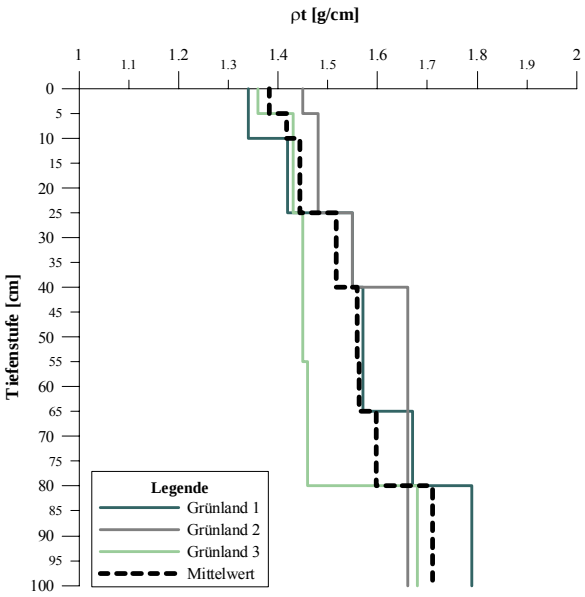


Abb. 5.31: Mittlere Rohdichten trocken der Grünlandstandorte Idenheim (*n* = 6)

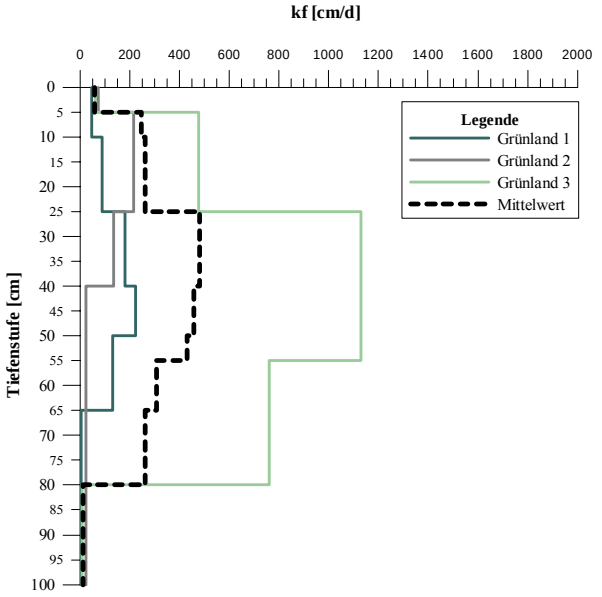


Abb. 5.32: Mittlere gesättigte Wasserleitfähigkeiten der Grünlandstandorte Idenheim (*n* = 6)

Die Infiltrationsraten lagen im geringen bis mittleren Bereich, wobei der erste Ackerstandort mit 53,8 cm/d die höchsten aufwies (A. 5.33 - A. 5.35). Aufgrund der dichten und relativ wasserundurchlässigen Stauhorizonte im Unterboden war wiederum von lateralen Fließprozessen im Boden auszugehen. Mit durchschnittlich 636,5 Regewurmröhren/m² lag die biogene Grobporosität der Oberböden über der der Ackerstandorte und 3,6 mal höher als die der Grünlandversuchsflächen in Greverath (Abb. 5.33).

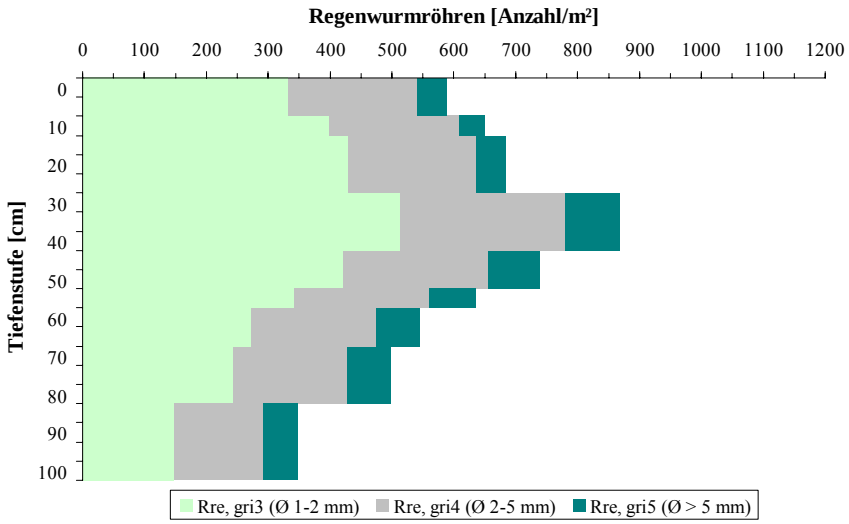


Abb. 5.33: Mittlere Anzahl an Regenwurmröhren der Grünlandstandorte Idenheim (*n* = 9)

In den Bv- und Sw-Horizonten wurde die maximale Makroporosität von 774,6 Regenwurmröhren/m² erreicht und in den Stauhorizonten wurden noch 347,2 Röhren/m² gezählt. Nach SCHERRER (2004) war über die gesamte Profiltiefe mit einer hohen Infiltrations- und Versickerungskapazität zu rechnen.

Die anözische Lebensform *Lumbricus terrestris* dominierte sowohl von der Aktivitätsdichte als auch von der Biomasse das Lebensformenspektrum der Grünlandstandorte (A. 5.36).

5.2.2.2 Abflusseigenschaften

Vergleichbar mit dem ersten Grünlandstandort in Greverath setzte ein Auflagefilz aus Feinwurzeln, Moosen und abgestorbener Blattbiomasse die Infiltrationskapazität der Grünlandstandorte in Idenheim deutlich herab. Oberflächenabfluss setzte bereits bei den ersten Beregnungsintervallen der jeweils ersten Beregnungstage ein (A. 5.37, A. 5.39, A. 5.41, Tab. 5.10). Die Sättigungsdefizite der Feldkapazitäten lagen zu Versuchsbeginn zwischen 6,9 % und 1,4 %, so dass die Böden bereits nach dem ersten Beregnungstag wassergesättigt waren. Infiltrierendes Beregnungswasser konnte somit nur noch von den weiten Grobporen aufgenom-

men werden und dort als stagnierendes Stauwasser verbleiben und/oder laterale Fließprozesse initiieren. Das potenziell verfügbare Speichervolumen der weiten Grobporen lag durchschnittlich bei 47,2 mm. Nur auf dem ersten Grünlandstandort lag der Bedeckungsgrad der Verfilzung unter 50 %, weshalb ein Teil des Beregnungswassers infiltrieren und versickern konnte. Als Fließwege kam hierbei die große Anzahl an biogenen Grobporen bis zu den dichten Unterböden zum Tragen (Abb. 5.34).

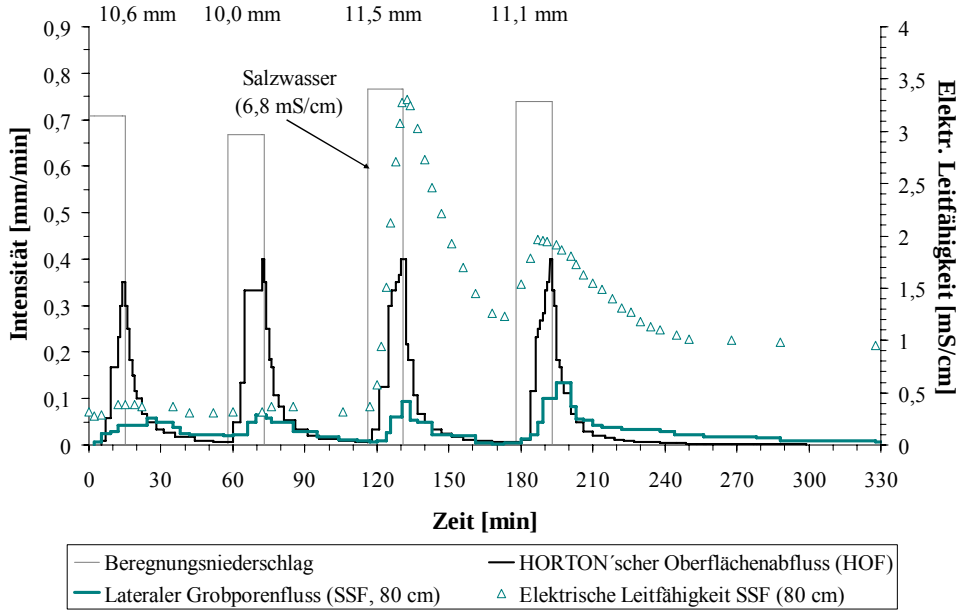


Abb. 5.34: Abflussganglinie Idenheim Grünland 1, 3. Beregnungstag

Tab. 5.10: Wasserhaushaltsbilanz der Grünlandstandorte Idenheim

Prozesse [%]	Grünland 1			Grünland 2			Grünland 3		
	1. Tag	2. Tag	3. Tag	1. Tag	2. Tag	3. Tag	1. Tag	2. Tag	3. Tag
HOF	36,4	44,8	42,3	28,8	52,3	59,4	46,3	47,6	50,0
SOF									
SSF	17,9	12,6	23,1						
DP									
ΔWG (FK)	44,3			63,2			12,4		

Da laterale Prozesse im Boden und Oberflächenabfluss nahezu gleichzeitig einsetzten, war der Oberflächenabfluss nicht als Folge einer zunehmenden Sättigung (SOF) zu erklären, sondern ursächlich auf die infiltrationsmindernde Wirkung des Filzes zurückzuführen und als HORTON´scher Oberflächenabfluss zu bezeichnen. Er setzte kurz nach Beregnungsbeginn ein und erreichte seine Maximalintensitäten von ca. 0,4 mm/min gegen Ende der Beregnungsintervalle. Der laterale Grobporenfluss reagierte vergleichbar, aber mit geringeren Intensitäten und dauerte nach den Intervallen länger an. Die Beregnung mit salzhaltigem Wasser beim dritten Intervall am dritten Tag führte zu einer direkt an den Niederschlag gekoppelten Reak-

tion der elektrischen Leitfähigkeit des Grobporenflusses (SSF) und belegte somit den hohen Anteil an Ereigniswasser am Abfluss.

Beim zweiten und dritten Grünlandstandort hatte die intensive Verfilzung ausschließlich Oberflächenabfluss zur Folge (A. 5.39 - A. 5.42), der an allen Beregnungstagen bereits mit dem ersten Intervall einsetzte. Lateraler Grobporenfluss trat nicht auf.

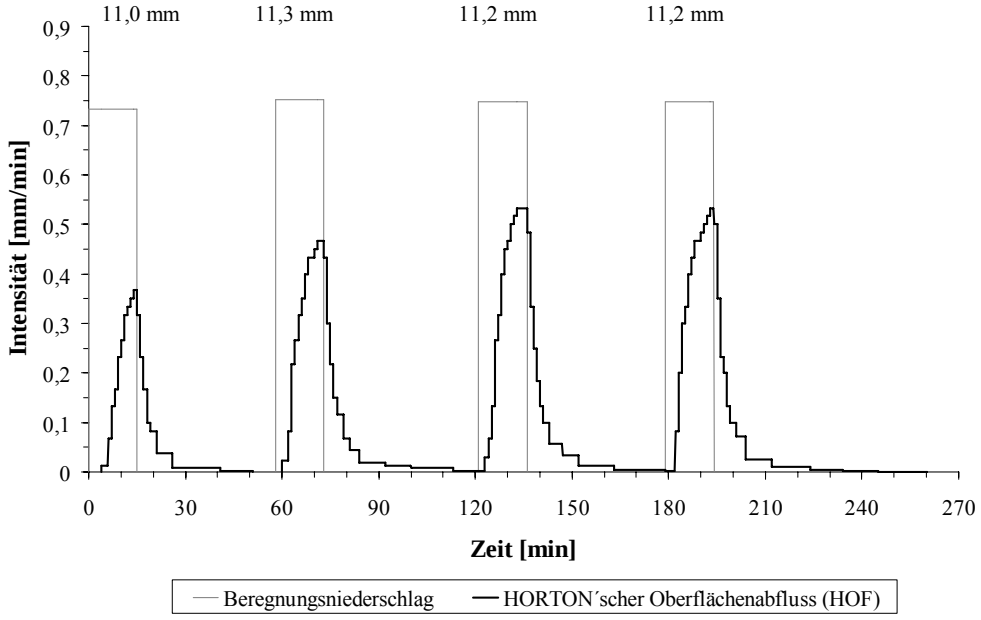


Abb. 5.35: Abflussganglinie Idenheim Grünland 2, 3. Beregnungstag

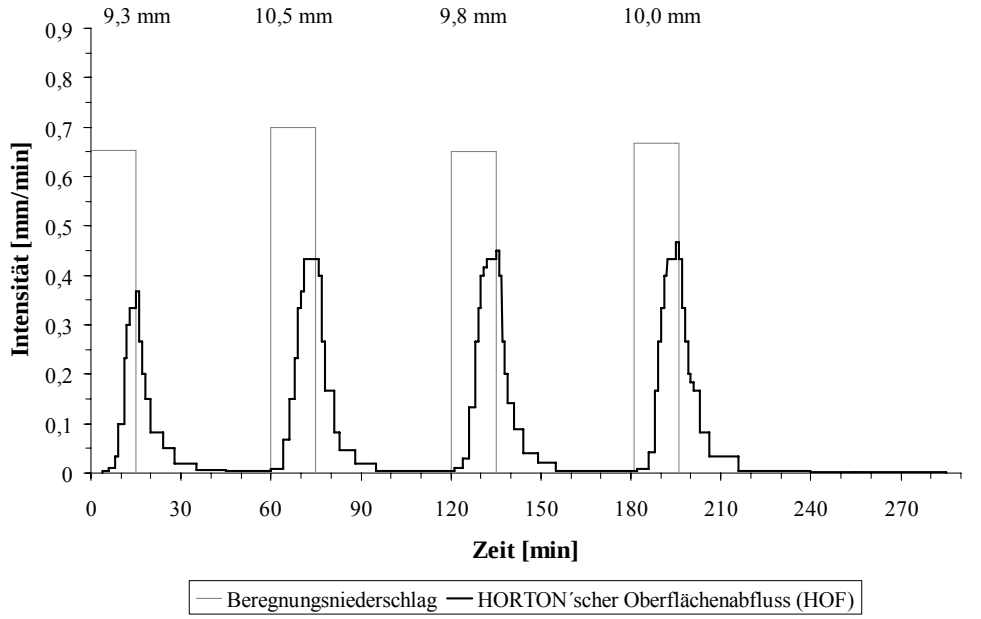


Abb. 5.36: Abflussganglinie Idenheim Grünland 2, 3. Beregnungstag

5.2.2.3 Prozessindikation

Als abflusssteuernde Größe konnte für die Grünlandstandorte bei Idenheim eine verfilzte Grasnarbe aus Feinwurzeln und Moosen benannt werden (Abb. 5.37). Als prozesserklärender Indikator gaben nur die Infiltrationsraten Aufschluss über einen infiltrationshemmenden Effekt an der Oberfläche. Der zweite und dritte Grünlandstandort zeigten Endinfiltrationsraten unter 36 cm/d. Der erste Grünlandstandort wies die vergleichsweise höchste Infiltrationsrate auf, was für das zusätzliche Auftreten von Subsurface Flow eine Erklärung lieferte. Die kf-Werte der Ah-Horizonte deuteten zumindest auf geringere Leitfähigkeit durch den Wurzelfilz

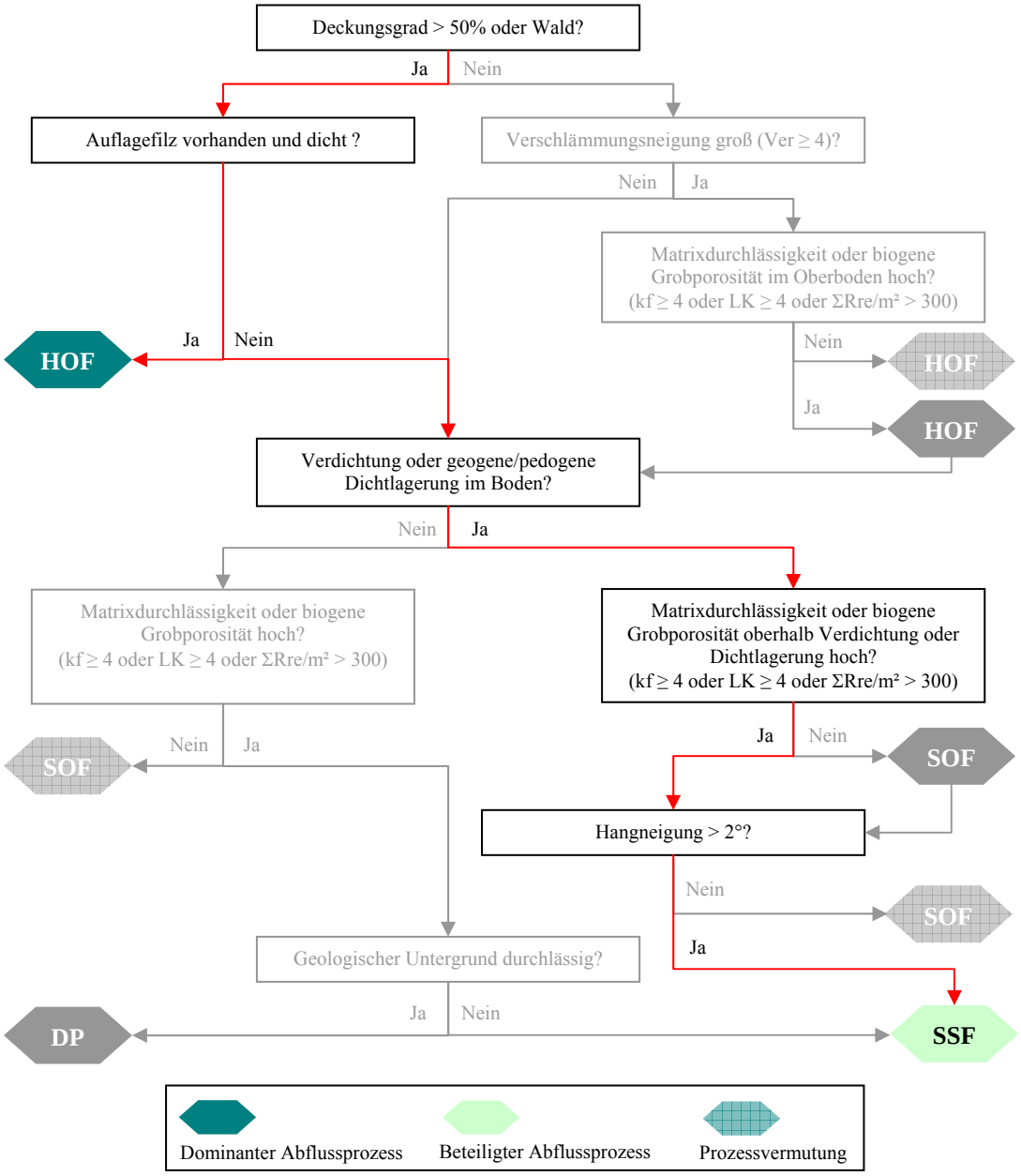


Abb. 5.37: Prozessindikation der Grünlandversuchsflächen bei Idenheim durch Beregnungsversuche (Voraussetzung: Starkniederschlag, Winterhalbjahr, Sättigungsdefizit der FK < 10 %, Hauptbodenart Lehm und Ton)

hin. Da die Stechzylinder konventionell im Mineralboden entnommen wurden, konnten sie den infiltrationsmindernden Effekt der Auflage jedoch nicht nachweisen.

Nach dem Prozess-Beurteilungsschema für Grünland, intensive, kurze Niederschläge und maßgeblich von Grund- und Stauwasser beeinflusste Böden, resultierten rasche laterale Fließprozesse im Boden (SSF1):

Prozessbeurteilungs-Schema nach SCHERRER für Grünland 1 und 3:

Vegetation:	Wasserspiegel an Oberfläche? (nein) – Deckungsgrad > 50 %? (ja)
Oberboden:	Wasserspiegel im Oberboden? (nein) – hydrophober Humus? (ja) – Hydrophobizität stark? (ja) – Makroporosität groß (Pd 1-2)? (ja)
Unterboden:	Wasserspiegel vorhanden? (nein) – Vergleyungsgrad schwach? (nein) – Lage der Vergleyungs-Merkmale tiefer 1 m? (nein) – Stauschicht (Pd 4-5) oberhalb 0,5 m? (nein) – Stauschicht (Pd 4-5) oberhalb 1 m? (ja) – J > 5 % (ja) – laterale Fließwege, Drainagen? (ja) – Makroporosität groß? (ja) – Matrixdurchlässigkeit groß? (nein) = SSF1

Prozessbeurteilungs-Schema nach SCHERRER für Grünland 2:

Vegetation:	Wasserspiegel an Oberfläche? (nein) – Deckungsgrad > 50 %? (ja)
Oberboden:	Wasserspiegel im Oberboden? (nein) – hydrophober Humus? (ja) – Hydrophobizität stark? (ja) – Makroporosität groß (Pd 1-2)? (ja)
Unterboden:	Wasserspiegel vorhanden? (nein) – Vergleyungsgrad schwach? (nein) – Lage der Vergleyungs-Merkmale tiefer 1 m? (nein) – Stauschicht (Pd 4-5) oberhalb 0,5 m? (ja) – J > 5 % (ja) – laterale Fließwege, Drainagen? (ja) – Makroporosität groß (Pd 1-2)? (ja) – Matrixdurchlässigkeit groß? (nein) = SSF1

Potenziell verfügten alle Grünlandstandorte mit einer hohen Anzahl an Regenwurmröhren über günstige Infiltrations- und Versickerungskapazitäten bis zum Stauhorizont, was laterale Fließprozesse im Boden (SSF) erwarten ließ. Allerdings wurde die Infiltration durch die Verfilzung der Grasnarbe stark behindert. Da die im PBS aufgeführte Hydrophobizität eine Verringerung der Infiltrationskapazität zur Folge hat und somit einen mit dem Auflagefilz vergleichbaren Effekt, müsste das PBS ebenfalls zu HOF als Abflussprozess führen. Allerdings gilt im PBS eine hohe Makroporosität im Oberboden, trotz starker Hydrophobizität, als Entscheidungsregler für eine weitere Versickerung in den Unterboden.

Der infiltrationshemmende Effekt des Auflagefilzes konnte darüber hinaus nicht durch Hydrophobizität erklärt werden. Bei allen betroffenen Standorten (Greverath Grünland 1 und die Grünlandstandorte in Idenheim) war der Filz aus Moosen und Feinwurzeln vor Beginn der Beregnungen wassergesättigt. Eine wasserabstoßende Wirkung durch Austrocknung lag somit nicht vor. Auch persistent hydrophobe Pflanzenarten der Heidevegetation oder das Borstgras (*Nardus stricta*) fehlten auf den Grünlandstandorten (vgl. DOERR et al. 2000; MARKART & KOHL 1996). Die infiltrationsmindernde Wirkung des Filzes bei Starkniederschlägen im Winterhalbjahr basierte vielmehr auf der Kombination aus abgestorbener Blattbiomasse („Strohdacheffekt“, v.a. bei Horstgräsern wie *Festuca spec.* Foto 5.4), der hohen Wassersättigung der Moose („Schwammeffekt“, Foto 5.5) und ein die Bodenoberfläche abdichtendes Geflecht aus Feinwurzeln (Fotos 5.6 - 5.7).

Foto 5.4: Abgestorbene Biomasse von Horstgräsern

Foto 5.5: Moosauflage

Foto 5.6: Geflecht aus Feinwurzeln unter einer Moosauflage

Foto 5.7: Geflecht aus Feinwurzeln an der Bodenoberfläche

5.2.3 Abfluss- und Standorteigenschaften der Waldversuchsflächen bei Idenheim

5.2.3.1 Standorteigenschaften

Als Waldstandorte wurden drei (Norm-) Pseudogleye untersucht, deren Stauhorizonte bereits zwischen 40 cm und 45 cm anstanden und die aufgrund der geringen Hangneigung am stärksten aller Landnutzungsvarianten vernässt waren (Tab. 5.11).

Die Streuauflage aus Eichen- und Buchenblätterzersatz war nur geringmächtig und wies keine hydrophoben Merkmale auf. Als Humusformen lagen F-Mull und mullartiger Moder vor. Die Ah-Horizonte waren sehr stark durchwurzelt, die Stauwasserleiter stark bis mittel. Vor allem die Grobwurzeln der Stieleiche (*Quercus robur*) reichten noch bis ca. 70 cm Tiefe. Die ersten

beiden Waldstandorte verfügten über gute Infiltrationseigenschaften (Wald 1: 662,5 cm/d, Wald 2: 182,3 cm/d) und hohe Wasserleitfähigkeiten bis zu den Stauhorizonten, weshalb von lateralen Fließprozessen ausgegangen werden konnte (A. 5.43 - A. 5.45).

Tab. 5.11: Profilübersichten der Waldstandorte Idenheim

Idenheim Wald 1			(Norm-) Pseudogley
Tiefe [cm]	Horizont	Feinboden	Grobboden [Vol.-%]
0-3	Ah	Ls2	5
3-20	Bv-Sw	Ls2	20
20-40	Bv-Sw	Ls2	20
40-100	II lCv-Sd	Lt3	15
Idenheim Wald 2			(Norm-) Pseudogley
0-3	Ah	Ut3	5
3-20	Bv-Sw1	Ut3	7
20-45	Bv-Sw2	Lu	7
45-100	II elCv-Sd	Tu2	10
Idenheim Wald 3			(Norm-) Pseudogley
0-3	Ah	Lu	5
3-20	Bv-Sw1	Lu	7
20-45	Bv-Sw2	Lt3	10
45-100	II elCv-Sd	Tu2	15

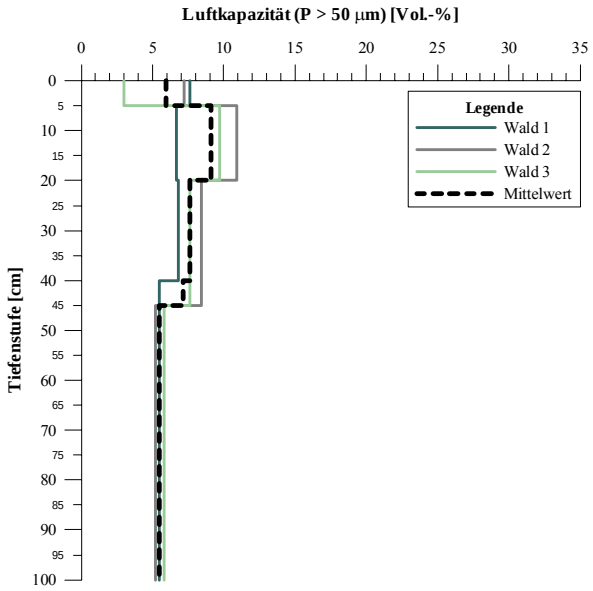


Abb. 5.38: Mittlere Luftkapazitäten (P ∅ > 50 µm) der Waldstandorte Idenheim (*n* = 6)

Der dritte Waldstandort wies hingegen deutliche Anzeichen einer Oberbodenverdichtung auf. Die Eindringwiderstände waren im Ah-Horizont mit 4,54 MPa sehr hoch, die geringe Luftkapazität, der geringe kf-Wert (Abb. 5.38, Abb. 5.40) sowie die mittlere Infiltrationsraten (145 cm/d) ließen auf Funktionsstörungen schließen.

Auch die Anzahl an Regenwurmröhren und die Durchwurzelung fiel auf diesem Standort geringer aus, so dass eine schnelle Aufsättigung des Bodens erwartet werden konnte. Im Landnutzungsvergleich wiesen die Waldstandorte die geringste Anzahl an Regenwurmröhren auf. In den Ah-Horizonten wurden durchschnittlich 317 Röhren/m², in den Stauwasserleitern 225,7 Röhren/m² und in den dichten Stauhorizonten 64,1 Röhren/m² gezählt (Abb. 5.41). Nach der Klassifikation von SCHERRER (2004) konnte aber selbst noch im Stauhorizont des dritten Waldstandortes mit einer normalen Infiltration gerechnet werden, da die Makroporosität durch die Multiplikation der Röhren > 5 mm mit dem Faktor fünf als groß eingestuft werden musste.

Die Dominanz der epigäischen Lebensformen *Lumbricus castaneus* und *Lumbricus rubellus* betrug 89 %. Anözische Lebensformen fehlten im Artenspektrum, wodurch die geringe Anzahl an tiefreichenden Regenwurmröhren erklärt werden konnte (A. 5.46). Die pH-Werte lagen im sehr stark sauren bis sauren Bereich.

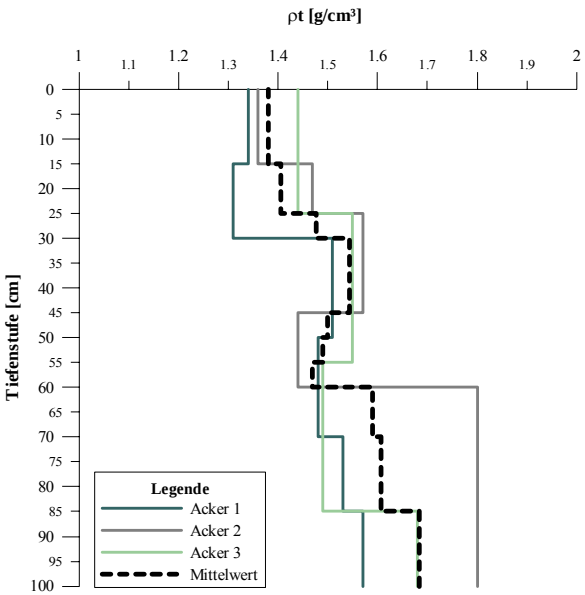


Abb. 5.39: Mittlere Rohdichten trocken der Waldstandorte Idenheim (*n* = 6)

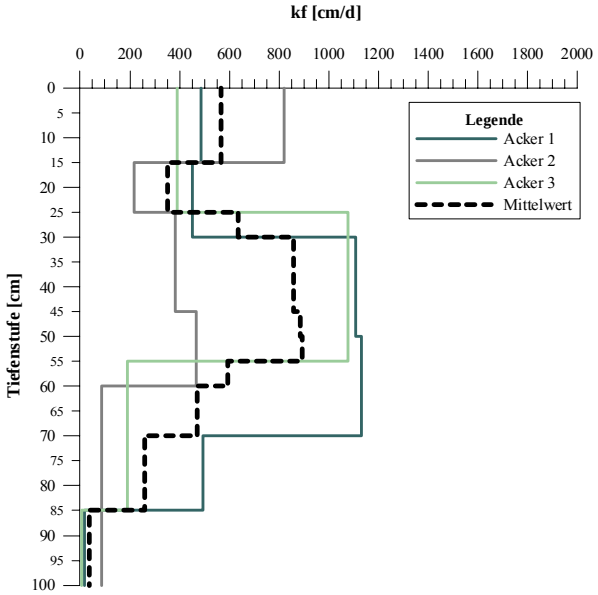


Abb. 5.40: Mittlere gesättigte Wasserleitfähigkeiten der Waldstandorte Idenheim (*n* = 6)

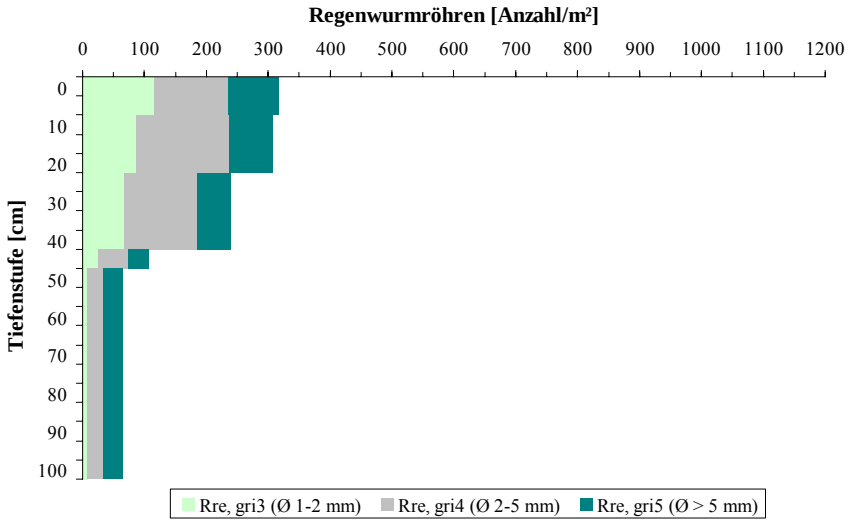


Abb. 5.41: Mittlere Anzahl an Regenwurmröhren der Waldstandorte Idenheim (*n* = 9)

5.2.3.2 Abflusseigenschaften

Die Feldkapazitäten der Waldstandorte wiesen zu Versuchsbeginn einen Sättigungsgrad zwischen 95 % und 98 % auf. Gegen Ende der jeweils ersten Beregnungsintervalle, setzte bei allen Flächen Subsurface Flow aus Regenwurmröhren und aus Röhren abgestorbener Baumwurzeln ein (A. 5.47, A. 5.49, A. 5.51). Bei allen Standorten starteten die Beregnungen an den Folgetagen bei gesättigter Feldkapazität, was auf die Intensitäten der Abflussprozesse jedoch keinen Einfluss hatte. Insgesamt wiesen der erste und dritte Waldstandort vergleichbare Abflusssummen auf, beim zweiten lagen sie mit bis zu 70 % Subsurface Flow deutlich höher.

Zusätzlich zum SSF trat beim dritten Waldstandort Sättigungsoberflächenabfluss auf (Tab. 5.12). Die Abflussganglinien des Subsurface Flow erreichten ihre Maximalintensitäten gegen Ende der Beregnungsintervalle, die beim zweiten Waldstandort mit Maxima von 1,5 mm/min am deutlichsten ausgeprägt waren (Abb. 5.42 - Abb. 5.44).

Tab. 5.12: Wasserhaushaltsbilanz der Waldstandorte Idenheim

Prozesse [%]	Wald 1			Wald 2			Wald 3		
	1. Tag	2. Tag	3. Tag	1. Tag	2. Tag	3. Tag	1. Tag	2. Tag	3. Tag
HOF									
SOF							19,1	24,9	29,8
SSF	41,5	29,7	27,3	60,3	58,4	70,3	29,5	29,6	37,0
DP				0,0					
ΔWG (FK)	40,8			34,6			19,2		

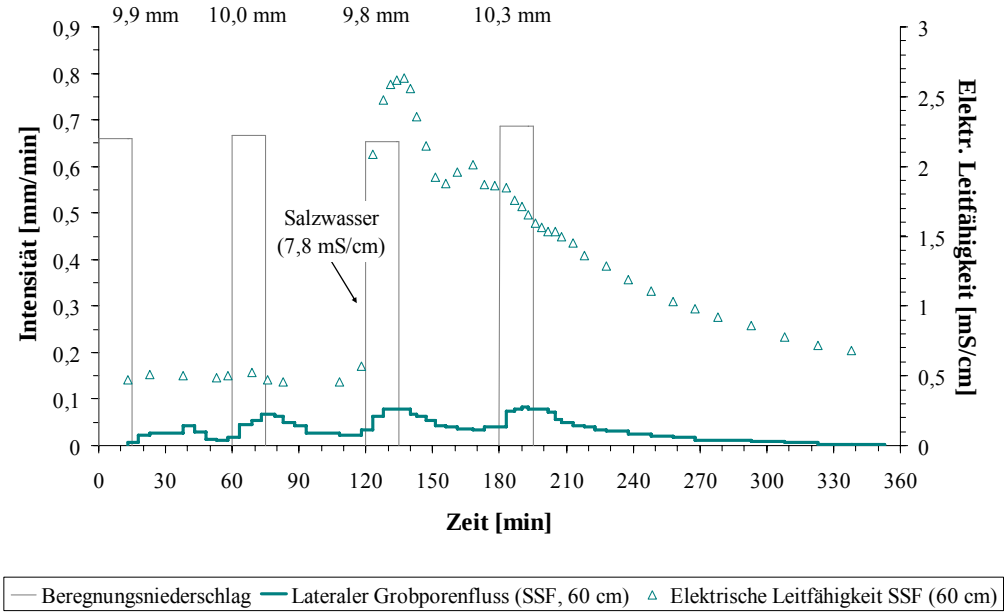


Abb. 5.42: Abflussganglinie Idenheim Wald 1, 3. Beregnungstag

Nach den Intervallen sanken die Abflussintensitäten nur langsam ab, so dass sich bei den nächsten Beregnungen SSF aus der vorangegangenen Beregnung mit dem aktuellen Abfluss überlagerten. Nach den letzten Beregnungen dauerte das langsame Ausfließen des SSF noch zwischen 152 bis 286 Minuten an. Die elektrische Leitfähigkeit des SSF zeigte bei der dritten Beregnung mit Salzwasser eine direkt an den Niederschlag gekoppelte Reaktion. Auch der Abfluss bei t4 mit unmarkiertem Wasser zeigte noch einen deutlichen Anstieg der elektrischen Leitfähigkeit. Beim dritten Waldstandort setzte an den ersten beiden Beregnungstagen bei der zweiten Beregnung und am dritten Tag nach Ende des ersten Intervalls zusätzlich Oberflächenabfluss ein. Er stieg exponentiell an und endete kurz nach den Beregnungen. Da die Feldkapazität des Standortes bereits am ersten Tag wassergesättigt war, kam es zu Oberflächenabfluss, sobald die Infiltrations- und Speicherkapazität der Grobporen überschritten

wurde und nicht mehr sämtliches Niederschlagswasser als Subsurface Flow abgeführt werden konnte.

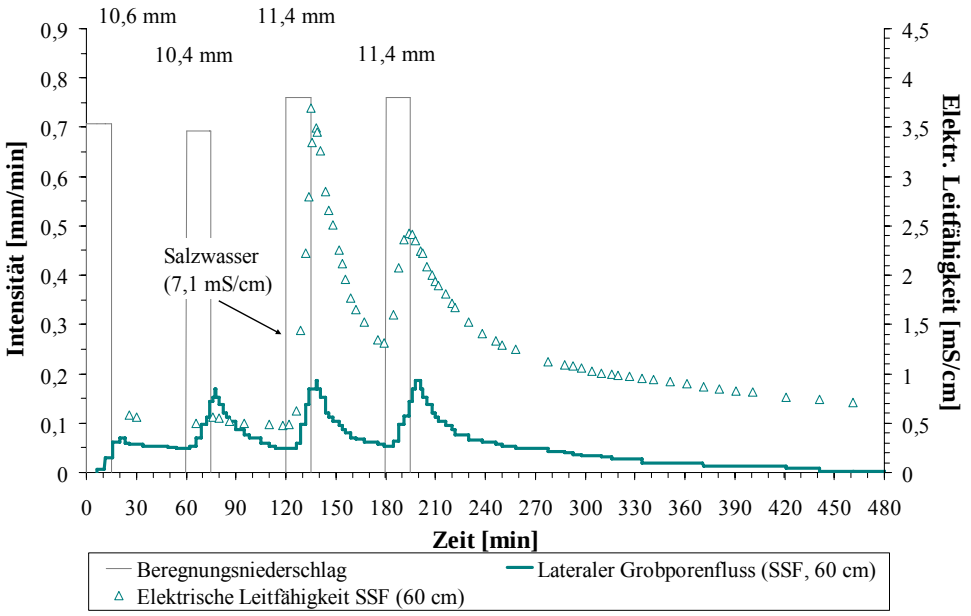


Abb. 5.43: Abflussganglinie Idenheim Wald 2, 3. Beregnungstag

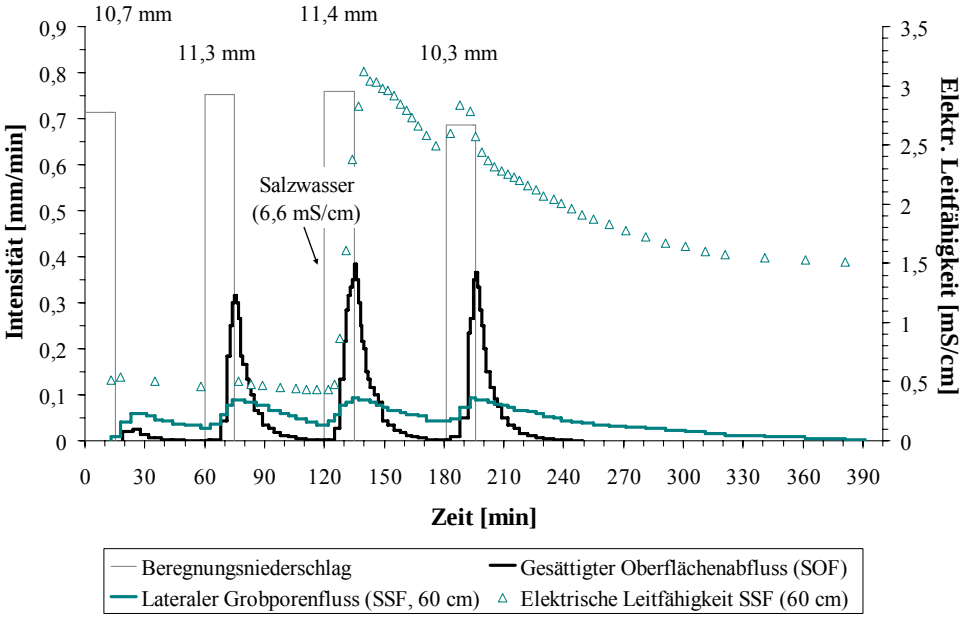


Abb. 5.44: Abflussganglinie Idenheim Wald 3, 3. Beregnungstag

5.2.3.3 Prozessindikation

Vergleichbar mit den Ackerstandorten, steuerten auch bei den Waldversuchsflächen die sekundären Grobporen die Abflussprozesse. Als präferentielle Fließwege waren unter Waldnutzung die Röhren abgestorbener Baumwurzeln bedeutsamer als die der Regenwürmer, die nur

eine geringe Abundanz zeigten und anözische Lebensformen fehlten. Die Anzahl, Kontinuität und Vernetztheit der Regenwurmröhren und der Durchwurzelung sowie die bodenphysikalisch günstigeren Eigenschaften der Hauptlage führten zu lateralem Fließen über den dichten Stauhorizonten. Wurde ihre Infiltrationskapazität überschritten, konnte Sättigungsoberflächenabfluss auftreten (Abb. 5.45).

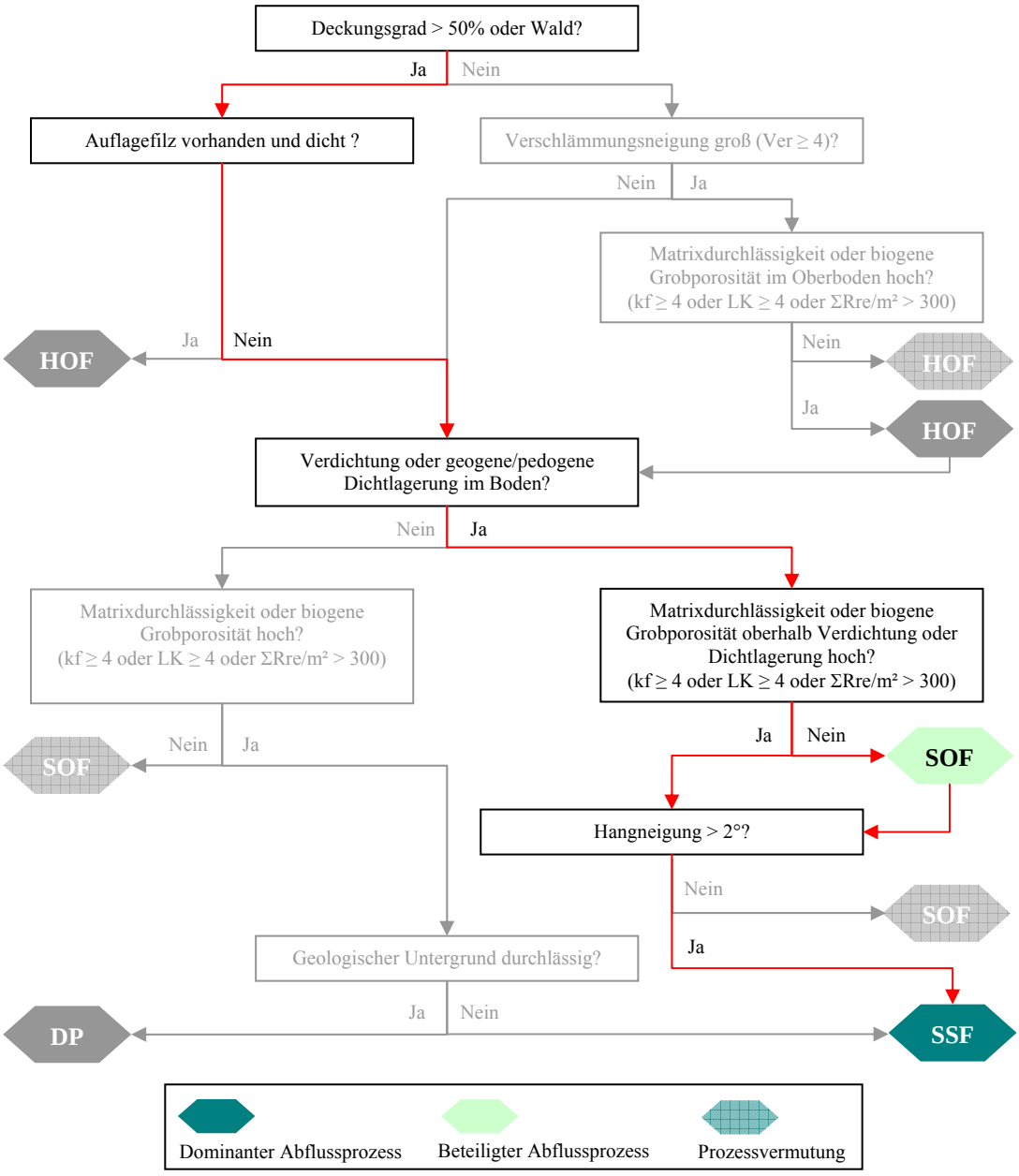


Abb. 5.45: Prozessindikation der Waldversuchsflächen bei Idenheim durch Beregnungsversuche (Voraussetzung: Starkniederschlag, Winterhalbjahr, Sättigungsdefizit der FK < 10 %, Hauptbodenart Lehm und Ton)

Das Prozess-Beurteilungsschema für Wald führte für die untersuchten Waldstandorte zu verzögertem Sättigungsoberflächenabfluss (A. 4.5):

Prozess-Beurteilungsschema für Idenheim Wald 1 und Wald 2

Eigenschaften 1 ? (nein) – J > 3 % ? (nein) – Boden mit Vergleyungsmerkmalen ? (ja) - Wasserspiegel oberflächennah ? (ja) = SOF2

Prozess-Beurteilungsschema für Idenheim Wald 3

Eigenschaften L ? (nein) – J > 3 % ? (ja) – Boden mit Vergleyungsmerkmalen ? (ja) – J > 5 % (nein) – Wasserspiegel oberflächennah ? (ja) = SOF2

Sättigungsoberflächenabfluss trat nur beim dritten Waldstandort auf und insgesamt überwog der Subsurface Flow über präferentielle Fließwege. SOF2 resultierte beim PBS durch die Abfrage, ob der „Wasserspiegel oberflächennah“ ansteht. Bei einem Pseudogley kann zwar der Vernässungsgrad stark ausgeprägt sein[5], was in dem PBS einem oberflächennahen Wasserspiegel gleichgesetzt wird, aber aktuell kein Stauwasserspiegel vorhanden sein. Hydromorphiemerkmale bleiben auch in Trockenperioden erhalten. Wird der Abfrageweg bei der Lage des Wasserspiegels mit „nein“ beantwortet, folgt eine Frage nach lateralen Fließwegen (ohne diese zu quantifizieren), die dann zu einem stark verzögerten Subsurface Flow führt. Generell sollten bei den PBS die bodenkundlichen Termini angepasst werden. „Vergleyungsmerkmale“ und „Wasserspiegel“ sind für grundwasserbeeinflusste Böden (Gleye) bezeichnende Kriterien und von Merkmalen der Pseudogleye zu trennen.

5.3 Eignung von Indikatoren zur Prozessidentifikation

Da Beregnungsversuche zur Identifikation von Abflussbildungsprozessen sehr aufwendig sind, sollten durch multifaktoriell angelegte Feld- und Laboruntersuchungen abflusserklärende Indikatoren gefunden werden, die gleichzeitig möglichst aus Sekundärdaten ableitbar oder leicht im Gelände zu erheben sind.

5.3.1 Feldbodenkundliche und bodenphysikalische Kennwerte

Die Schichtung und Korngrößenzusammensetzung des Substrates ist von grundlegender Bedeutung für das Verständnis und die Ableitung von Abflussbildungsprozessen. Für das schluffig-sandige Substrat bei Greverath hatte die Bodenart den größten Einfluss auf die Abflussbildung, da sich die texturbedingte hohe Porosität maßgeblich auf die Wasserdurchlässigkeiten auswirkte. Da auch der geologische Untergrund als durchlässig eingestuft werden konnte, wurde auf eine überwiegende Tiefensickerung geschlossen. Im Gegensatz dazu verfügte das lehmig-tonige Substrat bei Idenheim über eine geringe primäre Grobporosität und die Basislage aus dichten Tonen und Mergeln des Muschelkalkes verhinderten eine Tiefensickerung.

[5] Der Vernässungsgrad wird über die Hydromorphiemerkmale eingestuft (AG BODEN 1994).

Die Hydromorphiemerkmale der Böden belegten zusätzlich die stauende Wirkung des Untergrundes, weshalb auf diesem Substrat andere prozesssteuernde Größen relevant waren.

Als Indikator für die Versickerungskapazität und Fließprozesse eines Substrates lassen sich aus der Bodenart und -dichte die Wasserdurchlässigkeiten der Bodenmatrix ableiten (AG BODEN 1994). Ein Vergleich der im Labor ermittelten kf-Werte unter Einbeziehung weiterer Laboruntersuchungen (TRESSEL 2000) aus dem Raum Greverath mit denen, die sich aus der KA4 für die Substrate ableiten lassen, zeigt die Abb. 5.46. Für das schluffig-sandige Substrat ergab sich ein positiver Zusammenhang des Methodenvergleichs. Beide Methoden belegten für das Substrat überwiegend hohe Wasserdurchlässigkeiten, wodurch die Indikation der Tiefensickerung als dominanter Prozess möglich war. Jedoch lagen 83 % der Laborwerte im Mittel um den Faktor 4,2 über und 17 % um den Faktor 3,2 unter denen der KA4. Bei dem lehmig-tonigen Substrat konnte kein Zusammenhang zwischen den kf-Werten aus den Stechzylinderuntersuchungen unter Einbeziehung der Untersuchungsergebnisse von LINS (1999) und TRESSEL (2000) und der KA4 festgestellt werden (Abb. 5.47). Mit einem Anteil von 94,4 % lagen fast alle kf-Werte aus den Laboruntersuchungen im Mittel um den Faktor 32,8 über denen der KA4. Die KA4 gibt für die Hauptbodenart Ton kf-Werte < 10 cm/d an, die sich aus dem geringen primären Grobporenvolumen ergeben. Keine Berücksichtigung finden Sekundärporen, die zeitlich und räumlich variabel entstehen können (Röhren von Bodentieren, Wurzelröhren, Schrumpfrisse, etc.), aber einen deutlichen Einfluss auf die Infiltration und Versickerung haben. Da in den Stechzylindern aber alle Poren integriert sind, erklärt dies deren höhere kf-Werte sowie die hohen

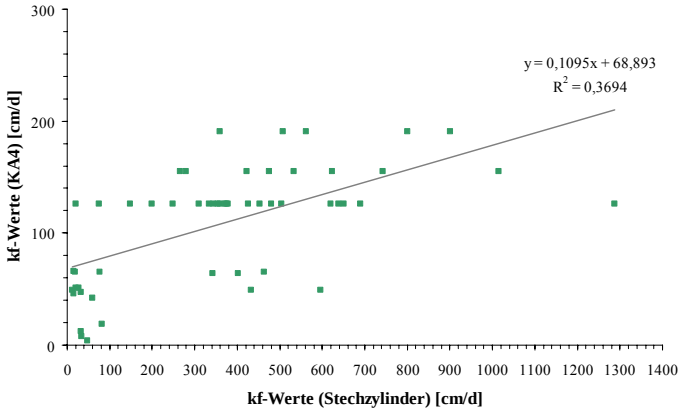


Abb. 5.46: Zusammenhang zwischen kf-Werten aus Laboruntersuchungen und der KA4 für das schluffig-sandige Substrat bei Greverath (*n* = 53)

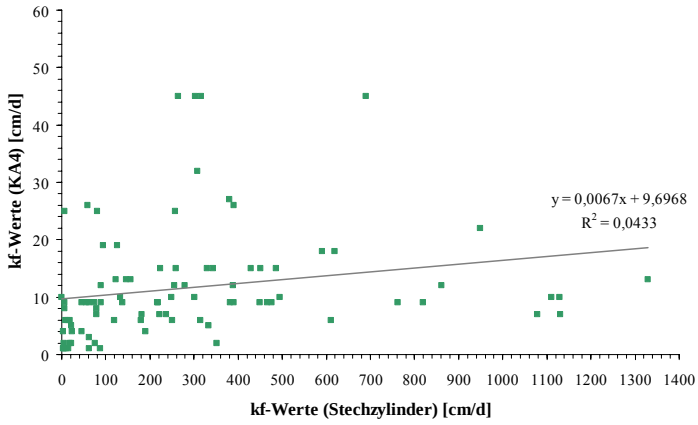


Abb. 5.47: Zusammenhang zwischen kf-Werten aus Laboruntersuchungen und der KA4 für das lehmig-tonige Substrat bei Idenheim (*n* = 90)

Streuungsmaße.

Die hohen Variationskoeffizienten der kf-Werte aus sechs Parallelbeprobungen pro Horizont resultierten aus Stechzylinderproben, mit einer variablen Anzahl an kontinuierlich vertikal verlaufenden Wurmröhren und solchen, die keine Wurmröhren enthielten. Aufgrund des geringen Volumens der Stechzylinder hatten die Wurmröhren extrem hohe Fließgeschwindigkeiten (kf-Werte > 4000 cm/d) zur Folge. Stechzylinder aus dem gleichen Horizont ohne Wurmröhren wiesen hingegen Wasserleitfähigkeiten von < 10 cm/d auf, was dem Matrixfluss des primären Porensystems und somit den kf-Werten in Abhängigkeit von der Dichte aus der KA4 entsprach. Insofern ist zu hinterfragen, welche Repräsentativität Mittelwerte aus Laboruntersuchungen haben, aber auch, inwiefern eine Beurteilung präferentieller Fließwege durch die KA4 möglich ist?

Neben den kf-Werten konnten die Infiltrationsraten der Doppelringinfiltrometrie Aufschluss über Infiltrations- und Versickerungseigenschaften eines Substrates geben. Dabei entsprach die Endinfiltrationsrate der gesättigten Wasserleitfähigkeit, aber nicht horizontbezogen, sondern integrierend über das Profil. Der Vorteil der Infiltrometrie gegenüber den Stechzylinderuntersuchungen lag in der Quantifizierung von infiltrationshemmenden Effekten an der Bodenoberfläche. So konnte der Einfluss des Auflagefilzes bei Grünlandstandorten nur durch die Infiltrometrie bestätigt werden (Abb. 5.48).

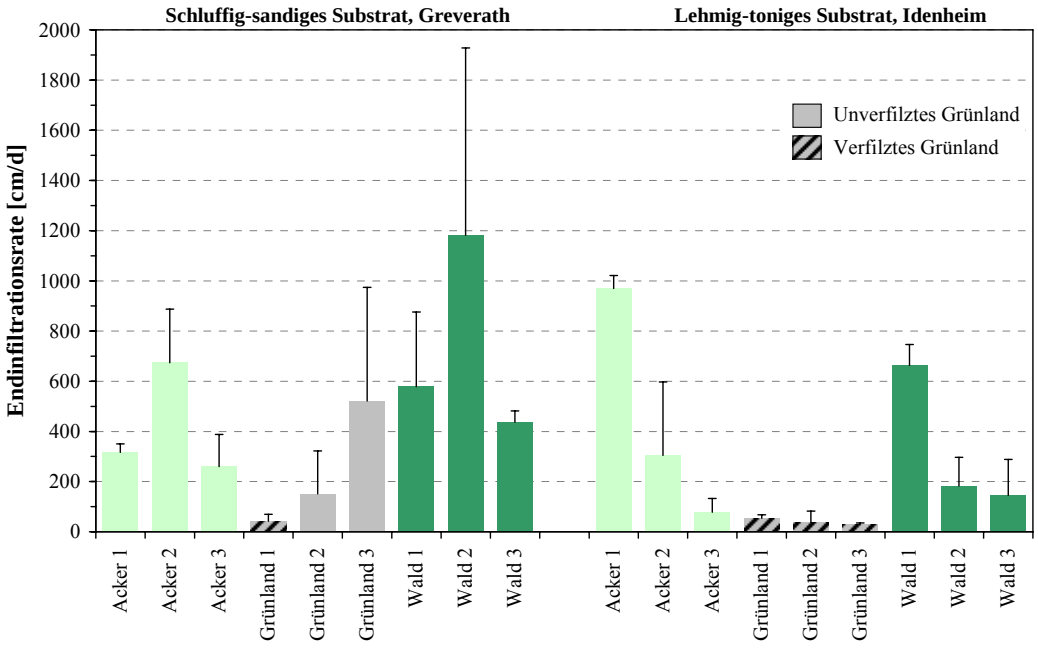


Abb. 5.48: Endinfiltrationsraten der Untersuchungsstandorte in Greverath und Idenheim (Mittelwert mit Standardabweichung, *n* = 4)

Um zu beurteilen, inwieweit der infiltrationsmindernde Effekt eines Auflagefilzes von Flächenrelevanz ist, wurden weitere Untersuchungsgebiete hinzugezogen. Das Untersuchungsgebiet Pellingen liegt im Saar-Ruwer-Hunsrück (Pellinger Hochfläche, 246.30), der aus unterdevonischem Schiefer des Unterems aufgebaut wird. Die Leitbodenform repräsentierte eine (Norm-) Braunerde aus schuttführendem Schluff (aus Tongesteinen und Lösslehm) über Schluffschutt (aus Tongesteinen). Das zweite liegt in der Nähe der Gemeinde Frankelbach in der naturräumlichen Einheit „Obere Lauterhöhen“ (193.18) des Glan-Alsenz-Berg- und Hügellandes, das aus den Unterrotliegenden Lebacher Schichten aufgebaut wird. Als Bodenformen wurden (Norm-) Kolluvisole und (Norm-) Braunerden aus schuttführendem (Hang-) Lehm (aus Sandsteinen und Lösslehm) über Schuttsanden (aus Sandsteinen) untersucht. Unter Einbeziehung der Untersuchungsgebiete Greverath und Idenheim wurden die Endinfiltrationsraten verfilzter und nachträglich vertikutierter extensiver Grünlandstandorte quantifiziert. Als weitere Vergleichsvariante wurde zusätzlich unverfilztes Intensivgrünland in die Untersuchungen mit einbezogen (Abb. 5.49).

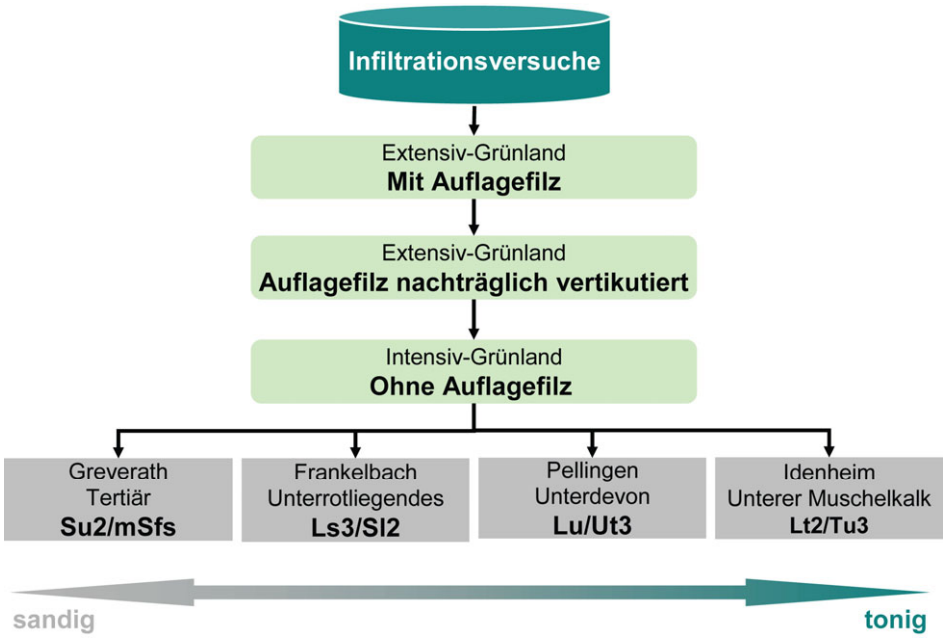


Abb. 5.49: Versuchsvarianten der Infiltrationsversuche auf Grünland zur Problematik des Auflagefilzes

Auf allen Substraten wiesen die Grünlandstandorte mit einer verfilzten Grasnarbe die signifikant geringsten Infiltrationsraten auf (Abb. 5.50, A. 5.54). Bezugnehmend auf die Beregnungsergebnisse der Untersuchungsgebiete bei Greverath und Idenheim konnte somit geschlossen werden, dass auch andere Standorte mit verfilztem Grünland bei Starkniederschlagsereignissen HORTON´schen Oberflächenabfluss mit vergleichbaren Abflusskoeffizienten aufweisen würden und gleichzeitig festgestellt werden, dass dieser Effekt weitestgehend

substratunabhängig ist, da er an der Bodenoberfläche verursacht wird. Signifikante Unterschiede bei den Infiltrationsraten konnten für die Intensivgrünlandflächen ohne Auflagefilz festgestellt werden, da hier das Substrat die Infiltration steuerte. Die lehmigen Standorte bei Pellingen und Frankelbach wiesen vergleichbare Infiltrationseigenschaften auf, wohingegen die sandigen und tonigen Substrate signifikante Unterschiede bei den Infiltrationsraten aufwiesen. Durch das nachträgliche Vertikutieren der vormals verfilzten Standorte konnten die Infiltrationsraten im Mittel um den Faktor acht erhöht werden, was als Beleg für deren potenziell günstigeren Infiltrationskapazitäten gelten kann. Die Infiltrationsraten unterschieden sich, mit Ausnahme von Frankelbach, nicht signifikant von den Intensivgrünlandflächen ohne Verfilzung.

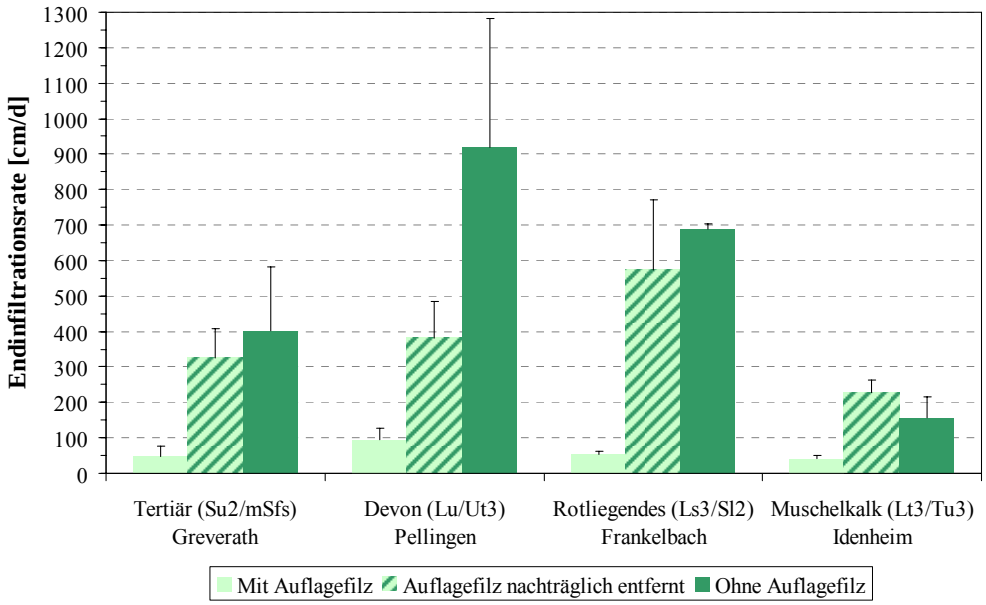


Abb. 5.50: Endinfiltrationsraten verfilzter, nachträglich vertikutierter und filzfreier Grünlandstandorte auf unterschiedlichen Substraten (Mittelwert mit Standardabweichung, *n* = 12)

Bei Kenntnis der bodenphysikalischen Eigenschaften eines Standortes, lieferten die Endinfiltrationsraten weitere Belege für das Auftreten von Abflussprozessen. Bei hohen Infiltrationsraten eines Substrates, ohne dichte oder verdichtete Horizonte, ist von einer Tiefensickerung auszugehen. Existieren solche, sind laterale Fließprozesse wahrscheinlich. Geringe Infiltrationsraten lassen auf Oberflächenabflussprozesse schließen, wie den Sättigungsoberflächenabfluss der Standorte Idenheim Acker 3 und Wald 3. Zur Identifikation einer Infiltrationshemmung durch Verschlämmung der Bodenoberfläche war die Infiltrometrie jedoch nicht geeignet (Greverath Acker 1-3), da bei korrekter Handhabung eine Verschlämmung verhindert und eine aggregatzerstörende Wirkung durch „splash“-Effekte nicht hervorgerufen wird.

Zur Quantifizierung der Verschlämmungsneigung eines Substrates wurden die Aggregatstabilitäten der Standorte durch die Nasssiebung bestimmt. Mit dieser Methode wird die Veränderung der Aggregatgrößenverteilung vor und nach einer Siebung unter Wasser bestimmt und die Abnahme des gewogenen mittleren Durchmessers (ΔGMD) ermittelt. Die Werte liegen zwischen 0 und 5, wobei Werte um 1,2 bei stabiler und um 4,5 bei instabiler Struktur erreicht werden. Die Ergebnisse der Nasssiebung sind in der Abb. 5.51 dargestellt.

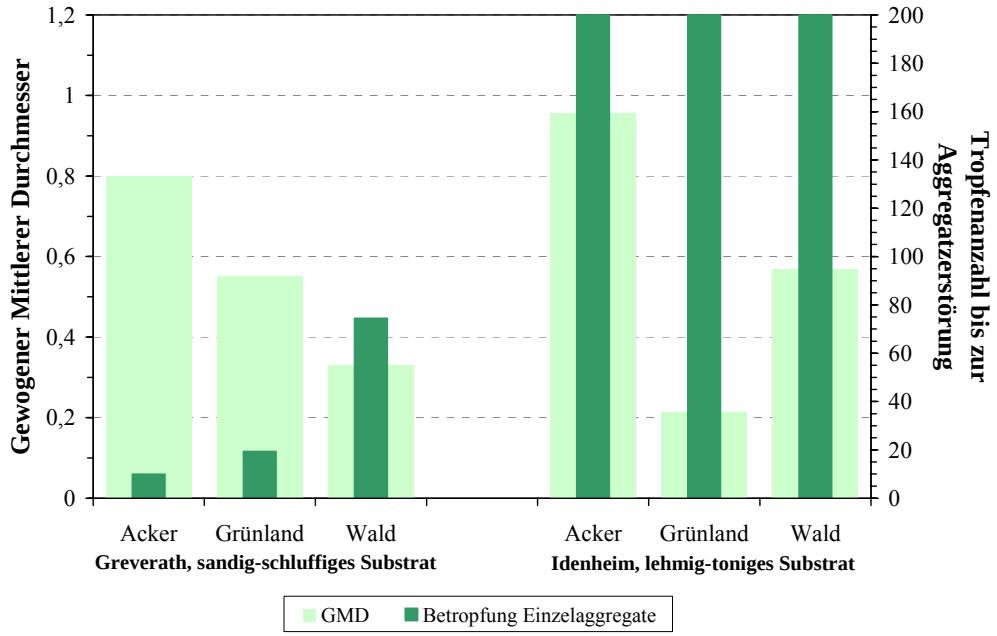


Abb. 5.51: Aggregatstabilitäten der Versuchsvarianten (Mittelwerte, ΔGMD *n* = 9, Betropfung *n* = 60)

Ein Paarvergleich (U-Test) zwischen den Substratvarianten ergab für die Ackernutzung keine signifikanten Unterschiede zwischen Greverath und Idenheim, während die Aggregate der Grünland- und Waldstandorte bei Idenheim signifikant stabiler waren (A. 5.55). Für das schluffig-sandige Substrat konnten keine signifikanten Stabilitätsunterschiede zwischen den Landnutzungsvarianten festgestellt werden. Bei dem lehmig-tonigen Substrat waren die Aggregate der Ackernutzung signifikant instabiler als unter Grünlandnutzung. Insgesamt überraschend waren die hohen Stabilitätswerte bei Greverath, da nach der KA4 die Verschlämmungsneigung der schluffig-sandigen Bodenart als stark bis sehr stark eingestuft wird. Bei den Geländebegehungen belegten Erosionsrinnen und Kolluvisole zusätzlich die Erosionsneigung des Substrates, und bei den Beregnungsversuchen trat Oberflächenabfluss als Folge einer Verschlämmung auf. Um den Einfluss aufschlagender Regentropfen realitätsnäher zu simulieren, wurden mit einer Pipette aus einem Meter Höhe Tropfen auf Einzelaggregate[6] auf-

[6] Vorbehandlung wie bei der Nasssiebung.

gebracht, bis sie auseinanderbrachen. Die Anzahl der Tropfen bis zum Aggregatbruch belegte als Relativitätsmaß, dass die Aggregate unter Grünlandnutzung bei den schluffig-sandigen Substraten bei Greverath signifikant stabiler als die unter Ackernutzung waren, und die unter Waldnutzung die stabilsten. Bei den Ackeraggregaten reichten im Mittel 10 Tropfen, um die Aggregate zu zerstören, bei den Grünlandaggregaten waren es 19,4 und bei den Waldaggregaten 74,5. Bei den Standorten von Idenheim hatten unabhängig von der Landnutzung mehr als 200 Tropfen keine Aggregatzerstörung zur Folge.
Die „Tropfmethode“ bestätige die Klassifikation der KA4, nach der die Verschlämmungsneigung der Bodenarten aus Idenheim als sehr schwach eingestuft wurde. Somit kann die Einteilung der Verschlämmungsneigung von Bodenarten aus der KA4 als realitätsnahe Bewertungsgrundlage zur Identifikation von HORTON´schen Oberflächenabflussprozessen angesehen werden.
Die Nasssiebungsmethode lieferte für die aufgeführten Untersuchungen keine plausiblen Ergebnisse. Die Siebung unter Wasser führte bei den tonigen Bodenarten zur Verklebung, was eine Trennung der Aggregate verhinderte, bei den sandigen Bodenarten reichte die Hebung und Senkung im Wasser nicht aus, um die Humusbindung (inkl. Hydrophobizität) der Aggregate aufzuheben.

Da für Infiltrations- und Abflussprozesse der Anteil an weiten Grobporen von Bedeutung war, wurden die Luftkapazitäten aus den Stechzylinderuntersuchungen unter Einbeziehung der Ergebnisse von LINS (1999) und TRESSEL (2000) mit denen, die sich für die untersuchten Bodenarten, Dichten und Humusgehalte aus der KA4 ergeben, verglichen. Der stark positive Zusammenhang erwies sich als hoch signifikant, weshalb die Ableitung des Volumens der sickerungsrelevanten weiten Grobporen aus der KA4 als adäquate Alternative zu Laboruntersuchungen angesehen werden kann (Abb. 5.52).
Da auch ein stark positiver Zusammenhang zwischen der Luftkapazität und gesättigten Wasserleitfähigkeit aus der KA4 besteht, ist die Ableitung der kf-Werte aus der Bodenart und -dichte eine plausible Methode zur Bestimmung der Matrixdurchlässigkeit (Abb. 5.53). Bei Stechzylinderuntersuchungen kann die Luftkapazität als geeigneterer Parameter zur Beurteilung der Matrixdurchlässigkeit (kf-Werte, KA4) angesehen werden, als die kf-Werte aus Laboruntersuchungen.

Weil die Wasserleitfähigkeit von der Grobporosität beeinflusst wird, war zu hinterfragen, warum zwar die Luftkapazität (weite Grobporen), nicht aber die kf-Werte zu plausiblen Ergebnissen im Vergleich der Stechzylinderuntersuchungen mit denen der KA4 führten. Kontinuierlich durch den Stechzylinder verlaufende sekundäre weite Grobporen hatten nicht zwingend eine deutliche Erhöhung des Grobporenvolumens zur Folge, dafür aber als rasche Fließwege einen exponentiellen Einfluss auf die Wasserdurchlässigkeit. Die von dem Volu-

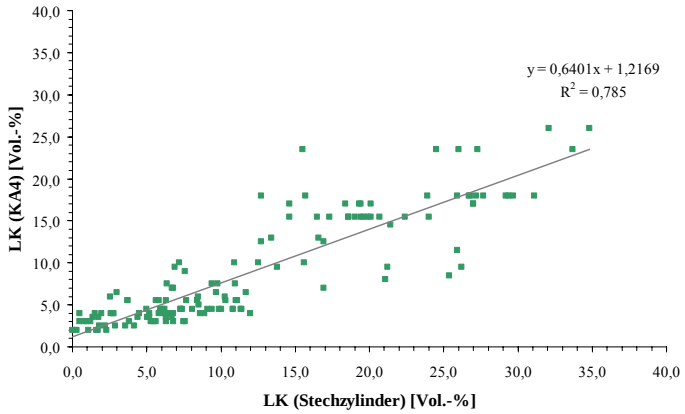


Abb. 5.52: Beziehung zwischen den Luftkapazitäten aus Laboruntersuchungen und der KA4 für die Versuchsstandorte (*n* = 143)

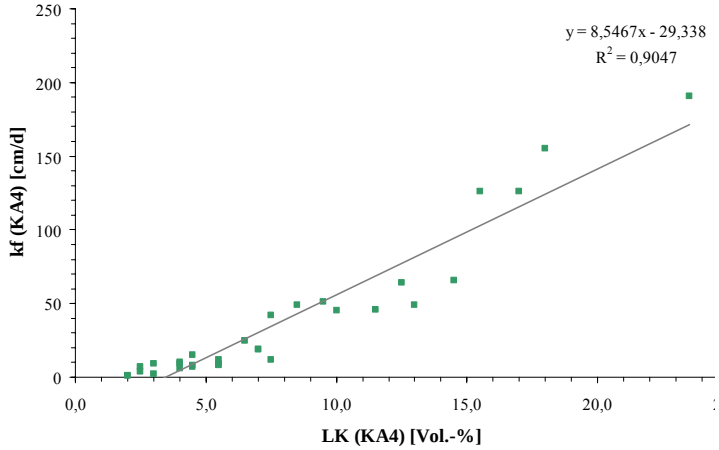


Abb. 5.53: Beziehung zwischen den Luftkapazitäten und gesättigten Wasserleitfähigkeiten aus der KA4 für die Versuchsstandorte (*n* = 30)

men der weiten Grobporen abhängigen Permeabilitätsparameter für Luft und Wasser zeigten für die Stechzylinderuntersuchungen einen hochsignifikant positiven Zusammenhang (ka: r_S 0,771**, kf: r_S 0,650**; A. 5.56). Die Permeabilitätsparameter korrelierten untereinander ebenfalls hochsignifikant (r_S 0,763**). Mit zunehmender Dichte nahm der Anteil an Grobporen ab, was wiederum Einfluss auf die Permeabilitätsparameter hatte und geogene, pedogene oder anthropogene Ursachen haben konnte.

Die erhobenen Dichteparameter Eindringwiderstand und Rohdichte trocken zeigten zwar einen hochsignifikant negativen Zusammenhang zu dem Volumen der weiten Grobporen, der aber bei dem Eindringwiderstand (r_S -0,749**) stärker als bei der Trockenrohdichte (r_S -0,339**) ausgeprägt war. Da sich der Eindringwiderstand mit dem Pocket-Penetrometer leicht im Gelände erheben lässt, kann diese Methode einen praktikablen Anhaltspunkt zur Einschätzung der Bodendichte liefern, da auch ein signifikant positiver Zusammenhang zur Trockenrohdichte r_S 0,528** bestand. Insgesamt resultierten aus den bodenphysikalischen Laborwerten wichtige Indizien, um die Abflussprozesse zu interpretieren. Die Klassifikationen der KA4 konnten aber als probate Alternative bestätigt werden.

5.3.2 Bodenbiologische und -chemische Kennwerte

In der hydrologischen Modelltheorie werden die Fließprozesse im Boden vereinfachend in Mikro- und Makroporenfluss unterteilt, um langsame und schnelle Fließprozesse im Boden zu erklären. Auch SCHERRER (2004) trennt die Wasserleitfähigkeiten der primären Textureigen-

schaften aus der KA4 zur Beurteilung der „Matrixdurchlässigkeiten“ von den Prozessen der sekundären Makroporen (Regenwurmröhren). Im Kapitel 5.3.1 wurde die Plausibilität und somit der Indikatorwert der Matrixdurchlässigkeiten der KA4 bestätigt. Die Klassifikation des Einflusses der Makroporen auf die Infiltration und Versickerung von SCHERRER (2004) wird in den folgenden Ausführungen überprüft.

Regenwurmröhren haben als präferentielle Fließwege einen entscheidenden Einfluss auf die Infiltrations- und Abflussprozesse eines Standortes. Die durchgeführten Untersuchungen bestätigten dies für das lehmig-tonige Substrat, das über ein geringes primäres Grobporenvolumen verfügte. Die kf-Werte der Idenheimer Substrate lagen nach der KA4 unter 25 cm/d, die der Stechzylinderanalysen erbrachten einen Durchschnittswert von 304,6 cm/d, die allerdings nicht als Matrixdurchlässigkeiten gewertet werden dürfen, sondern auf die hohen Fließgeschwindigkeiten in biogenen Grobporen zurückzuführen waren. Die Anzahl der biogenen Grobporen zeigte einen signifikant positiven Zusammenhang mit den Wasserleitfähigkeiten. Bei dem sandigen Substrat des Untersuchungsgebietes Greverath kam den biogenen Grobporen sowohl in ihrer Anzahl als auch hinsichtlich ihrer Bedeutung für die Infiltration und Versickerung nur eine untergeordnete Rolle zu (Tab. 5.13).

Tab. 5.13: Beziehung zwischen den Regenwurmröhren und der gesättigten Wasserleitfähigkeit (Rangkorrelation nach SPEARMAN; * α = 0,05; ** α = 0,01; n = 37)

Regenwurmröhren	Greverath kf	Idenheim kf
Rre, Σ	-0,396*	0,761**
Rre, gri3	-0,607**	0,735**
Rre, gri4	-0,377	0,658**
Rre, gri5	-0,066	0,628**

Die Abb. 5.54 zeigt die deutlichen Unterschiede zwischen den Untersuchungsgebieten bezüglich ihrer biogenen Grobporosität nicht nur in Beziehung zur Landnutzung, sondern auch zum Substrat. Das lehmig-tonige Substrat bei Idenheim verfügte insgesamt über eine signifikant höhere Anzahl an Regenwurmröhren als Greverath, da u.a. die höheren pH-Werte in Idenheim bessere Standortvoraussetzungen für eine höhere Abundanz und Diversität von *Lumbriciden* darstellen (Abb. 5.54). Bei der Landnutzung lassen sich die Anzahl der Regenwurmröhren in folgende Reihenfolge bringen: Grünland > Acker > Wald. Beide Einflüsse auf die biogene Grobporosität – Substrat und Landnutzung – sollten bei der Klassifikation von Makroporosität Berücksichtigung finden. Bei der Erweiterung des sehr geläufigen hydrologischen Standort- und Einzugsgebietsmodells WASIM-ETH durch BRONSTERT (2001) erfolgt eine landnutzungsabhängige Einstufung der Makroporosität in folgender Reihenfolge: Wald > Grünland > Acker und der Einfluss des Substrates findet keine Berücksichtigung (Abb. 5.55).

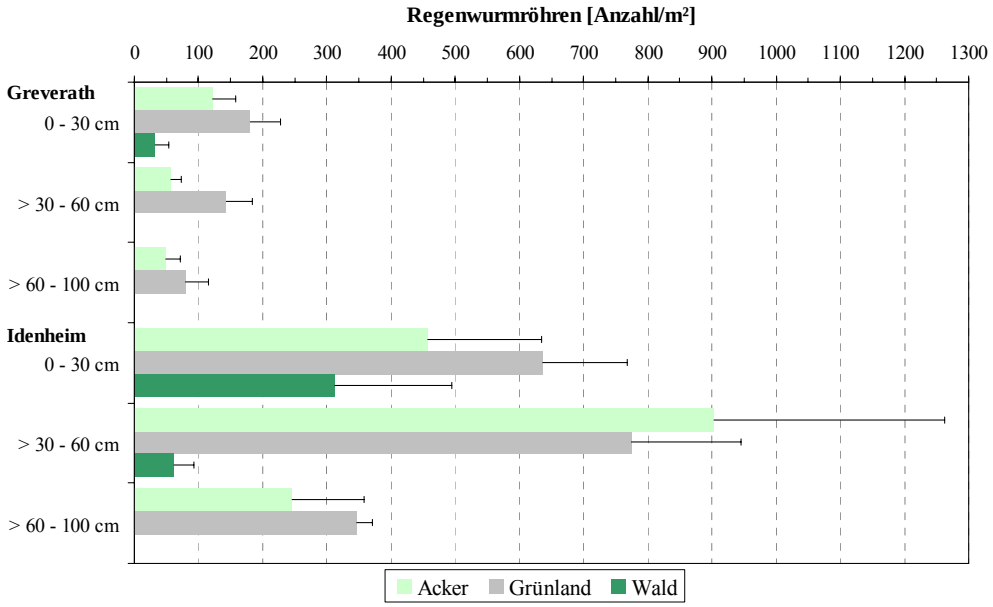


Abb. 5.54 : Biogene Grobporosität der Untersuchungsgebiete in Abhängigkeit von der Landnutzung und Tiefenstufe (Mittelwert mit Standardabweichung, *n* = 9)

Landnutzung	Makroporen	
	n_{SM} [Vol.-%]	d_{SM} [m]
Sommergetreide	1,0	1,5
Wein	1,0	1,5
Obst	1,0	1,5
Wiese / Weide	1,2	1,5
Parzellenstruktur	1,0	1,5
Landw. / Natur	1,0	1,5
Laubwald	2,4	1,4
Nadelwald	2.0	1,0
Mischwald	2,2	1,2
Natürl. Grünland	2,0	1,5
Wald / Sträucher	2,0	1,2
Wasser / Feuchtfläche	0,0	0,0

Abb. 5.55: Einstufung der Makroporosität in WASIM-ETH in Abhängigkeit von der Landnutzung (BRONSTERT 2001).

Auch in den PBS von SCHERRER (2004) wird der biogenen Grobporosität eine entscheidende Rolle für die Infiltration beigemessen, allerdings ebenfalls unabhängig vom Substrat. Die Regenwurmröhren mit einem Durchmesser von > 5 mm werden mit dem Faktor fünf multipliziert und bereits bei 150 Röhren/m² wird die Makroporosität und ihr Einfluss auf die Infiltration als sehr groß klassifiziert. Selbst in den Stauhorizonten der tonigen Basislagen der Versuchsstandorte bei Idenheim wurden noch durchschnittlich ca. 220 Regenwurmröhren/m² ausgezählt (ohne Multiplikation). Die Bewertungsklassen von SCHERRER konnten somit nicht als Indikator für das Auftreten von lateralen Fließprozessen aufgrund eines dichten und wasserundurchlässigen Unterbodens gewertet werden.

Die Waldversuchsflächen wiesen sowohl in der Haupt- als auch in der Basislage die wenigsten Regenwurmröhren auf (A. 5.57). Wenn aber sowohl die Makroporosität der Stauhorizonte als auch die der Standorte bei Greverath nach SCHERRER (2004) als groß eingestuft wird, liefert die Anzahl der Regenwurmröhren keinen Erklärungsansatz für die unterschiedlichen Abflussprozesse, die in dieser Arbeit festgestellt wurden. Gegen eine Multiplikation der Wurm-

röhren > 5 mm sprechen aber auch noch weitere Gründe. SCHERRER (2004) begründet den Faktor damit, dass die großen Makroporen wesentlich mehr Wasser in die Tiefe leiten können als kleinere Makroporen. Dieser für eine Makropore zutreffende Zusammenhang, wird allerdings nicht der Tatsache gerecht, dass die Anzahl der kleineren Makroporen die der großen deutlich übersteigt. Zusätzlich sind die großen Wohnröhren von *Lumbricus terrestris* überwiegend vertikal orientiert und enden oft blind in den Cv- oder Sd-Horizonten. Die kleineren, aber zahlreicheren Röhren der epigäischen und endogäischen Lebensformen verfügen hingegen über einen höheren Vernetzungsgrad im Oberboden, wodurch eine hohe Infiltrationskapazität und laterale Durchlässigkeit erst ermöglicht werden. LUXMOORE et al. (1990) verweisen darauf, dass die Poren < 1 mm die Mehrheit des Niederschlagwassers aufnehmen, da sie wegen ihrer Anzahl über eine bedeutend höhere Oberfläche als die größeren Makroporen verfügen.
Das Einsetzen von gesättigtem Oberflächenabfluss neben Subsurface Flow auf zwei Standorten in Idenheim (Acker 3, Wald 3) wurde als Hinweis darauf gedeutet, dass die biogene Grobporosität die Infiltrations- und Versickerungskapazität limitierte. Ein Schwellenwert hierfür ließ sich allerdings (auch aufgrund des geringen Stichpropenumfanges) nicht gesichert definieren, wurde aber annäherungsweise mit einer Summe von 300 Regenwurmröhren/m² benannt.

Im Folgenden wird auf den Indikatorwert weiterer bodenbiologischer und -chemischer Kennwerte für die Abflussprozesse eingegangen.
Zum Zeitpunkt der Beregnungsversuche wiesen die Grünlandstandorte sowohl in Greverath als auch in Idenheim die höchsten Aktivitätsdichten auf; die Waldstandorte zeigten die geringsten, wobei die Unterschiede zwischen Grünland und Acker in Idenheim nur gering ausfielen. Bei den Waldstandorten fehlten anözische Lebensformen (Abb. 5.56).
In Greverath wiesen die Ackerstandorte signifikant weniger epigäische Arten als das Grünland auf, deren Biomasse fiel ebenfalls geringer aus. Der Wald hatte insgesamt signifikant geringere Abundanzen und Biomassen als das Grünland (A. 5.58, A 5.59). Bei Idenheim wiesen die Acker- und Grünlandstandorte vergleichbare Lebensformenspektren, Aktivitätsdichten und Biomassen auf. Die Waldstandorte verfügten über signifikant weniger endogäische Arten, anözische fehlten und die Abundanzen waren am geringsten. Ein Vergleich der Lebensformen und Aktivitätsdichten zwischen den Nutzungen der beiden Untersuchungsräume erbrachte zwischen den Ackerstandorten signifikante Unterschiede.
In Idenheim wurden mehr endogäische und anözische Lebensformen vorgefunden, bei einer insgesamt höheren Aktivitätsdichte und Biomasse von *Lumbricus terrestris*. Bei den Waldstandorten lagen die Biomassen der epigäischen Arten in Idenheim signifikant über denen in Greverath (Abb. 5.57).

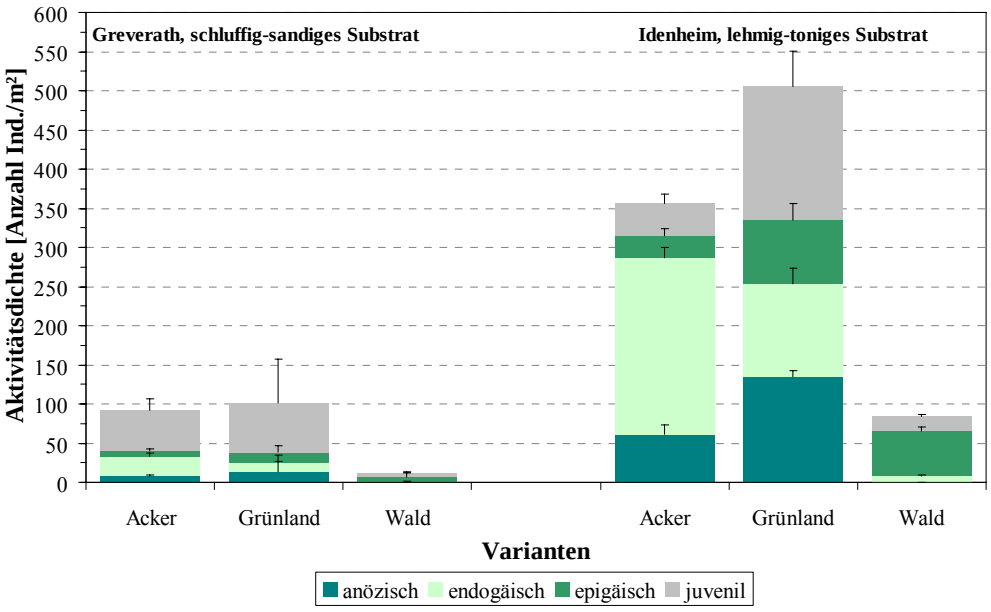


Abb. 5.56: Vergleich der Regenwurm-Abundanzen zwischen Greverath und Idenheim in Abhängigkeit von der Landnutzung (Mittelwert mit Standardabweichung, *n* = 9)

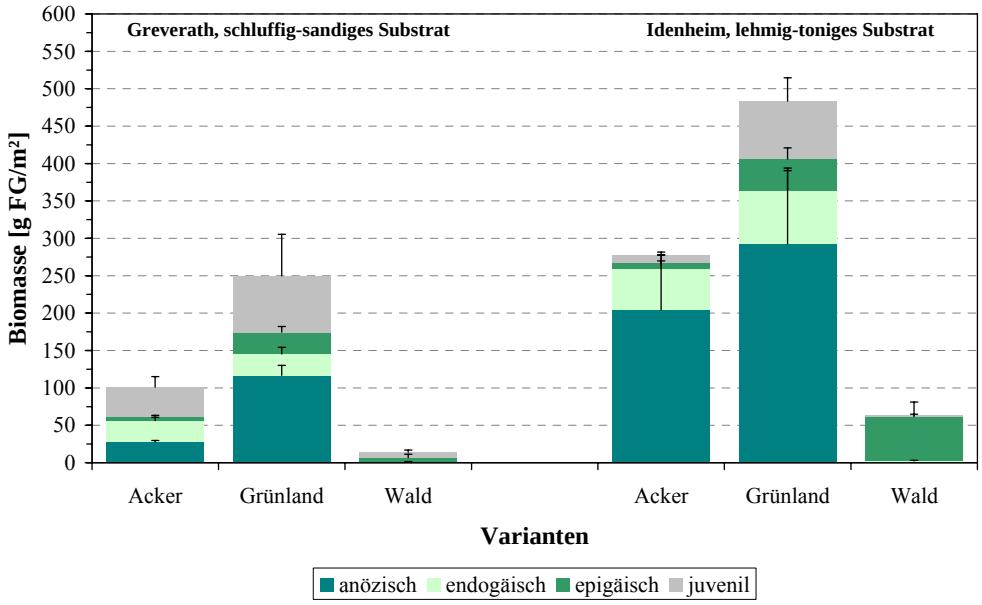


Abb. 5.57: Vergleich der Regenwurm-Biomassen zwischen Greverath und Idenheim in Abhängigkeit von der Landnutzung (Mittelwert mit Standardabweichung, *n* = 9)

Für die Beurteilung von Abflussbildungsprozessen erwies sich die Anzahl an biogenen Grobporen als wichtige Indikatorgröße für Substrate mit geringer primärer Grobporosität. Andere bodenbiologisch-chemische Kennwerte lieferten hierfür zwar Erklärungsansätze, hinsichtlich der Fragestellung stand ihr Indikatorwert jedoch in keinem Verhältnis zum Erhebungsaufwand. So belegten die signifikant geringeren pH-Werte und höheren C/N-Verhältnisse die ungünstigeren Standortbedingungen der Waldstandorte und lieferten somit eine Erklärung für

die geringen Abundanzen der Regenwürmer und das Fehlen von Regenwurmröhren im Unterboden (Korrelation C/N-Verhältnis und pH-Wert der Oberböden r_S = -0,79 **). Eine Klassifikation von Substraten nach ihrer durchschnittlich zu erwartenden Makroporosität in Abhängigkeit von der Landnutzung könnte allerdings das Auszählen von Regenwurmröhren substituiert werden und eine GIS-gestützte Auswertung geowissensschaftlicher Karten hinsichtlich der Makroporosität ermöglichen.

5.3.2 Elektrische Leitfähigkeit des Bodenwassers

Zur Unterscheidung von Vorereignis- und Ereigniswasser an der Abflussbildung wurde am jeweils zweiten Beregnungstag das erste Beregnungsintervall und am dritten Tag das dritte Intervall mit markiertem Wasser (NaCl) beregnet. Die übrigen Intervalle wurden mit unmarkiertem Wasser durchgeführt. Die elektrische Leitfähigkeit des markierten Wassers betrug im Mittel 6,6 mS/cm (s = 0,8). Vor der Applikation mit markiertem Wasser wurde die Leitfähigkeit des Bodenwassers gemessen. Diese „Hintergrundleitfähigkeit“ betrug 0,63 mS/cm (s 1,1) und wurde von den ermittelten Maximalleitfähigkeiten subtrahiert, um den Anstieg der Leitfähigkeit zu quantifizieren. Danach erreichten die Maximalleitfähigkeiten im markierten Abfluss 39,5 % (s = 7,4) der Leitfähigkeit des markierten Beregnungswassers.

Bei allen Beregnungen mit markiertem Wasser war ein direkt an den Niederschlag gekoppelter deutlicher Anstieg der elektrischen Leitfähigkeit des Abflusses zu verzeichnen, was einen gewissen Anteil an Ereigniswasser am Subsurface Flow belegte. Bei der Erfassung von SSF aus zwei Tiefen fielen die Leitfähigkeiten der zweiten Tiefe geringer aus, was auf einen größeren Verdünnungseffekt oder eine stärkere Adsorption zurückzuführen ist (Idenheim, Acker 1 und 2). Der Anstieg der Leitfähigkeiten des Abflusses der jeweils folgenden Intervalle mit unmarkiertem Wasser kann entweder als Anteil von Vorereigniswasser oder als Folge der Desorption durch Ereigniswasser gedeutet werden. Eine quantitative Trennung von Vorereignis- und Ereigniswasser war durch die Versuche nicht eindeutig möglich. FLÜGEL & SCHWARZ (1988) konnten aber belegen, dass bei der Verwendung von NaCl als Tracer mehr als die Hälfte der Natrium-Ionenkonzentration durch Bodenadsorption verlorengingen. Dabei lagen die Adsorptionsverluste umso höher, je länger die Fließstrecke im Boden war. Die Hypothese, dass es sich bei dem Abfluss ausschließlich um Vorereigniswasser handelte, konnte durch die Versuche zumindest eindeutig widerlegt werden.

Das zeitlich hoch aufgelöste Signal der Leitfähigkeit im Abfluss nach Beregnungsbeginn lieferte zusätzlich einen Anhaltspunkt zur Quantifizierung der Fließgeschwindigkeiten im Boden. Demnach ergaben sich Fließgeschwindigkeiten zwischen 144 m/d und 54 m/d, im Mittel lagen sie bei 86 m/d (s = 32, n = 7). Die nach den letzten Beregnungen langsam sinkende Ganglinie des Subsurface Flow endete im Durchschnitt nach 206 min (s = 54,3, n = 7), was

die Größenordnung der errechneten lateralen Transportgeschwindigkeit in dem beregneten Hangsegment von 10 m Länge bestätigte (Niederschlagswasser, das in der größten Entfernung zur Profilgrube infiltrierte, müsste eine Fließgeschwindigkeit von ca. 70 m/d haben, um nach 206 min die Profilwand zu erreichen).

5.4 Zusammenfassender Prozessvergleich zwischen den Untersuchungsgebieten

Die Beregnungsversuche zeigten für das schluffig-sandige Substrat bei Greverath, dass – unabhängig von der Landnutzung – die Tiefensickerung (DP) als Abflussprozess dominierte (Abb. 5.58). Die hohe Infiltrations- und Versickerungskapazität des Substrates war auf die hohe texturbedingte Grobporosität zurückzuführen. Der biogenen Grobporosität (Regenwurmröhren) kam hingegen auf diesem Substrat nur eine untergeordnete Bedeutung zu.
Auf den Ackerstandorten setzte zusätzlich Oberflächenabfluss ein, der auf die hohe Verschlämmungsneigung des Substrates zurückzuführen war; maximal lagen die Abflusskoeffizienten zwischen 11 % und 30 %. Der höchste Oberflächenabfluss wurde allerdings auf dem ersten Grünlandstandort festgestellt, während auf den anderen Grünlandflächen und den Waldstandorten sämtliches Beregnungswasser infiltrieren und versickern konnte. Die Grünlandstandorte unterschieden sich jedoch weder in ihrem Grobporenvolumen noch in ihrer

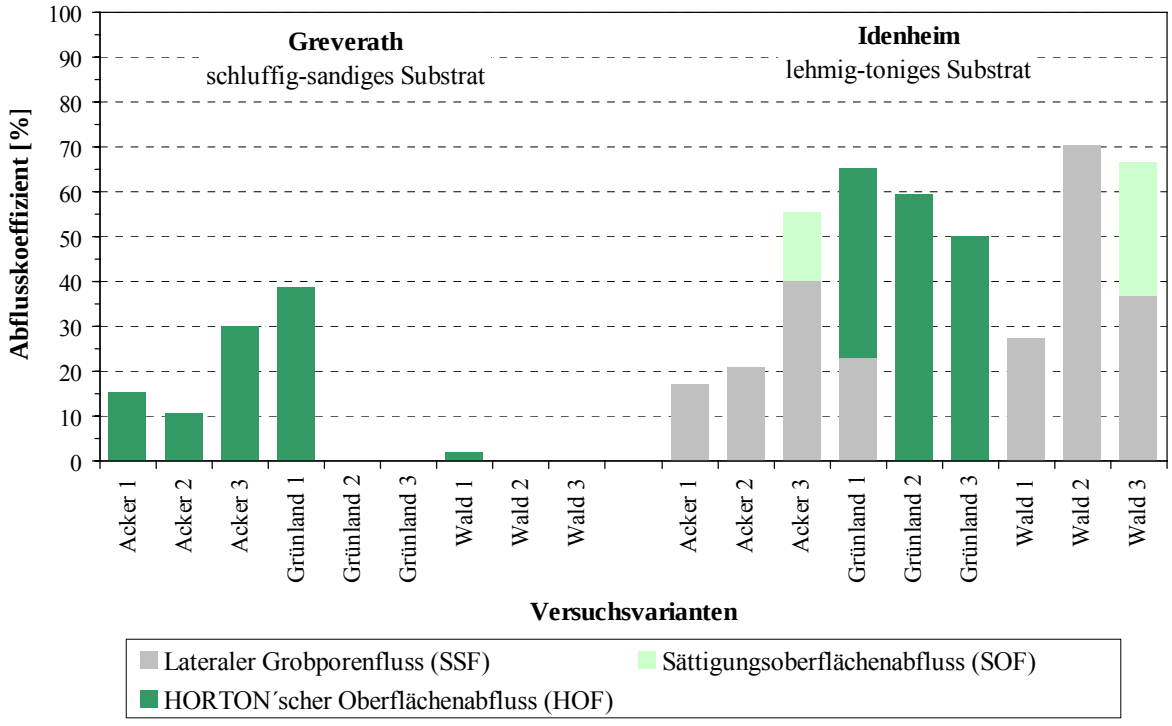


Abb. 5.58: Abflussprozesse und -koeffizienten der Versuchsvarianten (3. Beregnungstag)

Wasserleitfähigkeit signifikant. Auch Verdichtungen (durch Viehtritt, Befahrung, Pflugsohlenverdichtung), die Funktionsstörungen bei den Permeabilitätsparametern zur Folge hätten, konnten durch die bodenphysikalischen Untersuchungen ausgeschlossen werden, ebenso eine temporär hydrophobe Wirkung durch Austrocknung der Grasnarbe oder von persistent hydrophoben Pflanzenarten. Lediglich die Endinfiltrationsrate des ersten Grünlandstandortes gab einen Hinweis auf einen infiltrationsmindernden Effekt an der Bodenoberfläche. Durch die Kombination eines abdichtenden Geflechts aus Feinwurzeln und abgestorbener Blattbiomasse mit einem hohen Wassersättigungsgrad der Moose wurde die Infiltrationskapazität so stark eingeschränkt, dass Oberflächenabfluss auftrat. Da Stechzylinder konventionell im Mineralboden entnommen werden, konnte die Wirkung des Auflagefilzes durch bodenphysikalische Kennwerte nicht belegt werden. Unterschiede zwischen den Grünlandstandorten bestanden in der Bewirtschaftungsform. Im Vergleich zum ersten Grünlandstandort wurden die beiden anderen Grünlandflächen durch den Bewirtschafter regelmäßig vertikutiert, weshalb deren Grasnarben keinen Auflagefilz aufwiesen und somit deren günstige Infiltrations- und Versickerungseigenschaften zum Tragen kamen.

Im Gegensatz zu dem schluffig-sandigen Substrat verfügte das lehmig-tonige bei Idenheim über keine hohe Matrixdurchlässigkeit, da das primäre Grobporenvolumen gering war. Vielmehr kam der biogenen Grobporosität durch Regenwurmröhren als präferentielle Fließwege eine den Abfluss steuernde Bedeutung zu. Ihre Anzahl, Kontinuität und Vernetztheit war entscheidend für die Infiltration und Versickerung. Da die Unterböden und der geologische Untergrund nur gering wasserdurchlässig waren, wurden laterale Fließprozesse (SSF) in Gang gesetzt und/oder Wasser in dem Röhrensystem zurückgestaut, was beim Überschreiten von dessen Wasseraufnahmekapazität zu gesättigtem Oberflächenabfluss führen konnte. Bei den Waldstandorten kam den Röhren abgestorbener Baumwurzeln als präferentielle Fließwege eine größere Bedeutung zu, da dort die Aktivitätsdichte von *Lumbriciden* generell ausfiel. Als infiltrationshemmend erwies sich auf den Grünlandstandorten wiederum ein dichter Auflagefilz, der bei allen zu Oberflächenabfluss mit maximalen Abflusskoeffizienten zwischen 45 % und 60 % führte.

5.5. Ableitung einer Abflussprozesskarte für das Untersuchungsgebiet Greverath

Durch die Anwendung der aus den Beregnungsversuchen abgeleiteten Prozessindikatoren war es möglich, mit relativ wenigen Basisdaten eine Abflussprozesskarte zu generieren. Die Schlüsselindikatoren für die Abflussprozessbildung in Greverath und Idenheim sind in

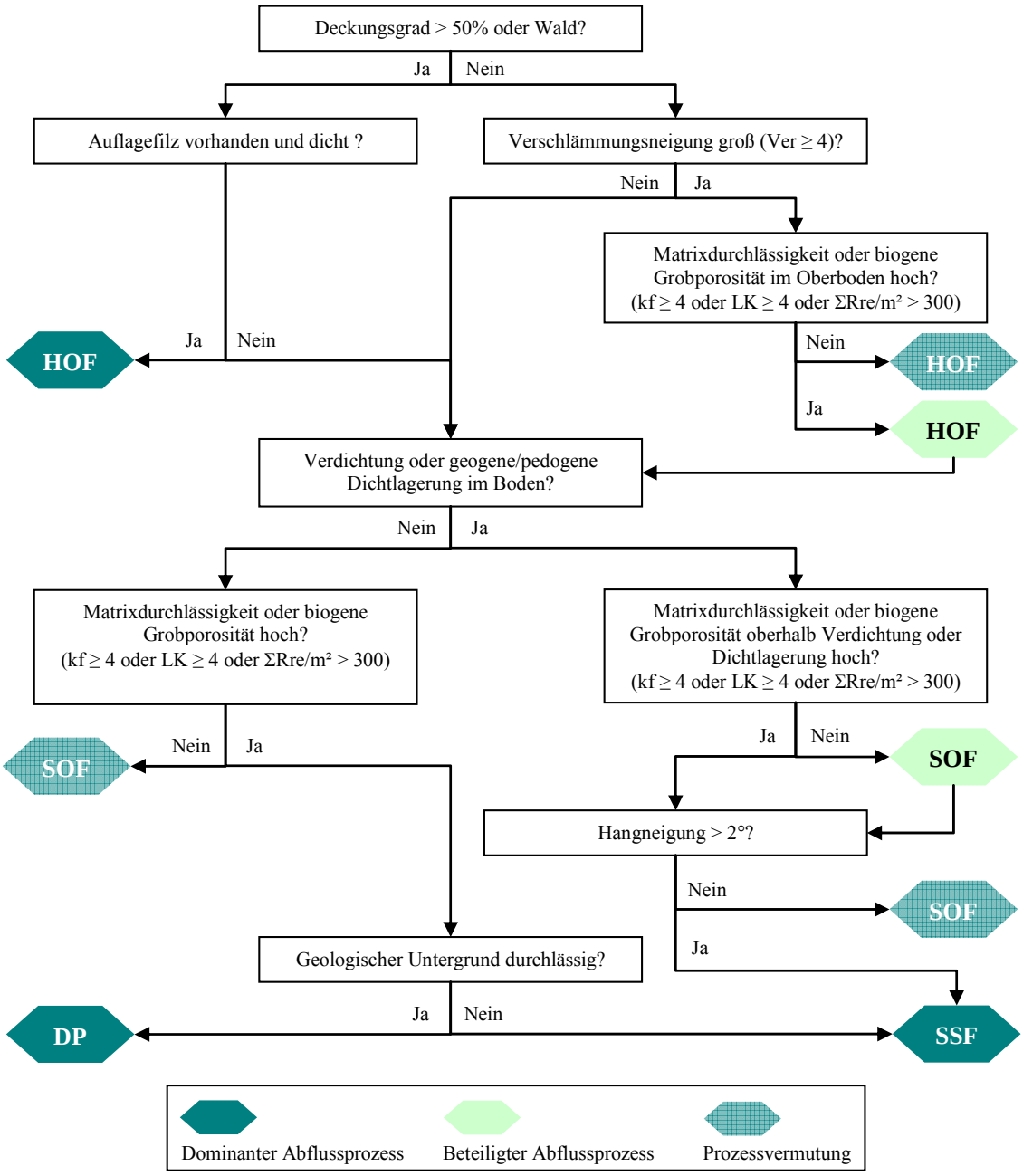


Abb. 5.59: Prozessindikation durch Beregnungsversuche
(Voraussetzung: Starkniederschlag, Winterhalbjahr, Sättigungsdefizit der FK < 10 %)

Abb. 5.59 zusammengeführt. Durch die Indikation der für die Abflussbildung relevanten Kennwerte konnten die aus einer Kartierung resultierenden punktuell gewonnen Ergebnisse auf Flächen vergleichbarer Eigenschaften übertragen werden. Als Grundlagen waren hierfür eine Landnutzungskarte, Höheninformationen, Geologische Karte und Bodenkarte essenziell erforderlich. Die Landnutzungsverteilung auf dem Orthofoto wurde im Rahmen der Erstellung einer Bodenkarte auf ihre Aktualität hin überprüft.

Bei der Landnutzungskartierung wurden die Grünlandstandorte zusätzlich auf ihren Ausbildungsgrad an Verfilzung hin untersucht, da sich dieser als abflussrelevanter Indikator erwiesen hatte. Das Untersuchungsgebiet zeichnete sich durch eine relativ gleich verteilte Landnutzung aus: Acker 35,2 %, Grünland 35,7 % und Wald 29,1 %. Fast die Hälfte aller Grünlandflächen (44,5 %) wies einen ausgeprägten Auflagefilz auf (Abb. 5.60). Fernerkundliche Quantifizierungsansätze auf der Grundlage von Feld-Spektroradiometermessungen belegen, dass die Beschaffenheit der Grasnarbe insgesamt sehr genau quantifiziert werden kann. Es wurde eine potenzielle Übertragbarkeit des gewählten Entmischungsansatzes auf spektrale Bilddaten festgestellt, wodurch eine flächenhafte Identifikation des Auflagefilzes perspektivisch möglich erscheint (HEYEN 2005; SCHOBEL et al. 2005).

Die bodenkundliche Kartierung des Untersuchungsgebietes Greverath mit einer Gesamtfläche von 86 ha erfolgte mit dem 1m-Pürckhauer-Bohrstock, in Abständen zwischen 30 m und 50 m. Die feldbodenkundliche Ansprache richtete sich nach den Vorgaben der AG BODEN (1994). Im Untersuchungsgebiet dominierten Braunerden mit einem Flächenanteil von 71,2 %. Kolluvisole waren in den Muldenbereichen und Unterhängen mit einem Anteil von 23 % weit verbreitet und belegten die Bedeutung von Bodenerosionsprozessen als Folge von Oberflächenabfluss im Untersuchungsgebiet. Regosole waren mit 2,5 % Flächeanteil auf Kuppenlagen begrenzt, Gleye mit 0,7 % im Bereich der Tiefenlinien. Tonige Schichten in den tertiären Sanden hatten in einigen kleinräumigen Bereichen (Mulden, geringe Hangneigung) zu hydromorphen Merkmalen geführt. (Norm-) Pseudogleye hatten einen Anteil von 2,6 %, Pseudogley-Regosole von 0,3 %, Pseudogley-Braunerden von 5,5 % und Pseudogley-Kolluvisole von 3,6 % (Abb. 5.61).
Die Bodenkartierung zeigte, dass die Substrateigenschaften (Korngröße, Dichte, Gründigkeit) des Untersuchungsgebietes mit den punktuell erhobenen Ergebnissen aus den bodenphysikalischen Untersuchungen vergleichbar und somit die Erkenntnisse der Beregnungsversuche auf das Gebiet übertragbar waren.
Aus der GIS-Verschneidung der Boden- und Landnutzungskarte und der Anwendung des Schemas zur Prozessindikation (Abb. 5.59) resultierte eine Abflussprozesskarte (Abb. 5.62).

Wegen der Bedeutung der Landnutzung auf die Abflussprozessbildung erfolgte die Prozesszuordnung schlagbezogen, variiert durch die Substrateigenschaften, was vor allem die pseudovergleyten Standorte betraf. In ihrer Grundstruktur zeichnete somit die Prozesskarte das Muster der Landnutzung nach, da die Substrateigenschaften weitestgehend vergleichbar waren. Die Abflussprozesskarte zeigte, dass das sandige Substrat zur Tiefensickerung auf 45 % der Flächen führt (Tab. 5.14). Somit wurde eine Differenzierung der Abflussbildung hauptsächlich durch die Landnutzung gesteuert. Die Ackerflächen neigten zur Verschlämmung und folglich zur Bildung von HORTON´schem Oberflächenabfluss (HOF + DP), der durchschnitt-

lich einen Abflusskoeffizient von 14 % erreichte. Oberflächenabfluss als Folge des infiltrationshemmenden Effekts eines Auflagefilzes auf Grünlandstandorten konnte durch dessen Kartierung schlagbezogen ausgewiesen werden (HOF). In den schwach geneigten Bereichen der Vorfluter wurde von einem Sättigungsoberflächenabfluss ausgegangen (SOF). Eine weitere Differenzierung ergab sich durch Bodenareale, bei denen im Unterboden tonige Schichten in den II lCv-Horizonten zur schwachen Pseudovergleyung geführt hatten. Für diese Areale erfolgte die Prozesszuordnung nach den Ergebnissen aus den Beregnungsversuchen bei Idenheim.

Tab. 5.14: Abflussprozesstypen im Untersuchungsgebiet Greverath

Abflussprozesse	
DP	45,2 %
HOF + **DP**	25,6 %
HOF	15,6 %
HOF + **SSF**	8,5 %
SSF	1,6 %
SOF	3,5 %

Durch diese Art der Prozessidentifikation werden schlagbezogene Eingriffsmöglichkeiten aufgezeigt, um z.B. den Oberflächenabfluss als rasche Abflusskomponente zu minimieren. So können auf den Ackerstandorten erosionsmindernde Maßnahmen (Zwischenfruchtanbau, Verzicht auf Hackfrüchte, Humusdüngung, Grünland- oder Heckenstreifen etc.) vorgeschlagen werden. Die Infiltrationskapazitäten der verfilzten Grünlandstandorte lassen sich durch Vertikutieren signifkant verbessern. Die Abflussprozesskarte stellt grundsätzlich die Abflussprozesse am Ort ihrer Entstehung dar, unabhängig von ihrer Lage im Relief und ihres Beitrages an der Abflusskonzentration. Um einen sehr wahrscheinlichen Beitrag der Prozessflächen auf die Abflusskonzentration darzustellen, wurden Teilflächen ausgewiesen, die aufgrund der Hangneigung/-exposition oder durch das Wegenetz an den Vorfluter angeschlossen waren und nicht durch eine Fläche mit DP unterbrochen wurden. Demnach waren 34,3 % der Fläche des Untersuchungsgebietes als beitragende Teilfläche anzusehen, auf denen Maßnahmen des dezentralen Hochwasserschutzes prioritär ergriffen werden sollten.

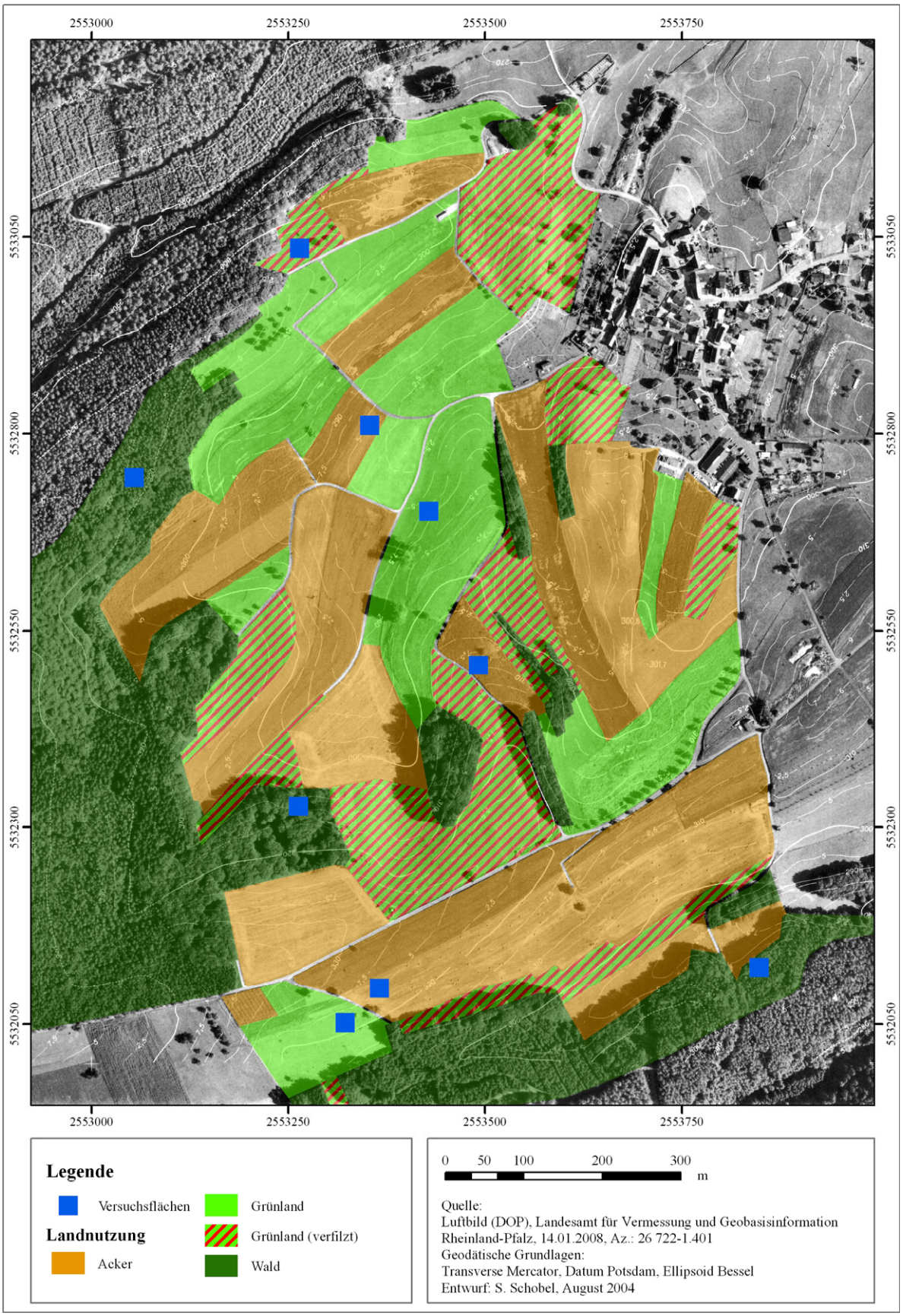


Abb. 5.60: Landnutzungskarte des Untersuchungsgebietes Greverath

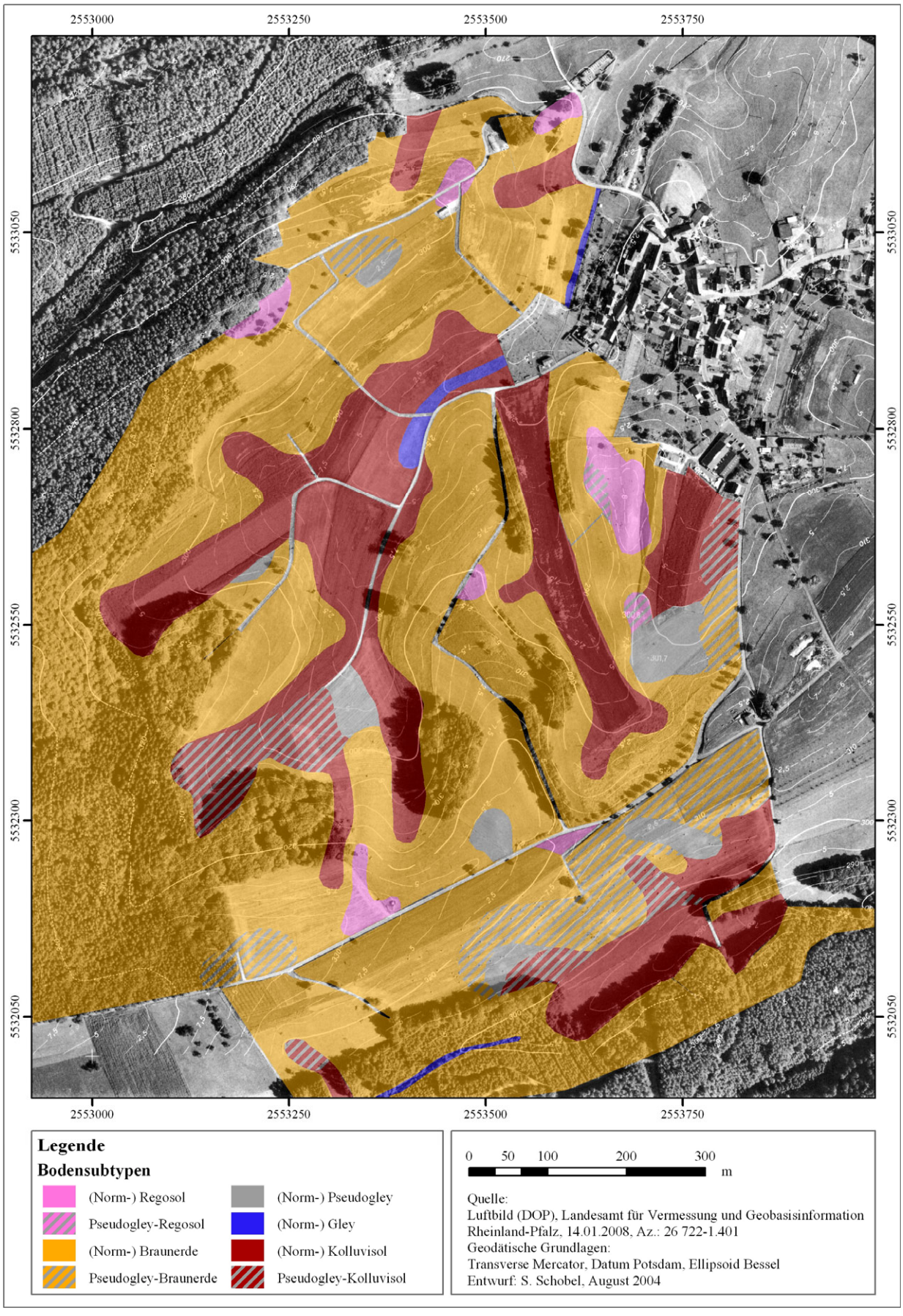


Abb. 5.61: Bodenkarte des Untersuchungsgebietes Greverath

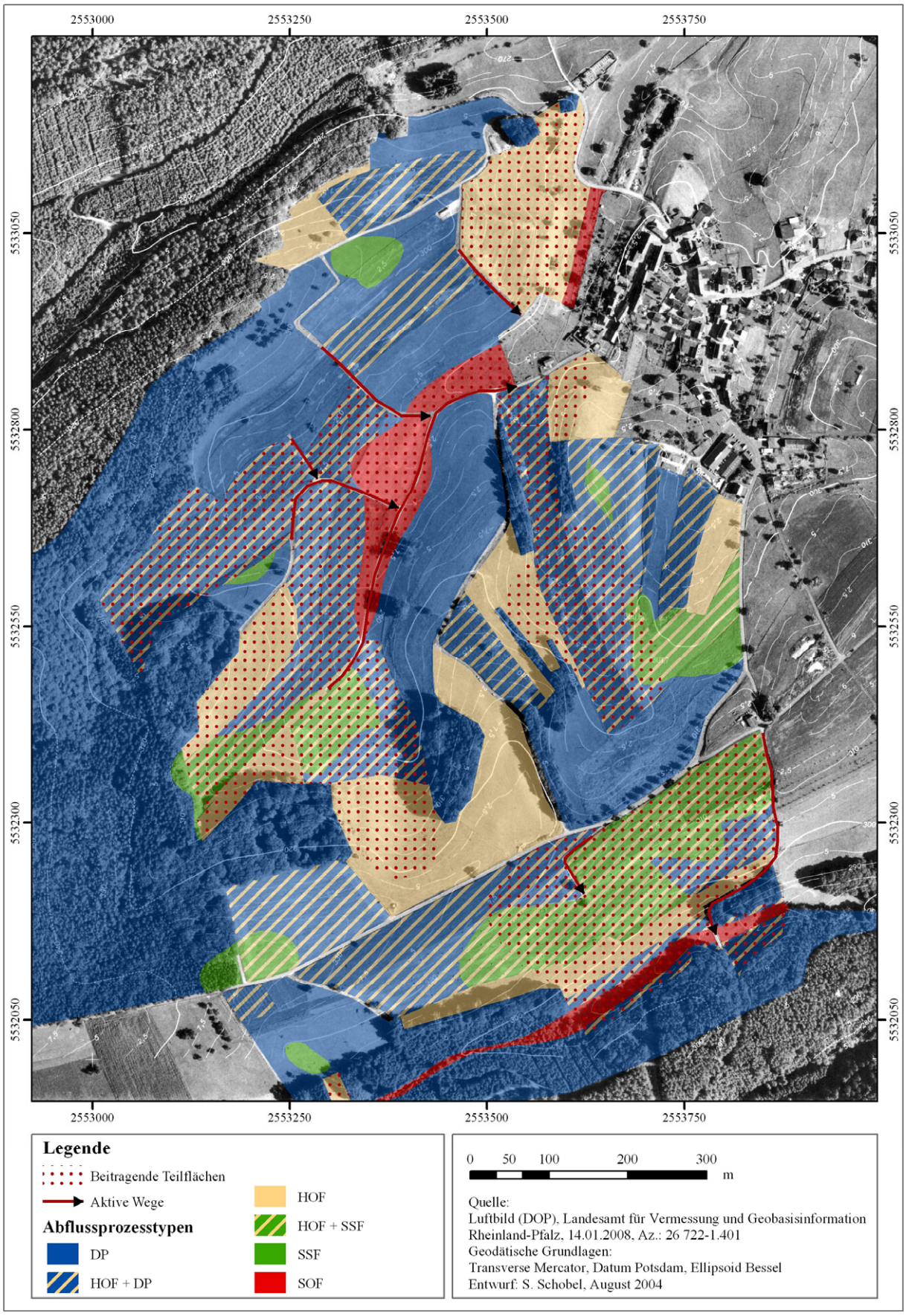


Abb. 5.62: Abflussprozesskarte mit beitragenden Teilflächen des Untersuchungsgebietes Greverath

6 Diskussion

6.1 Abflussbildung in Abhängigkeit von Substrat und Landnutzung

Die Substrateigenschaften waren von entscheidender Bedeutung für den einen Landschaftsausschnitt charakterisierenden dominanten Abflussbildungsprozess. Steuernde Einflussgröße bei dem schluffig-sandigen Substrat war die hohe texturbedingte Grobporosität, die zur Tiefensickerung als kennzeichnenden Prozess führte. Für das lehmig-tonige Substrat hingegen waren laterale Fließprozesse im Boden charakteristisch, die durch die Mehrschichtigkeit des Substrates, mit einem dichten Unterboden und einer Hauptlage höherer Wasserdurchlässigkeit, zu erklären ist. Für die Infiltrationsleistung und die höhere Durchlässigkeit sind die Anzahl, Kontinuität und Vernetztheit von Regenwurmröhren als präferentielle Fließwege maßgeblich. Dies deckt sich mit den Ergebnissen von HENDRIKS (1993) auf vergleichbaren Substraten des Luxemburger Sandsteins und des Keupers.

Die Landnutzung führte zur Modifikation des substratspezifischen Abflussprozesses, indem sie vor allem Einfluss auf die Infiltrationseigenschaften der Bodenoberfläche nahm (Verschlämmung, Auflagefilz) und HORTON´schen Oberflächenabfluss zur Folge hatte. Eine generalisierende, nutzungsspezifische Zuordnung einer hochwasserwirksamen Abflussbildung in der Reihenfolge Acker > Grünland > Wald konnte durch die Untersuchungen nicht bestätigt werden (DVWK 1999; WOHLRAB et al. 1992).
Bei Idenheim wiesen die Ackerstandorte die geringsten Abflusskoeffizienten mit 31 % auf, gefolgt von den Waldstandorten mit 55 %; die höchsten Abflusskoeffizienten wurden unter Grünlandnutzung mit 58 % festgestellt. Die für Ackerflächen oftmals als typisch und hochwasserfördernd eingestuften Oberflächenabflussprozesse auf dem zur Verschlämmung neigenden Substrat bei Greverath lagen unter den Abflusskoeffizienten des Subsurface Flow der Idenheimer Ackerstandorte. Eine Bewertung des Einflusses der Landnutzung kann nur in Abhängigkeit von den regional unterschiedlichen Standorteigenschaften erfolgen, zumal die räumliche Verteilung der Landnutzungsarten in vielen Mittelgebirgen, wie auch in den Untersuchungsgebieten, unterschiedliche Standorteigenschaften widerspiegelt. Unter Ackernutzung sind in der Regel die fruchtbarsten Böden eines Naturraumes zu finden, die sich in Relation zu benachbarten Nutzungen durch Tiefgründigkeit, geringe Vernässung, geringe Skelettgehalte, leichte Bearbeitbarkeit (Bodenart) und geringe Hangneigung auszeichnen. Die Waldverteilung und in geringerem Ausmaß auch die Grünlandverteilung zeichnen hingegen die Ungunststandorte eines Naturraumes nach (Flachgründigkeit, starker Vernässungsgrad, hoher Skelettgehalt, Substrat- und Bodenartenwechsel, große Hangneigung). Dieser Zusammenhang

hat zwangsläufig einen starken Einfluss auf die Abflussbildung, die von den Substrat- und Bodeneigenschaften in Abhängigkeit von der Hangneigung maßgeblich beeinflusst wird. So lassen die Beregnungsergebnisse von Idenheim die Schlussfolgerung zu, dass Ackerstandorte, auch unter konventioneller Nutzung, nicht zwangsläufig die höchsten Abflusskoeffizienten aufweisen, da sie über vergleichsweise günstigere Standortfaktoren verfügen als andere Nutzungen. Gleichzeitig wird deutlich, dass Bodenveränderungen, die die Permeabilität für Wasser negativ beeinflussen, gerade auf den Standorten mit dem jeweils höchsten Rückhaltevermögen im Sinne der Hochwasserprävention vermieden werden müssen. Das umfangreiche Schrifttum zum Themenkreis Landwirtschaft und Oberflächenabfluss/Bodenerosion bietet hierzu Minderungs- und Vermeidungsstrategien, vielfach quantitativ belegt (BRAND-SASSEN 2004; DVWK 1999; MENDEL 2000; SCHMIDT 2001). Ein Weg aus der Diskrepanz zwischen der Notwendigkeit, Böden zu bearbeiten und dem Ziel höchstmöglicher Infiltration, ist die Verringerung der Intensität der Bodenbearbeitung. Bei konservierender Bodenbearbeitung oder unter ökologischem Landbau werden zudem höhere Populationsdichten an Regenwürmern und somit eine erhöhte Anzahl biogener Grobporen als Gründe für eine verbesserte Infiltrationskapazität angesehen (ANDREINI & STEENHUIS 1990; EMMERLING & HAMPL 2002; SCHNUG & HANEKLAUS 2002; TEBRÜGGE & ABELSOVA 1999). Je weniger durchlässig die Bodenmatrix ist, desto bedeutender werden diese Röhren für den Infiltrationsprozess; wobei die Beziehung zwischen Durchmesser und Anzahl an Wurmröhren sowie ihre Kontinuität von der Oberfläche bis zum Unterboden wichtig sind (BOUMA 1982; WEILER 2001). Für das lehmigtonige Substrat bei Idenheim konnte die abflusssteuernde Bedeutung der biogenen Grobporen bestätigt werden.

Da die Mehrzahl an wissenschaftlichen Studien über die Abflussbildung auf Ackerstandorten im Zusammenhang mit der Bodenerosionsforschung zu sehen ist, sind die Ergebnisse von Beregnungsversuchen oft auf den erosionswirksamen Oberflächenabfluss beschränkt. Erkenntnisse über den Beitrag von Subsurface Flow wurden hierdurch selten gewonnen (vgl. KEHL et al. 2005a, b). Darüber hinaus wurden überwiegend erosionsanfällige Substrate untersucht, weshalb die Ergebnisse nicht verallgemeinert werden dürfen (u.a. DIKAU 1986; JUNG 1980; KLAGHOFER 1987; ROTH et al. 1995).

Ob ein schnell auf ein Niederschlagsereignis reagierender und durch Abflusslinien konzentrierter Oberflächenabfluss überhaupt als hochwasserverschärfend eingestuft werden kann oder vielmehr als Vorentlastung (wie auch bei der Versiegelung) angesehen werden muss, hängt von den Gebietsmerkmalen der Einzugsgebiete ab (DYCK & PESCHKE 1995, MENDEL 1997). Es stellt sich vielmehr die Frage, ob nicht der Subsurface Flow als ereigniswirksame Komponente den Hauptteil der Hochwasserwelle initiiert (vgl. VOHLAND et al. 2000). In den Mittelgebirgen sind mehrlagige Böden mit dichtem Untergrund (Solifluktionsdecken) weit verbrei-

tet und der daraus resultierende Subsurface Flow bewegt sich der Gravitation und der höheren Leitfähigkeit der Hauptlage folgend in Richtung Vorfluter (vgl. KÖRNER 1996). Die höhere Leitfähigkeit ist einerseits substratbedingt und wird zusätzlich durch die biogene Grobporosität vertikal und lateral erhöht, wodurch Fließvorgänge zwischen primärer und sekundärer Grobporosität ermöglicht werden. Der Fluss durch die lateralen Grobporen kann dabei über längere Distanzen auch durch ungesättigte Zonen erfolgen (vgl. JARDINE et al. 1990; WILSON & LUXMOORE 1988; ZUIDEMA 1985). Dabei verdrängt er zunehmend Vorereigniswasser, welches im Übergang zur Aue in den Grundwasserkörper drückt. Bei gesättigten Bodenwasserverhältnissen kann auch ein Druckimpuls erfolgen, der sich schneller als der eigentliche Subsurface Flow auswirkt. Aus diesen Gründen liegt der Anteil an Vorereigniswasser in Hochwasserwellen in der Regel über 50 % (BEVEN 2001; BONELL 1998; BURT 1989; BUTTLE 2002; WILLIAMS et al. 2002). Die Beregnungsversuche bei Idenheim belegten diesen Prozesspfad, auch wenn keine quantitativen Aussagen über den Verlauf des untersuchten Subsurface Flow über die gesamte Hanglänge bis in einen Vorfluter getroffen werden konnten. Sie konnten aber die schnelle Reaktion der durch Ereigniswasser hervorgerufenen lateralen Fließprozesse identifizieren und bestätigten durch die hohen Abflusskoeffizienten und -geschwindigkeiten des Subsurface Flow dessen Bedeutung bei der Abflussbildung. Wenn aber der Subsurface Flow über ein vernetztes Porensystem direkten oder indirekten Einfluss auf die Hochwassergenese nimmt, werden Vermeidungsstrategien zu hinterfragen sein. Bezwecken sie eine Erhöhung der Infiltrationskapazität der Böden und Förderung der biogenen Grobporen durch ein aktiveres Bodenleben, könnten sie einen verstärkten und rascheren Subsurface Flow zur Folge haben. Ob eine Tieflockerung dichter Unterböden mit einem Wechsel aus hangparallelen Lockerungsfurchen und ungelockerten Erddämmen eine effektive Verringerung des Subsurface Flow zur Folge haben, ist noch Gegenstand aktueller Forschung (NIEBES et al. 2002).

Die Einstufung des Grünlandes als hochwassermindernde Nutzungsform resultiert ebenfalls mehrheitlich aus den Ergebnissen der Bodenerosionsforschung, bei der unter Grünland kaum Bodenabtrag zu verzeichnen war. Wie wenig zulässig es jedoch ist, Oberflächenabflüsse mit Bodenabträgen im Grünland in unmittelbare Beziehung zu setzen, merkt KARL (1979) an. Grünlandgesellschaften sind stark von der Artenzusammensetzung, von ihrer Bewirtschaftung und der Durchlässigkeit der Böden geprägt. Nur in seltenen Fällen findet kein Oberflächenabfluss statt. Die Abflusskoeffizienten in den Untersuchungen von KARL (1979) lagen nie unter 25 %, konnten jedoch mehr als 70 % erreichen. Unabhängig von den Oberflächenabflüssen war jedoch allen Grünlandgesellschaften gemeinsam, dass auch bei extrem hohen Abflüssen kein nennenswerter Bodenabtrag stattfand. Auch ERPENBECK (1987), KARL et al. (1985), KURTENBACH & NIEBES (2002), MOLLENHAUER et al. (1985), MÜLLER (1984), SOKOLLEK & SÜßMANN (1981) stellten bei Beregnungsversuchen mit der Anlage nach KARL & TOLDRIAN

(1973) hohe Abflussraten unter Grünland fest. KLAGHOFER (1985) erfasste auf einer Mähwiese sogar höhere Oberflächenablusskoeffizienten als auf einem Maisacker. Bei Beregnungsversuchen von alpinen Weidestandorten in der Schweiz durch NÄGELI (1959) erreichten die Abflusskoeffizienten Werte zwischen 62,5 % und 92 % bei einer Niederschlagssumme von 100 mm; bei 40 mm lagen sie zwischen 21,1 % und 33,8 %. Vergleichbare Abflusskoeffizienten wurden von KOHL et al. (2002) und MARKART & KOHL (1996) auf mäßig bis stark beweideten Borstgrasrasen festgestellt. Bei den Beregnungsversuchen von LINS (1999) führten sechs Beregnungsintervalle im Untersuchungsraum Idenheim zu vergleichsweise höheren Abflusskoeffizienten des Grünlandes (Grünland 38,5 %, Acker 11,2 %). Die bodenphysikalischen Kennwerte lieferten hierfür keine Erklärung, da die Grünlandstandorte über potenziell günstige Infiltrations- und Versickerungskapazitäten verfügten. MARKART et al. (2004) führten die hohen und sehr schnellen Abflüsse auf Grünland auf die benetzungshemmende Wirkung der Streu, der toten Blattscheiden und deren Anordnung („Strohdacheffekt“) zurück, erwähnten aber auch einen Wurzelfilz bei Bürstling-Rasen als stark abflussfördernd. SOKOLLEK (1977) führte neben einer Trittverdichtung eine verfilzte, dichte Grasnarbe als Infiltrationshemmnis auf. Bei einer Simulationsrechnung von FEGER et al. (2002) über Landnutzungsänderungen im Erzgebirge wies das Grünland (Weide) die höchsten Abflüsse auf; bei der Modellrechnung wurde der beschriebene Graswurzelfilz als realistische Annahme angesehen und in das Modell implementiert. In den meisten Untersuchungen wurde der auftretende Oberflächenabfluss überwiegend auf Trittverdichtungen zurückgeführt, ohne diese jedoch bodenphysikalisch nachzuweisen. Ein ursächlicher Zusammenhang zwischen Oberflächenabfluss und einem infiltrationshemmenden Effekt durch einen Auflagefilz wurde eventuell nicht in Betracht gezogen.

Dass ein Filz aus abgestorbener Blattbiomasse (v.a. bei Horstgräsern), Moosen und einem dichten Geflecht aus Feinwurzeln die Infiltrationskapazität von Grünlandstandorten deutlich herabsetzt, wurde durch die Untersuchungen dieser Arbeit signifikant belegt. Durch das nachträgliche Vertikutieren konnten die potenziell günstigen Infiltrations- und Versickerungseigenschaften der Standorte wieder erschlossen werden. Welche Flächenrelevanz und somit Bedeutung dieser Filz für die Hochwassergenese aufweist, muss jedoch durch weitere Untersuchungen geklärt werden. Die durchgeführten Infiltrationsmessungen in zwei weiteren Naturräumen lassen jedoch auf eine bedeutende Flächenrelevanz im Mittelgebirgsraum schließen. Klärungsbedarf besteht hinsichtlich der Frage nach den Standort- und Nutzungsfaktoren, die eine Verfilzung begünstigen. Die bisherigen Untersuchungen legen den Schluss nahe, dass intensiv genutztes (gedüngtes) Grünland nicht zur Verfilzung neigt. Bei den verfilzten Standorten handelte es sich um extensive Mähweiden, was jedoch nicht zu dem Umkehrschluss verleiten darf, dass jegliches Extensivgrünland eine Verfilzung aufweist. KLAPP (1971) erwähnt, dass im britischen Schrifttum eine „Verfilzung“ der Narbe durch abgestorbene Gras-

reste („Mat“-Bildung) auf von Natur aus armen Böden unter extensiver Nutzung vorkommt und eine Isolierschicht bildet. MÖSELER (1989) beschreibt eine verfilzte Ausbildung von Kalkmagerrasen (Enzian-Schillergras-Rasen) in der Eifel, die bis zu 20 cm mächtige Moospolster aufwiesen. Mehr Hinweise als in der wissenschaftlichen Literatur finden sich bei den Anbietern für Vertikutiergeräte. In der Rasenpflege ist das Problem der Verfilzung bekannt, auch hinsichtlich des infiltrationshemmenden Effektes.
Da der Flächenanteil an Grünland nicht nur im Rahmen des dezentralen Hochwasserschutzes, sondern auch durch naturschutzplanerische Maßnahmen, Flächenstilllegung, etc. zunimmt, sollte der infiltrationsmindernde Effekt einer verfilzten Grasnarbe Gegenstand weiterer Forschung sein, um nicht ein für den Hochwasserschutz gegenläufigen Effekt zu fördern. So sieht zum Beispiel der Gesetzentwurf zum Hochwasserschutz die Einstellung der landwirtschaftlichen Nutzung in Überschwemmungsgebieten bis 2012 vor und der Grünlandnutzung wird höchste Priorität eingeräumt (BMU 2004). Als Begründung wird die durch den Ackerbau in Überschwemmungsgebieten ausgelöste Bodenerosion angeführt. Doch Flussauen weisen in der Regel nur eine geringe Hangneigung auf und sind vielmehr als Akkumulationsräume von Bodenmaterial anzusehen, welches aus den höheren Lagen erodiert wurde (GERLACH & RADTKE 1997). Die Umwandlung von Acker in Grünland muss im Hinblick auf die Ergebnisse dieser Arbeit kritisch überdacht werden. Grünland ohne ausreichende Narbenpflege kann mehr Oberflächenabfluss liefern als Ackerflächen.

Eine Fülle an Beregnungsuntersuchungen hat gezeigt, dass naturnaher Wald erst auf extreme Niederschlagsbelastung mit Oberflächenabfluss reagiert (HERRMANN et al. 1989; LEHNARDT 1985; SCHWARZ 1985, 1986; TOLDRIAN 1974). So führten die Beregnungen von BORK (1980) auf Sandböden erst mit äußerst hohen Intensitäten von 2,65 mm/min über eine Stunde zu nennenswerten Oberflächenabfluss. Nach 10 Minuten lag der Abflusskoeffizient bei 3,2 %. Dies deckt sich mit den Ergebnissen auf dem sandigen Substrat bei Greverath, bei dem kein Oberflächenabfluss auftrat und die Tiefensickerung dominierte. Bei HENDRIKS (1993) beschränkte sich der Abfluss im Luxemburger Sandstein nur auf Forstwege und sie begleitende Gräben. Ebenso konnte im Untersuchungsgebiet Idenheim kein HORTON´scher Oberflächenabfluss festgestellt werden. Unter Berücksichtigung der Tatsache, dass der Bestandesniederschlag geringer als der des Freilandes und gleichzeitig die Bodenoberfläche durch eine Humusauflage und (relativ) stabilen Aggregaten vor Verschlämmung geschützt ist, kann HORTON´scher Oberflächenabfluss als äußerst unwahrscheinlicher Abflussprozess ohne Flächenrelevanz eingestuft werden.
Die Ergebnisse für Idenheim belegten aber auch, dass das Fehlen von Oberflächenabfluss im Wald nicht gleichbedeutend mit Wasserretention ist. Denn unter Wald lagen die Abflusskoeffizienten des Subsurface Flow über denen der Ackerstandorte. SYMADER (1995) spricht von

einem Engpass bei der Hochwasservorsorge, wenn Wald, wie am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges, auf flachgründigen Böden stockt. HEWLET (1982) betont den immensen Einfluss von Bodenmächtigkeit, -textur und -lagerung im Forst auf die Hochwasserentstehung. Auch BENECKE & VAN DER PLOEG (1978), LUXMOORE et al. (1990) und SCHWARZ (1985) wiesen darauf hin, dass insbesondere der Subsurface Flow in Waldgebieten Quelle des Hochwasserabflusses ist. HENDRIKS (1993) stellte für Waldeinzugsgebiete in Luxemburg auf den tonigen Substraten des Keupers höhere Direktabflüsse als bei landwirtschaftlichen Nutzflächen fest und hebt die Bedeutung von Schrumpfrissen und Regenwurmröhren für das Auftreten von Subsurface Flow heraus. Gesättigter Oberflächenabfluss trat in allen Jahreszeiten nach längeren Niederschlägen auf den flachgründigen und pseudovergleyten Böden auf. Die Bedeutung der Regenwurmröhren für die Infiltration, Versickerung und den lateralen Grobporenfluss – auch bei ungesättigten Bodenverhältnissen – wurde auch durch die Untersuchungen von BUTTLE & MCDONALD (2000, 2002) und WILSON et al. (1990) bestätigt.

Zusätzlich zu diesen bei der Diskussion über Hochwassergenese und -schutz oft vernachlässigten Ergebnissen, kommen die abflussfördernden Auswirkungen von Bodenverdichtungen im Forst hinzu (z.B. Rückegassen). Insofern kann die Waldnutzung nicht pauschal als hochwassermindernd eingestuft werden. Fraglich ist auch, ob die vielfach geforderte Umwandlung der Forstbestände in naturnahe Waldgesellschaften den Wasserrückhalt erhöhen kann (u.a. IRRGANG 2002), wenn die Standorte flachgründig und/oder pseudovergleyt sind, was auf große Flächenanteile im Mittelgebirge zutrifft. Durch eine Baumartenumstrukturierung lassen sich diese Standortverhältnisse nicht wesentlich verändern. Zwar kann ein hoher Grobwurzelanteil die Extreme im Wasser- und Lufthaushalt mildern, indem senkrecht verlaufende Wurzelröhren das Eindringen von Niederschlagswasser und Luft erleichtern, HELAL (1991), KREUTZER (1961) und KÖSTLER et al. (1968) warnen jedoch vor übertriebenen Hoffnungen auf eine Verbesserung der ökologischen Verhältnisse in Pseudogleyböden durch eine entsprechende Baumartenwahl und verweisen auf Untersuchungen von LAATSCH (1963) über natürliche Waldgesellschaften aus Eichen- und Hainbuchenwäldern. Tiefliegende und mächtige Staukörper können auch von wurzelstarken Baumarten nicht durchdrungen werden. Darüber hinaus bestehen naturnahe Waldbestände im Mittelgebirge überwiegend aus Laubwaldgesellschaften, deren Evapotranspiration in den Winterhalbjahren unter denen von Nadelwaldgesellschaften liegt. Der Waldumbau sollte folglich nicht mit dem primären Argument des Hochwasserschutzes vertreten werden (u.a. LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT RHEINLAND-PFALZ 2001c). Hierfür gibt es weit bedeutsamere Argumente aus den Bereichen des Natur- und Bodenschutzes (u.a. Biodiversität, FFH-Richtlinie, Trinkwasserreinhaltung, Windwurfgefahr, Bodenversauerung).

Zusammenfassend ist anzumerken, dass vielfältige und dezidierte Maßnahmen zur Wiederherstellung oder Erhöhung des potenziell möglichen Wasserrückhaltes einer Landschaft und somit für den dezentralen Hochwasserschutz bekannt sind (DVWK 1999; LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT RHEINLAND-PFALZ 2001b, SIEKER 2002). Diese Maßnahmen betreffen vor allem den Schutz vor Bodererosion und -verdichtung, weshalb sie gleichzeitig dem Bodenschutz dienen, durch das Bundes-Bodenschutzgesetz judikativ verankert sind und weitere Synergieeffekte für den Landschaftshaushalt erwarten lassen. Zusätzliche Maßnahmen der Gewässerrenaturierung und des technischen Hochwasserschutzes können das Schadpotenzial weiter minimieren. Jedoch beschränken sich die Einflussmöglichkeiten nur auf kleine und mittlere Hochwasser (KLEEBERG 1995), weshalb die politischen Erwartungen für ein umfassendes Hochwasserrisikomanagement gedämpft werden müssen. Ferner sind von der wissenschaftlichen Seite Defizite beim grundlegenden Erkenntnisstand über Abflussbildung und -konzentration zu konstatieren und sollten als solche auch gegenüber politischen Entscheidungsträgern benannt werden.

6.2 Kritische Methodenbetrachtung

Die Einflussfaktoren zur Entstehung von Oberflächenabfluss und Sättigungsflächenabfluss sind gut bekannt. Weniger gut verstanden sind die schnellen lateralen unterirdischen Prozesse, die zur Hochwasserbildung beitragen. Aber auch die jeweilige Dominanz eines Prozesses lässt sich ohne experimentelle Untersuchungen oft nur unzureichend abschätzen. Forschungsbedarf besteht darin, die Einflussfaktoren, welche über die Ausprägung des jeweiligen Prozesses entscheiden, zu bestimmen (UHLENBROOK 2005). Diesem Ziel dienten die in dieser Arbeit vorgestellten Beregnungsversuche und der aus den Ergebnissen abgeleitete Entscheidungsbaum zur Prozessindikation.

Beregnungsversuche waren mehrfach der fachlichen Kritik ausgesetzt, da künstliche Starkregen im Unterschied zu natürlichen Ereignissen keine Intensitätsschwankungen aufweisen und Tropfenspektrum und Auftreffgeschwindigkeit je nach Anlage variierten. Dem hält KARL (1979) entgegen, dass Intensitätsschwankungen auch bei jedem Starkregen nicht unerheblich voneinander abweichen, weshalb die Nachahmung eines bestimmten Regens die Vergleichbarkeit der simulierten Regen mit natürlichen nicht grundsätzlich bedingt[9]. Anzumerken ist, dass es das primäre Ziel von Beregnungsversuchen ist, praxisbezogene Vergleiche zwischen unterschiedlichen Standorten, Vegetationsformen und Bewirtschaftungsarten zu ziehen. Sie gewährleisten durch einen standardisierten Versuchsaufbau und -ablauf eine relative Ver-

[9] Aus heutiger Sicht sei zusätzlich angemerkt, dass sich dieser Kritik grundsätzlich auch die Niederschlagssimulation als Inputgröße für hydrologische Modelle stellen muss (vgl. BRONSTERT & BÁRDOSSY 2003).

gleichbarkeit der Ergebnisse. Die in den Untersuchungen aufgebrachten Niederschlagssummen der Beregnungsversuche orientierten sich an jenen, die zu den Winterhochwässern 1993 und 1995 geführt hatten. Das standardisierte Beregnungsmuster von jeweils vier Intervallen pro Tag mit einer Intensität von 10 mm/15 min (= 40 mm/h) in stündlichem Abstand war technisch und organisatorisch vorgegeben. Die Beregnungsintervalle boten die Möglichkeit, die Abflussreaktion auch einzelner Intervalle zu berücksichtigen. Die Bodenausgangswassergehalte der Versuchsstandorte lagen vor den Beregnungen bei annähernd 90 % der Feldkapazität und waren somit typisch für winterliche Sättigungsverhältnisse. KREIN (2000) hat für das Einzugsgebiet des Kartelbornsbaches belegt, dass bei Bodenfeuchtegehalten ab 93 % der Abflusskoeffizient linear mit zunehmenden Bodenfeuchtegehalten anstieg. Somit konnte aus der Summation der Einzelintervalle die Reaktion der Standorte auf zunehmende Feuchtegehalte nahe der Feldkapazität abgeleitet werden und gleichzeitig die Reaktion der Standorte auf geringere Niederschlagssummen betrachtet werden. Vier Standorte mit Abfluss zeigten eine Abflussreaktion bereits beim ersten Intervall, die übrigen beim zweiten, wobei die Prozesstypen an allen Beregnungstagen einheitlich als standorttypisch und somit qualitativ zu identifizieren waren.

ATKINSON (1978) und WHIPKEY & KIRKBY (1978) wiesen darauf hin, dass ein künstlicher Einschnitt durch eine Profilgrube in einen Hang die hydraulischen Verhältnisse verändern kann. Bei wassergesättigten Bedingungen kann durch das Entstehen eines Absenktrichters das Einzugsgebiet der Profilgrube über den der Grubenbreite entsprechenden Hangausschnitt hinaus erweitert werden. Wäre diese Aussage allgemein zutreffend, wäre bei den in dieser Arbeit vorgestellten Ergebnissen mehr Subsurface Flow als Abflusswasser erfasst worden, als Beregnungswasser aufgebracht worden ist und die Profilgruben hätten bereits ohne Beregnung als Absenktrichter fungieren müssen. Die Profilgruben waren vor den Beregnungsversuchen allerdings trocken und der Subsurface Flow erreichte maximale Abflusskoeffizienten von 60 %. Bei der Wasserhaushaltsbilanzierung bestand somit vielmehr das Problem der Erklärung von nicht quantifizierten Defiziten, also den Verbleib von ca. 40 % des aufgebrachten Beregnungsniederschlages. Da die Profilgrube den gesamten Bereich der Beregnungsbreite in Gefällerichtung abdeckte, kann es als unwahrscheinlich angesehen werden, dass der Subsurface Flow in größeren Mengen in seitlicher Richtung um die Profilgrube herumführte. Als maßgeblicher Faktor für den Subsurface Flow ist die Gravitation zu benennen, die in Gefällerichtung wirkt und somit auf die der Beregnungsfläche vorgelagerten Profilgrube zuführt. BARSCH & FLÜGEL (1988) gehen davon aus, dass der Zwischenabfluss am Hang nicht flächenhaft abfließt, sondern häufig werden lineare Bahnen in Abhängigkeit der Boden- und Substrateigenschaften stärker durchströmt als andere Hangteile. Im Untersuchungsgebiet Idenheim konnten die Regenwurmröhren als Hauptfließwege identifiziert werden. Bei annähernd wassergesättigten Bodenverhältnissen und durch den Versuchsaufbau war eine Aufsät-

tigung ungesättigter Bereiche der Bodenmatrix auszuschließen und somit bei der Wasserhaushaltsbilanzierung zu vernachlässigen. Die dominante Bedeutung der Regenwurmröhren als präferentielle Fließwege lässt vielmehr die Annahme zu, dass ein Teil der kontinuierlich vertikal verlaufenden Röhren (*Lumbricus terrestris*), die bis in die Stauhorizonte reichen, nicht ausreichend lateral vernetzt sind und somit überwiegend Wasser stauen, wie dies bei pseudovergleyten Böden charakteristisch ist. Das Verweilen von größeren Mengen des Beregnungsniederschlages als stagnierendes Stauwasser in den biogenen Grobporen wird als plausible, aber nicht quantifizierbare Größe bei der Wasserhaushaltsbilanzierung angesehen.
Bei der Wasserhaushaltsbilanzierung wurden die gravimetrisch bestimmten Wassergehalte aus Bohrungen mit den bodenphysikalischen Kennwerten zur Kalkulation des Sättigungsgrades der Feldkapazität in Beziehung gesetzt. So ergaben sich für die jeweils ersten Beregnungen Wassergehaltsänderungen, die als Sättigung der Bodenmatrix interpretiert werden können. Bei den Beregnungsversuchen zeigte sich jedoch keine signifikante Veränderung der Prozessintensitäten durch eine zunehmende Sättigung, weshalb davon ausgegangen werden kann, dass die Fließprozesse im Boden überwiegend ohne Wechselwirkung mit der Bodenmatrix stattfanden und durch die biogenen Grobporen gesteuert wurden (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996; ZUIDEMA 1985). Es kann als unwahrscheinlich angesehen werden, dass bei Sättigungsdefiziten unter 10 % der Feldkapazität vor den Beregnungsversuchen die übrige Matrix langsam und gleichmäßig gesättigt wurde („Fingering“). Somit lieferte die Beprobung des Bodens nur vor den Beregnungen plausible Ergebnisse, während der Beregnungsversuche verfälschte freies Porenwasser die Ergebnisse. Dies betraf auch TDR-Messungen zur Quantifizierung von Wassergehaltsänderungen, auf die nach Voruntersuchungen mit unplausiblen Ergebnissen verzichtet wurde. Gerade der für eine Bilanzierung wichtige Parameter „Speicheränderung“ stellte sich somit als nicht exakt zu quantifizierende Größe heraus.

Die feldbodenkundlichen und bodenphysikalischen Untersuchungen lieferten insgesamt einen hohen Erklärungsbeitrag für die Interpretation der Beregnungsergebnisse. Die einzelnen Kennwerte waren jedoch in Abhängigkeit der variierenden Einflussfaktoren auf die Abflussprozessbildung unterschiedlich zur Klärung geeignet. So lieferte die Infiltrometrie den einzigen, quantifizierbaren Beleg für eine Infiltrationshemmung an der Bodenoberfläche durch einen Auflagefilz, für die Bewertung von Fließprozessen im Boden waren wiederum andere Parameter aussagekräftiger. Als kritisch erwiesen sich die kf-Werte aus Laboranalysen, da eine variable Anzahl an Regenwurmröhren in den Stechzylindern nicht nur eine große Streuung der Werte zur Folge hatte, sondern auch die Trennung und Bewertung unterschiedlich schnell reagierender Fließwege im Boden ausschließt. Zur Bewertung der Matrixdurchlässigkeit sind die aus der KA4 ableitbaren kf-Werte geeignet, mit denen die Luftkapazität aus Stechzylinderuntersuchungen deutlich besser korrelierte als die kf-Werte.

Der Versuch einer Klassifikation der Makroporosität nach ihrer hydrologischen Wirksamkeit durch SCHERRER (2004) kann als wichtiges Instrument angesehen werden, das es erlaubt, die Fließprozesse im Boden getrennt zu beurteilen; es besteht allerdings noch Forschungs- und Diskussionsbedarf über die Klasseneinteilung. Voraussetzung hierfür ist auch eine einheitliche Definition der Makroporen, deren Durchmesser sehr unterschiedlich angegeben werden (vgl. AG BODEN 1994; BEVEN & GERMANN 1980; LUXMOORE et al. 1990). Dies erschwert nicht nur die Vergleichbarkeit von Untersuchungsergebnissen, sondern ist auch für die Anwendung und Gültigkeit von prozessorientierten Modellen, die die RICHARDS-Gleichung zur Beschreibung des Matrixwasserflusses verwenden, problematisch. Die Makroporen werden dadurch charakterisiert, dass das in ihnen befindliche Wasser nicht maßgeblich durch Kapillarkräfte beeinflusst wird und die Anwendung der RICHARDS-Gleichung scheitern muss (UHLENBROOK & LEIBUNDGUT 1997). Zahlreiche Autoren (u.a. BRONSTERT 1994, ZEPP & HERGERT 2001) berufen sich bei der Definition von Makroporen auf BEVEN & GERMANN (1982) mit einem Durchmesser > 3 mm, alle übrigen Poren werden zur Bodenmatrix gezählt. Die bodenkundliche Fachliteratur (AG BODEN 1994, SCHEFFER 2002) trennt das Sicker- vom Haftwasser mit gewissen Einschränkungen bereits bei Poren mit einem Durchmesser von > 0,01 mm (langsam dränende Grobporen), auf jeden Fall aber bei den schnell dränenden Grobporen (∅ > 0,05 mm); hinsichtlich dieser Definitionsproblematik besteht Diskussionsbedarf in Bezug auf die Anwendbarkeit und Gültigkeit der RICHARDS-Gleichung auf Teile des Grobporenvolumens. Die getrennte Verrechnung von Matrix- und Makroporenfluss mit unterschiedlich definierten Porenvolumina hat zwangsläufig Auswirkungen auf das Modellergebnis.

Die Anzahl der Regenwurmröhren wird nach EHLERS (1975) mit zunehmender Tiefe größer und erreicht ihr Maximum oftmals bei 50-60 cm, wobei Wurmröhren bis in eine Tiefe von 180 cm reichten. Deren Infiltrationsrate lag bei über 1 mm/min, bei einem Volumen an Röhren von nur 0,2 %. WEILER (2001) konnte zeigen, dass einzelne Regenwurmröhren in der Lage sind, die Infiltration einer Bodenoberfläche von mehreren dm² zu dominieren. SCHERRER (2004) verweist auf Literaturquellen, bei denen auf Ackerböden durchschnittlich 200 - 700 Wurmröhren mit einem Durchmesser > 2 mm und 100 - 200 mit einem Durchmesser > 5 mm gezählt wurden. Unter Grünland lag die Makroporenanzahl um 50 % - 100 % höher. Diese Wertebereiche decken sich auch mit den Ergebnissen aus Greverath und Idenheim, aber durch die von SCHERRER (2004) vorgestellte Klasseneinteilung ließ sich keine prozesserklärende Differenzierung vornehmen. Vor allem durch die Multiplikation der Anzahl an Poren > 5 mm mit dem Faktor fünf mussten fast alle untersuchten Bodenhorizonte als hoch durchlässig eingestuft werden. SCHERRER begründet den Faktor damit, dass die großen Makroporen wesentlich mehr Wasser in die Tiefe leiten können als kleinere Makroporen. Diese Einschätzung wird allerdings nicht der Tatsache gerecht, dass die kleineren biogenen Grobporen aufgrund

ihrer Anzahl über eine deutlich höhere Oberfläche verfügen und gleichzeitig für den höheren Vernetzungsgrad im Boden verantwortlich sind, wodurch eine hohe Infiltration und laterale Durchlässigkeit erst ermöglicht werden. Bei den Beregnungsintensitäten von 40 mm/h deutete eine Anzahl von weniger als 300 Röhren/m² an, dass die Infiltrationskapazität der Regenwurmröhren nicht mehr ausreichte, um sämtliches Niederschlagswasser abzuleiten und in der Konsequenz Sättigungsoberflächenabfluss auftrat. Während sich die Matrixdurchlässigkeit über Pedotransferfunktionen annähernd gut quantifizieren und bewerten lässt, steht eine praxistaugliche Bewertung von präferentiellen Fließwegen noch aus.

Der Grundgedanke von SCHERRER (2004), Geländeuntersuchungen zur Erarbeitung der für ein Einzugsgebiet typischen Abflussprozesse über Prozess-Beurteilungsschemata vorzunehmen, ist äußerst positiv zu bewerten. Inhaltlich befinden sich die PBS in einer Entwicklungsphase, was die Prozessindikationen für die Beregnungsversuche aus dem Kapitel 5 nahe legen.
Die Kriterien der PBS führen zur Ausweisung eines Abflussbildungsprozesses, der zusätzlich mit einer Intensitätsstufe kombiniert wird. So reagiert ein flachgründiger Boden auf ein Niederschlagsereignis schneller mit Abfluss als ein tiefgründiger. Gleichzeitig sollen die Intensitätsstufen aber auch den Einfluss des Abflusses für die Hochwasserentstehung klassifizieren. Abflussbildung und Abflusskonzentration sind jedoch unterschiedliche raum-zeitliche Maßstäbe der Betrachtung und ihre Kombination im PBS führt zwangsläufig zu Missverständnissen. Ein stark vernässter Pseudogley oder Stagnogley kann eine sehr schnelle Reaktionszeit in der Abflussbildung von gesättigtem Oberflächenabfluss haben (SOF1). Bei einer entfernten Lage zum Vorfluter hat dies aber kaum einen oder keinen Einfluss auf die Entstehung einer Hochwasserwelle und müsste folglich als SOF3 bezeichnet werden. SCHERRER (2004) weist zwar darauf hin, dass am Oberhang ablaufende Prozesse die Vorgänge am Unterhang beeinflussen können, die PBS liefern aber keine Kriterien für die Ausweisung „beitragender Teilflächen“. Straßen/Wege in Gefällerichtung, Gräben und Drainagen sind ebenfalls problematisch zu bewerten, wenn der Einfluss einer Fläche auf die Abflusskonzentration über Intensitätsstufen beurteilt werden soll (vgl. SCHMOCKER-FACKEL 2004). Zusätzlich wird die Reaktionszeit eines Bodens nicht nur von seinen physikalischen Merkmalen bestimmt, sondern variiert auch zeitlich in Abhängigkeit von seinem Sättigungszustand und dem Niederschlagsinput. So können auch tiefgründige Böden im Winterhalbjahr eine sehr schnelle Abflussreaktion zeigen, wenn sie annähernd wassergesättigt sind. Bei größeren Sättigungsdefiziten erfolgt die Reaktion zunehmend langsamer. Insofern birgt das PBS neben dem Problem der räumlichen Gültigkeit auch das der zeitlichen. Deutlich wird dies bei der Berücksichtigung von sehr zeitvariablen Bodenzuständen wie Hydrophobizität oder der Oberflächenrauigkeit. Beispielhaft müsste nach dem PBS einem Ackerschlag mit hoher Oberflächenrauigkeit (als Folge der Bodenbearbeitung) ein anderer Prozess im Herbst ($O_{Ret.}$) zugeordnet werden als im Frühjahr,

wenn die Oberflächenrauigkeit durch Frosteinwirkung abgenommen hat (HOF2). Aus diesen Überlegungen heraus wäre es wünschenswert, wenn die Intensitätsstufen ausschließlich zur Klassifikation der Reaktionszeit eines Bodens auf einen Niederschlag in Abhängigkeit seiner physikalischen Eigenschaften und unabhängig von seiner räumlichen Lage im Einzugsgebiet ausgelegt werden. Hierdurch würden räumlich homogene Einheiten von hydrologischen Prozessen oder Komponenten des Wasserhaushaltes identifiziert werden (vergleichbar mit HRUs, ASAs, REAs) und zu „Abflusspotenzialkarten“ führen. Die Kopplung von Abflussbildung und -konzentration wird oft über eine GIS-gestützte Niederschlag-Abfluss-Modellierung versucht. Doch hierzu merkt KLEEBERG (1999) an, dass es ein Irrtum ist zu glauben, man brauche nur die Wasserflüsse detailliert für genügend viele Felder, Hänge, Wiesen, Waldstücke, etc. zu bestimmen, um die Abflusskonzentration auch mesoskalig adäquat abzubilden.
Sollen die PBS dennoch als Grundlage zur Bewertung aktiver Teilflächen verstanden werden, erscheint eine inhaltliche und systematische Trennung zwischen den „Abflussprozessen“ und „Abflusstypen“ notwendig. Eine Abflussprozess(potenzial)karte könnte die Reaktionszeiten der Tope vor Ort darstellen, wofür die PBS einen ausreichenden Ansatz liefern, Bodenkarten und -informationen jedoch eine Grundvoraussetzung darstellen. Interpretiert man die Abflusstypen als Beitrag von Flächen an der Hochwassergenese, wird eine andere methodische Vorgehensweise erforderlich, für die die PBS bisher keine objektiven Kriterien ausweisen. Nach dem Catena-Prinzip soll der Einfluss der am Oberhang ablaufenden Prozesse auf den Unterhang und den Vorfluter abgeschätzt werden. Die Einstufung der Intensitätsstufen erfolgt hierbei subjektiv und entzieht sich somit nicht nur einer automatisierten Herleitung, sondern stellt die detaillierten Kriterien der PBS gleichzeitig in Frage. Flächen ohne Einfluss auf den Vorfluter werden von SCHERRER als DP bezeichnet, unabhängig von dem mit den PBS identifizierbaren Prozesstyp und der Substrateigenschaften. Hierdurch wird die Definition der (Tiefen-) Versickerung durch ein durchlässiges Substrat als Teil der Grundwasserneubildung verfälscht. Eine Umbenennung in z.B. „nicht beitragend“ würde Missverständnisse vermeiden. Als aktive Teilflächen werden oftmals nur die vorfluternahen Bereiche angesehen (GRAYSON & BLÖSCHL 2000, MENDEL 2000). Es erscheint jedoch nahe liegend, dass auch vorfluterferne hanghydrologischen Prozesse an der Aktivierung dieser Teilflächen maßgeblich beteiligt sind und somit nicht nur eine raum-zeitliche Komponente aufweisen, sondern auch die Frage nach Ursache und Wirkung beinhalten.

Dem auf Kartierungen und Geländeuntersuchungen beruhenden Ansätzen zur Ausweisung von Flächen vergleichbarer Abflussprozessbildung, werden zeit- und kosteneffiziente EDV-gestützte Alternativen gegenübergestellt, zu denen insbesondere Regionalisierungsansätze und Modellanwendungen zählen. BEHRENS et al. (2004, 2005) entwickelten eine bodenhydrologische Potenzialkarte und Bodenprognosekarte unter Verwendung eines künstlichen neuro-

nalen Netzes. Die Ableitung von Bodenkarten entspricht der steigenden Nachfrage nach hoch auflösenden bodenkundlichen Flächeninformationen für die Umweltplanung und Modellierung. Das Defizit solcher Daten limitiert die Möglichkeiten der heutigen Informationsverarbeitung hinsichtlich zahlreicher Fragestellungen, nicht nur die der Hochwassergenese (BRONSTERT et al. 2002; VAN DER KEUR & IVERSEN 2006). Fraglich ist, welche zielführende Bedeutung eine generierte Bodenformenkarte für die Modellierung haben kann, wenn sie keine gesicherten Informationen über Bodeneigenschaften und -funktionen (Bodenart, -gründigkeit, -dichte, Schichtung und Grobbodenanteil) beinhaltet?

Vor dem Hintergrund bestehender Unsicherheiten bei Modellanwendungen (Dateninput, Modellstruktur, Parametrisierung, Skaleneffekte) sind auch Möglichkeiten der Szenarienbildung kritisch zu hinterfragen, bei der die Auswirkungen von Nutzungsänderungen oder des Klimawandels auf die Hochwasserentstehung simuliert werden (vgl. ASHAGRIE et al. 2006; BRONSTERT 2001; BRONSTERT et al. 2003; OTT & UHLENBROOK 2004; SIEKER 2002; UHLENBROOK 2005; WILCKE 2002). Hierbei wird suggeriert, dass die hydrologische Forschung die komplexen Ursachen der Abflussbildung und der Hochwassergenese für verschiedene Skalen gelöst hat und durch physikalisch-basierte Modelle simulieren kann. GRAYSON et al. (1992) und SIDLE (2006) äußern sich hierzu äußerst kritisch, zumal politischen Entscheidungsträgern oftmals entsprechende Hochwasserpräventionsmaßnahmen als scheinbar effizient zur Umsetzung vorgeschlagen werden. So bemängelt CASPER (2002), dass Modelltests meist nach dem gleichen Schema ablaufen: ein Modell wird parametrisiert, anhand ausgewählter Pegeldaten kalibriert und anhand längerer Zeitreihen validiert. Die Modelleffizienz orientiert sich daran, inwieweit gemessene und simulierte Ganglinien übereinstimmen. Ein Erkenntnisgewinn kann hierdurch nicht erreicht werden und noch viele der heutigen Modelle basieren auf Postulaten über das Prozessverhalten, die durch Beobachtungen nicht zu stützen sind, was möglicherweise durch das oft mangelhafte Prozesswissen auf Seiten der Modellersteller zu erklären ist. Neben dem Mangel an Erkenntnissen über die Abflussbildung generell, ist darüber hinaus auch das Skalenproblem noch nicht befriedigend gelöst (BEVEN 2001b, 2006; KLEEBERG 1999). PESCHKE (1999) merkt an, dass eine skalenabhängige hydrologische Theorie bisher nicht existiert, eine weitere Forschung zur Skalenabhängigkeit hydrologischer Prozesse erforderlich ist und der Mangel an skalenabhängigen Daten eine Modellvalidierung auf Einzugsgebietsebene vor erhebliche Probleme stellt.

Hydrologische Prozessstudien in der Natur sind für die Entwicklung physikalisch basierter Modelle unumgänglich. Der Vorteil einer Modellvalidierung durch Geländeuntersuchungen liegt in der Identifikation der Abflusspfade, die durch Pegeldaten nicht erreicht werden kann (vgl. FAEH et al. 1997). Auch unabhängig vom Nutzen für Modellanwendungen ermöglichen gerade Prozessstudien im Gelände, das Verständnis über räumlich differenzierte Einflussfak-

toren auf die Abflussbildung iterativ zu verbessern (vgl. SIDLE 2006). Die hierdurch gewonnen Erkenntnisse über die ein Einzugsgebiet kennzeichnenden Abflussprozesse lassen sich durch Entscheidungsbäume schematisieren und in Verbindung mit einem Geographischen Informationssystem regionalisieren. Durch die Identifikation von Abflussprozessen am Ort ihrer Entstehung können somit flächenbezogene Maßnahmen des dezentralen Hochwasserschutzes geplant und umgesetzt werden. Das Problem der Nachbarschaftsbeziehungen der Raumeinheiten und deren hydraulische Anbindung an das Gewässer bleiben jedoch bestehen.

7 Zusammenfassung

Vor dem Hintergrund mehrerer Jahrhunderthochwasser im letzten Jahrzehnt werden Aspekte des präventiven (dezentralen) Hochwasserschutzes erörtert. Dabei wird unter anderem die gegenwärtige Intensität der Landnutzung mit einem verringerten Retentionsvermögen der Landschaft in Verbindung gebracht; in Extensivierungsmaßnahmen wird ein entsprechendes Potenzial zur Vermeidung von Hochwasserrisiken gesehen. Während der Ackernutzung eine Teilschuld an der Hochwasserverschärfung zugesprochen wird, gelten Grünland- und Waldnutzung als förderlich für den dezentralen Hochwasserschutz.

Der Fokus dieser Arbeit lag auf der Identifikation von Abflussprozessen durch Geländeuntersuchungen. Um den Einfluss unterschiedlicher Substrat-/Bodeneigenschaften auf die Abflussbildung zu charakterisieren, wurden als Untersuchungsgebiete eine schluffig-sandige und eine lehmig-tonige Substratvariante in der Trier-Bitburger Mulde ausgewählt. Die Landnutzungsvarianten bildeten jeweils drei Acker-, Grünland- und Waldstandorte. Zur Identifikation der Abflusskomponenten wurden Beregnungsversuche mit der Anlage nach KARL & TOLDRIAN an Hangflächen bei annähernd wassergesättigten Bodenverhältnissen in den Winterhalbjahren 1999-2002 durchgeführt. Begleitend erfolgten bodenphysikalische, -biologische und -chemische Untersuchungen sowie Infiltrationsversuche, um quantifizierbare Indikatoren zur Ausweisung dominanter Einflussfaktoren auf die Abflussprozessbildung abzuleiten.

Die Substrateigenschaften waren von entscheidender Bedeutung für den einen Landschaftsausschnitt charakterisierenden dominanten Abflussbildungsprozess. Steuernde Einflussgröße bei dem schluffig-sandigen Substrat war die hohe texturbedingte Grobporosität, die zur Tiefensickerung als kennzeichnenden Prozess führte. Für das lehmig-tonige Substrat hingegen waren laterale Fließprozesse im Boden charakteristisch, die durch die Mehrschichtigkeit des Substrates, mit einem dichten Unterboden und einer Hauptlage höherer Wasserdurchlässigkeit, zu erklären war. Für die Infiltrationsleistung und die höhere Durchlässigkeit war die Anzahl, Kontinuität und Vernetztheit von Regenwurmröhren als präferentielle Fließwege maßgeblich. Das Einsetzen von Subsurface Flow war direkt an den Niederschlagsinput gekoppelt, er bestand zu großen Anteilen aus Ereigniswasser und erreichte eine mittlere laterale Fließgeschwindigkeit von 80 m/d; bei annähernd gesättigten Feldkapazitäten war ausschließlich das Grobporenvolumen an der Prozessgenese beteiligt.

Die Landnutzung führte zur Modifizierung des substratspezifischen Abflussprozesses, indem sie vor allem Einfluss auf die Infiltrationseigenschaften der Bodenoberfläche nahm. Beim schluffig-sandigen Substrat führte dessen hohe Verschlämmungsneigung zu Oberflächenabfluss bei Ackernutzung. Auf extensiv genutzten Grünlandstandorten hatte die Kombination

aus einem dichten Geflecht von Feinwurzeln, abgestorbener Blattbiomasse und Moosen eine deutliche Reduktion der Infiltration zur Folge, so dass substratunabhängig Oberflächenabfluss als dominanter Prozess auftrat. Diese Grünlandstandorte wiesen höhere Abflusskoeffizienten an Oberflächenabfluss auf als die zur Verschlämmung neigenden Ackerstandorte. Insofern ist eine Umwandlung von Acker in Grünland oder eine Extensivierung von Grünland nicht zwangsläufig mit den Zielen des dezentralen Hochwasserschutzes vereinbar. Durch Narbenpflege kann eine Verfilzung vermieden werden, wodurch dann das substratspezifische Retentionspotenzial erschlossen werden kann. Auch Wälder verfügen nicht unweigerlich über ein großes Retentionsvermögen, wenn sie auf Ungunststandorten verbreitet sind. Auf dem untersuchten lehmig-tonigen Substrat wiesen die flachgründigen Waldstandorte die höchsten Abflusskoeffizienten an Subsurface Flow auf. Bei Einhaltung der guten fachlichen Praxis können Ackerflächen das größte Retentionsvermögen aufweisen, weil sie oft über die günstigsten Bodeneigenschaften einer Landschaftsregion verfügen. Eine generalisierende, nutzungsspezifische Zuordnung einer hochwasserwirksamen Abflussbildung in der Reihenfolge Acker > Grünland > Wald konnte durch die Untersuchungen nicht bestätigt werden. Eine Bewertung des Einflusses der Landnutzung kann nur in Abhängigkeit von den regional unterschiedlichen Standorteigenschaften erfolgen.

Um die Abflussprozesse eines Landschaftsausschnittes ohne aufwändige Beregnungsversuche zu charakterisieren, wurden quantifizierbare Kriterien zur flächendistributiven Ausweisung dominanter Einflussfaktoren auf die Abflussprozessbildung in einem Entscheidungsbaum zusammengefasst. Hierdurch können räumlich homogene Einheiten von hydrologischen Prozessen oder Komponenten des Wasserhaushaltes identifiziert werden. Auch für eine Modellvalidierung liegt der Vorteil von Prozesserkenntnissen aus Geländeuntersuchungen in der Identifikation der Abflusspfade, die durch Pegeldaten nicht erreicht werden kann. Durch die Identifikation von Abflussprozessen am Ort ihrer Entstehung können flächenbezogene Maßnahmen des dezentralen Hochwasserschutzes geplant und umgesetzt werden. Die Problematik der Nachbarschaftsbeziehungen, der Verknüpfung der Raumeinheiten und hydraulischen Anbindung an das Gewässer bleibt jedoch bestehen.

8 Literaturverzeichnis

AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung.- Hannover

ANDREINI, M.S. & STEENHUIS, T.S. (1990): Preferential paths of flow under conventional and conservation tillage.- Geoderma, 46, 85-102

ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN GESELLSCHAFT (Hrsg.; 1998): Systematik der Böden und der bodenbildenden Substrate Deutschlands.- Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 86, 1-180

ASHAGRIE, A.G., DE LAAT, P.J.M., DE WIT, M.J.M., TU, M & UHLENBROOK, S. (2006): Detecting the influence of land use changes on discharges and floods in the Meuse River Basin – the predictive power of a ninety-year rainfall-runoff relation?- Hydrology and Earth System Sciences, 10, 691-701

ATKINSON, T.C. (1978): Techniques for measuring subsurface flow on hillslopes. In: KIRKBY, M.J. (Ed.): Hillslope Hydology, 73-120, Chichester

AUERSWALD, K. (1998): Bodenerosion durch Wasser. In: RICHTER, G. (Hrsg.): Analyse und Bilanz eines Umweltproblems, 33-42, Darmstadt

BARSCH, D. & FLÜGEL, W.-A. (1988): Untersuchungen zur Hanghydrologie und zur Grundwassererneuerung am Hollmuth, Kleiner Odenwald. (= Heidelberger Geographische Arbeiten, 66), 1-82, Heidelberg

BAUMGARTNER, A. & LIEBSCHER, H.-J. (1996): Lehrbuch der Hydrologie, Band 1.- Berlin, Stuttgart

BBODSCHG (1998): Gesetz zum Schutz vor schädlichen Bodenveränderungen und zur Sanierung von Altlasten. Gesetz zum Schutz des Bodens.- Bundesgesetzblatt Teil I, Nr. 16 vom 24.3.1998, 502-510

BECKER, A. & LAHMER, W. (1999): GIS-basierte großskalige hydrologische Modellierung. In: KLEEBERG, H.-B., MAUSER, W., PESCHKE, G. & STREIT, U. (Hrsg.): Hydrologie und Regionalisierung. Ergebnisse eines Schwerpunkprogramms (1992-1998), 115-129, Weinheim, New York, Chichester, Brisbane, Singapore

BEHRENS, T., STEINRÜCKEN, U. & SCHOLTEN, T. (2004): Machbarkeitsstudie zur Extrapolation mesoskaliger bodenhydrologischer Informationen. Im Auftrag des Landesamtes für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz, unveröffentlicht, Weimar, Heusweiler

BEHRENS, T., FÖRSTER, H., SCHOLTEN, T., STEINRÜCKEN, U. & SPIES, E.-D. (2005): Digital soil mapping using artificial neural networks.- Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 168, 21-33

BEISECKER, R., GÄTH, S. & FREDE, H.-G. (1991): Auswirkungen langjährig unterschiedlicher Bodenbearbeitungssysteme auf die Porenstruktur und die Wasserinfiltration eines Löß- und eines Sandbodens.- Zeitschrift für Kulturtechnik und Landentwicklung, 32, 87-95

BENECKE, P. & VAN DER PLOEG, R.R. (1978): Wald und Wasser – I. Komponenten des Wasserhaushaltes von Waldökosystemen.- Forstarchiv, 49, 26-32

BENTHAUS, M. & MATTHIES, D. (1993): Regeneration befahrener Waldböden.- Allgemeine Forst Zeitschrift, 48, 448-451

BETECHTIN, A.G. (1964): Lehrbuch der speziellen Mineralogie.- Leipzig

BEVEN, K.J. (1989): Changing ideas in hydrology – the case of physically-based models.- Journal of Hydrology, 105, 157-172

BEVEN, K.J. (2001): Rainfall – Runoff modelling.- Chichester, New York, Weinheim, Brisbane, Singapore, Toronto

BEVEN, K.J. (2001b): How far can we go in distributed hydrological modelling?- Hydrology and Earth System Sciences, 5, 1-12

BEVEN, K.J. (2006): Searching for the Holy Grail of scientific hydrology: Qt = H(S, R, Δt)A as closure.- Hydrology and Earth System Sciences, 10, 609-618

BEVEN K.J. & GERMANN, P. (1980): The role of macropores in the hydrology of field soils. (= Institute of Hydrology, 2), Wallingford Oxon

BLÖSCHL, G. (2006): Hydrologic synthesis: across processes, places, and scales.- Water Resources Research, 42, doi: 10.1029/2005WR004319

BLÖSCHL, G. & SIVAPALAN, M. (1995): Scale issues in hydrological modelling: a review. - Hydrological Processes, 9, 251-290

BMU, BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT (2004): Gesetz zur Verbesserung des vorbeugenden Hochwasserschutzes. Entwurf vom 03.03.2004. [online] http://www.bundesumwelt-ministerium.de/files/pdfs/allgemein/application/pdf/artikelgesetz_hochwasserschutz. pdf (Stand 2004)

BOGUSLAWSKI, E.V. (1981): Ackerbau. Grundlagen der Pflanzenproduktion.- Frankfurt/Main

BONELL, M. (1998): Selected challenges in runoff generation research in forests from the hillslope to headwater drainage basin scale.- Journal of the American Water Ressources Association, 34, 765-785

BOORMAN, D.B., HOLLIS, J.M. & LILLY, A. (1995): Hydrology of soil types: a hydrologically-based classification of the soils of the United Kingdom. (= Institute of Hydrology Report 126), Institute of Hydrology, Wallingford

BORK, H.R. (1980): Oberflächenabfluß und Infiltration. Qualitative und quantitative Analysen von 50 Starkregensimulationen in der Südheide (Ostniedersachsen). (= Landschaftsgenese und Landschaftsökologie, 6), Cremlingen-Destedt

BOUMA, J. (1982): Measuring the hydraulic conductivity of soil horizon with continous macropores.- Soil Science Society of America Journal, 46, 438-441

BOUMA, J., BELMANS, C.F.M. & DEKKER, L.W. (1982): Water infiltration and redistribution in a silt loam subsoil with vertical worm channels.- Soil Science Society of America Journal, 46, 917-921

BRAND-SASSEN, H. (2004): Bodenschutz in der deutschen Landwirtschaft. Stand und Verbesserungsmöglichkeiten.- [online)] http://webdoc.sub.gwdg.de/diss/2004/brandt-sassen/ brandt-sassen.pdf (Stand 2004)

BRONSTERT, A. (1994): Modellierung der Abflussbildung und der Bodenwasserdynamik von Hängen. (= Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft (IHW) der Universität Karlsruhe, 46), Karlsruhe

BRONSTERT, A. (2001): Quantifizierung des Einflusses der Landnutzung und –bedeckung auf den Hochwasserabfluss in Flussgebieten.- [online] http://www.umweltbundesamt.de/ wasser/veroeffentlich/kurzfassungen/29724508.htm (Stand 2003)

BRONSTERT, A., VOLMER, S. & IHRINGER, J. (1995): Die Bedeutung von Flurbereinigungsverfahren für das Abflussverhalten von Starkniederschlägen in ländlichen Gebieten.- Wasser & Boden, 47, 29-45

BRONSTERT, A., NIEHOFF, D. & BÜRGER, G. (2002): Effects of climate and land-use change on storm runoff generation: present knowledge and modelling capabilities. Hydrological Processes, 16(2), 509-529

BRONSTERT, A. & BÁRDOSSY, A. (2003): Uncertainty of runoff modelling at the hillslope scale due to temporal variations of rainfall intensity.- Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, 28, 283-288

BRONSTERT, A., NIEHOFF, D. & FRITSCH, U. (2003): Auswirkungen von Landnutzungsänderungen auf die Hochwasserentstehung.- Petermanns Geographische Mitteilungen, 147, 24-33

BUNZA, G., DEISENHOFER, H.-E., KARL, J., PORZELT, M. & RIEDL, J. (1985): Der künstliche Starkniederschlag der transportablen Beregnungsanlage nach Karl und Toldrian. (= Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., 71), 1-35, Hamburg, Berlin

BURT, T.P. (1989): Storm runoff generation in small catchments in relation to the flood response of large basins. In: BEVEN, K.J. & CARLING, P (Eds.): Floods: Hydrological, sedimentological and geomorphological implications, 11-35, New York

BUTTLE, J.M., MCDONALD, D.J. (2000): Soil macroporosity and infiltration characteristics of a forest podzol.- Hydrological Processes, 14, 831-848

BUTTLE, J.M., MCDONALD, D.J. (2002): Coupled vertical and lateral preferential flow on a forest slope.- Water Resources Research, 38, 1-17

BWG, BUNDESAMT FÜR WASSER UND GEOLOGIE (Hrsg. 2003): Hochwasserabschätzung in schweizerischen Einzugsgebieten. (= Berichte des BWG, Serie Wasser, 4), Bern [online] http://www.bwg.admin.ch/service/download/d/index.htm#Hochwasser (Stand 2004)

CARTER, A., HEINONEN, J. & DE VRIES, J. (1982): Earthworms and water movement.- Pedobiologia, 23, 395-397

CASPER, M.C. (2002): Die Identifikation hydrologischer Prozesse im Einzugsgebiet des Dürreychbaches (Nordschwarzwald).- Dissertation Universität Karlsruhe [online] http://www. ubka.uni-karlsruhe.de/eva/in- dex.html (Stand 2003)

CLOOS, H.-M. (1978): Die Klimastationen. (= Sammlung Geographischer Führer, 11), 44-50, Berlin, Stuttgart

DEMUTH, N. & HILTPOLD, A. (1993): "Preferential flow": Eine Übersicht über den heutigen Kenntnisstand.- Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, 156, 479-484

DIEZ, T. (1982): Praxisnahe Lösungsmöglichkeiten für die Einschränkung der Bodenerosion. (= Arbeiten der DLG, 174), 17-36, Frankfurt/Main

DIKAU, R. (1986): Experimentelle Untersuchungen zu Oberflächenabfluß und Bodenabtrag von Messparzellen und landwirtschaftlichen Nutzflächen. (= Heidelberger Geographische Arbeiten, 81), Heidelberg

DUNGER, W. (1997): Methoden der Bodenbiologie.- Jena

DUTTMANN, R. (2001): Bodenfeuchte als Steuergröße der Bodenerosion.- Geographische Rundschau, 53, 24-32

DVWK, DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU, E.V. (Hrsg.; 1999): Einflüsse land- und forstwirtschaftlicher Maßnahmen auf den Hochwasserabfluss – Wissensstand, Skalenprobleme, Modellansätze.- Bonn

DYCK, S. & PESCHKE, G. (1995): Grundlagen der Hydrologie.- Berlin

EDWARDS, W.M., VAN DER PLOEG, R.R. & EHLERS, W. (1979): A numerical study of the effects of noncapillary-sized pores upon infiltration.- Soil Science Society of America Journal, 43, 851-441

EDWARDS, W.M., SHIPITALO, M.J., OWENS, L.B. & NORTON, L.D. (1990): Effect of Lumbricus terrestris L. burrows on hydrology of continous no-till corn fields.- Geoderma, 46, 73-84

EHLERS, W. (1975): Observations on earthworm channels and infiltration on tilled and untilled loess soil.- Soil Science, 119, 242-249

EITEL, B. (1999): Bodengeographie.- Braunschweig

EMMERLING, C. & HAMPL, U. (2002): Wie sich reduzierte Bodenbearbeitung auswirkt.- Ökologie & Landbau, 124, 19-23

ERPENBECK, C. (1987): Über Stoffaustrag mit dem Oberflächen- und Zwischenabfluß von landwirtschaftlichen Flächen verschiedener Nutzungsweise – ein Beitrag zur Klärung der Gewässerbelastung in Mittelgebirgslagen.- Dissertation Justus-Liebig-Universität Gießen

ERPENBECK, C. & MOLLENHAUER, K. (1986): Zur Methodik der Erfassung von Zwischenabfluß.- Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung, 27, 154-158

FAEH, A.O., SCHERRER, S. & NAEF, F. (1997): A combined field and numerical approach to investigate flow processes in natural macroporous soils under extreme precipitation.- Hydrology and Earth System Sciences, 4, 787-800

FEGER, K.-H., SEEGERT, J. & ARMBRUSTER, M. (2002): Modellgestützte Abflussprognosen für bewaldete Einzugsgebirge im Osterzgebirge – Möglichkeiten und Grenzen waldbaulicher Szenarien. In: DEUTSCHE BUNDESSTIFTUNG UMWELT (Hrsg.): 20. Osnabrücker Umweltgespräch „Vorsorgender Hochwasserschutz“, 42-59, Osnabrück

FELDWISCH, N., MOLLENHAUER, K. & SCHRENK, G. (2002): Einflüsse land- und forstwirtschaftlicher Maßnahmen auf den Hochwasserabfluss kleiner Einzugsgebiete.- KA-Wasserwirtschaft, Abwasser, Abfall, 49, 355-362

FELIX-HENNINGSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge. (= Relief, Boden, Paläoklima, 6), Berlin, Stuttgart

FLÜGEL, W.A. & SCHWARZ, O. (1988): Beregnungsversuche zur Erzeugung von Oberflächenabfluß, Interflow und Grundwassererneuerung. (= Heidelberger Geographische Arbeiten, 66), 169-200

FLURY, M., FLÜHLER, H., JURY, W.A. & LEUENBERGER, J. (1994): Susceptibility of soils to preferential flow of water. A field study.- Water Resources Research, 30, 1945-1954

FLURY, M. & FLÜHLER, H. (1995): Tracer characteristics of Brilliant Blue FCF.- Soil Science Society of America Journal, 59, 22-27

FOHRER, N. (1995): Auswirkungen von Bodenfeuchte, Bodenart und Oberflächenbeschaffenheit auf Prozesse der Bodenerosion durch Wasser. (= Bodengenese und Bodenökologie, 19), Berlin

GERLACH, R. & RADTKE, U. (1997): Hochwassersedimente – die „Visitenkarte“ des Menschen. In: IMMENDORF, R. (Hrsg.): Hochwasser. Natur im Überfluß?, 223-244, Heidelberg

GERMANN, P. (1980): Bedeutung der Makroporen für den Wasserhaushalt eines Bodens.- Bulletin BGS, 4, 13-18

GERMANN, P. (1991): Erfassung der schnellen Flüsse im Boden und deren Bedeutung für den Transport von gelösten und partikulären Stoffen.- Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 66, 135-138

GERMANN, P. (1999): Makroporen und präferenzielle Sickerung. In: BLUME, H.-P. et al. (Hrsg.): Handbuch der Bodenkunde, 6. Erg., 1-14, Landsberg/Lech

GRAYSON, R.B., MOORE, I.D. & MCMAHON, T.A. (1992): Physically based hydrologic modeling. Is the concept realistic?- Water Resources Research, 26, 2659-2666

GRAYSON, R. & BLÖSCHL, G. [eds.] (2000): Spatial patterns in catchment hydrology – Observations and Modelling. - [online] http://www.catchment.crc.org.au/special_publications1.html (Stand 2003)

HAGER, H. (1989): Baumwurzeln und Bodengefüge.- Österreichische Forstzeitung, 100, 22-23

HANTSCHEL, R., BEESE, F. & HOEVE, R. (1992): Über die Bedeutung von Steinen für den Wassertransport – Ein idealisierter Laborversuch.- Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 67, 79-82

HARTGE, K.-H. (2000): The effect of soil deformation on physical soil properties. A discurse on the common background. (= Advances in GeoEcology, 32), 32-43, Reiskirchen

HARTGE, K.-H. & BOHNE, H. (1985): Zur gegenseitigen Beeinflussung von Baum und Bodengefüge.- Allgemeine Forst Zeitschrift, 41, 235-237

HARTGE, K.-H. & HORN, R. (1989): Die physikalische Untersuchung von Böden.- Stuttgart

HASSEL, J.M. & RICHTER, G. (1992): Ein Vergleich deutscher und schweizerischer Regensimulatoren nach Regenstruktur und kinetischer Energie.- Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, 155, 185-190

HELAL, M.H. (1991): Bodengefüge, Wurzelentwicklung und Wurzelfunktionen.- Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, 154, 403-407

HENDRIKS, M.R. (1993): Effects of lithology and land use on storm run-off in East Luxembourg.- Hydrological Processes, 7, 213-226

HERRMANN, A., KOLL, J., LEIBUNDGUT, C., MALOSZEWSKI, P., RAU, R., RAUERT, W., SCHÖNIGER, M. & STICHLER, W. (1989): Wasserumsatz in einem kleinen Einzugsgebiet im paläozoischen Mittelgebirge (Lange Bramke/Oberharz). Eine hydrologische Systemanalyse mittels Umweltisotopen als Tracer. (= Landschaftsökologie und Umweltforschung, 17), Braunschweig

HEWLET, J.D. (1982): Principles of forest hydrology.- Athens

HEYEN, B. (2005): Spektroradiometrische Untersuchungen und Geländemessungen zur Ermittlung des Infiltrationsvermögens unterschiedlich genutzter Grünlandflächen.- Diplomarbeit Universität Trier, unveröffentlicht

HILDEBRAND, E. (1983): Der Einfluss der Bodenverdichtung auf die Bodenfunktion im forstlichen Standort.- Forstwissenschaftliches Centralblatt, 102, 111-124

HILDEBRAND, E. (1987): Die Struktur von Waldböden – ein gefährdetes Fließgleichgewicht.- Allgemeine Forst Zeitschrift, 42, 424-426

HILDEBRAND, E. (1998): Forstliche Bodenbewirtschaftung. In: BLUME, H.-P., FELIX-HENNINGSEN, P., FISCHER, W.R., FREDE, H.-G., HORN, R. & STAHR, K. (Hrsg.): Handbuch der Bodenkunde, 1-20, Landsberg/Lech

HILDEBRAND, E. & WIEBEL, M. (1981): Befahrung und Bodenverdichtung unter dem Aspekt der Bodenfunktion als Waldstandort.- Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 32, 51-58

HILDEBRAND, E. & WIEBEL, M. (1986): Zur Bedeutung des Bodenwassergehaltes von Feinlehmstandorten bei der Entstehung von Bodenschäden durch Befahrung.- Allgemeine Forst Zeitschrift, 41, 617-622

HORAT & SCHERRER (2001): Bestimmungsschlüssel zur Identifikation von hochwasserrelevanten Flächen, Bericht 00/13 im Auftrag des LANDESAMTES FÜR WASSERWIRTSCHAFT RHEINLAND-PFALZ, unveröffentlicht, Reinach

HORN, R. (1985): Die Bedeutung der Trittverdichtung durch Tiere auf physikalische Eigenschaften alpiner Böden.- Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung, 26, 42-51

HORN, R. & ROSTEK, J. (2000): Subsoil compaction processes – state of knowledge. (= Advances in GeoEcology, 32), 44-54, Reiskirchen

HORN, R. & HARTGE, K.-H. (2001a): Das Befahren von Ackerflächen als Eingriff in den Bodenwasserhaushalt.- Wasser & Boden, 53, 13-19

HORN, R. & HARTGE, K.-H. (2001b): Gedanken zum Problem der Verdichtung von Ackerböden.- Bodenschutz, 3, 76-78

HORN, R., PAUL, R., SIMOTA, C & FLEIGE, H (2002): Schutz vor mechanischer Belastung. In: BLUME, H.-P., FELIX-HENNINGSEN, P., FISCHER, W.R., FREDE, H.-G., HORN, R. & STAHR, K. (Hrsg.): Handbuch der Bodenkunde, 14. Erg.,1-12, Landsberg/Lech

HORTON, R.E. (1933): The role of infiltration in the hydraulic cycle.- American Geophysical Union Transactions, 14, 446-460

IHW, INSTITUT FÜR HYDROMECHANIK UND WASSERWIRTSCHAFT (2000): Die Beurteilung von Einzugsgebieten und ihren Teilflächen nach der Abflussbereitschaft unter Berücksichtigung der landwirtschaftlichen Nutzung – aufgezeigt an drei Einzugsgebieten in Rheinland-Pfalz. Bericht Nr. B003 für das LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT RHEINLAND-PFALZ.-Zürich, unveröffentlicht

IRRGANG, S. (2002): Waldstruktur und Waldverteilung – Optimierung der Funktion des Waldes für den Landschaftswasserhaushalt und für den vorbeugenden Hochwasserschutz.- In: DEUTSCHE BUNDESSTIFTUNG UMWELT (Hrsg.): 20. Osnabrücker Umweltgespräch „Vorsorgender Hochwasserschutz“, 156-176, Osnabrück

JARDINE, P.M., WILSON, G.V. & LUXMOORE, R.J. (1990): Unsaturated solute transport through a forest soil during rain storm events.- Geoderma, 46, 103-118

JOHANNES, B. (1998): Oberflächenabfluß und Materialabtrag von ländlichen Fahrwegen bei künstlichen Starkregen.- Zeitschrift für Kulturtechnik und Landentwicklung, 40, 53-58

JUNG, L. (1980): Messungen von Oberflächenabfluß und Bodenabtrag auf verschiedenen Böden der Bundesrepublik Deutschland. (= Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau, 48), Hamburg, Berlin

KARL, J. (1979): Der Einfluss von Standort und Bodennutzung auf Oberflächenabfluss und Bodenabtrag. (= Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau, 40), 268-281, Hamburg, Berlin

KARL, J. & TOLDRIAN, H. (1973): Eine transportable Beregnungsanlage für die Messung von Oberflächenabfluß und Bodenabtrag.- Wasser und Boden, 3, 63-65

KARL, J., PORZELT, M. & BUNZA, G. (1985): Oberflächenabfluß und Bodenerosion bei künstlichen Starkniederschlägen. (= Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., 71), 37-102, Hamburg, Berlin

KEHL, M., EVERDING, C., BOTSCHEK, J. & SKOWRONEK, A. (2005a): Erosion processes and erodibility of cultivated soils in North Rhine-Westphalia under artificial rain. I. Site characteristics and results of laboratory experiments.- Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 168, 34-44

KEHL, M., EVERDING, C., BOTSCHEK, J. & SKOWRONEK, A. (2005b): Erosion processes and erodibility of cultivated soils in North Rhine-Westphalia under artificial rain. II. Results of field experiments and comparison with laboratory trials.- Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 168, 35-52

KIRKBY, M.S. (1988): Hillslope runoff processes and models.- Journal of Hydrology, 100, 315-339

KIRKBY, M.S. (1996): A role for theoretical models in geomorphology? In: RHOADS, B.L. & THORN, C.E. (Ed.): The scientific nature of geomorphology: Proceedings of the 27th Binghamton Symposium in Geomorphology, 257–272, New York

KLAGHOFER, E. (1985): Einfluß der landwirtschaftlichen Bodennutzung auf den Oberflächenabfluß bei Starkregen. (= Mitteilungen der Bundesanstalt für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt, 30), Wien

KLAGHOFER, E. (1987): Das Oberflächenabflußverhalten landwirtschaftlich genutzter Böden bei Starkregen.- Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung, 3, 1-5

KLAPP, E. (1971): Wiesen und Weiden. Eine Grünlandlehre.- Berlin, Hamburg

KLEEBERG, H.-B. (1995): Extreme Hochwasser – Ursachen und Einflüsse.- Zeitschrift für Kulturtechnik und Landentwicklung, 37, 103-107

KLEEBERG, H.-B. (1999): Zum Problem der Regionalisierung in der Hydrologie. In: KLEEBERG, H.-B., MAUSER, W., PESCHKE, G. & STREIT, U. (Hrsg.): Hydrologie und Regionalisierung. Ergebnisse eines Schwerpunkprogramms (1992-1998), 3-12, Weinheim, New York, Chichester, Brisbane, Singapore

KMOCH, H.G. & HANUS, H. (1965): Vereinfachte Methodik und Auswertung der Permeabilitätsmessung des Bodens für Luft.- Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde, 11, 1-10

KOHL, B., MARKART, G. & BAUER, W. (2002): Abflussmenge und Sedimentfracht unterschiedlich genutzter Boden-/Vegetationskomplexe bei Starkregen im Sölktal/Steiermark. (= BFW-Berichte; Schriftenreihe des Bundesamtes und Forschungszentrums für Wald, 127), 5-44, Wien

KOMMISSION DER EUROPÄISCHEN GEMEINSCHAFTEN (2004): Hochwasserrisikomanagement. Vermeidungs-, Schutz- und Minderungsmaßnamen, KOM(2004)472.- [online] http://europa.eu.int/eur-lex/de/com/cnc/2004/com2004_0472de01.pdf (Stand 2004)

KÖRNER, J. (1996): Abflussbildung, Interflow und Stoffbilanz im Schönbuch Waldgebiet. (= Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe C, 27), Tübingen

KÖSTLER, J.K., BRÜCKNER, E. & BIBELRIETHER, H. (1968): Die Wurzeln der Waldbäume.- Hamburg, Berlin

KREIN, A. (2000): Der Einfluss des Bodens auf die Wellenform und den Stofftransport bei Hochwasser in kleinen Einzugsgebieten. - Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 44, H. 1, 19 - 27.

KREIN, A. & DE SUTTER, R. (2001): Use of artificial flood events to demonstrate the invalidity of simple mixing models.- Hydrological Sciences Journal, 46, 611-622

KREIN, A., KURTENBACH, A. & SYMADER, W. (2002): Mechanismen der Abflussbildung im Mittelgebirge. In: VEREIN ZUR FÖRDERUNG VON WASSERWIRTSCHAFT, ABFALLWIRTSCHAFT UND KULTURBAU (Hrsg.): Niederschlag-Abfluss- und Wasserbilanzmodelle, Tagungsband zur Fortbildungsveranstaltung des BWK in Mainz, Heft RP/Saar, 1/2002

KREMB-WAGNER, F. (1996): Zur Geologie und Hydrologie der Trier-Bitburger Mulde. (= Schriftenreihe des Schiefer-Fachverbandes in Deutschland e.V., Sonderband 1996), 1-130, Bonn

KREUTZER, K. (1961): Wurzelbildung junger Waldbäume auf Pseudogleyböden.- Forstwissenschaftliches Centralblatt, 80, 356-392

KRIEGER, K.-H. (1978): Hydrogeologische Untersuchungen zur Grundwasserneubildung in der Bitburger Mulde (Kylltal). (= Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, A7), Berlin

KURTENBACH, A. & NIEBES, D. (2002): Fließwege und Stofftransportprozesse in unterschiedlichen Raumskalen am Beispiel von natürlichen Hochwasserereignissen und Beregnungsversuchen.- In: Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 1, Fachgemeinschaft Hydrologische Wissenschaften in der ATV-DVWK, 48-54.

LAHMER, W., BECKER, A., MÜLLER-WOHLFEIL, D.-I. & PFÜTZNER, B. (1999): A GIS-based approach for regional hydrological modelling.- International Association of Hydrological Sciences (IAHS) Publications, 254, 1-22

LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT RHEINLAND-PFALZ (Hrsg.; 2001a): Abschlussbericht IRMA II A1/01: Definition „Sensible Niederschlagsflächen und Bachauen“, IRMA II B1/01: Definition „Schonende Bewirtschaftung“.- [online] http://www.irma-lfw-rp.de/irma2/index_fachbeitraege.htm (Stand 2003)

LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT RHEINLAND-PFALZ (Hrsg.; 2001b): Schonende Bewirtschaftung sensibler Niederschlagsflächen und Bachauen in der Landwirtschaft.- [online] http://www.irma-lfw-rp.de/irma2/index_fachbeitraege.htm (Stand 2003)

LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT RHEINLAND-PFALZ (Hrsg.; 2001c): Schonende Bewirtschaftung sensibler Niederschlagsflächen und Bachauen in der Waldwirtschaft.- [online] http://www.irma-lfw-rp.de/irma2/index_fachbeitraege.htm (Stand 2003)

LEHNARDT, F. (1985): Einfluß der morpho-pedologischen Eigenschaften auf Infiltration und Abflussverhalten von Waldstandorten. (= Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau, 71), 231-260, Hamburg, Berlin

LINS, A. (1999): Untersuchungen zur Abflussbildung an landwirtschaftlichen Hangflächen des Bitburger Gutlandes und deren Hochwasserrelevanz – mittels Regensimulation.- Diplomarbeit Universität Trier, unveröffentlicht

LIU, Z. & TODINI, E (2002): Towards a comprehensive physically-based rainfall-runoff model.- Hydrology and Earth System Sciences, 6, 859-881

LÖHNERTZ, W. (1978): Zur Altersstellung der tiefliegenden fluviatilen Tertiärablagerungen der SE-Eifel (Rheinisches Schiefergebirge).- Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 156, 179-206

LUXMOORE, R.J., JARDINE, P.M., WILSON, G.V., JONES, J.R. & ZELAZNY, L.W. (1990): Physical and chemical controls of preferred path flow through forested hillslope.- Geoderma, 46, 261-303

MADER, D. (1981): Aeolische und fluviatile Sedimentation im Mittleren Buntsandstein der Südeifel.- Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 161, 354-407

MARKART, G. & KOHL, B. (1996): Einfluss der Bewirtschaftung, Vegetation und Boden auf das Abflussgeschehen in Wildbacheinzugsgebieten. Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, Materialien Nr. 87

MARKART, G., KOHL, B., SOTIER, B., SCHAUER, T., BUNZA, G. & STERN, R. (2004): Provisorische Geländeanleitung zur Abschätzung des Oberflächenbeiwertes auf alpinen Boden-/Vegetationseinheiten bei konvektiven Starkregen.- BFW-Dokumentation, Bundesamt und Forschungszentrum für Wald, Wien

MARTIN, G. (1962): Die oligozänen Vallendarschotter der Südwesteifel.- Notitzblatt des hessischen Landesamtes für Bodenforschung, 90, 240-245

MC DONNEL, J. (1990): A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment.- Water Resources Research, 26, 2811-2832

MENDEL, H.G. (1997): Hochwasser. Gedanken über Ursachen und Vorsorge aus hydrologischer Sicht.- Bundesanstalt für Gewässerkunde, BfG-1022, Koblenz

MENDEL, H.G. (2000): Elemente des Wasserkreislaufes: eine kommentierte Bibliographie zur Abflussbildung.- Berlin

MEYER, W. (1994): Geologie der Eifel.- Stuttgart

MEYNEN, E. (1967): Das Bitburger Land. (= Forschungen zur Deutschen Landeskunde, XXVI, 3), Bad Godesberg

MEYNEN, E. & SCHMITHÜSEN, J. (1956): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands, 1.- Bad Godesberg

MOLLENHAUER, K., MÜLLER, S. & WOHLRAB, B. (1985): Oberflächenabfluß und Stoffabtrag von landwirtschaftlich genutzten Flächen – Untersuchungsergebnisse aus dem Einzugsgebiet einer Trinkwassertalsperre. (= Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau, 71), 103-183, Hamburg, Berlin

MÖSELER, B.M. (1989): Die Kalkmagerrasen der Eifel. (= Decheniana-Beihefte, 29), 1-79, Bonn

MOSLEY, M.P. (1982): Subsurface flow velocities through selected forest soils, south island, New Zealand.- Journal of Hydrology, 55, 65-92

MÜCKENHAUSEN, E. (1978): Rezente und fossile Böden (Paläoböden) der Eifel. (= Kölner Geographische Arbeiten, 36), 7-35, Köln

MÜLLER, S. (1984): Oberflächenabfluß, Abschwemmung und Abtrag von landwirtschaftlichen Nutzflächen als mögliche Ursachen der Befrachtung von Trinkwassertalsperren.- Dissertation Justus-Liebig-Universität Gießen

NÄGELI, W. (1959): Versuche zum Problem des Oberflächenabflusses bei Wald- und Weideböden. (= Association Internationale d´ Hydrologie Scientifique, 48), 140-149, B-Gentbrugge

NEGENDANK, J.F.W. (1978): Zur känozoischen Geschichte von Eifel und Hunsrück. Sedimentpetrographische Untersuchungen im Moselbereich. (= Forschungen zur deutschen Landeskunde, 211), Trier

NEGENDANK, J.F.W. (1983): Trier und Umgebung. (= Sammlung Geologischer Führer, 60), Berlin, Stuttgart

NEGENDANK, J.F.W. & WAGNER, W. (1996): Geologische und hydrogeologische Spezialkarten 1:25000, Trinkwasserprojekt Kylltal, Kartenwerk in 5 Blättern. (= Schriftenreihe des Schiefer-Fachverbandes in Deutschland e.V., Sonderband 1996), 141-144, Bonn

NIEBES, D., SCHNEIDER, R. & SCHRÖDER, D. (2002): Untersuchungen zur Abflussbildung auf land- und forstwirtschaftlich genutzten Flächen: Einfluss der Landnutzung und Möglichkeiten zur Reduzierung von Oberflächenabfluss. In: MÜLLER, P., RUMPF, S. & MONHEIM, H. (Hrsg.): Umwelt und Region – Aus der Werkstatt des Sonderforschungsbereichs 522, 83-88, Trier

OTT, B. & UHLENBROOK, S. (2004): Quantifying the impact of land-use change at the event and seasonal time scale using a process-oriented catchment model.- Hydrology and Earth System Sciences, 8, 62-78

PESCHKE, G. (1999): Skalenwechsel über Modelle. In: KLEEBERG, H.-B., MAUSER, W., PESCHKE, G. & STREIT, U. (Hrsg.): Hydrologie und Regionalisierung. Ergebnisse eines Schwerpunkprogramms (1992-1998), 12-24, Weinheim, New York, Chichester, Brisbane, Singapore

PESCHKE, G. (2001): Bodenwasserhaushalt und Abflussbildung.- Geographische Rundschau, 53, 18-23

PFÜTZNER, B., KADEN, S., KRONE, A. & FLACKE, W. (1992): Flächedifferenzierte hydrologische Einzugsgebietsmodellierung bei Anwendung eines Geographischen Informationssystems (GIS).- Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 36, 48-57

PRASUHN, V. (1991): Bodenerosionsformen und -prozesse auf tonreichen Böden des Basler Tafeljura und ihre Auswirkungen auf den Landschaftshaushalt. (= Physiogeographica, 16), Basel

PREUSCHEN, G. (1992): Landnutzung und Abfluß aus ganzheitlicher Sicht.- Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 36, 61-67

RENN, H. (1995): Die Eifel.- Düren

RICHARDS, L.A. & FIREMAN, H. (1943): Pressure-plate apparaturs for measuring moisture sorption and transmission by soils.- Soil Science, 56, 395-404

RICHTER, G. (1984): Der Landschaftsraum Trier.- In: JÄTZOLD, R. (Hrsg.): Der Trierer Raum und seine Nachbargebiete – Exkursionsführer anlässlich des 19. Schulgeographentages Trier 1984. (= Trierer Geographische Studien, 6), 11-27, Trier

ROTH, C.H. (1998): Physikalische Ursachen der Wassererosion. In: BLUME, H.-P., FELIX-HENNINGSEN, P., FISCHER, W.R., FREDE, H.-G., HORN, R. & STAHR, K. (Hrsg.): Handbuch der Bodenkunde, 1-33, Landsberg/Lech

ROTH, C.H., HELMING, K. & FOHRER, N. (1995): Oberflächenverschlämmung und Abflußbildung auf Böden aus Löß und pleistozänen Sedimenten.- Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, 158, 43-53

RUTHSATZ, B. & ZOLDAN, J. (1983): Vegetation.- In: RICHTER, G. & SCHRÖDER, D. (Hrsg.): Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1983 in Trier.- Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 37, 137-152

SACHS, L. (1997): Angewandte Statistik – Anwendung statistischer Methoden.- Berlin, Heidelberg

SAUER, S. (1998): Grünlandwirtschaft. In: FREDE, H.-G. & DABBERT, S. (Hrsg.): Handbuch zum Gewässerschutz in der Landwirtschaft, 124-145, Landsberg

SAUER, S. & FELDWISCH, N. (1997): Weidewirtschaft und Wasserschutz.- Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 85 III, 1409-1412

SCHEFFER, F. (2002): Scheffer/Schachtschabel, Lehrbuch der Bodenkunde.- Heidelberg, Berlin

SCHERRER, S. (1997): Abflussbildung bei Starkniederschlägen. Identifikation von Abflußprozessen mittels künstlicher Niederschläge. (= Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, 147), Zürich

SCHERRER, S. (2004): Bestimmungsschlüssel zur Identifikation von hochwasserrelevanten Flächen.- Bericht 00/21 im Auftrag des LANDESAMTES FÜR WASSERWIRTSCHAFT RHEINLAND-PFALZ, unveröffentlicht, Reinach

SCHERRER, S. & NAEF, F. (2001): A decision scheme to identify dominant flow processes at the plot-scale for the evaluation of contributing areas ath the catchment-scale.- In: LEIBUNDGUT, C., UHLENBROOK, S. & MCDONELL, J. (Eds.): Runoff generation and implications for river basin modelling. (= Freiburger Schriften zur Hydrologie, 13), 11-16, Selbstverlag des Instituts für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br.

SCHILDKNECHT, F. & SCHNEIDER, W. (1987): Über die Gültigkeit des Darcy-Gesetzes in bindigen Sedimenten bei kleinen hydraulischen Gradienten – Stand der wissenschafttlichen Diskussion. (= Geologisches Jahrbuch, C48), 3-21, Hannover

SCHMIDT, W.-A. (2001): Beitrag der Landwirtschaft zum Hochwasserschutz. (= Initiativen zum Umweltschutz, 31), 219-236, Berlin

SCHMOCKER-FACKEL, P. (2004): A method to delineate runoff processes in a catchment and its implications for runoff simulation.- Dissertation ETH Zürich [online] https://www.ihw.ethz.ch/silva_ethz/ ETH/baug/ihw/ihw/staff/fackel/Dis.pdf (Stand 2004)

SCHNEIDER, R., TRESSEL, E., SCHOBEL, S. & SCHRÖDER, D. (2000): Untersuchungen zur Bedeutung des Bodens für die Hochwasserentstehung im Trierer Raum. (= Trierer Geographische Schriften, 23), 165-182, Trier

SCHNEIDER, R., SCHOBEL, S. & SCHRÖDER, D. (2001): Untersuchungen zur Hochwasserforschung im Labor und Gelände auf unterschiedlichen Skalenniveaus.- Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 96/2, 653-654

SCHNUG, E. & HANEKLAUS, S. (2002): Landwirtschaftliche Produktionstechnik und Infiltration von Böden: Beitrag des ökologischen Landbaus zum vorbeugenden Hochwasserschutz (= Landbauforschung Völkenrode, 52), 197-203

SCHOBEL, S., SCHNEIDER, R. & SCHRÖDER, D. (1997): Auswirkungen von Bodenrestaurationsverfahren im Forst auf die Vitalität der Neuanpflanzungen am Beispiel von Eifel und Soonwald.- Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 85 III, 1351-1354

SCHOBEL, S., ALTMEIER, J., SCHNEIDER, R. & SCHRÖDER, D. (2001): Infiltrations- und Bodenabflussprozesse bei unterschiedlicher Landnutzung und verschiedenen Substraten.- Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 96, 119-120

SCHOBEL, S., NIEBES, D., SCHNEIDER, R. & SCHRÖDER, D. (2003): Methodische Probleme bei der Ableitung von bodenhydrologischen Modellparametern aus der KA4 bei skelettreichen und/oder strukturierten Böden.- Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 101, 42-44

SCHOBEL, S., HEYEN, B., VOHLAND, M. & SCHRÖDER, D. (2005): Hochwassergefährdung durch extensive Grünlandnutzung?- Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 107, 587-588

SCHRÖDER, D. (1983): Böden.- In: RICHTER, G. & SCHRÖDER, D. (Hrsg.): Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1983 in Trier.- Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 37, 159-284

SCHRÖDER, D. (1995): Hochwasserkatastrophen – was kann die Landwirtschaft tun?- Rheinische Bauernzeitung, 34, 12-14, Koblenz

SCHRÖDER, R. (2000): Modellierung von Verschlämmung und Infiltration in landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten. (= Bonner Geographische Abhandlungen, 101), Sankt Augustin

SCHÜLER, G., SCHNEIDER, R., REICHARDT, M., SCHOBEL, S. & SCHRÖDER, D. (2003): Waldbodenregeneration nach Befahrung durch eine Forstmaschine.- Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 102, 127-128

SCHWARZ, A. & KAUPENJOHANN, M. (2001): Vorhersagbarkeit des Stofftransportes in Böden unter Berücksichtigung des schnellen Flusses (preferential flow).- KA-Wasserwirtschaft, Abwasser, Abfall, 48, 48-53

SCHWARZ, O. (1985): Direktabfluß, Versickerung und Bodenabtrag in Waldbeständen, Messungen mit einer transportablen Beregnungsanlage in Baden-Württemberg. (= Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., 71), 185-230, Hamburg, Berlin

SCHWARZ, O. (1986): Zum Abflußverhalten von Waldböden bei künstlicher Beregnung. In: EINSELE, G. (Hrsg.): Das landschaftsökologische Forschungsprojekt Naturpark Schönbuch, DFG-Forschungsbericht, VCH, Weinheim, 161-179

SEUFFERT, O. (1992): Vom Sinn und Unsinn der Niederschlagssimulation in der Geohydrologie und Geomorphologie.- Petermanns Geographische Mitteilungen, 136, 41-47

SIDLE, R.C. (2006): Field observations and process understanding in hydrology: essential components in scaling. - Hydrological Processes, HPToday, 20, 1439-1445.

SIEGEL, S. (1987): Nichtparametrische statistische Methoden.- Frankfurt/Main

SIEKER, F. (2002): Innovativer Ansatz eines vorbeugenden Hochwasserschutzes durch dezentrale Maßnahmen im Bereich der Siedlungswasserwirtschaft sowie der Landwirtschaft im Einzugsgebiet der Lausitzer Neiße.- [online] http://www. sieker.de/info/ projektberichte/Endbericht_DBU15877_Neisse.pdf (Stand 2003)

SIMS, R.W. & GERARD, B.M (1985): Earthworms.- London

SMETTEM, K.R.J. & COLLIS-GEORGE, N. (1985): Statistical characterisation of soil biopores using a soil peel method.- Geoderma, 36, 27-36

SOKOLLEK, V. (1977): Untersuchungen über den Einfluß der Landnutzung auf den Oberflächenabfluß.- Jahresbericht der ökologischen Forschungsstation der Justus-Liebig-Universität Gießen

SOKOLLEK, V. & SÜßMANN, W. (1981): Einfluß von Bodennutzung und Standorteigenschaften auf Oberflächenabfluß, Bodenabtrag und Nährstoffaustrag bei simulierten Starkregen.- Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 30, 361-178

STRECK, T., KUMKE, T. & RICHETER, J. (1999): Regional transport of nonsorbing tracer in unsaturated soil: estimation and analysis of block-scale travel time moments.- International Association of Hydrological Sciences (IAHS) Publications, 254, 53-60

SYMADER, W. (1995): Schmerzliches Lernen.- Rheinzeitung vom 16./17. September, 12

SYMADER, W. (2001): Böden und Landschaftswasserhaushalt. In: BLUME, H.-P., FELIX-HENNINGSEN, P., FISCHER, W.R., FREDE, H.-G., HORN, R. & STAHR, K. (Hrsg.): Handbuch der Bodenkunde, 12. Erg.,1-38, Landsberg/Lech

SYMADER, W. (2004): Was passiert, wenn der Regen fällt? Einführung in die Hydrologie.- Stuttgart

SYMADER, W., BIERL, R., GASPARINI, F., & KREIN, A. (2002): Effective monitoring of small river basins.- [online] http://www.scientificworld.com (Stand 2003)

TEBRÜGGE, F. & ABELSOVA, J. (1999): Bioporen fördern Versickerung – Auswirkung der Bodenbearbeitung auf biogene Durchporung und ungesättigte Infiltrationsleistung des Bodens.- Landtechnik, 54, 13-15

TOLDRIAN, H. (1974): Wasserfluß und Bodenabtrag in verschiedenen Waldbeständen.- Allgemeine Forstzeitschrift, 29, 1107-1109

TRESSEL, E. (2000): Bodenwasserhaushalt in der Trier-Bitburger-Mulde. Fallstudien auf der Basis eines Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes und Regionalisierung der Jahressickerwassermengen mit einem Geographischen Informationssystem.- Dissertation Universität Trier [online] http://ub-dok.uni-trier.de/diss/diss45/20000704/20000704.htm (Stand 2004)

TROJAN, M.D. & LINDEN, D.R. (1992): Microrelief and rainfall effects on water and solute movement in earthworm burrows.- Soil Science Society of America Journal, 56, 727-733

UHLENBROOK, S. (2005): Von der Abflussbildungsprozessforschung zur prozess-orientierten Modellierung – ein Review.- Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 49, 13-24

UHLENBROOK, S. & LEIBUNDGUT, C. (1997): Abflussbildung bei Hochwasser in verschiedenen Raumskalen.- Wasser & Boden, 49, 13-21

UTERMANN, J. (2000): Labormethoden-Dokumentation. (= Geologisches Jahrbuch, Reihe G, 8), Hannover

VAN DER KEUR, P. & IVERSEN, B.V. (2006): Uncertainty in soil physical data at river basin scale – a review.- Hydrology and Earth System Sciences, 10, 889-902

VOHLAND, M. (2003): Optimierung modellgestützter Wasserhaushaltsbilanzierung durch fernerkundlich gestützte Parametrisierung landnutzungsabhängiger Größen.- Dissertation Universität Trier [online] http://ub-dok.uni-trier.de/diss/diss45/20021204/20021204.htm (Stand 2004)

VOHLAND, M., TREIS, A., KREIN, A., UDELHOVEN, T. & HILL, J. (2000): Landnutzungsbezogene Modellierung hochwassergenetisch relevanter Abflusskomponenten im Ruwer-Einzugsgebiet.- Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 44, 190-200

WAGNER, W. (1984): Die Geologie der Trier-Bitburger Triasbucht und der Prümer Kalkmulde.- In: JÄTZOLD, R. (Hrsg.): Der Trierer Raum und seine Nachbargebiete – Exkursi-

onsführer anlässlich des 19. Schulgeographentages Trier 1984. (= Trierer Geographische Studien, 6), 29-35, Trier

WALDENMEYER, G. (2003): Abflussbildung und Regionalisierung in einem forstlich genutzten Einzugsgebiet (Dürreychtal, Nordschwarzwald.- Dissertation Universität Karlsruhe (TH)

WEILER, H. (1991): Das Grundwasser in der Bitburger Trias-Mulde, Beschreibung eines Aquifers, neue Ergebnisse.- Mainzer Geowissenschaftliche Mitteilungen, 20, 9-42

WEILER, M. (2001): Mechanism controlling macropore flow during infiltration.- Dissertation ETH Zürich [online] http://e-collection.ethbib.ethz.ch/diss (Stand 2003)

WEILER, M., SCHERRER, S., NAEF, F. & BURLANDO, P. (1999): Hydrograph seperation of components based on measuring hydraulic state variables, tracer experiments, and weighting methods.- International Association of Hydrological Sciences (IAHS) Publications, 258, 249-255

WERLE, O. (1974): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 148/149 Trier-Mettendorf.- Bad Godesberg

WESSOLEK, G., GROß, J., SCHILLER, I. & RENGER, M. (1994): Transektuntersuchungen zur Verlagerung konservativer Tracer unter Wald und Acker im Raum Berlin.- Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 74, 319-322

WHIPKEY, R.Z. & KIRKBY, M.J. (1978): Flow within the soil. In: KIRKBY, M.J. (editor): Hillslope Hydology, 121-144, Chichester

WILCKE, D. (2002): Niederschlag-Abfluss-Simulation zur Bestimmung der Wirkung konservierender Bodenbearbeitung auf den Hochwasserabfluss.- In: DEUTSCHE BUNDESSTIFTUNG UMWELT (Hrsg.): 20. Osnabrücker Umweltgespräch „Vorsorgender Hochwasserschutz“, 177-188, Osnabrück

WILHELM, F. (1997): Hydrogeographie. Grundlagen der Allgemeinen Hydrogeographie.- Braunschweig

WILLIAMS, A.G., DOWD, J.F. & MEYLES, E.W. (2002): A new interpretation of kinematic stormflow generation.- Hydrological Processes, 16, 2791-2803

WILSON, G.V. & LUXMOORE, R.J. (1988): Infiltration, macroporosity and mesoporosity distributions on two forested watersheds.- Soil Science Society of America Journal, 52, 329-335

WILSON, G.V., JARDINE, P.M., LUXMOORE, R.J. & JONES, J.R. (1990): Hydrology of a forest hillslope during storm events.- Geoderma, 46, 119-138

WOHLRAB, B., ERNSTBERGER, H., MEUSER, A. & SOKOLLEK, V. (1992): Landschaftswasserhaushalt.- Hamburg/Berlin

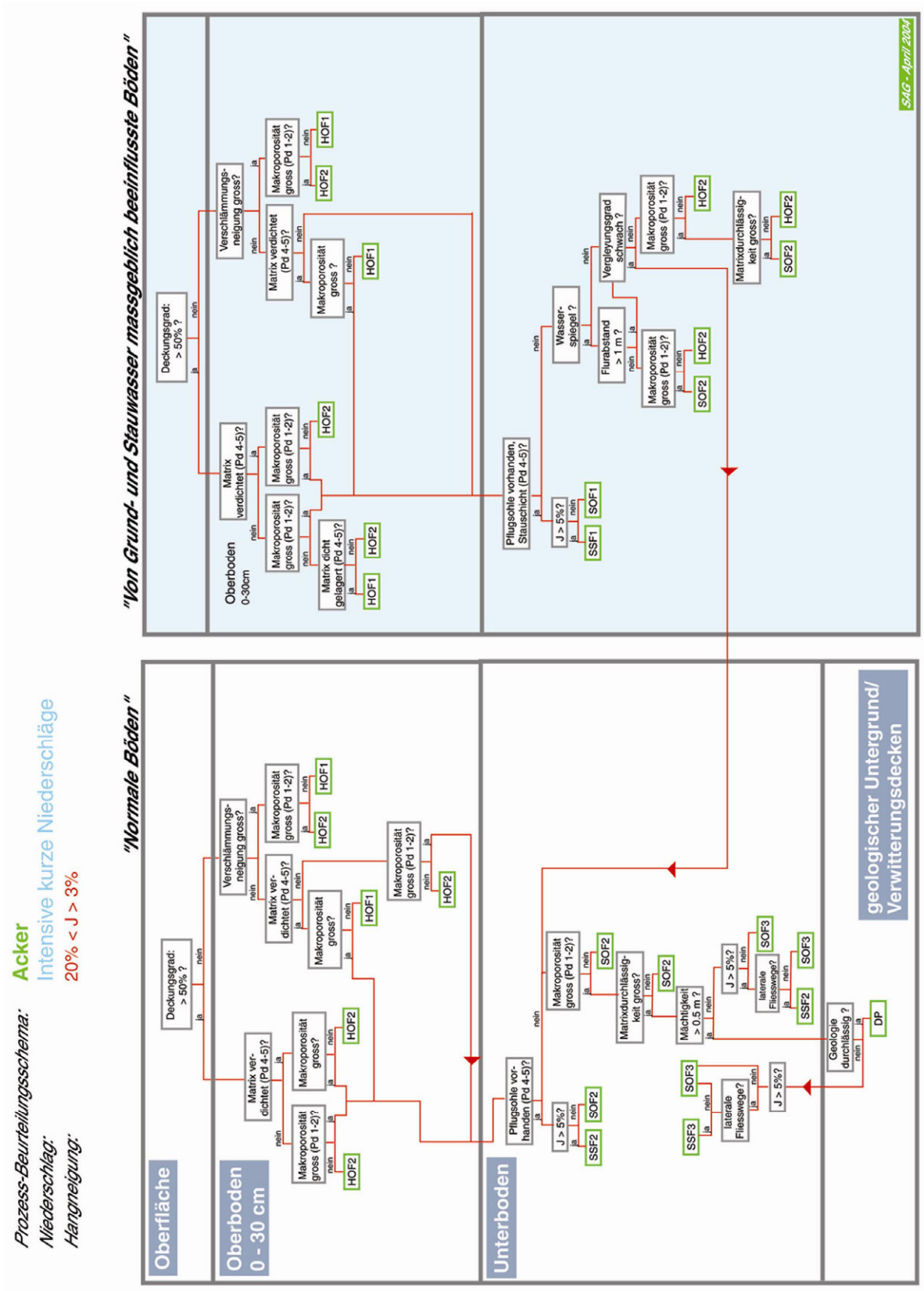
ZEHE, E. (1999): Stofftransport in der ungesättigten Bodenzone auf verschiedenen Skalen. (= Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft, 64), Dissertation Universität Karlsruhe (TU).- [online] http://www.ubka.uni-karlsruhe.de/eva/index.html (Stand 2003)

ZEPP, H. & HERGERT, J. (2001): Bodenwasser – Grundlagen, Einflussfaktoren und geoökologische Bezüge.- Geographische Rundschau, 53, 10-17

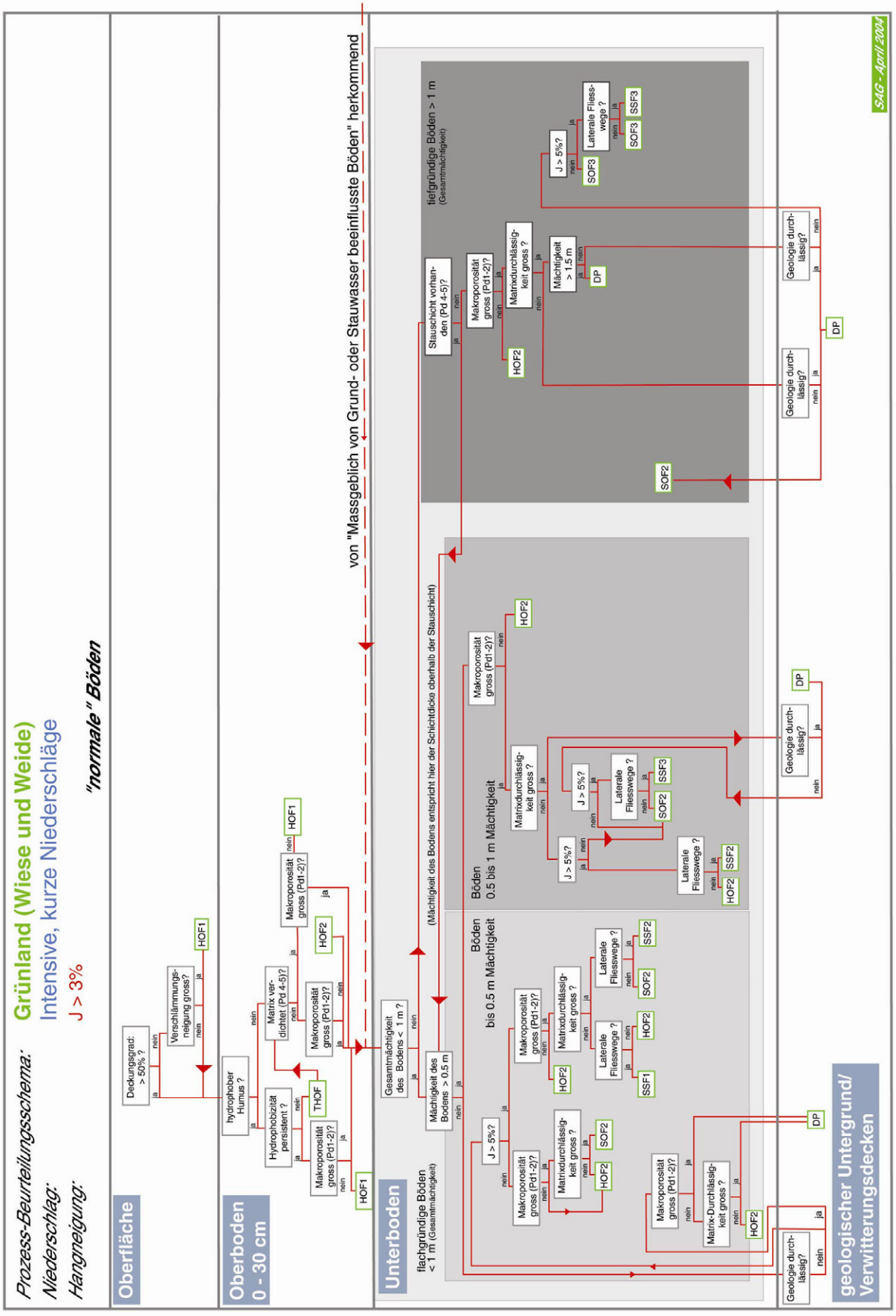
ZÖLLER, L. (1983): Morphologie.- In: RICHTER, G. & SCHRÖDER, D. (Hrsg.): Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1983 in Trier.- Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 37, 123-136

ZUIDEMA, P.K. (1985): Hydraulik der Abflussbildung während Starkniederschlägen. Eine Untersuchung mit Hilfe numerischer Modelle unter Verwendung plausibler Bodenkennwerte. (= Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, 79), Zürich

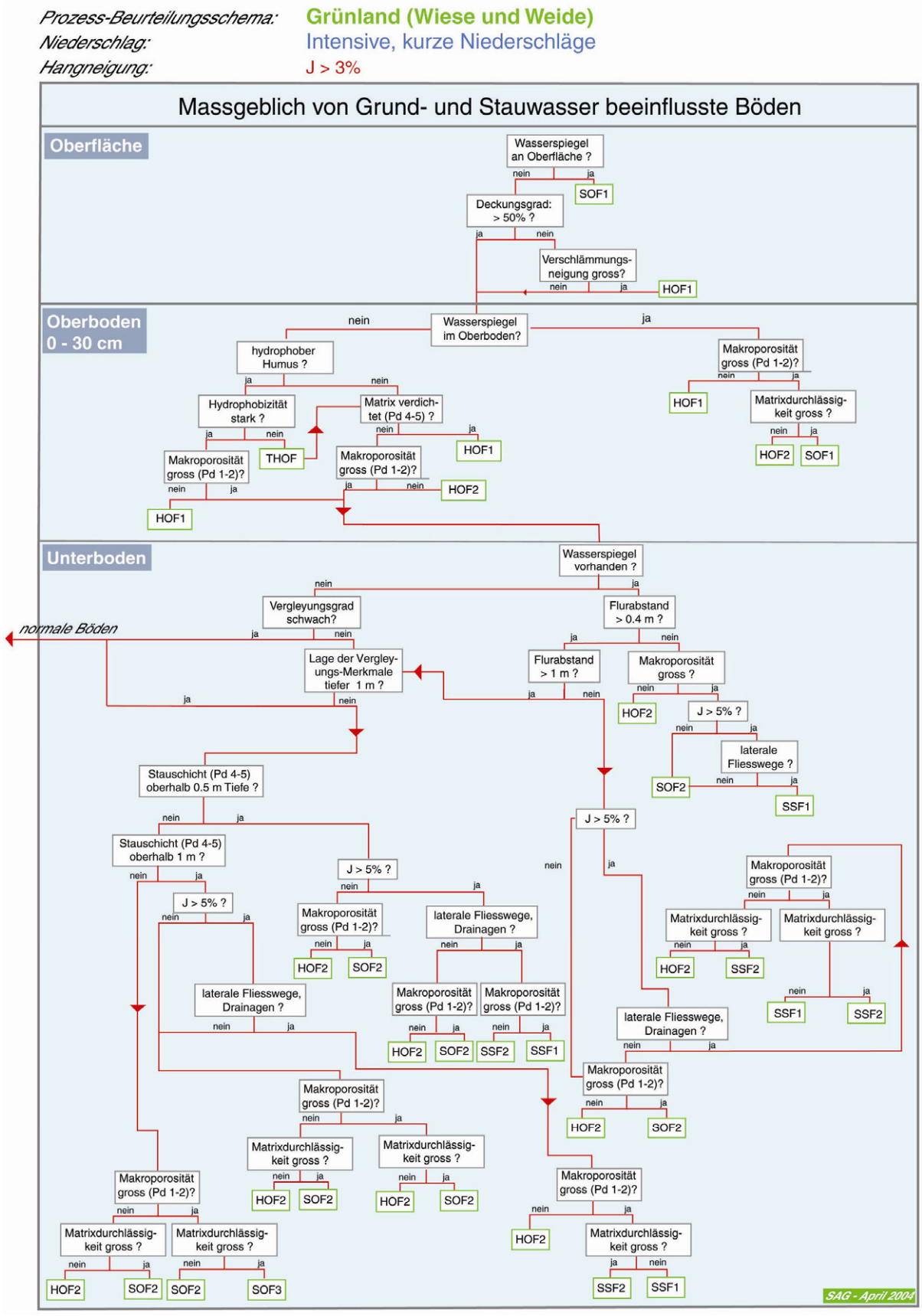
Anhang



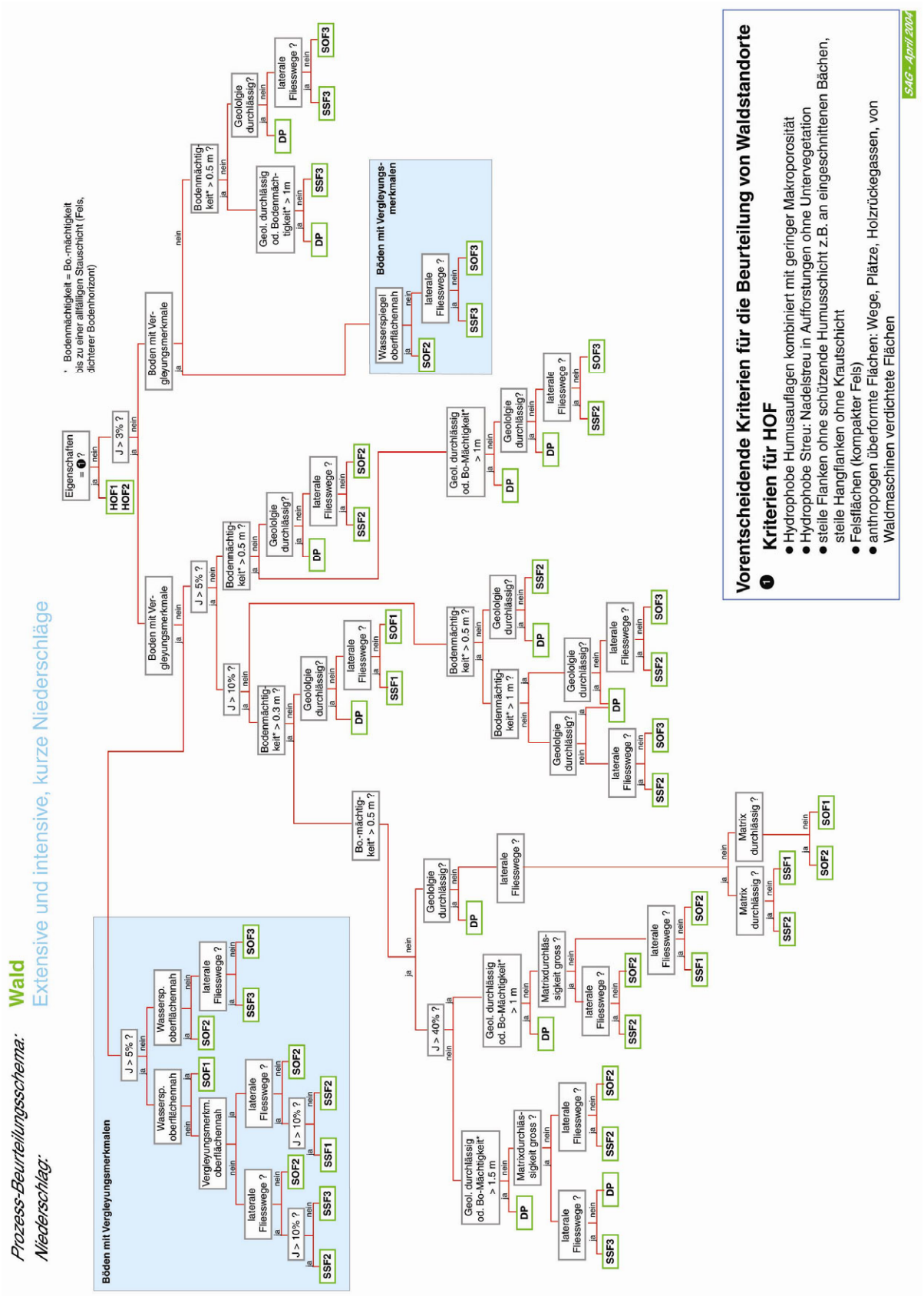
A. 4.1: Prozess-Beurteilungsschema für Acker, intensive, kurze Niederschläge und „normale“ Böden (untere Hälfte) und von Grund- und Stauwasser maßgeblich beeinflusste Böden (obere Hälfte; Quelle: SCHERRER 2004)



A. 4.2: Prozess-Beurteilungsschema für Grünland, intensive, kurze Niederschläge und „normale“ Böden (SCHERRER 2004)



A. 4.3: Prozess-Beurteilungsschema für Grünland, intensive, kurze Niederschläge und maßgeblich von Grund- oder Stauwasser beeinflusste Böden (SCHERRER 2004)



A. 4.5: Prozess-Beurteilungsschema für Wald, extensive und intensive, kurze Niederschläge (SCHERRER 2004)

A. 5.1: Standorteigenschaften Greverath Acker 1

Greverath Acker 1 Bodenform: BBn: p-(k)s (Lol, S) / p-(k)s (S)

Geologie: teol (Norm-) Braunerde aus kiesführendem Sand (aus Lösslehm und tertiärem Sand) über kiesführendem Sand (aus tertiärem Sand)

R2553400 / H5532200 Höhe: 325 m Reliefformtyp: HX, G Lage im Relief: M Hangneigung: N3.1
Nutzung: AG, GS Humusform: - C/N (Ap): 11,3 Vernässungsgrad: Vn0
Verschlämmungsneigung: Ver4-5 ΔGMD: 1,08 Infiltrationsrate [cm/d]: $\bar{x}_G$: 316,7; V_r: 10,6
Feldkapazität [l/m³]: 179,5 Maximale Wasserkapazität [l/m³]: 397,2

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Grobboden [Vol.-%]	Gefüge	Maße	Porenvolumen (∅ in µm) GPV	> 50	50-10	10-0,2	< 0,2
0-15	Ap	Su2	5	sub	$\bar{x}$	41,8	19,6	5,0	11,6	5,6
					V_r		5,1	13,7	8,6	
15-35					$\bar{x}$	42,2	19,9	5,2	11,5	5,6
					V_r		19,8	6,8	10,4	
35-45	Bv	Su2	5	ein-sub	$\bar{x}$	37,1	16,9	4,5	10,4	5,3
					V_r		4,1	12,4	8,8	
45-60					$\bar{x}$	38,0	20,7	4,1	8,7	4,5
					V_r		3,2	21,6	9,4	
60-80	II lCv1	mSfs	7	ein	$\bar{x}$	43,8	33,7	5,0	3,6	1,5
					V_r		3,3	7,5	20,2	
80-100	II lCv2	St2	20	kit-ein	$\bar{x}$	34,2	16,6	4,3	11,1	2,2
					V_r		*31,8*	*26,9*	*34,8*	

Tiefe [cm]	Horizont	Maße	ka [µm²]	kf [cm/d]	Ew [MPa]	ρt [g/cm³]	Regenwurmröhren gri3 [Anzahl/m²]	gri4	gri5	Σ Rre	pH ($CaCl_2$)
0-15	Ap	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	49,9	359,3	1,41	1,54	38,9	27,8	5,6	72,2	4,9
		V_r	29,5	25,1	16,2	1,9	1,3	5,4	9,0		
15-35		$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	29,4	378,3	1,55	1,54	n.b.	n.b.	n.b.		5,0
		V_r	71,2	40,4	29,1	4,5					
35-45	Bv	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	15,5	401,1	2,22	1,67	33,3	16,7	5,6	55,5	5,1
		V_r	30,7	55,3	12,5	2,4	6,0	3,0	9,0		
45-60		$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	22,0	452,5	1,71	1,64	n.b.	n.b.	n.b.		5,3
		V_r	8,9	60,1	15,7	1,8					
60-80	II lCv1	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	63,0	900,8	0,35	1,49	16,7	33,3	27,8	77,7	5,5
		V_r	21,4	18,5	30,6	1,3	3,0	3,0	1,8		
80-100	II lCv2	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	18,0	595,4	3,54	1,72	n.b.	n.b.	n.b.		5,3
		V_r	54,8	42,2	26,0	2,9					

A. 5.2: Standorteigenschaften Greverath Acker 2

Greverath Acker 2 Bodenform: BBn: p-(k)s (Lol, S) / p-(k)s (S)

Geologie: teol (Norm-) Braunerde aus kiesführendem Sand (aus Lösslehm und tertiärem Sand) über kiesführendem Sand (aus tertiärem Sand)

R2553250 / H5532625 Höhe: 308 m | Reliefformtyp: HX, X | Lage im Relief: M | Hangneigung: N3.1
Nutzung: AG, GS | Humusform: - | C/N (Ap): 13,20 | Vernässungsgrad: Vn0
Verschlämmungsneigung: Ver4-5 | ΔGMD: 0,73 | Infiltrationsrate [cm/d]: $\bar{x}_G$: 673,7; V_r: 31,8
Feldkapazität [l/m³]: 186,7 | Maximale Wasserkapazität [l/m³]: 388,6

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Grobboden [Vol.-%]	Gefüge	Maße	Porenvolumen (∅ in µm) GPV	> 50	50-10	10-0,2	< 0,2
0-15	Ap	Su2	5	sub	$\bar{x}$	50,6	27,2	8,3	10,2	4,9
					V_r		11,1	10,9	5,0	
15-30					$\bar{x}$	48,5	26,7	7,2	9,8	4,8
					V_r		5,0	5,8	4,7	
30-45	Bv	Su2	5	ein-sub	$\bar{x}$	44,3	26,2	8,2	4,8	5,1
					V_r		5,3	8,1	21,1	
45-60	Bv+II lCv1	Su2	7	sub-ein	$\bar{x}$	32,3	12,7	2,5	15,5	1,6
					V_r		10,6	27,2	7,4	
60-80	II lCv1	mSfs	7	ein	$\bar{x}$	40,4	24,5	5,9	6,1	3,9
					V_r		12,0	31,3	64,8	
80-100	II lCv2	St2	15	ein	$\bar{x}$	33,2	13,4	2,8	7,1	9,9
					V_r		7,2	37,0	14,4	

Tiefe [cm]	Horizont	Maße	ka [µm²]	kf [cm/d]	Ew [MPa]	ρt [g/cm³]	Regenwurmröhren gri3 [Anzahl/m²]	gri4	gri5	Σ Rre	pH ($CaCl_2$)
0-15	Ap	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	49,3	533,7	0,71	1,31	62,9	78,2	14,8	155,9	5,0
		V_r	9,2	39,5	16,1	3,8	2,0	1,0	3,2		
15-30		$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	19,8	423,1	0,93	1,36	n.b.	n.b.	n.b.		5,0
		V_r	33,1	25,7	37,6	2,2					
30-45	Bv	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	20,9	503,5	1,45	1,48	40,7	33,5	3,7	77,9	5,3
		V_r	34,2	15,3	22,5	2,0	1,2	4,9	12,7		
45-60	Bv+II lCv1	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	40,5	342,6	0,55	1,79	n.b.	n.b.	n.b.		5,5
		V_r	8,5	23,5	19,3	1,7					
60-80	II lCv1	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	21,1	359,5	1,74	1,58	3,7	7,4	11,1	22,2	5,3
		V_r	49,9	23,6	60,7	2,5	12,7	6,3	7,4		
80-100	II lCv2	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	9,6	432,9	3,89	1,77	n.b.	n.b.	n.b.		4,1
		V_r	18,8	37,5	24,4	1,7					

A. 5.3: Standorteigenschaften Greverath Acker 3

Greverath Acker 3 Bodenform: YKn: u-(n)s (Lol, S) // p-(n)s (Lol, S)

Geologie: teol (Norm-) Kolluvisol aus schuttführendem Hangsand (aus Lösslehm und tertiärem Sand) über tiefem schuttführendem Sand (aus Lösslehm und tertiärem Sand)

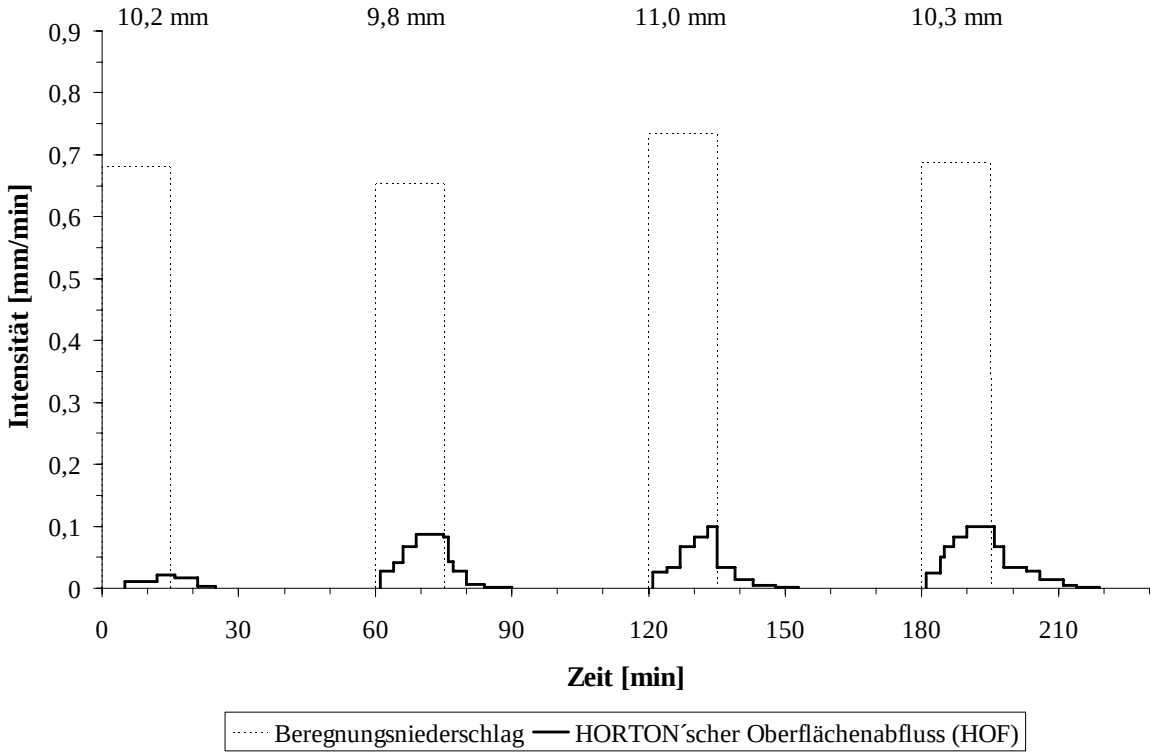
R2553260 / H5532800 Höhe: 290 m | Reliefformtyp: HV, G | Lage im Relief: U | Hangneigung: N2.2
Nutzung: AG, GS | Humusform: - | C/N (Ap): 11,40 | Vernässungsgrad: Vn0
Verschlämmungsneigung: Ver4-5 | ΔGMD: 0,59 | Infiltrationsrate [cm/d]: $\overline{x}_G$: 259,2; V_r: 49,5
Feldkapazität [l/m³]: 219,9 | Maximale Wasserkapazität [l/m³]: 434,7

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Grobboden [Vol.-%]	Gefüge	Maße	Porenvolumen (∅ in µm) GPV	> 50	50-10	10-0,2	< 0,2
0-15	Ap	Su2	3	sub-ein	$\overline{x}$	44,6	17,3	5,0	15,9	6,4
					V_r		12,4	8,7	5,2	
15-30					$\overline{x}$	44,9	19,4	4,3	14,5	6,7
					V_r		9,9	28,0	8,5	
30-45	M	Su2	3	sub-ein	$\overline{x}$	40,7	18,6	9,4	6,9	5,8
					V_r		10,3	10,2	17,6	
45-90					$\overline{x}$	43,0	24,0	6,4	7,7	4,9
					V_r		7,1	10,6	4,7	
90-100	II rBv	Su2	5	sub-ein	$\overline{x}$	45,9	23,9	7,2	10,5	4,3
					V_r		6,4	8,3	12,4	

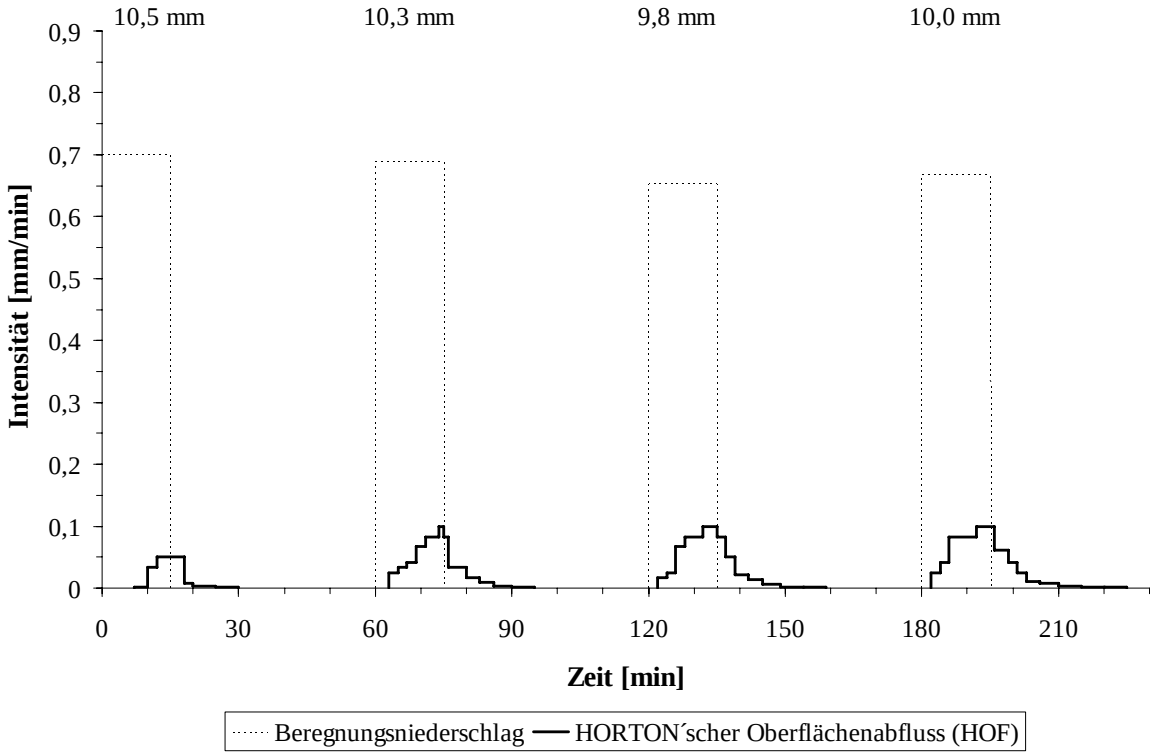
Tiefe [cm]	Horizont	Maße	ka [µm²]	kf [cm/d]	Ew [MPa]	ρt [g/cm³]	Regenwurmröhren gri3 [Anzahl/m²]	gri4	gri5	Σ Rre	pH ($CaCl_2$)
0-15	Ap	$\overline{x}_G$; $\overline{x}$	28,7	248,8	1,72	1,48	70,3	51,8	14,8	136,9	5,3
		V_r	126,3	124,0	23,4	2,7	2,4	0,9	3,2		
15-30		$\overline{x}_G$; $\overline{x}$	6,6	74,4	1,94	1,46	n.b.	n.b.	n.b.		5,3
		V_r	25,6	55,1	12,8	2,7					
30-45	M	$\overline{x}_G$; $\overline{x}$	17,5	199,7	2,06	1,57	14,8	11,1	11,1	37,0	5,6
		V_r	31,1	42,7	15,0	2,5	3,2	7,4	0,0		
45-90		$\overline{x}_G$; $\overline{x}$	47,8	370,6	1,32	1,51	14,8	14,8	14,8	44,4	5,6
		V_r	27,2	33,9	24,5	2,0	3,2	3,2	3,2		
90-100	II rBv	$\overline{x}_G$; $\overline{x}$	57,3	623,5	0,80	1,43	n.b.	n.b.	n.b.		5,7
		V_r	22,9	44,4	18,0	1,4					

A. 5.4: Bodenzoologische Kennwerte der Ackerversuchsflächen bei Greverath

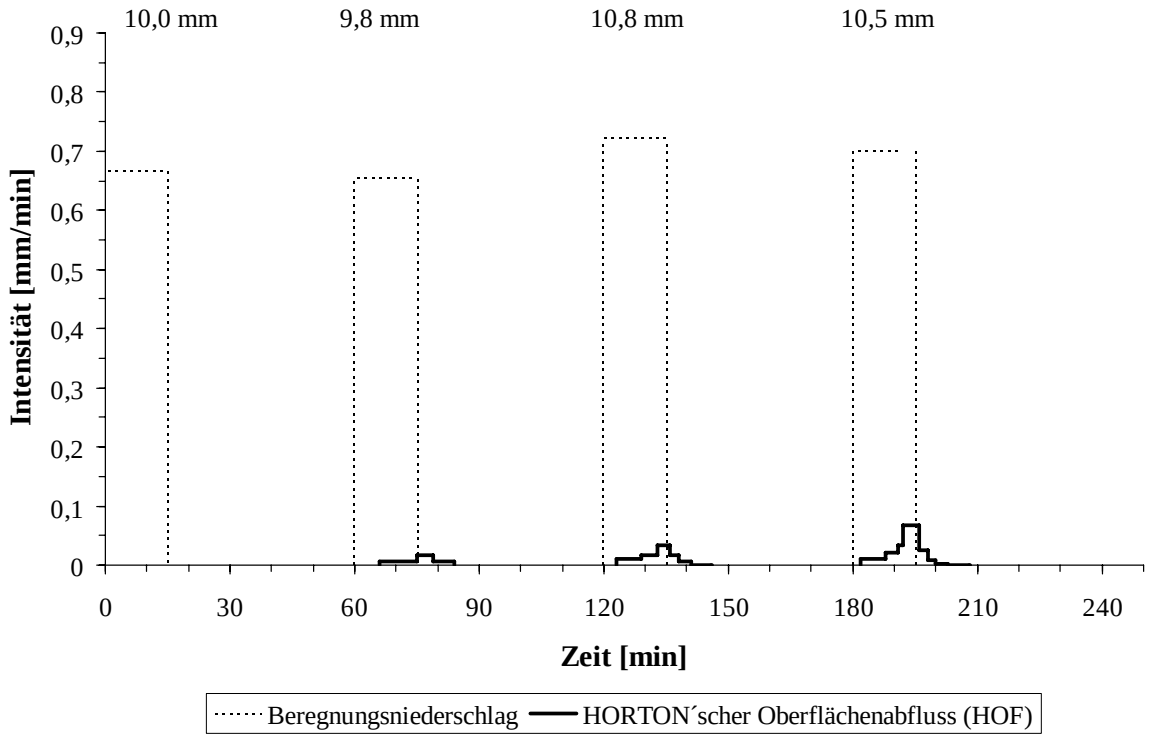
Lebensform	Art	Maße	Dominanz [%]	Aktivitätsdichte [Anzahl Ind./m²]	Σ Biomasse [g FG/m²]
epigäisch	*Lumbricus castaneus*	$\overline{x}$	6,4	5,6	4,92
		V_r		141,4	141,4
endogäisch	*Aporrectodea caliginosa*	$\overline{x}$	28,6	25,2	28,00
		V_r		71,0	84,7
anözisch	*Lumbricus terrestris*	$\overline{x}$	9,1	8,0	28,28
		V_r		70,7	61,6
juvenil	*Aporrectodea spec*	$\overline{x}$	24,1	21,2	12,80
		V_r		78,6	123,7
	Lumbricus spec.	$\overline{x}$	31,8	28,0	27,08
		V_r		131,4	140,4
		Σ	100,0	88,0	101,08



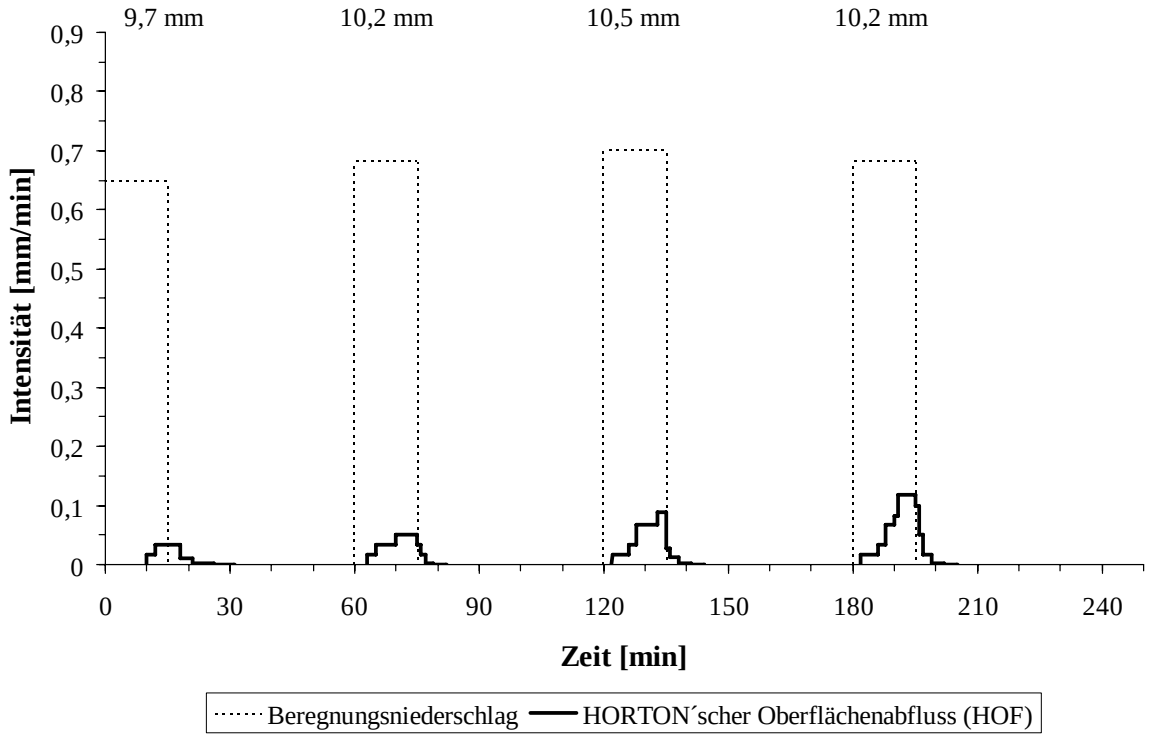
A. 5.5: Abflussganglinie Greverath Acker 1, 1. Beregnungstag



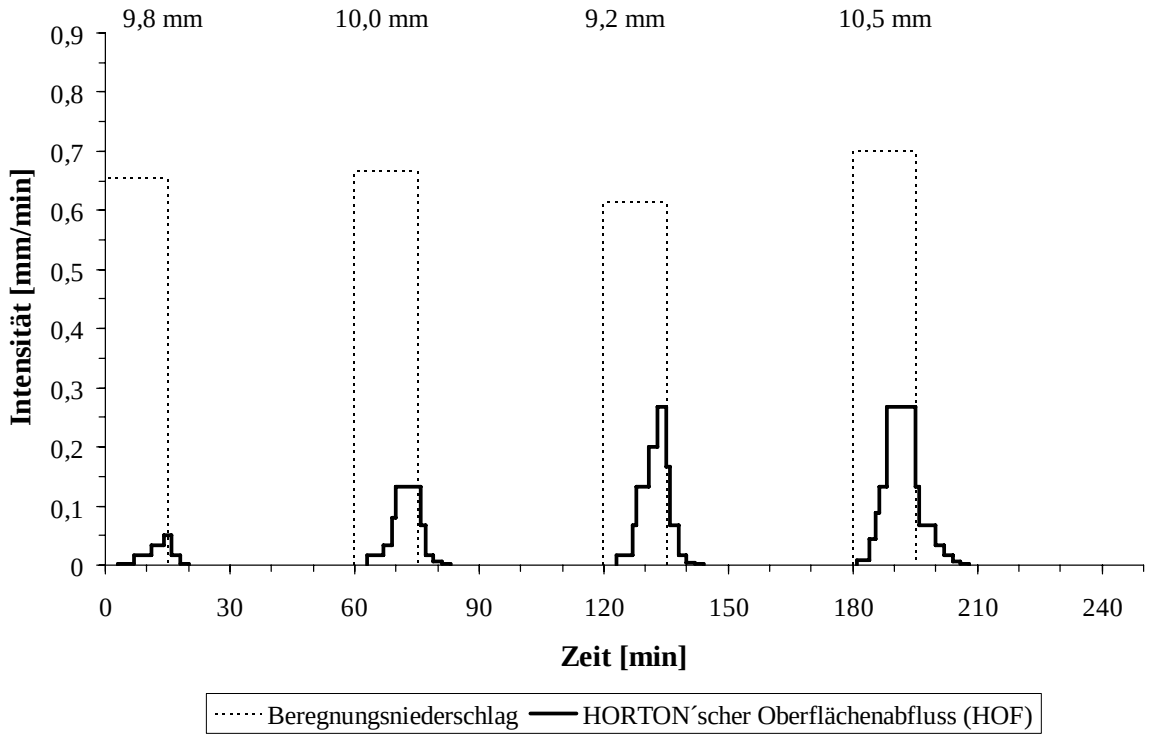
A. 5.6: Abflussganglinie Greverath Acker 1, 2. Beregnungstag



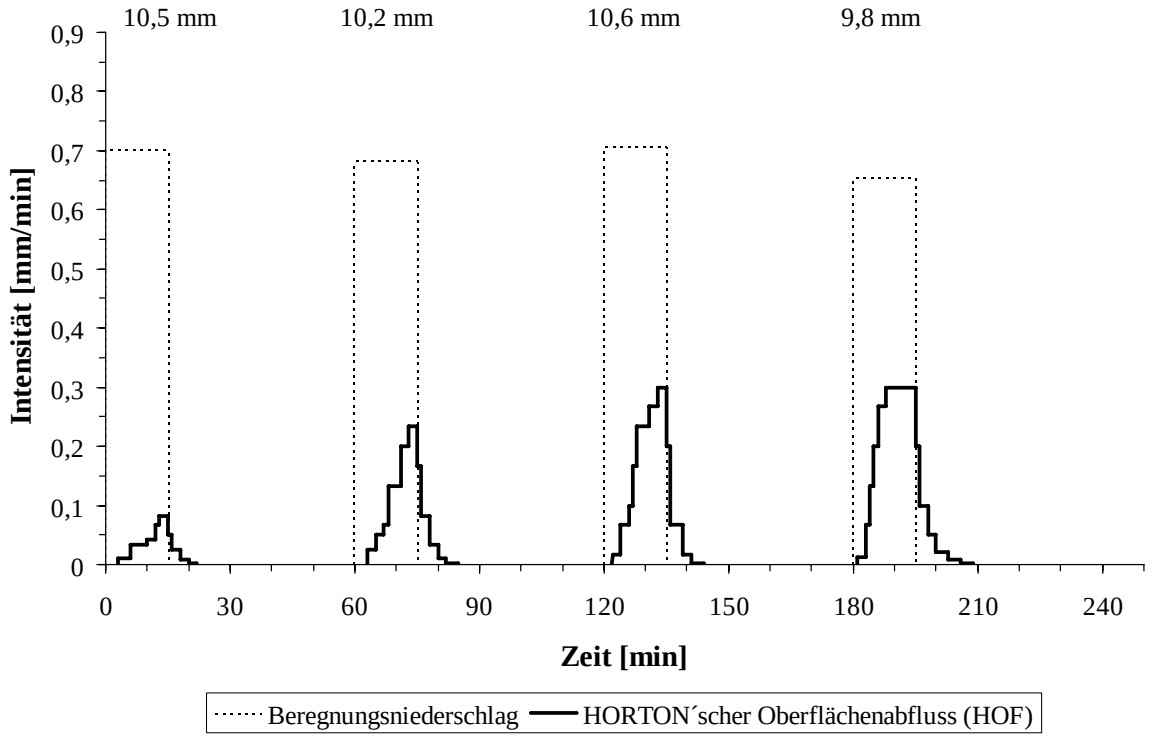
A. 5.7: Abflussganglinie Greverath Acker 2, 1. Beregnungstag



A. 5.8: Abflussganglinie Greverath Acker 2, 2. Beregnungstag



A. 5.9: Abflussganglinie Greverath Acker 3, 1. Beregnungstag



A. 5.10: Abflussganglinie Greverath Acker 3, 2. Beregnungstag

A. 5.11: Standorteigenschaften Greverath Grünland 1

Greverath Grünland 1 Bodenform: BBn: p-(n)s (Lol, S) / p-(n)s (^sa, S)

Geologie: teol (Norm-) Braunerde aus schuttführendem Sand (aus Lösslehm und tertiärem Sand) über schuttführendem Sand (aus Sandsteinen und tertiärem Sand)

R2553325 / H5533125 Höhe: 302 m Reliefformtyp: HX, X Lage im Relief: O Hangneigung: N3.2
Nutzung: GM Humusform: - C/N (Ah+rAp): 9,9 Vernässungsgrad: Vn0
ΔGMD: 0,50 Infiltrationsrate [cm/d]: $\bar{x}_G$: 42,6; V_r: 63,3
Feldkapazität [l/m³]: 215,8 Maximale Wasserkapazität [l/m³]: 437,8

Tiefe [cm]	**Horizont**	**Bodenart**	**Grobboden** [Vol.-%]	**Gefüge**	**Maße**	**Porenvolumen** (∅ in µm) GPV	> 50	50-10	10-0,2	< 0,2
0-5	Ah	Su2	3	sub	$\bar{x}$	51,5	12,7	6,1	22,4	10,3
					V_r		8,8	10,3	4,9	
5-25	rAp	Su2	3	sub	$\bar{x}$	42,4	16,5	6,4	7,4	12,2
					V_r		13,4	10,2	24,6	
25-45	Bv	Su2	5	sub-ein	$\bar{x}$	41,7	20,1	7,2	9,5	4,9
					V_r		4,0	24,2	8,7	
45-100	II lCv	mSfs-St2	25	ein	$\bar{x}$	44,4	26,0	7,1	7,4	3,9
					V_r		6,4	26,7	17,7	

Tiefe [cm]	**Horizont**	**Maße**	**ka** [µm²]	**kf** [cm/d]	**Ew** [MPa]	**ρt** [g/cm³]	**Regenwurmröhren** gri3 [Anzahl/m²]	gri4	gri5	Σ Rre	**pH** ($CaCl_2$)
0-5	Ah	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	38,7	266,4	1,72	1,29	88,8	111,0	7,4	207,2	4,2
		V_r	2,4	107,1	11,5	3,1	1,8	1,9	6,4		
5-25	rAp	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	23,3	148,1	1,93	1,56	92,5	74,0	7,4	173,9	n.b.
		V_r	23,3	30,6	15,6	1,9	1,8	2,3	6,4		
25-45	Bv	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	25,4	354,3	1,67	1,58	96,2	85,1	14,8	196,1	5,4
		V_r	17,7	95,5	10,7	1,3	1,3	2,0	3,2		
45-100	II lCv	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	28,7	507,1	1,07	1,48	18,5	40,7	22,2	81,4	5,0
		V_r	7,2	67,9	51,4	3,4	9,2	1,2	0,0		

A. 5.12: Standorteigenschaften Greverath Grünland 2

Greverath Grünland 2 Bodenform: BBn: p-(n)s (Lol, S) / p-(n)s (^sa, S)

Geologie: teol (Norm-) Braunerde aus schuttführendem Sand (aus Lösslehm und tertiärem Sand) über schuttführendem Sand (aus Sandsteinen und tertiärem Sand)

R2553250 / H5532175 Höhe: 330 m Reliefformtyp: HG, G Lage im Relief: M Hangneigung: N4
Nutzung: GI Humusform: - C/N (Ah+rAp): 12,5 Vernässungsgrad: Vn0
ΔGMD: 0,51 Infiltrationsrate [cm/d]: $\bar{x}_G$: 151,9; V_r: 111,9
Feldkapazität [l/m³]: 181,6 Maximale Wasserkapazität [l/m³]: 458,1

Tiefe [cm]	**Horizont**	**Bodenart**	**Grobboden** [Vol.-%]	**Gefüge**	**Maße**	**Porenvolumen** (∅ in µm) GPV	> 50	50-10	10-0,2	< 0,2
0-10	Ah	Su2	7	sub	$\bar{x}$	45,0	15,7	7,9	11,9	9,5
					V_r		13,5	11,0	11,4	
10-30	rAp	Su2	7	sub	$\bar{x}$	45,1	22,4	7,0	9,6	6,1
					V_r		9,7	4,5	8,6	
30-60	Bv	Su2	7	sub-ein	$\bar{x}$	47,1	29,2	5,8	6,5	5,6
					V_r		3,6	11,3	9,6	
60-100	II lCv	mSfs	20	ein	$\bar{x}$	45,4	32,1	5,5	6,1	1,7
					V_r		7,3	18,1	16,8	

Tiefe [cm]	**Horizont**	**Maße**	**ka** [µm²]	**kf** [cm/d]	**Ew** [MPa]	**ρt** [g/cm³]	**Regenwurmröhren** gri3 [Anzahl/m²]	gri4	gri5	Σ Rre	**pH** ($CaCl_2$)
0-10	Ah	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	15,6	279,6	2,06	1,40	44,4	33,3	29,6	107,3	5,0
		V_r	24,7	32,7	14,2	3,6	4,9	4,2	1,6		
10-30	rAp	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	27,1	620,6	1,53	1,45	44,4	40,7	25,9	111,0	5,3
		V_r	38,6	56,6	21,7	2,8	4,9	1,2	4,8		
30-60	Bv	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	48,3	1015,0	0,91	1,40	14,8	51,8	70,3	136,9	5,6
		V_r	26,8	41,1	18,5	2,1	3,2	3,6	0,7		
60-100	II lCv	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	60,8	1015,7	0,69	1,44	3,7	25,9	92,5	122,1	5,8
		V_r	12,1	32,7	23,4	2,1	12,7	4,8	1,8		

A. 5.13: Standorteigenschaften Greverath Grünland 3

Greverath Grünland 3	Bodenform: BBn: p-(n)s (Lol, S) / p-(n)s (^sa, S)
Geologie: teol	(Norm-) Braunerde aus schuttführendem Sand (aus Lösslehm und tertiärem Sand) über schuttführendem Sand (aus Sandsteinen und tertiärem Sand)

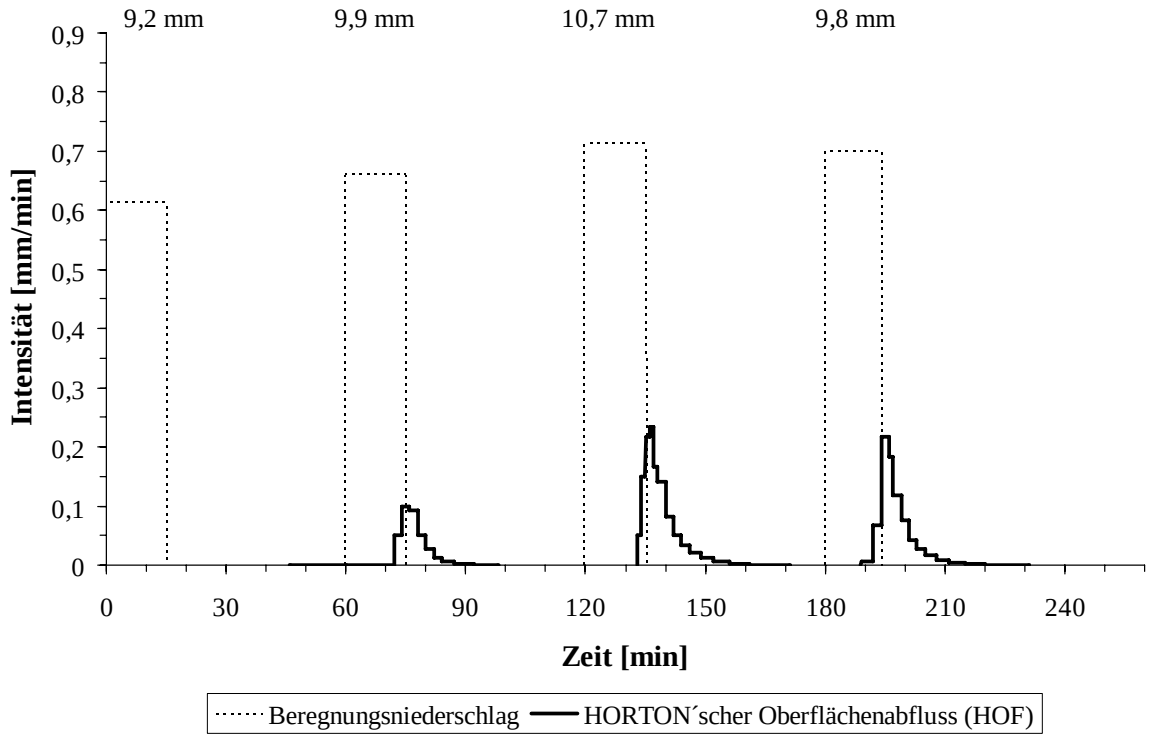
R2553225 / H5532750 Höhe: 292 m | Reliefformtyp: HX, G | Lage im Relief: M | Hangneigung: N4
Nutzung: GI | Humusform: - | C/N (Ah+rAp): 11,8 | Vernässungsgrad: Vn0
ΔGMD: 0,64 | Infiltrationsrate [cm/d]: $\overline{x}_G$: 520,7; V_r: 87,1
Feldkapazität [l/m³]: 251,8 | Maximale Wasserkapazität [l/m³]: 427,8

Tiefe [cm]	**Horizont**	**Bodenart**	**Grobboden** [Vol.-%]	**Gefüge**	**Maße**	**Porenvolumen** (∅ in µm) GPV	> 50	50-10	10-0,2	< 0,2
0-10	Ah	Su2	10	sub	$\overline{x}$	43,0	14,6	8,2	11,1	9,1
					V_r		8,4	7,5	4,1	
10-35	rAp	Su2	10	sub	$\overline{x}$	44,2	19,0	8,3	9,7	7,2
					V_r		5,3	7,4	3,5	
35-80	Bv	Su2	30	sub-ein	$\overline{x}$	42,5	18,6	7,1	10,1	6,7
					V_r		12,3	7,0	6,3	
80-100	II lCv	mSfs	7	ein	$\overline{x}$	41,9	15,5	9,5	15,3	1,6
					V_r		8,7	11,5	37,2	

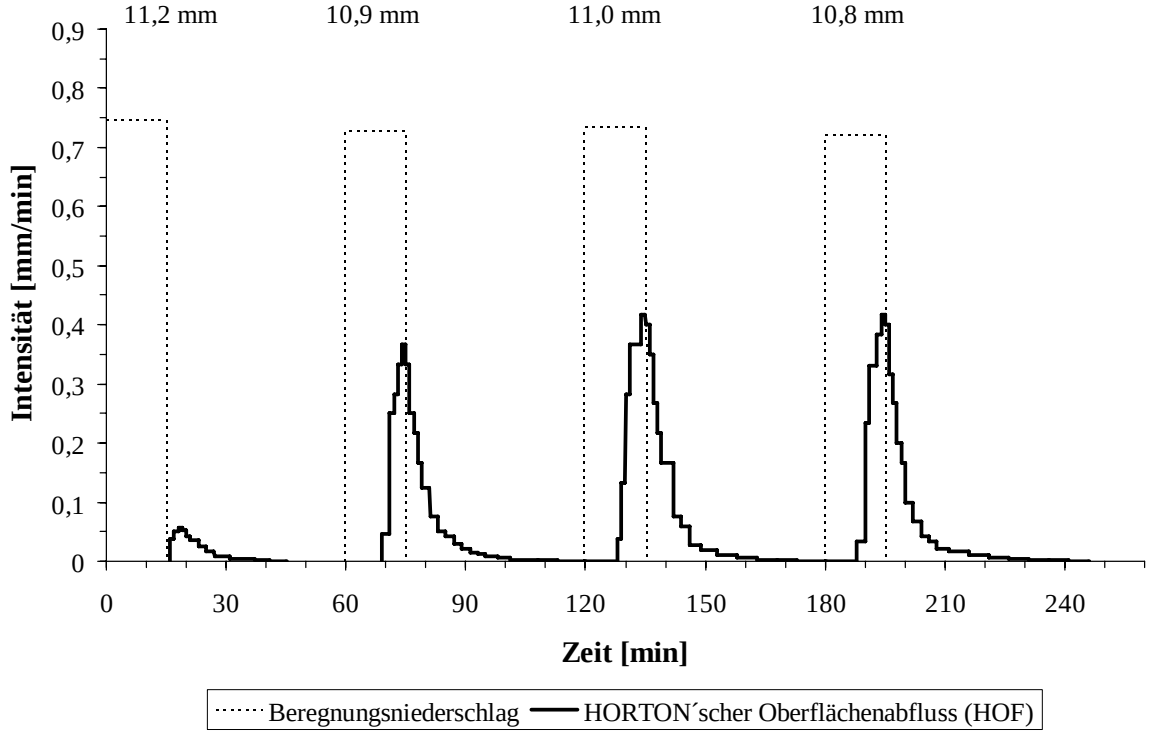
Tiefe [cm]	**Horizont**	**Maße**	**ka** [µm²]	**kf** [cm/d]	**Ew** [MPa]	**ρt** [g/cm³]	**Regenwurmröhren** [Anzahl/m²] gri3	gri4	gri5	Σ Rre	**pH** ($CaCl_2$)
0-10	Ah	$\overline{x}_G$; $\overline{x}$	24,1	334,4	2,01	1,48	122,1	81,4	48,1	251,6	5,2
		V_r	41,8	69,0	18,1	2,7	1,2	3,5	2,0		
10-35	rAp	$\overline{x}_G$; $\overline{x}$	18,4	344,4	1,27	1,48	85,1	85,1	33,3	203,5	4,9
		V_r	34,8	40,4	30,0	1,4	2,2	1,1	6,5		
35-80	Bv	$\overline{x}_G$; $\overline{x}$	25,2	375,0	1,55	1,52	14,8	18,5	62,9	96,2	4,8
		V_r	43,7	64,0	21,2	3,3	6,4	6,7	3,3		
80-100	II lCv	$\overline{x}_G$; $\overline{x}$	12,4	561,8	1,17	1,58	0,0	18,5	18,5	37,0	5,0
		V_r	67,9	37,5	38,1	3,2	0,0	2,5	2,5		

A. 5.14: Bodenzoologische Kennwerte der Grünlandversuchsflächen bei Greverath

Lebensform	**Art**	**Maße**	**Dominanz** [%]	**Aktivitätsdichte** [Anzahl Ind./m²]	**Σ Biomasse** [g FG/m²]
epigäisch	*Lumbricus castaneus*	$\overline{x}$	2,6	10,8	7,08
		V_r		70,7	80,2
	Lumbricus rubellus	$\overline{x}$	12,0	49,2	22,12
		V_r		52,3	47,2
endogäisch	*Aporrectodea caliginosa*	$\overline{x}$	8,0	33,2	9,72
		V_r		72,5	73,3
	Aporrectodea chlorotica	$\overline{x}$	3,6	14,8	18,52
		V_r		47,2	141,5
anözisch	*Lumbricus terrestris*	$\overline{x}$	12,7	52,0	116,92
		V_r		101,1	108,3
juvenil	*Aporrectodea spec.*	$\overline{x}$	12,0	49,2	5,32
		V_r		141,4	141,4
	Lumbricus spec.	$\overline{x}$	49,0	201,2	69,72
		V_r		119,6	135,0
		Σ	99,9	410,4	249,4



A. 5.15: Abflussganglinie Greverath Grünland 1, 1. Beregnungstag



A. 5.16: Abflussganglinie Greverath Grünland 1, 2. Beregnungstag

A. 5.17: Standorteigenschaften Greverath Wald 1

Greverath Wald 1 Bodenform: p2BB: p-ns (^sa, Lol, S) \ p-(n)s (^sa, S)

Geologie: teol Schwach podsolige Braunerde aus flachem schuttführendem Sand (aus Sandsteinen, Lösslehm und tertiärem Sand) über schuttführendem Sand (aus Sandsteinen und tertiärem Sand)

R2553050 / H5532760 Höhe: 328 m Reliefformtyp: HG, G Lage im Relief: M Hangneigung: N5
Nutzung: FM, BU+KI, B Humusform: MOR C/N (Aeh): 19,5 Vernässungsgrad: Vn0
ΔGMD: 0,18 Infiltrationsrate [cm/d]: $\bar{x}_G$: 577,9; V_r: 51,5
Feldkapazität [l/m³]: 175,9 Maximale Wasserkapazität [l/m³]: 408,0

Tiefe [cm]	**Horizont**	**Bodenart**	**Grobboden** [Vol.-%]	**Gefüge**	**Maße**	**Porenvolumen** (∅ in µm) GPV	> 50	50-10	10-0,2	< 0,2
0-5	Aeh	Su2	15	sub	$\bar{x}$	46,4	27,7	5,5	6,4	6,8
					V_r		5,0	5,8	30,5	
5-20	Bv	Su2	30	sub	$\bar{x}$	47,8	31,1	6,2	5,5	5,0
					V_r		3,8	5,0	19,4	
20-40	II lCv1	mSfs	50	ein	$\bar{x}$	47,7	34,8	5,5	5,5	1,9
					V_r		4,5	8,0	10,9	
40-50	II lCv2	mSfs-St2	15	koh-ein	$\bar{x}$	38,3	18,4	6,0	9,3	4,6
					V_r		7,2	26,6	14,7	
50-80	II lCv3	St3	10	ein-koh	$\bar{x}$	33,6	9,8	4,1	5,8	13,9
					V_r		19,0	22,3	20,0	
80-100	II lCv4	mSfs	10	ein	$\bar{x}$	39,5	27,3	5,1	5,0	2,1
					V_r		5,3	4,3	8,6	

Tiefe [cm]	**Horizont**	**Maße**	**ka** [µm²]	**kf** [cm/d]	**Ew** [MPa]	**ρt** [g/cm³]	**Regenwurmröhren** gri3	gri4	gri5	Σ Rre [Anzahl/m²]	**pH** ($CaCl_2$)
0-5	Aeh	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	20,2	474,7	1,25	1,33	22,2	40,7	0,0	62,9	3,3
		V_r	60,9	29,7	8,1	2,6	3,7	2,3	0,0		
5-20	Bv	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	34,1	742,7	0,85	1,35	14,8	14,8	0,0	29,6	3,8
		V_r	25,6	35,7	30,8	3,7	6,4	3,2	0,0		
20-40	II lCv1	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	75,6	1986,7	0,54	1,39	0,0	0,0	0,0	0,0	4,0
		V_r	29,0	27,6	36,7	2,9	0,0	0,0	0,0	0,0	
40-50	II lCv2	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	13,4	462,5	3,20	1,64	0,0	0,0	0,0	0,0	4,0
		V_r	44,3	138,3	43,0	2,4	0,0	0,0	0,0	0,0	
50-80	II lCv3	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	11,7	87,8	3,23	1,79	0,0	0,0	0,0	0,0	3,8
		V_r	62,8	88,2	49,4	7,3	0,0	0,0	0,0	0,0	
80-100	II lCv4	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	50,2	800,7	1,21	1,48	0,0	0,0	0,0	0,0	n.b.
		V_r	32,1	25,4	12,1	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	

A. 5.18: Standorteigenschaften Greverath Wald 2

Greverath Wald 2 Bodenform: p2BB: p-(n)s (Lol, S)

Geologie: teol Schwach podsolige Braunerde aus schuttführendem Sand (aus Lösslehm und tertiärem Sand)

R2553900 / H5532175 Höhe: 295 m | Reliefformtyp: HX, G | Lage im Relief: U | Hangneigung: N 3.2
Nutzung: FM, BU + KI, B | Humusform: MOR | C/N (Aeh): 20,8 | Vernässungsgrad: Vn0
ΔGMD: 0,61 | Infiltrationsrate [cm/d]: $\bar{x}_G$: 1181,3; V_r: 63,2
Feldkapazität [l/m³]: 217,9 | Maximale Wasserkapazität [l/m³]: 489,4

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Grobboden [Vol.-%]	Gefüge	Maße	Porenvolumen (∅ in µm) GPV	> 50	50-10	10-0,2	< 0,2
0-5	Aeh	Su2	3	sub	$\bar{x}$	51,6	29,7	5,1	7,8	9,0
					V_r		17,2	47,4	30,5	
5-25	rAp	Su2	3	sub	$\bar{x}$	51,7	29,4	9,6	6,3	6,4
					V_r		4,5	10,7	5,0	
25-60	Bv	Su2	5	sub-ein	$\bar{x}$	48,4	25,9	8,9	7,3	6,3
					V_r		8,0	8,4	6,2	
60-100					$\bar{x}$	47,7	26,8	8,5	6,5	5,9
					V_r		4,2	7,3	5,2	

Tiefe [cm]	Horizont	Maße	ka [µm²]	kf [cm/d]	Ew [MPa]	ρt [g/cm³]	Regenwurmröhren gri3 [Anzahl/m²]	gri4	gri5	Σ Rre	pH ($CaCl_2$)
0-5	Aeh	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	18,2	425,5	0,43	1,18	33,0	14,8	0,0	47,8	3,3
		V_r	90,7	67,0	67,0	4,2	2,5	3,2	0,0		
5-25	rAp	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	17,0	650,2	1,06	1,28	0,0	7,4	0,0	7,4	4,1
		V_r	21,6	20,3	29,7	1,6	0,0	6,4	0,0		
25-60	Bv	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	20,6	310,8	1,14	1,37	0,0	0,0	0,0	0,0	4,3
		V_r	25,7	22,8	33,4	3,6	0,0	0,0	0,0		
60-100		$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	19,8	480,2	1,20	1,40	0,0	0,0	0,0	0,0	n.b.
		V_r	20,2	18,5	30,1	2,0	0,0	0,0	0,0		

A. 5.19: Standorteigenschaften, Greverath Wald 3

Greverath Wald 3 Bodenform: p2BB: p-ns (Lol, S) / p-ns (^sa, S)

Geologie: teol Schwach podsolige Braunerde aus schuttführendem Sand (aus Lösslehm und tertiärem Sand) über Schuttsand (aus Sandsteinen und tertiärem Sand)

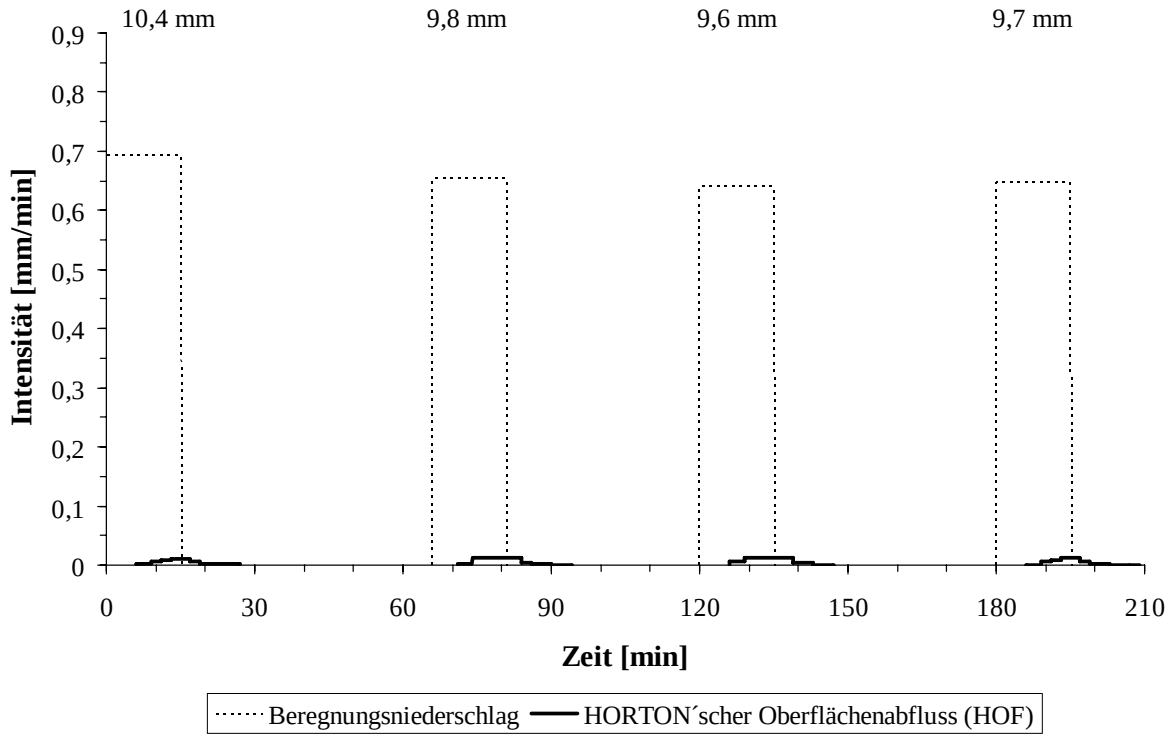
R2553275 / H5532425 Höhe: 310 m Reliefformtyp: HG, G Lage im Relief: M Hangneigung: N 3.2
Nutzung: FL, BU, B Humusform: MOA C/N (Aeh): 19,7 Vernässungsgrad: Vn0
ΔGMD: 0,20 Infiltrationsrate [cm/d]: $\bar{x}_G$: 436,2; V_r: 10,4
Feldkapazität [l/m³]: 228,6 Maximale Wasserkapazität [l/m³]: 446,7

Tiefe [cm]	**Horizont**	**Bodenart**	**Grobboden** [Vol.-%]	**Gefüge**	**Maße**	**Porenvolumen** (∅ in µm) GPV	> 50	50-10	10-0,2	< 0,2
0-3	Aeh	Sl2	10	sub	$\bar{x}$	46,9	19,3	6,2	11,5	9,9
					V_r		13,8	6,9	15,6	
3-30	Bv	Sl2	20	sub-ein	$\bar{x}$	48,7	27,0	6,6	7,9	7,2
					V_r		13,4	8,6	16,2	
30-60					$\bar{x}$	47,7	27,0	7,2	6,1	7,4
					V_r		4,7	5,9	19,1	
60-100	II lCv	St2	30	koh-ein	$\bar{x}$	39,5	14,6	6,7	7,7	10,5
					V_r		16,4	18,4	18,4	

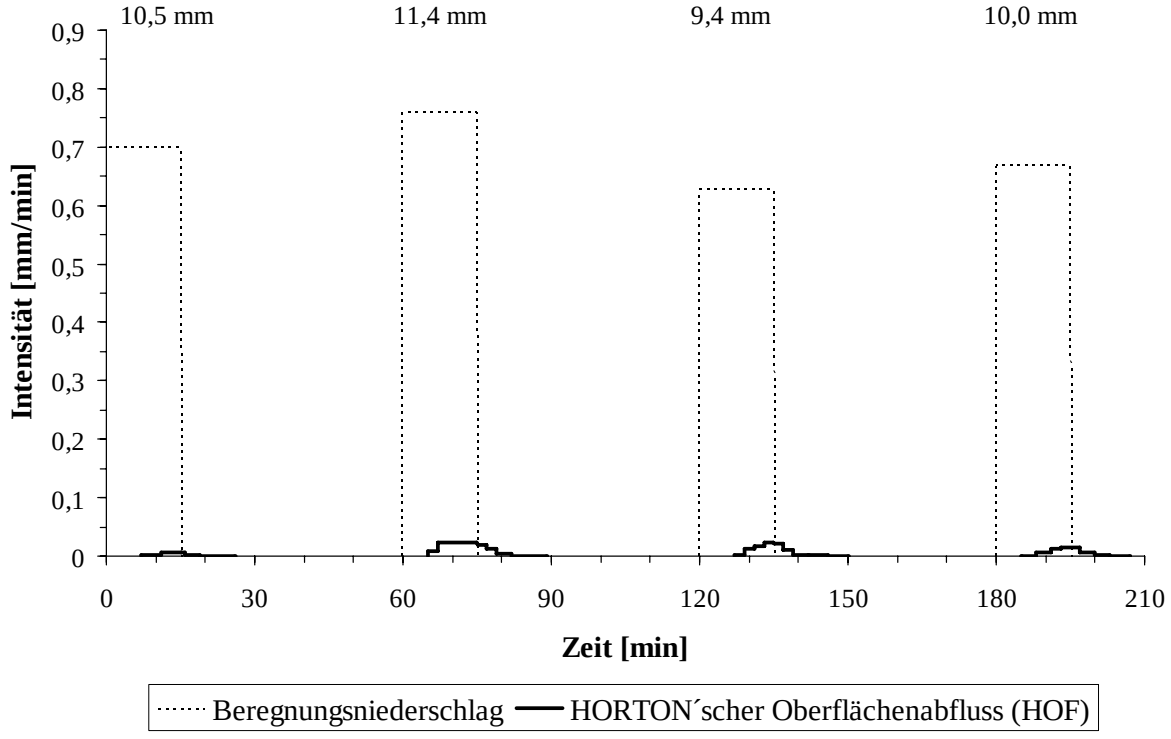
Tiefe [cm]	**Horizont**	**Maße**	**ka** [µm²]	**kf** [cm/d]	**Ew** [MPa]	**ρt** [g/cm³]	**Regenwurmröhren** [Anzahl/m²] gri3	gri4	gri5	Σ Rre	**pH** ($CaCl_2$)
0-3	Aeh	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	44,2	689,9	1,55	1,33	33,0	11,1	0,0	44,1	3,3
		V_r	35,4	81,1	23,2	3,8	2,5	7,4	0,0		
3-30	Bv	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	68,3	1287,0	0,94	1,36	0,0	5,6	0,0	5,6	4,0
		V_r	37,8	74,8	32,4	4,1	0,0	9,0	0,0		
30-60		$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	59,4	638,8	0,80	1,39	0,0	0,0	0,0	0,0	n.b.
		V_r	16,8	59,8	16,5	2,2	0,0	0,0	0,0		
60-100	II lCv	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	16,2	115,9	2,01	1,60	0,0	0,0	0,0	0,0	4,3
		V_r	29,8	30,2	21,7	1,9	0,0	0,0	0,0		

A. 5.20: Bodenzoologische Kennwerte der Waldversuchsflächen bei Greverath

Lebensform	**Art**	**Maße**	**Dominanz** [%]	**Aktivitätsdichte** [Anzahl Ind./m²]	**Σ Biomasse** [g FG/m²]
epigäisch	*Lumbricus castaneus*	$\bar{x}$	26,0	10,8	3,48
		V_r		141,0	141,0
	Lumbricus rubellus	$\bar{x}$	38,5	16,0	2,80
		V_r		61,2	30,9
endogäisch	*Aporrectodea caliginosa*	$\bar{x}$	6,7	2,8	0,68
		V_r		141,0	141,0
anözisch	-	$\bar{x}$	0,0	0,0	0,00
		V_r			
juvenil	*Lumbricus spec.*	$\bar{x}$	28,8	12,0	7,20
		V_r		98,1	134,0
		Σ	100,0	41,6	14,16



A. 5.21: Abflussganglinie Greverath Wald 1, 1. Beregnungstag



A. 5.22: Abflussganglinie Greverath Wald 1, 2. Beregnungstag

A. 5.23: Standorteigenschaften Idenheim Acker 1

Idenheim Acker 1 Bodenform: SS-YK: u-(z)t (^car, Lol) // p-(n)t (^car)

Geologie: mm Pseudogley-Kolluvisol aus grusführendem Hangton (aus Carbonatgesteinen und Lösslehm) über tiefem schuttführendem Ton (aus Carbonatgesteinen)

R2540625 / H5527875 Höhe: 342 m | Reliefformtyp: HV,G | Lage im Relief: U | Hangneigung: N3.1
Nutzung: AG, WZ | Humusform: - | C/N (Ap): 10,3 | Vernässungsgrad: Vn3
Verschlämmungsneigung: Ver1 | ΔGMD: 0,92 | Infiltrationsrate [cm/d]: $\bar{x}_G$: 969,0; V_r: 5,4
Feldkapazität [l/m³]: 382,5 | Maximale Wasserkapazität [l/m³]: 449,9

Tiefe [cm]	**Horizont**	**Bodenart**	**Grobboden** [Vol.-%]	**Gefüge**	**Maße**	**Porenvolumen** (∅ in µm) GPV	> 50	50-10	10-0,2	< 0,2
0-15	Ap	Tu3	7	sub-fra	$\bar{x}$	49,3	7,4	1,9	20,5	19,5
					V_r		28,6	9,0	4,9	
15-30					$\bar{x}$	49,1	6,2	2,4	21,8	18,7
					V_r		21,6	12,8	6,4	
30-50	M	Tu3	7	sub	$\bar{x}$	43,7	8,9	1,0	11,3	22,5
					V_r		29,2	19,2	4,1	
50-70	M-Sw	Tu3	7	pol-sub	$\bar{x}$	44,8	8,6	1,0	13,2	22,0
					V_r		39,2	24,3	14,0	
70-85					$\bar{x}$	42,3	6,3	1,2	12,0	22,8
					V_r		30,7	11,0	8,6	
85-100	II elCv-Sd	Tu2	15	koh	$\bar{x}$	41,2	1,7	0,6	12,4	26,5
					V_r		30,2	18,0	6,5	

Tiefe [cm]	**Horizont**	**Maße**	**ka** [µm²]	**kf** [cm/d]	**Ew** [MPa]	**ρt** [g/cm³]	**Regenwurmröhren** gri3 [Anzahl/m²]	gri4	gri5	Σ Rre	**pH** ($CaCl_2$)
0-15	Ap	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	9,0	485,8	0,95	1,34	188,7	55,5	50,0	294,2	7,0
		V_r	55,4	180,8	23,8	2,2	1,6	1,8	1,0		
15-30		$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	11,6	450 ,8	0,71	1,31	n.b.	n.b.	n.b.		n.b.
		V_r	41,3	111,0	23,8	3,1					
30-50	M	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	27,8	1109,8	3,11	1,51	1098,9	360,8	116,6	1576,2	7,2
		V_r	37,4	58,1	10,2	4,0	1,0	2,4	3,9		
50-70	M-Sw	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	22,2	1129,7	3,29	1,48	599,4	255,3	149,9	1004,6	7,2
		V_r	67,1	68,0	6,3	4,1	0,5	1,2	1,0		
70-85		$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	21,3	495,5	3,37	1,53	n.b.	n.b.	n.b.		n.b.
		V_r	29,0	73,7	18,7	2,0					
85-100	II elCv-Sd	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	0,3	15,6	2,64	1,57	138,8	111,0	111,0	360,8	7,2
		V_r	482,1	395,6	7,4	1,3	0,4	1,8	1,8		

A. 5.24: Standorteigenschaften Idenheim Acker 2

Idenheim Acker 2 Bodenform: SS-BB: p-(n)t (^car, Lol) / p-nt (^car)

Geologie: mu Pseudogley-Braunerde aus schuttführendem Ton (aus Carbonatgesteinen und Lösslehm) über Schuttton (aus Carbonatgesteinen)

R2542100 / H5528425 Höhe: 350 m | Reliefformtyp: HX, X | Lage im Relief: M | Hangneigung: N2.1
Nutzung: AG, WZ | Humusform: - | C/N (Ap): 10,3 | Vernässungsgrad: Vn2
Verschlämmungsneigung: Ver1 | ΔGMD: 0,23 | Infiltrationsrate [cm/d]: $\bar{x}_G$: 304,2; V_r: 96,3
Feldkapazität [l/m³]: 346,1 | Maximale Wasserkapazität [l/m³]: 403,9

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Grobboden [Vol.-%]	Gefüge	Maße	Porenvolumen (∅ in µm) GPV	> 50	50-10	10-0,2	< 0,2
0-15	Ap	Lt3	5	sub-fra	$\bar{x}$	48,5	12,0	2,2	14,7	19,6
					V_r		17,0	8,7	10,5	
15-25					$\bar{x}$	45,7	6,8	2,0	15,7	21,2
					V_r		28,4	18,4	10,8	
25-45	Bv	Lt3	7	pol-sub	$\bar{x}$	40,8	5,6	2,3	9,1	23,8
					V_r		31,4	30,7	14,0	
45-60	Bv-Sw	Lt3	10	pol	$\bar{x}$	46,0	6,5	3,6	14,2	21,7
					V_r		23,1	12,4	13,9	
60-100	II lCv-Sd	Tu3	30	koh	$\bar{x}$	33,7	3,0	2,1	5,3	23,3
					V_r		24,7	15,1	23,3	

Tiefe [cm]	Horizont	Maße	ka [µm²]	kf [cm/d]	Ew [MPa]	ρt [g/cm³]	Regenwurmröhren gri3 [Anzahl/m²]	gri4	gri5	Σ Rre	pH ($CaCl_2$)
0-15	Ap	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	37,1	819,8	1,35	1,36	360,8	194,3	149,9	704,9	7,1
		V_r	49,8	93,1	6,3	2,2	1,0	0,8	0,3		
15-25		$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	5,4	218,0	1,80	1,47	n.b.	n.b.	n.b.		n.b.
		V_r	84,7	223,6	29,6	1,4					
25-45	Bv	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	7,4	382,7	2,22	1,57	294,2	105,5	210,9	610,5	7,4
		V_r	73,2	101,8	10,7	1,3	0,5	1,4	3,8		
45-60	Bv-Sw	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	5,8	465,8	2,24	1,44	316,4	144,3	199,8	660,5	7,8
		V_r	62,8	88,7	11,3	2,1	0,2	0,0	5,5		
60-100	II lCv-Sd	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	5,0	87,6	4,15	1,80	61,1	99,9	122,1	283,1	7,7
		V_r	63,6	210,7	7,9	2,22	4,1	0,0	3,3		

A. 5.25: Standorteigenschaften Idenheim Acker 3

Idenheim Acker 3 Bodenform: SS-BB: p-(n)l (^car, Lol) / p-nt (^car)

Geologie: mu Pseudogley-Braunerde aus schuttführendem Lehm (aus Carbonatgesteinen und Lösslehm) über Schuttton (aus Carbonatgesteinen)

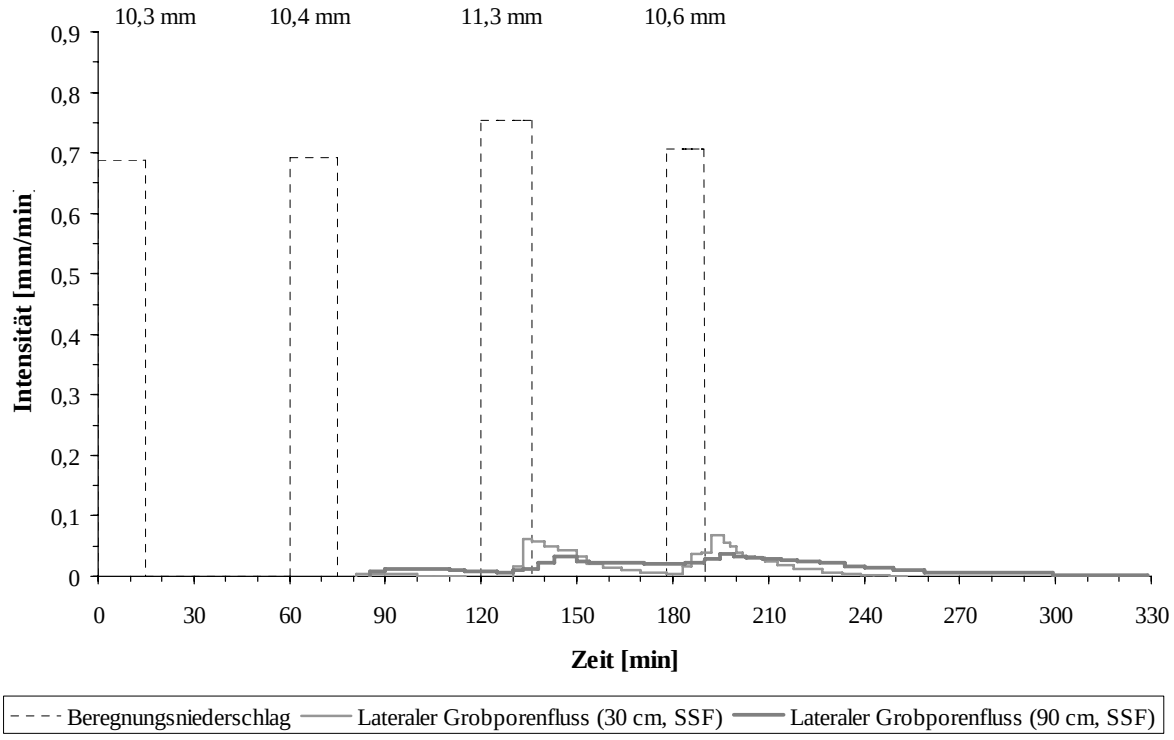
R2542900 / H5529025 Höhe: 340 m | Reliefformtyp: HX, G | Lage im Relief: M | Hangneigung: N2.2
Nutzung: AG, WZ | Humusform: - | C/N (Ap): 8,6 | Vernässungsgrad: Vn2
Verschlämmungsneigung: Ver1 | ΔGMD: 0,85 | Infiltrationsrate [cm/d]: $\bar{x}_G$: 78,6; V_r: 68,6
Feldkapazität [l/m³]: 315,9 | Maximale Wasserkapazität [l/m³]: 427,8

Tiefe [cm]	**Horizont**	**Bodenart**	**Grobboden** [Vol.-%]	**Gefüge**	**Maße**	**Porenvolumen** (∅ in µm) GPV	> 50	50-10	10-0,2	< 0,2
0-25	Ap	Lt2	10	sub-fra	$\bar{x}$	45,0	11,1	5,5	14,5	13,9
					V_r		15,0	20,3	10,4	
25-55	Bv	Lt2	15	sub	$\bar{x}$	42,1	10,8	3,5	11,2	16,6
					V_r		5,2	5,9	7,8	
55-85	II lCv1-Sw	Tu2	20	pol	$\bar{x}$	45,6	2,2	2,5	10,7	30,2
					V_r		3,3	2,2	11,3	
85-100	II lCv2-Sd	Tu3	30	koh	$\bar{x}$	34,8	1,2	2,6	7,6	23,4
					V_r		9,8	9,2	1,7	

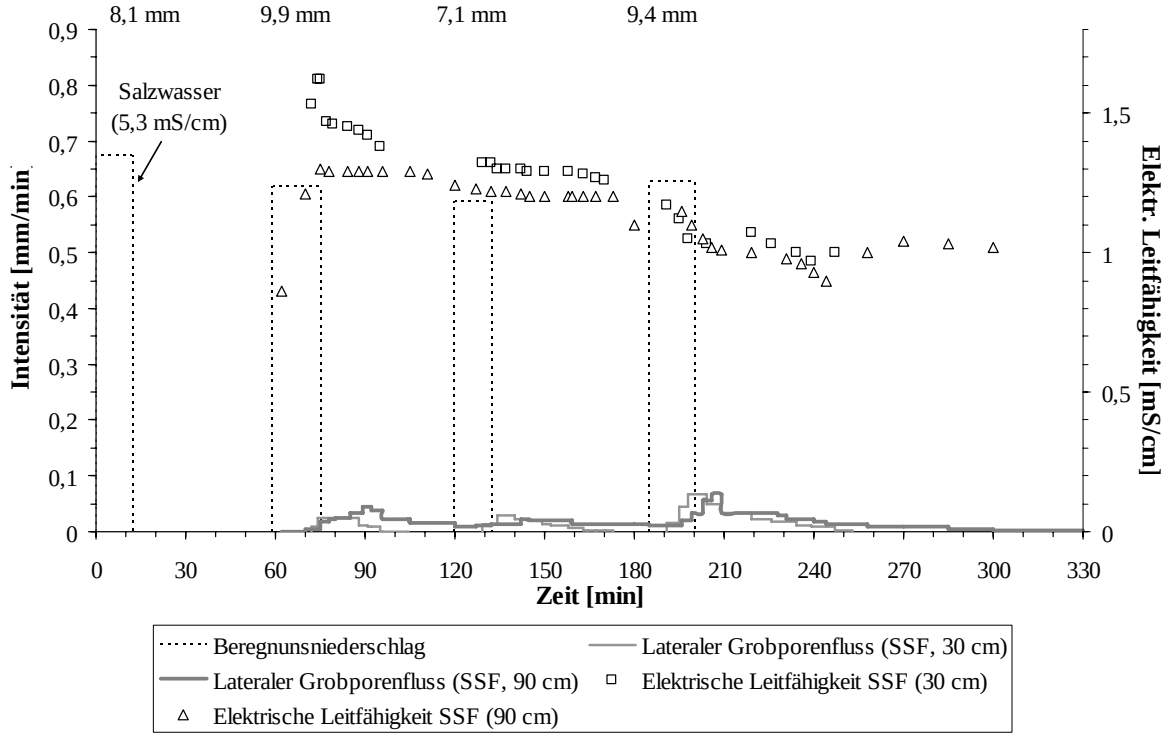
Tiefe [cm]	**Horizont**	**Maße**	**ka** [µm²]	**kf** [cm/d]	**Ew** [MPa]	**ρt** [g/cm³]	**Regenwurmröhren** [Anzahl/m²] gri3	gri4	gri5	Σ Rre	**pH** ($CaCl_2$)
0-25	Ap	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	42,0	390,4	2,54	1,44	188,7	122,1	61,1	371,9	5,5
		V_r	23,8	85,8	7,1	2,8	0,5	3,3	0,8		
25-55	Bv	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	27,0	1079,3	3,16	1,55	521,7	377,4	149,9	1049,0	5,8
		V_r	41,0	88,3	15,0	1,9	1,2	0,3	0,3		
55-85	II lCv1-Sw	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	5,6	190,0	2,42	1,49	183,2	238,7	99,9	521,7	6,0
		V_r	141,5	239,3	9,7	2,0	0,3	1,5	2,0		
85-100	II lCv2-Sd	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	1,0	4,8	2,70	1,68	5,6	27,8	61,1	94,4	7,3
		V_r	24,8	30,0	7,6	2,4	9,0	1,8	0,8		

A. 5.26**:** Bodenzoologische Kennwerte der Ackerversuchsflächen bei Idenheim

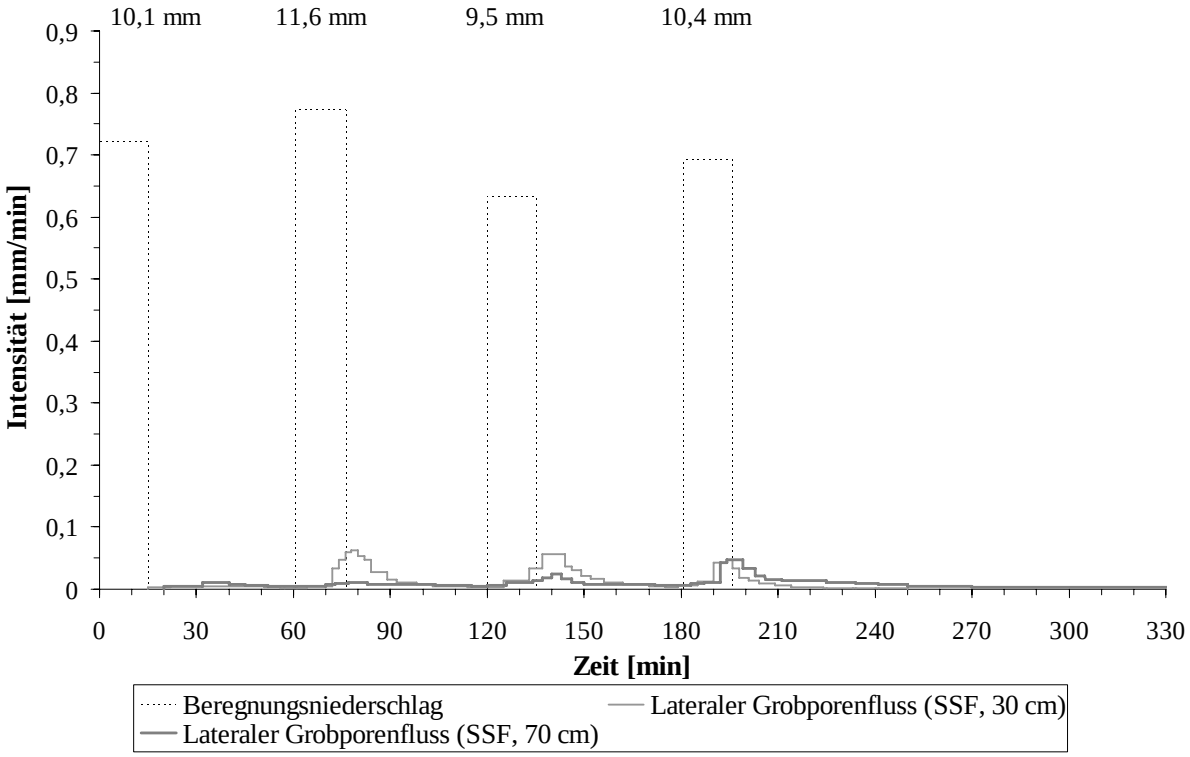
Lebensform	**Art**	**Maße**	**Dominanz** [%]	**Aktivitätsdichte** [Anzahl Ind./m²]	**Σ Biomasse** [g FG/m²]
epigäisch	*Lumbricus rubellus*	$\bar{x}$	7,9	28,0	7,08
		V_r		141,4	141,4
endogäisch	*Aporrectodea caliginosa*	$\bar{x}$	43,9	156,0	39,64
		V_r		22,2	26,2
	Aporrectodea chlorotica	$\bar{x}$	19,5	69,2	16,00
		V_r		70,9	71,0
anözisch	*Lumbricus terrestris*	$\bar{x}$	17,2	61,2	204,00
		V_r		77,6	71,5
juvenil	*Aporrectodea spec.*	$\bar{x}$	6,7	24,0	5,08
		V_r		141,4	141,4
	Lumbricus spec.	$\bar{x}$	4,9	17,2	5,48
		V_r		85,0	111,8
		Σ	100,1	355,6	277,28



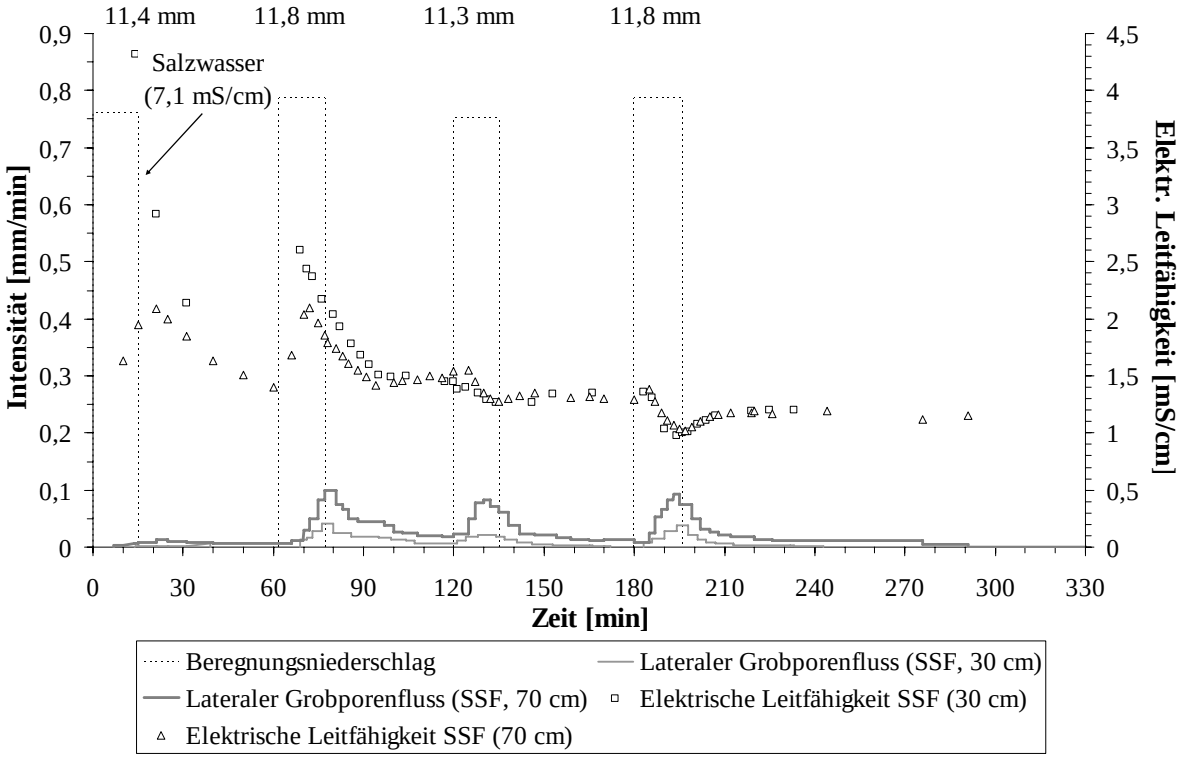
A. 5.27: Abflussganglinie Idenheim Acker 1, 1. Beregnungstag



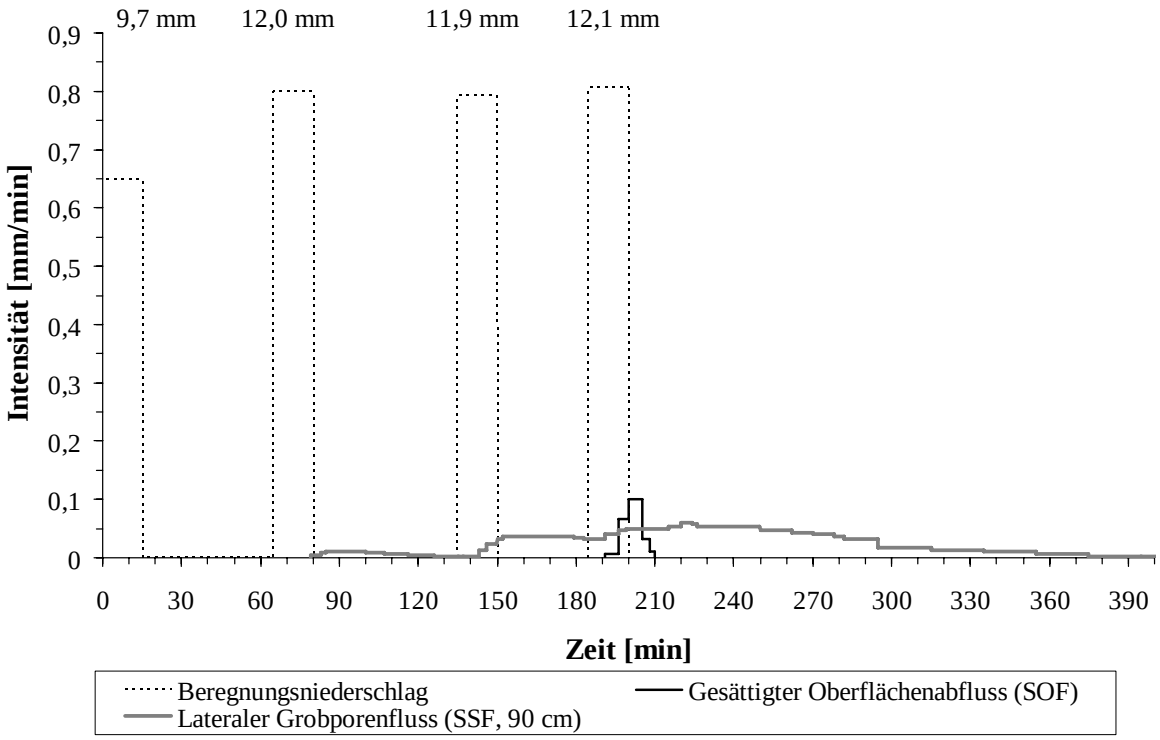
A. 5.28: Abflussganglinie Idenheim Acker 1, 2. Beregnungstag



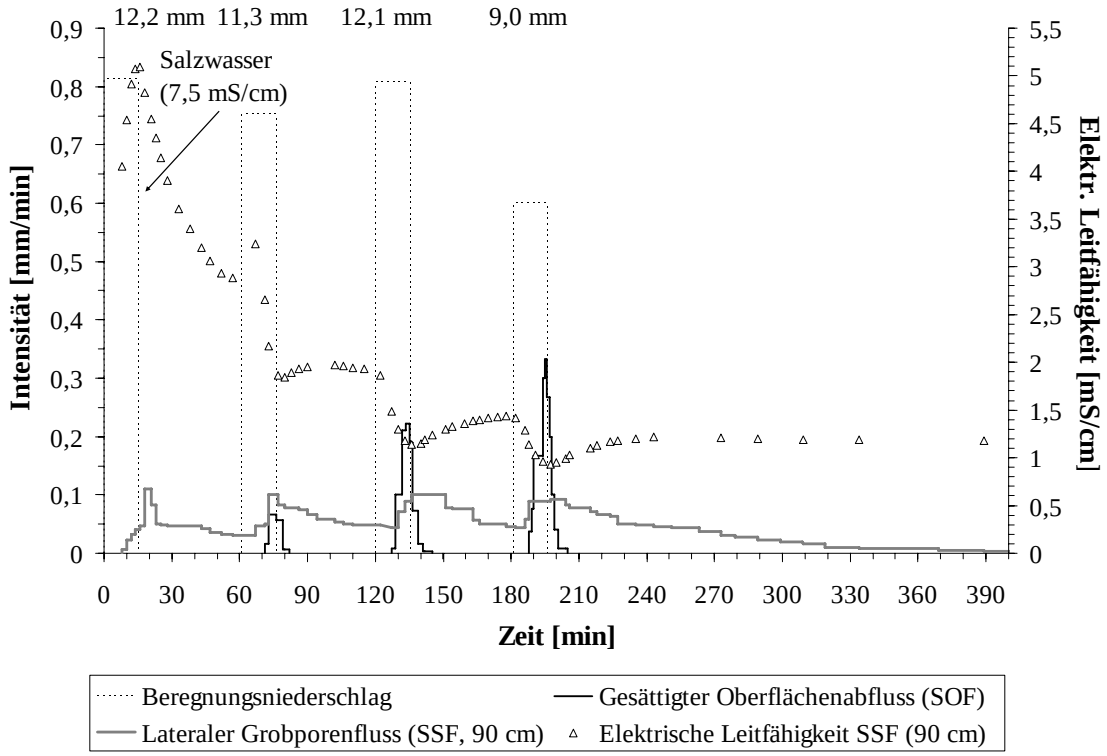
A. 5.29: Abflussganglinie Idenheim Acker 2, 1. Beregnungstag



A. 5.30: Abflussganglinie Idenheim Acker 2, 2. Beregnungstag



A. 5.31: Abflussganglinie Idenheim Acker 3, 1. Beregnungstag



A. 5.32: Abflussganglinie Idenheim Acker 3, 2. Beregnungstag

A. 5.33: Standorteigenschaften Idenheim Grünland 1

Idenheim Grünland 1 Bodenform: SS-BB: p-nl (^car, Lol) / p-(n)t (^car)

Geologie: mu Pseudogley-Braunerde aus Schuttlehm (aus Carbonatgesteinen und Lösslehm) über schuttführendem Ton (aus Carbonatgesteinen)

R2542975 / H5529000 Höhe: 337 m Reliefformtyp: HG, G Lage im Relief: M Hangneigung: N3.1
Nutzung: GM Humusform: - C/N (Ah + rAp): 9,3 Vernässungsgrad: Vn3
ΔGMD: 0,08 Infiltrationsrate [cm/d]: $\bar{x}_G$: 53,8; V_r: 26,4
Feldkapazität [l/m³]: 377,6 Maximale Wasserkapazität [l/m³]: 413,0

Tiefe [cm]	**Horizont**	**Bodenart**	**Grobboden** [Vol.-%]	**Gefüge**	**Maße**	**Porenvolumen** (∅ in µm) GPV	> 50	50-10	10-0,2	< 0,2
0-10	Ah	Lt2	10	kru-sub	$\bar{x}$	49,7	3,7	6,1	15,9	24,0
					V_r		32,3	9,9	11,2	
10-25	rAp	Lt2	15	sub	$\bar{x}$	45,9	5,8	5,4	14,5	20,2
					V_r		8,5	11,7	16,1	
25-40	Bv	Lt2	30	pol	$\bar{x}$	41,5	7,3	4,2	8,8	21,2
					V_r		14,0	12,1	9,2	
40-50	Bv-Sw	Lt2	30	pol	$\bar{x}$	41,5	7,3	3,1	8,3	22,8
					V_r		30,9	8,5	15,7	
50-65	II lCv1-Sw	Lt3	20	pol	$\bar{x}$	43,5	2,6	2,7	16,4	21,8
					V_r		19,5	20,5	15,4	
65-80	II lCv2-Sd	Tu3	15	koh	$\bar{x}$	40,8	0,3	1,7	15,6	23,2
					V_r		66,7	25,6	23,3	
80-100					$\bar{x}$	32,1	0,2	1,2	6,0	24,7
					V_r		33,3	23,7	23,5	

Tiefe [cm]	**Horizont**	**Maße**	**ka** [µm²]	**kf** [cm/d]	**Ew** [MPa]	**ρt** [g/cm³]	**Regenwurmröhren** gri3	gri4	gri5	Σ Rre [Anzahl/m²]	**pH** ($CaCl_2$)
0-10	Ah	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	9,0	46,0	2,29	1,34	199,8	188,7	39,0	427,5	5,2
		V_r	65,1	54,0	20,8	3,7	7,5	1,6	3,9		
10-25	rAp	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	10,5	89,1	2,31	1,42	288,6	177,6	61,2	527,4	5,3
		V_r	32,6	80,3	30,8	2,8	1,0	3,4	7,4		
25-40	Bv	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	4,6	180,9	2,51	1,55	410,7	283,2	116,7	810,6	5,8
		V_r	42,5	502,6	10,0	1,9	4,4	3,7	6,4		
40-50	Bv-Sw	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	9,5	222,7	2,58	1,57	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
		V_r	153,0	162,1	25,8	3,8					
50-65	II lCv1-Sw	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	10,2	133,2	2,52	1,50	175,8	235,8	90,3	501,9	5,6
		V_r	92,3	120,3	6,6	2,7	3,2	1,2	4,1		
65-80	II lCv2-Sd	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	0,2	4,9	3,13	1,67	88,8	183,3	88,8	360,9	7,1
		V_r	104,2	163,8	33,5	5,4	10,1	5,7	6,8		
80-100		$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	0,5	5,6	3,81	1,79	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
		V_r	64,7	222,6	28,9	5,6					

A. 5.34: Standorteigenschaften Idenheim Grünland 2

Idenheim Grünland 2 Bodenform: SSg: p-(z)t (^car, Lol) / p-zt (^car)

Geologie: mm Hang-Pseudogley aus grusführendem Ton (aus Carbonatgesteinen und Lösslehm) über Gruston (aus Carbonatgesteinen)

R2540700 / H5528360 Höhe: 357 m Reliefformtyp: HX, G Lage im Relief: O Hangneigung: N4
Nutzung: GM Humusform: - C/N (Ah + rAp): 20,7 Vernässungsgrad: Vn3
ΔGMD: 0,00 Infiltrationsrate [cm/d]: $\bar{x}_G$: 36,3; V_r: 127,0
Feldkapazität [l/m³]: 377,8 Maximale Wasserkapazität [l/m³]: 419,3

Tiefe [cm]	**Horizont**	**Bodenart**	**Grobboden** [Vol.-%]	**Gefüge**	**Maße**	**Porenvolumen** (∅ in µm) GPV	> 50	50-10	10-0,2	< 0,2
0-5	Ah	Lt3	15	kru-sub	$\bar{x}$	44,8	4,5	3,6	12,0	24,7
					V_r		17,6	4,7	7,6	
5-25	rAp	Lt3	15	sub	$\bar{x}$	44,0	5,3	3,4	10,1	25,2
					V_r		22,3	11,7	8,3	
25-40	II elCv-Sw	Tu3	40	pol	$\bar{x}$	41,5	7,5	2,5	10,3	21,2
					V_r		22,6	8,3	15,4	
40-100	II elCv-Sd	Tu2	30	koh	$\bar{x}$	41,1	2,9	2,5	9,5	26,2
					V_r		39,2	14,9	15,3	

Tiefe [cm]	**Horizont**	**Maße**	**ka** [µm²]	**kf** [cm/d]	**Ew** [MPa]	**ρt** [g/cm³]	**Regenwurmröhren** [Anzahl/m²] gri3	gri4	gri5	Σ Rre	**pH** ($CaCl_2$)
0-5	Ah	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	7,8	73,2	2,11	1,45	418,1	270,1	62,9	751,1	5,1
		V_r	47,6	49,9	22,2	2,1	1,9	1,2	2,0		
5-25	rAp	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	10,1	216,6	2,23	1,48	543,9	210,9	40,7	795,5	6,9
		V_r	45,5	37,0	19,1	0,7	2,2	3,2	2,3		
25-40	II elCv-Sw	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	5,1	137,7	2,50	1,55	503,2	214,6	40,7	758,5	7,1
		V_r	151,7	116,1	13,2	1,9	1,0	1,9	2,3		
40-100	II elCv-Sd	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	3,2	26,0	3,10	1,66	225,7	114,7	25,9	366,3	7,2
		V_r	58,4	142,3	20,9	1,9	0,6	2,7	1,8		

A. 5.35: Standorteigenschaften Idenheim Grünland 3

Idenheim Grünland 3 Bodenform: SSn: p-(z)t (^car, Lol) / p-nt (^car)

Geologie: mu (Norm-)-Pseudogley aus grusführendem Lehm (aus Carbonatgesteinen und Lösslehm) über Schuttton (aus Carbonatgesteinen)

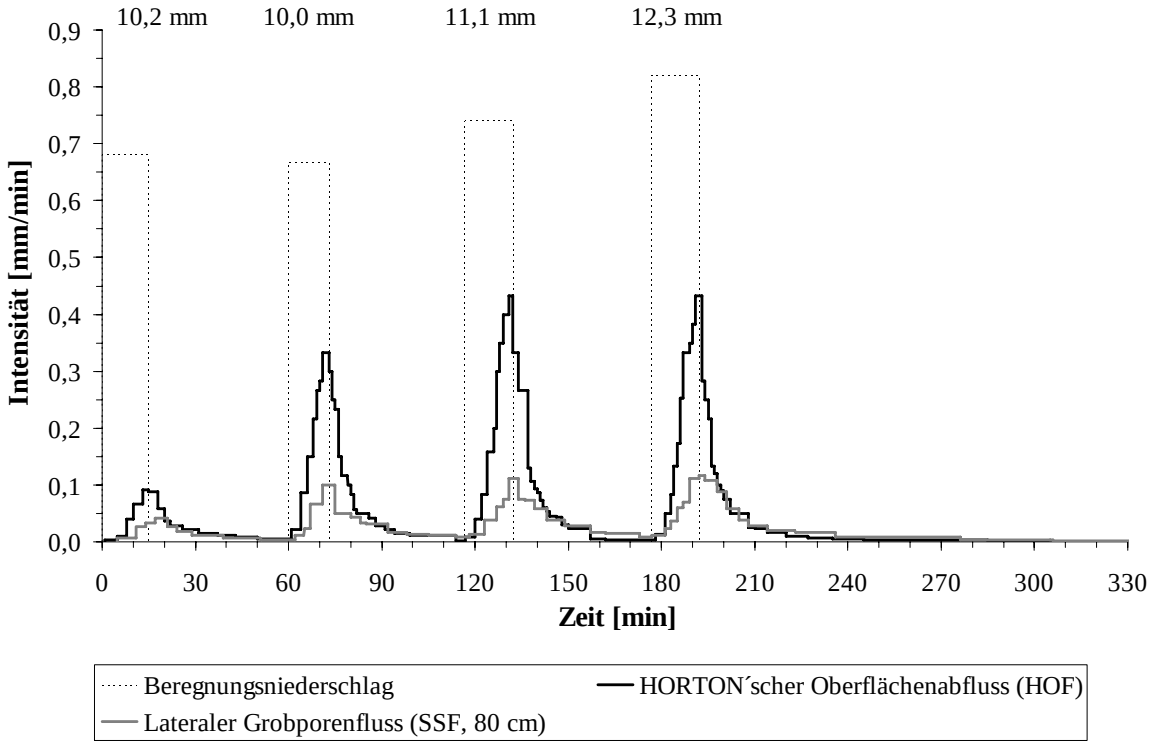
R2542000 / H5528375 Höhe: 346 m Reliefformtyp: HG, G Lage im Relief: M Hangneigung: N2.2
Nutzung: GM Humusform: - C/N (Ah + rAp): 10,3 Vernässungsgrad: Vn3
ΔGMD: 0,56 Infiltrationsrate [cm/d]: $\overline{x}_G$: 30,5; V_r: 15,4
Feldkapazität [l/m³]: 378,7 Maximale Wasserkapazität [l/m³]: 443,5

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Grobboden [Vol.-%]	Gefüge	Maße	Porenvolumen (∅ in µm) GPV	> 50	50-10	10-0,2	< 0,2
0-5	Ah	Lt2	5	kru-sub	$\overline{x}$	49,1	3,7	4,8	20,6	20,0
					V_r		28,2	5,6	8,4	
5-25	rAp	Lt2	5	sub	$\overline{x}$	46,6	6,3	4,6	10,4	25,3
					V_r		27,6	8,2	11,0	
25-55	Bv-Sw	Lt2	7	pol	$\overline{x}$	46,3	10,8	3,8	9,6	22,1
					V_r		14,1	7,7	10,4	
55-80	II lCv-Sw	Tu3	10	pol	$\overline{x}$	44,4	6,3	2,9	7,5	27,7
					V_r		9,3	11,3	16,1	
80-100	II lCv-Sd	Tu2	30	koh	$\overline{x}$	37,9	1,1	2,0	2,8	32,0
					V_r		47,2	14,4	30,6	

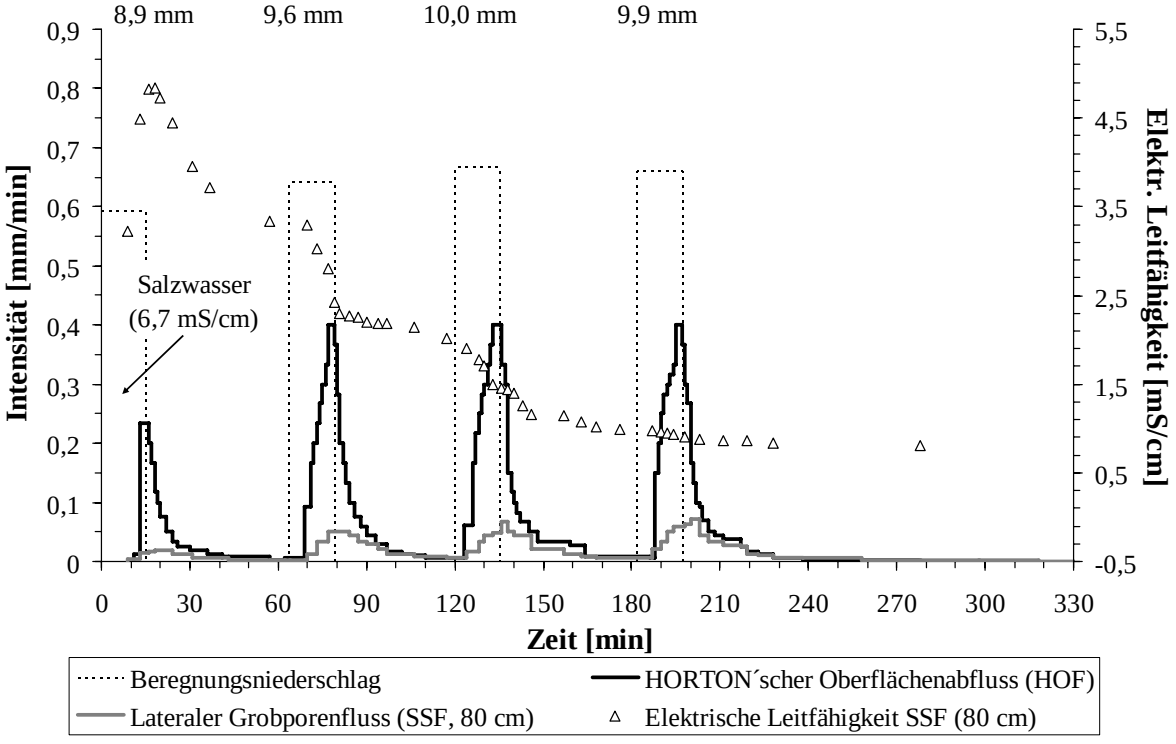
Tiefe [cm]	Horizont	Maße	ka [µm²]	kf [cm/d]	Ew [MPa]	ρt [g/cm³]	Regenwurmröhren gri3 [Anzahl/m²]	gri4	gri5	Σ Rre	pH ($CaCl_2$)
0-5	Ah	$\overline{x}_G$; $\overline{x}$	10,6	61,7	2,75	1,36	377,4	170,2	40,7	588,3	5,2
		V_r	47,8	76,8	11,6	3,7	1,6	0,7	1,2		
5-25	rAp	$\overline{x}_G$; $\overline{x}$	16,9	476,9	3,16	1,43	455,1	229,4	44,4	728,9	5,4
		V_r	40,4	96,7	8,5	3,5	2,2	2,3	3,7		
25-55	Bv-Sw	$\overline{x}_G$; $\overline{x}$	46,8	1130,3	2,64	1,45	625,3	303,4	107,3	1036,0	5,6
		V_r	20,8	73,6	14,5	3,4	0,9	1,5	2,4		
55-80	II lCv-Sw	$\overline{x}_G$; $\overline{x}$	15,8	762,0	2,65	1,46	414,4	259,0	92,5	765,9	7,2
		V_r	35,8	110,4	23,0	1,4	2,4	0,7	2,7		
80-100	II lCv-Sd	$\overline{x}_G$; $\overline{x}$	0,2	9,4	3,46	1,68	129,5	133,2	51,8	314,5	7,2
		V_r	81,0	38,3	28,4	4,2	1,6	1,6	4,6		

A. 5.36: Bodenzoologische Kennwerte der Grünlandstandorte bei Idenheim

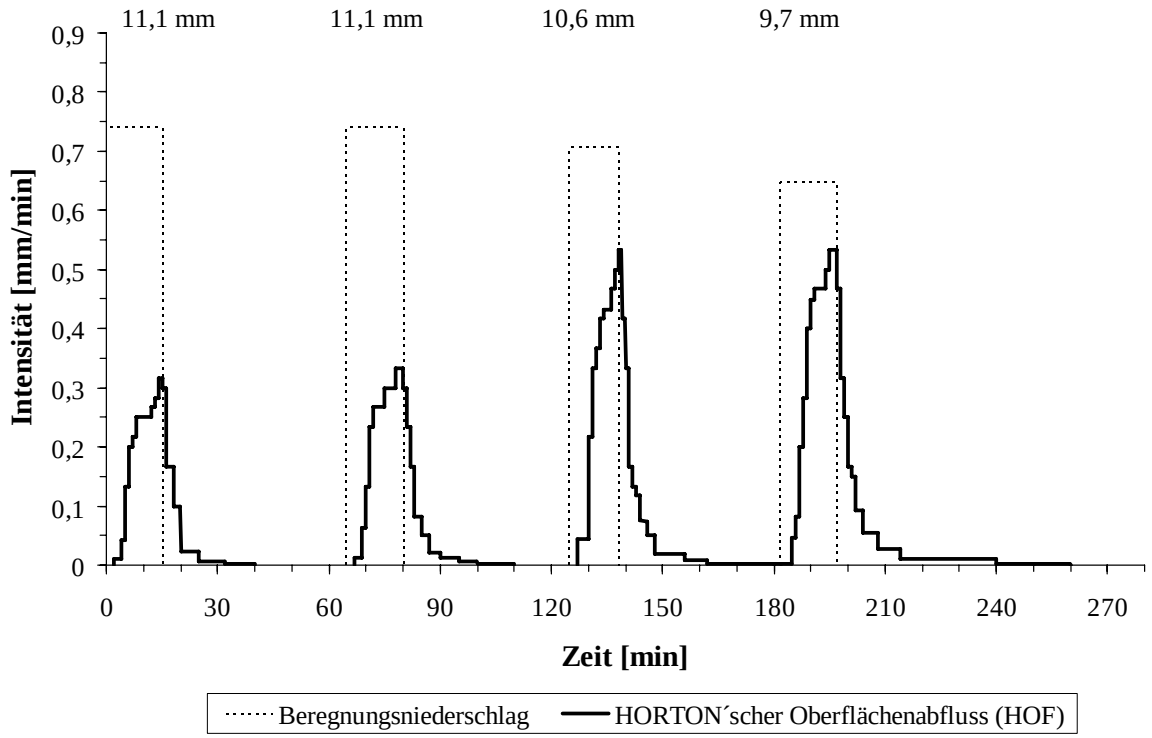
Lebensform	Art	Maße	Dominanz [%]	Aktivitätsdichte [Anzahl Ind./m²]	Σ Biomasse [g FG/m²]
epigäisch	*Lumbricus castaneus*	$\overline{x}$	2,1	10,8	18,12
		V_r		141,4	141,4
	Lumbricus rubellus	$\overline{x}$	13,8	69,2	23,48
		V_r		129,4	120,4
endogäisch	*Aporrectodea caliginosa*	$\overline{x}$	23,3	117,2	71,00
		V_r		66,2	77,2
	Aporrectodea chlorotica	$\overline{x}$	0,2	1,2	0,52
		V_r		141,4	141,4
anözisch	*Lumbricus terrestris*	$\overline{x}$	26,8	134,8	292,76
		V_r		24,3	54,8
juvenil	*Aporrectodea spec.*	$\overline{x}$	7,4	37,3	8,53
		V_r		73,1	73,8
	Lumbricus spec.	$\overline{x}$	26,5	133,2	68,84
		V_r		107,4	113,5
		Σ	100,1	502,5	483,25



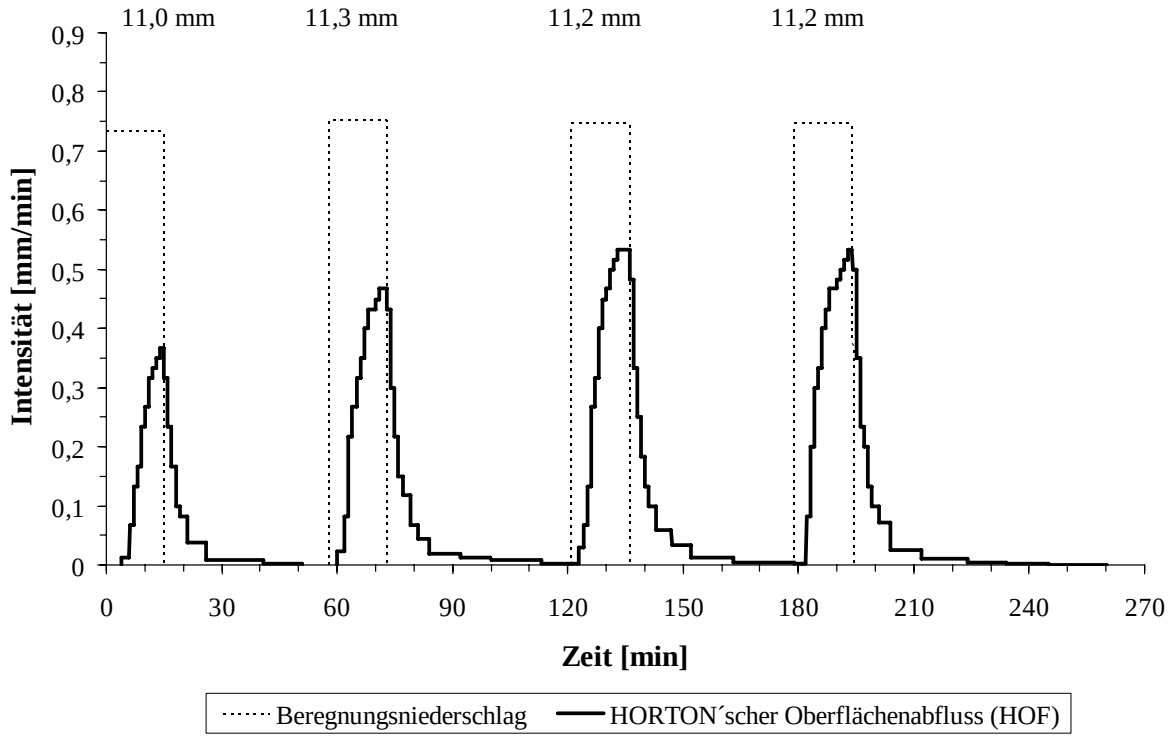
A. 5.37: Abflussganglinie Idenheim Grünland 1, 1. Beregnungstag



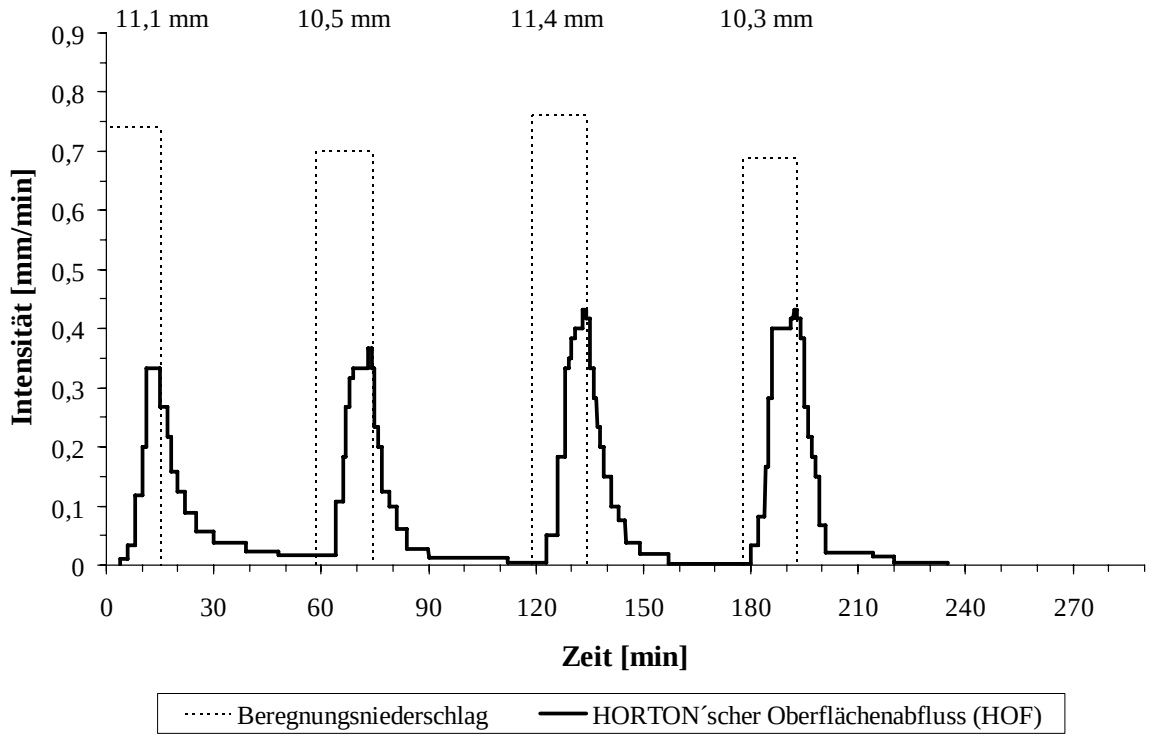
A. 5.38: Abflussganglinie Idenheim Grünland 1, 2. Beregnungstag



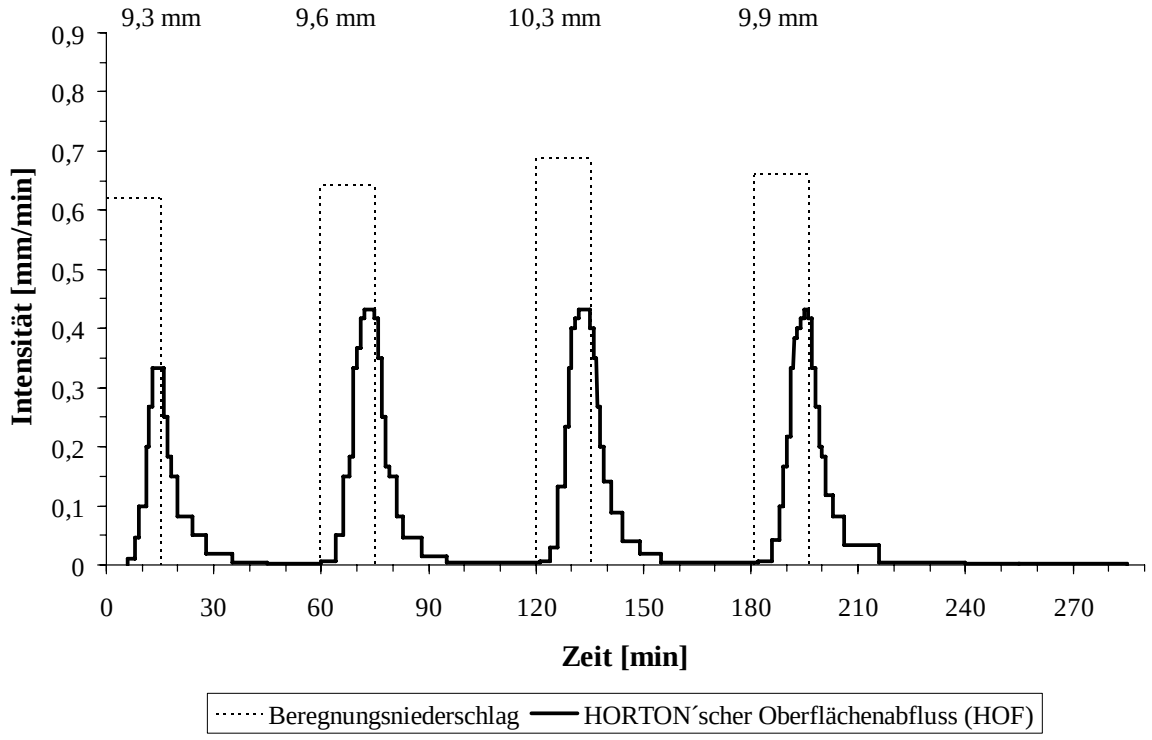
A. 5.39: Abflussganglinie Idenheim Grünland 2, 1. Beregnungstag



A. 5.40: Abflussganglinie Idenheim Grünland 2, 2. Beregnungstag



A. 5.41: Abflussganglinie Idenheim Grünland 3, 1. Beregnungstag



A. 5.42: Abflussganglinie Idenheim Grünland 3, 2. Beregnungstag

A. 5.43: Standorteigenschaften Idenheim Wald 1

Idenheim Wald 1 Bodenform: SSn: p-(n)l (^car, Lol) / p-(n)t (^car)

Geologie: mu (Norm-) Pseudogley aus schuttführendem Lehm (aus Carbonatgesteinen und Lösslehm) über schuttführendem Ton (aus Carbonatgesteinen)

R2542825 / H5529100 Höhe: 362 m | Reliefformtyp: HX, G | Lage im Relief: M | Hangneigung: N2.1
Nutzung: FL, Bu+Ei, B | Humusform: MUO | C/N (Ah): 15,1 | Vernässungsgrad: Vn3
ΔGMD: 0,00 | Infiltrationsrate [cm/d]: $\bar{x}_G$: 662,5; V_r: 12,7
Feldkapazität [l/m³]: 345,9 | Maximale Wasserkapazität [l/m³]: 406,1

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Grobboden [Vol.-%]	Gefüge	Maße	Porenvolumen (∅ in µm) GPV	> 50	50-10	10-0,2	< 0,2
0-3	Ah	Ls2	5	kru	$\bar{x}$	45,5	7,6	4,4	24,3	9,2
					V_r		32,9	9,7	7,2	
3-20	Bv-Sw	Ls2	20	sub	$\bar{x}$	42,4	6,7	4,8	19,2	11,7
					V_r		24,5	13,1	6,4	
20-40					$\bar{x}$	40,5	6,8	7,9	13,9	11,9
					V_r		27,6	7,5	12,5	
40-100	II lCv-Sd	Lt3	15	pol	$\bar{x}$	39,9	5,5	3,1	11,3	20,0
					V_r		26,8	14,7	14,2	

Tiefe [cm]	Horizont	Maße	ka [µm²]	kf [cm/d]	Ew [MPa]	ρt [g/cm³]	Regenwurmröhren gri3 [Anzahl/m²]	gri4	gri5	Σ Rre	pH ($CaCl_2$)
0-3	Ah	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	37,0	948,3	2,00	1,33	218,3	236,8	133,2	588,3	4,3
		V_r	64,0	70,8	11,3	3,0	1,1	1,8	2,7		
3-20	Bv-Sw	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	2,4	94,7	2,97	1,53	140,6	259,0	111,0	510,6	4,0
		V_r	169,3	300,2	20,8	2,0	0,3	0,8	0,7		
20-40		$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	7,3	127,0	2,43	1,56	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
		V_r	68,0	476,7	13,3	2,6					
40-100	II lCv-Sd	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	0,6	7,0	4,18	1,61	11,1	55,5	44,4	111,0	4,0
		V_r	158,1	132,4	15,6	1,9	7,4	4,4	1,8		

A. 5.44: Standorteigenschaften Idenheim Wald 2

Idenheim Wald 2 Bodenform: SSn: p-(z)u (^car, Lol) / p-(n)t (^car)

Geologie: mm (Norm-) Pseudogley aus grusführendem Schluff (aus Carbonatgesteinen und Lösslehm) über schuttführendem Ton (aus Carbonatgesteinen)

R2541300 / H5528225 Höhe: 342 m | Reliefformtyp: HG, G | Lage im Relief: M | Hangneigung: N2.1
Nutzung: FL, Bu+Ei, B | Humusform: MOM | C/N (Ah): 16,4 | Vernässungsgrad: Vn4
ΔGMD: 0,91 | Infiltrationsrate [cm/d]: $\bar{x}_G$: 182,3; V_r: 62,7
Feldkapazität [l/m³]: 351,9 | Maximale Wasserkapazität [l/m³]: 422,2

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Grobboden [Vol.-%]	Gefüge	Maße	Porenvolumen (∅ in µm) GPV	> 50	50-10	10-0,2	< 0,2
0-3	Ah	Ut3	5	kru	$\bar{x}$	53,7	7,2	3,5	31,6	11,4
					V_r		30,0	24,1	6,5	
3-20	Bv-Sw1	Ut3	7	sub	$\bar{x}$	47,3	10,9	4,3	20,3	11,8
					V_r		19,2	17,4	4,1	
20-45	Bv-Sw2	Lu	7	sub	$\bar{x}$	44,9	8,4	4,1	16,1	16,3
					V_r		21,7	13,9	6,4	
45-100	II elCv-Sd	Tu2	10	koh	$\bar{x}$	38,8	5,2	1,3	5,8	26,5
					V_r		17,0	30,1	8,4	

Tiefe [cm]	Horizont	Maße	ka [µm²]	kf [cm/d]	Ew [MPa]	ρt [g/cm³]	Regenwurmröhren gri3 [Anzahl/m²]	gri4	gri5	Σ Rre	pH ($CaCl_2$)
0-3	Ah	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	13,0	264,7	1,79	1,25	99,9	103,6	66,6	270,1	3,9
		V_r	118,1	106,8	33,5	6,4	1,4	2,3	1,2		
3-20	Bv-Sw1	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	7,6	689,9	2,39	1,40	74,0	129,5	81,4	284,9	3,9
		V_r	145,9	137,8	21,4	4,3	1,7	0,7	2,1		
20-45	Bv-Sw2	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	4,5	89,2	2,26	1,48	48,1	74,0	33,3	155,4	3,9
		V_r	75,6	523,8	15,4	2,7	2,6	3,5	4,9		
45-100	II elCv-Sd	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	0,8	3,6	4,76	1,61	7,4	18,5	29,6	55,5	4,0
		V_r	39,3	60,1	10,3	1,9	6,4	2,5	1,6		

A. 5.45: Standorteigenschaften Idenheim Wald 3

Idenheim Wald 3 Bodenform: SSn: p-(z)u (^car, Lol) / p-(n)t (^car, T)

Geologie: mm (Norm-) Pseudogley aus grusführendem Schluff (aus Carbonatgesteinen und Lösslehm) über schuttführendem Ton (aus Carbonatgesteinen)

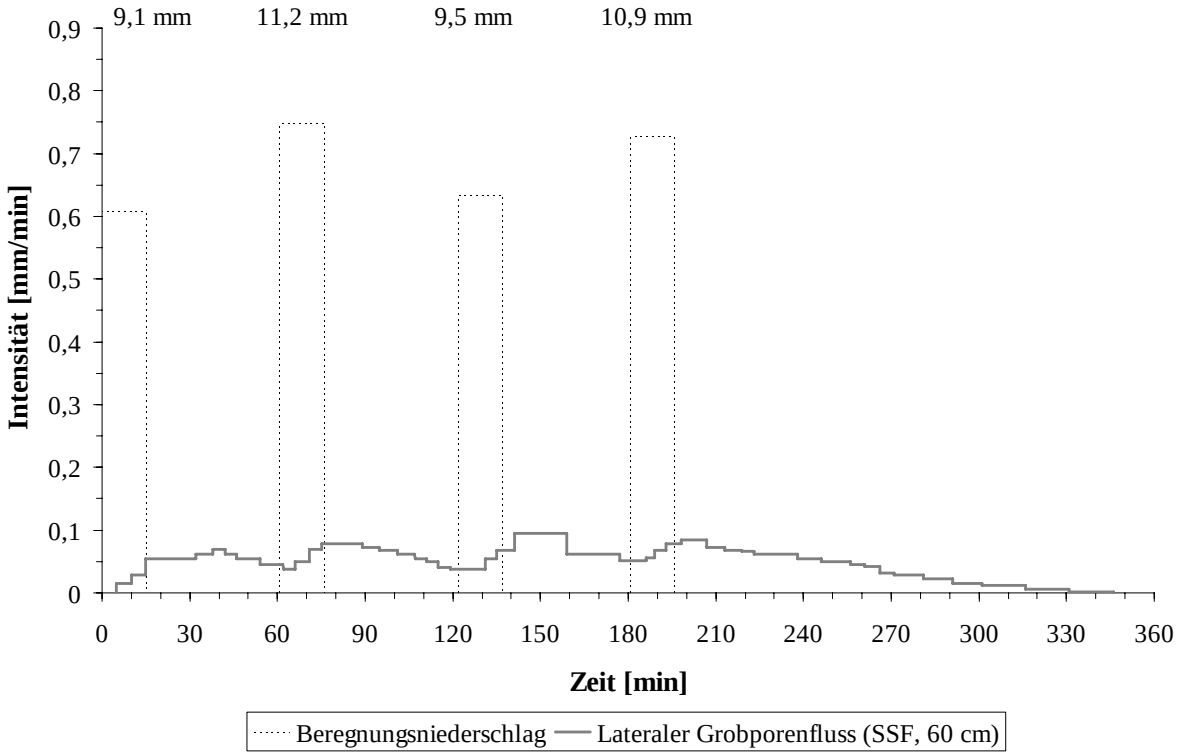
R2540875 / H5527375 Höhe: 335 m | Reliefformtyp: HG, G | Lage im Relief: M | Hangneigung: N2.2
Nutzung: FL, Bu+Ei, B | Humusform: MOM | C/N (Ah): 16,7 | Vernässungsgrad: Vn4
ΔGMD: 0,40 | Infiltrationsrate [cm/d]: $\bar{x}_G$: 145,3; V_r: 98,2
Feldkapazität [l/m³]: 363,1 | Maximale Wasserkapazität [l/m³]: 447,9

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Grobboden [Vol.-%]	Gefüge	Maße	Porenvolumen (∅ in µm) GPV	> 50	50-10	10-0,2	< 0,2
0-3	Ah	Lu	5	kru	$\bar{x}$	44,3	3,0	3,5	23,0	14,8
					V_r		26,0	31,4	10,2	
3-20	Bv-Sw1	Lu	7	sub	$\bar{x}$	45,3	9,7	3,9	12,5	19,2
					V_r		11,7	14,0	6,7	
20-45	Bv-Sw2	Lt3	10	pol	$\bar{x}$	43,6	7,6	3,1	7,6	25,3
					V_r		24,4	11,3	11,7	
45-100	II elCv-Sd	Tu2	15	koh	$\bar{x}$	45,2	5,8	2,0	10,7	23,7
					V_r		14,1	15,4	11,1	

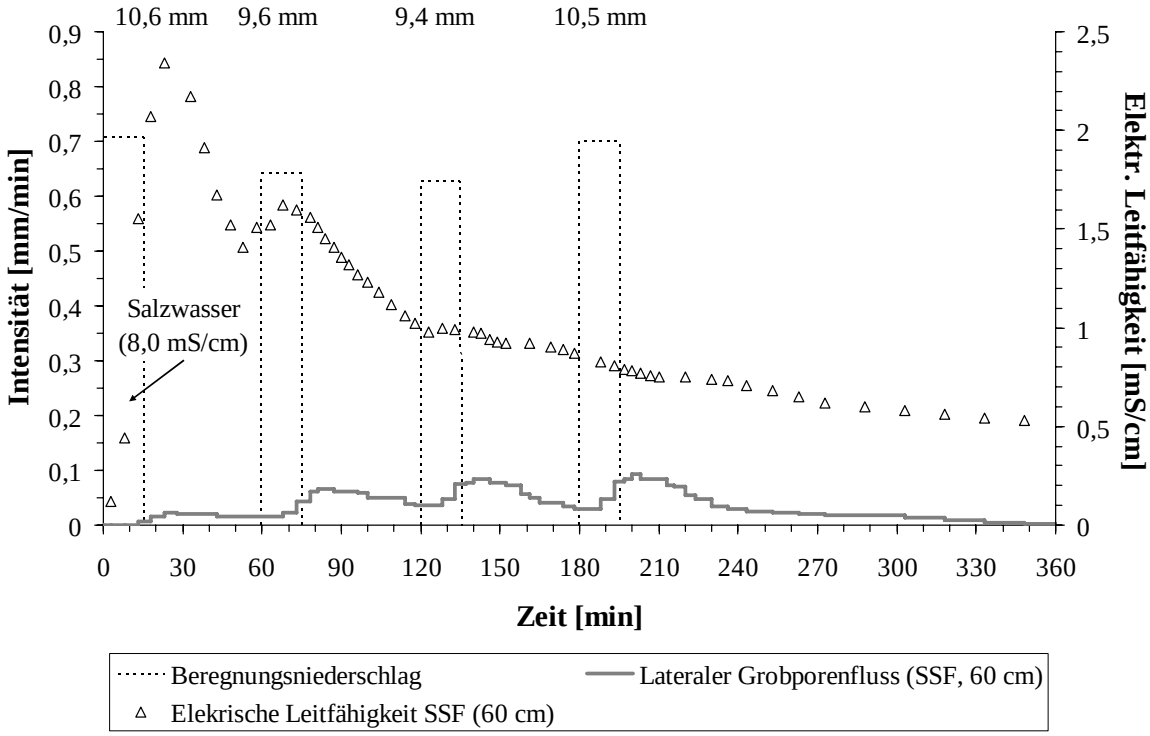
Tiefe [cm]	Horizont	Maße	ka [µm²]	kf [cm/d]	Ew [MPa]	ρt [g/cm³]	Regenwurmröhren gri3 [Anzahl/m²]	gri4	gri5	Σ Rre	pH ($CaCl_2$)
0-3	Ah	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	6,3	6,6	4,54	1,42	29,6	18,5	44,4	92,5	4,0
		V_r	31,0	268,0	16,9	8,5	1,6	2,5	3,2		
3-20	Bv-Sw1	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	10,5	80,2	3,60	1,44	44,4	62,9	18,5	125,8	3,8
		V_r	89,3	74,8	11,3	2,8	4,9	5,9	2,5		
20-45	Bv-Sw2	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	3,7	55,5	3,21	1,50	14,8	18,5	18,5	51,8	3,9
		V_r	85,4	82,8	23,1	2,0	8,4	2,5	5,1		
45-100	II elCv-Sd	$\bar{x}_G$; $\bar{x}$	0,4	0,7	3,42	1,68	3,7	3,7	18,5	25,9	4,2
		V_r	86,8	26,1	19,4	2,6	12,7	12,7	2,5		

A. 5.46: Bodenzoologische Kennwerte der Waldstandorte bei Idenheim

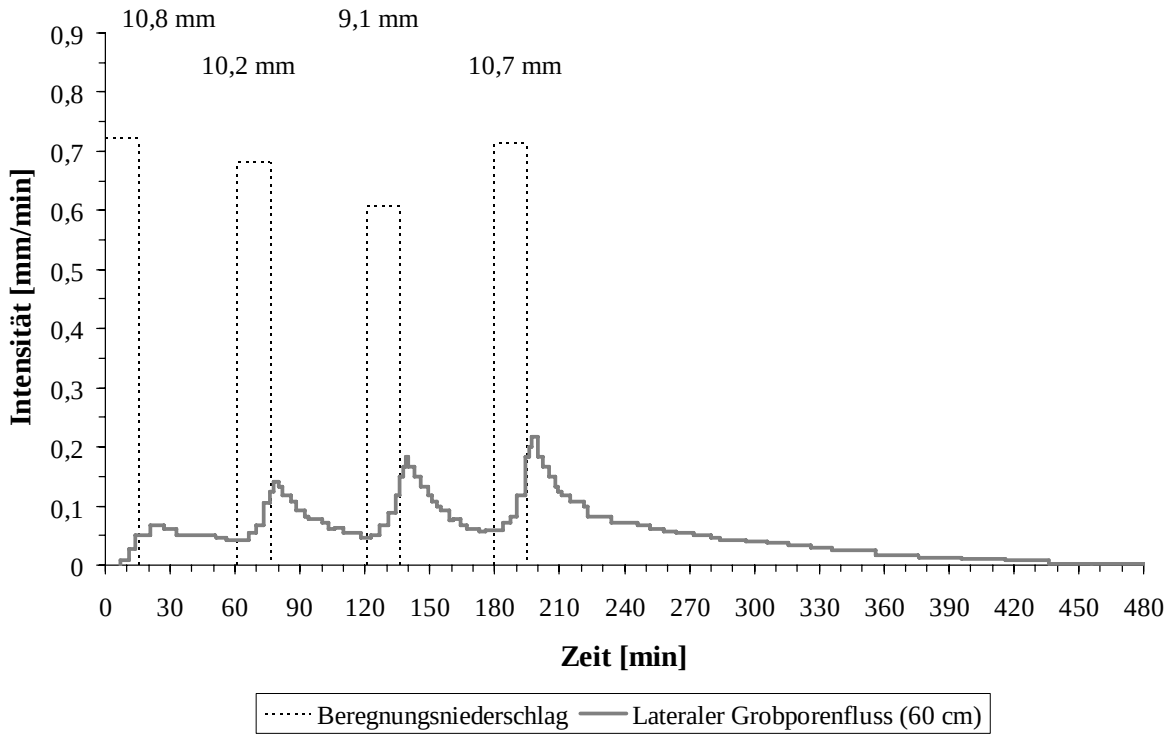
Lebensform	Art	Maße	Dominanz [%]	Aktivitätsdichte [Anzahl Ind./m²]	Σ Biomasse [g FG/m²]
epigäisch	*Lumbricus castaneus*	$\bar{x}$	25,7	21,2	25,48
		V_r		31,9	22,1
	Lumbricus rubellus	$\bar{x}$	43,7	36,0	33,48
		V_r		48,0	53,7
endogäisch	*Aporrectodea caliginosa*	$\bar{x}$	8,3	6,8	2,53
		V_r		102,0	125,5
anözisch	-	$\bar{x}$	0,0	0,0	0,00
		V_r			
juvenil	*Aporrectodea spec.*	$\bar{x}$	1,5	1,2	0,12
		V_r		141,4	141,4
	Lumbricus spec.	$\bar{x}$	20,9	17,2	2,40
		V_r		57,6	75,8
		Σ	100,1	82,4	64,01



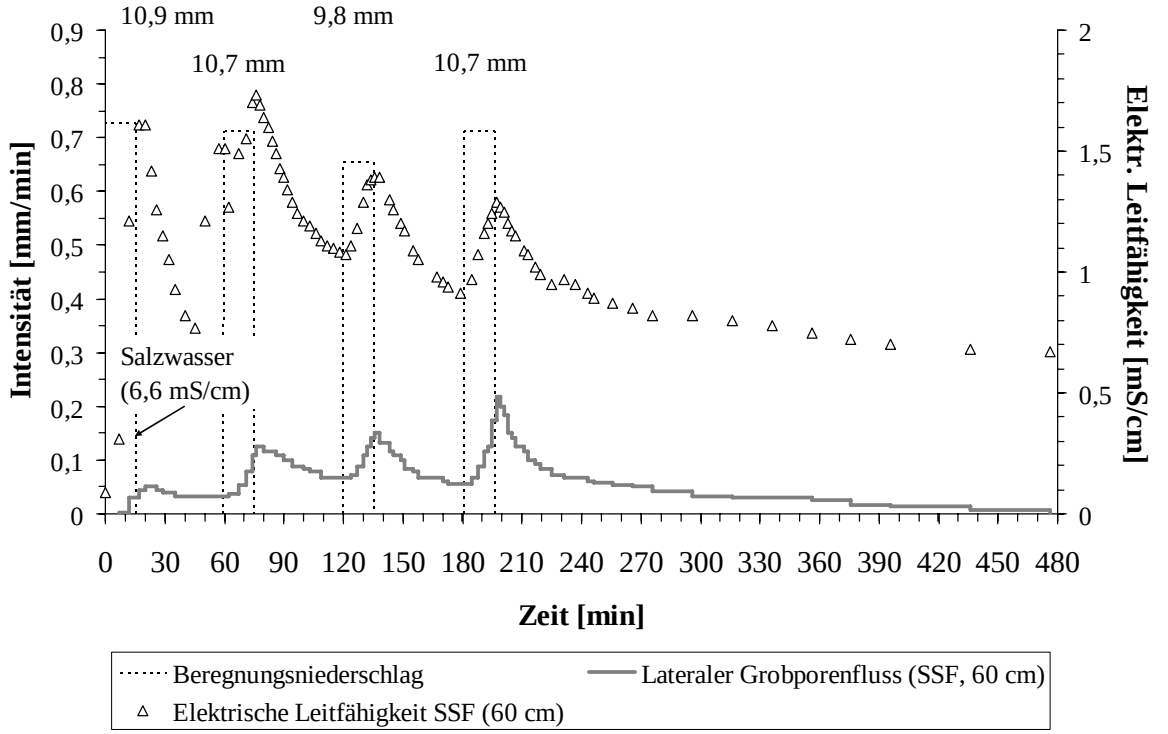
A. 5.47: Abflussganglinie Idenheim Wald 1, 1. Beregnungstag



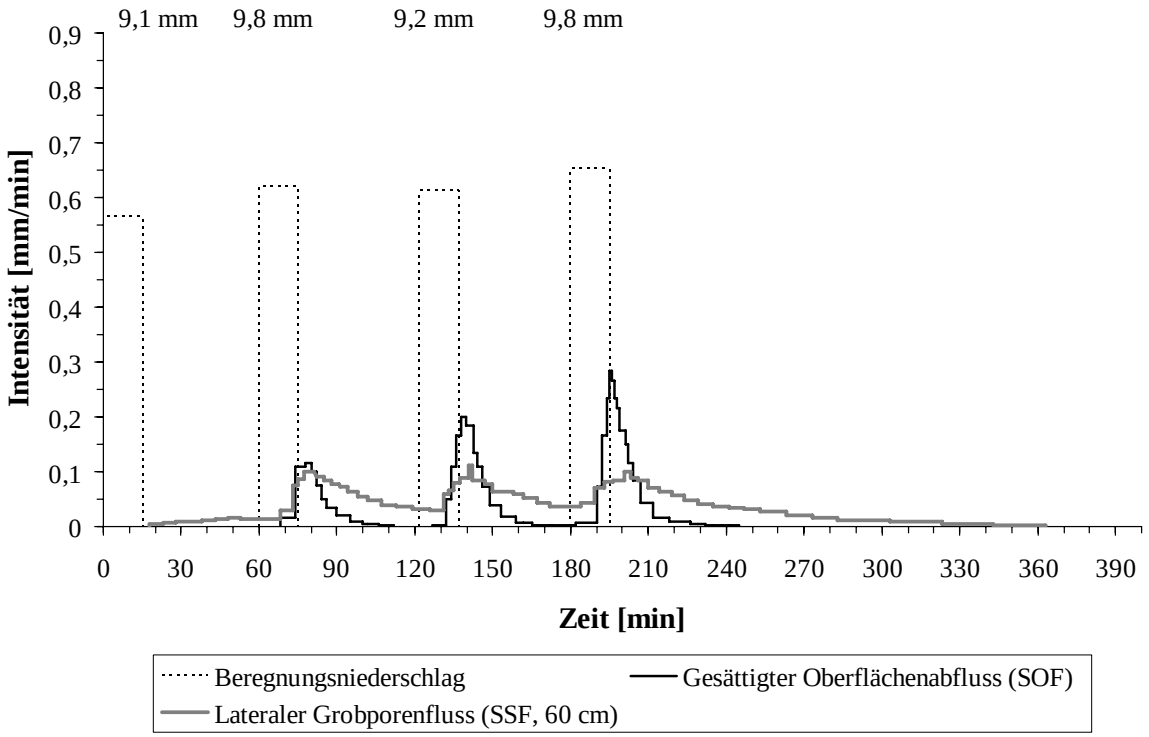
A. 5.48: Abflussganglinie Idenheim Wald 1, 2. Beregnungstag



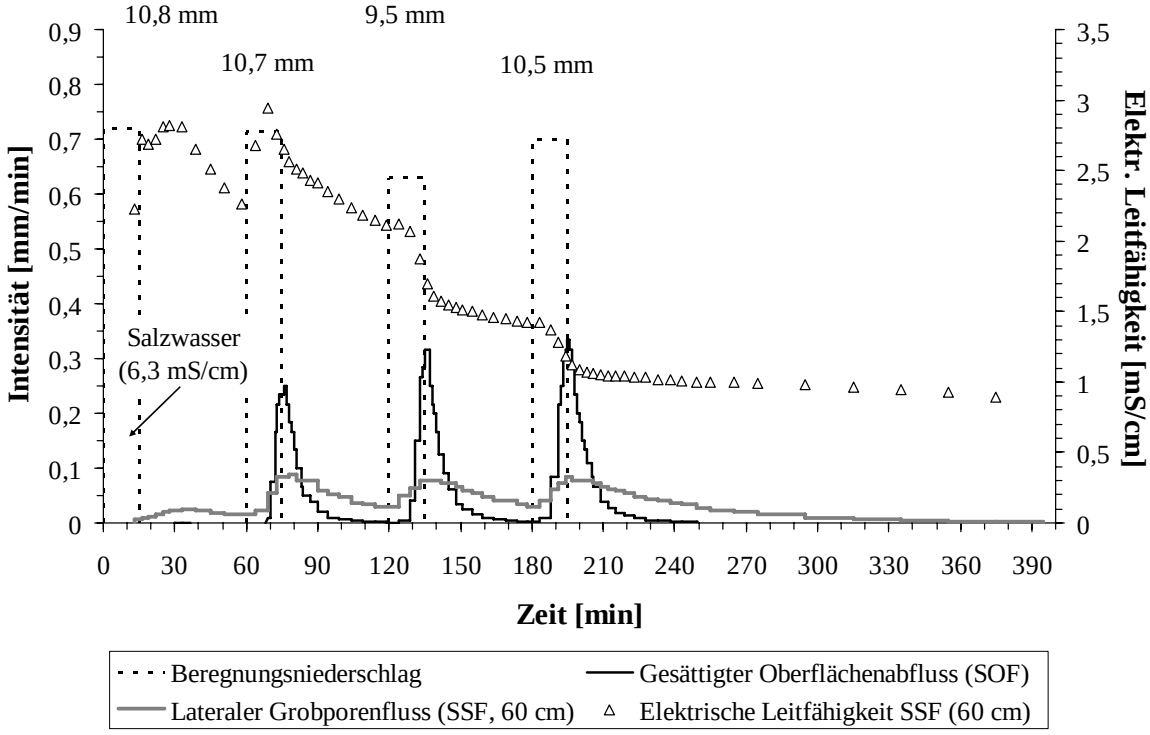
A. 5.49: Abflussganglinie Idenheim Wald 2, 1. Beregnungstag



A. 5.50: Abflussganglinie Idenheim Wald 2, 2. Beregnungstag



A. 5.51: Abflussganglinie Idenheim Wald 3, 1. Beregnungstag



A. 5.52: Abflussganglinie Idenheim Wald 3, 2. Beregnungstag

A. 5.53: Paarvergleich (U-Test) der Infiltrationsraten in Greverath und Idenheim (n = 12; α = 0,1)

Greverath						**Greverath ↔ Idenheim**					
Acker ↔ Grünland		Acker ↔ Wald		Grünland ↔ Wald		Acker ↔ Acker		Grünland ↔ Grünland		Wald ↔ Wald	
p		p		p		p		p		p	
0,275	n.s.	0,275	n.s.	0,127	n.s.	0,827	n.s.	0,127	n.s.	0,275	n.s.

Idenheim						**Grünlandstandorte**			
Acker ↔ Grünland		Acker ↔ Wald		Grünland ↔ Wald		mit Filz ↔ vertikutiert			
p		p		p			p		
0,050	*	0,827	n.s.	0,050	*		0,021	*	

A. 5.54: Paarvergleich (U-Test) der Infiltration verfilzter, nachträglich vertikutierter und filzfreier Grünlandstandorte (n = 12; α = 0,1)

Greverath Grünland (Tertiär)

Filz ↔ Vertikutiert		Filz ↔ ohne Filz		Vertikutiert ↔ ohne Filz	
p		p		p	
0,037	*	0,050	*	0,487	n.s.

Pellingen Grünland (Devon)

Filz ↔ Vertikutiert		Filz ↔ ohne Filz		Vertikutiert ↔ ohne Filz	
p		p		p	
0,050	*	0,050	*	0,050	*

Frankelbach Grünland (Rotliegendes)

Filz ↔ Vertikutiert		Filz ↔ ohne Filz		Vertikutiert ↔ ohne Filz	
p		p		p	
0,050	*	0,050	*	0,513	n.s.

Idenheim Grünland (Muschelkalk)

Filz ↔ Vertikutiert		Filz ↔ ohne Filz		Vertikutiert ↔ ohne Filz	
p		p		p	
0,037	*	0,037	*	0,513	n.s.

Verfilztes Grünland

Greverath ↔ Pellingen		Greverath ↔ Frankelb.		Greverath ↔ Idenheim	
p		p		p	
0,127	n.s.	0,827	n.s.	0,827	n.s.
Pellingen ↔ Frankelb.		**Pellingen ↔ Idenheim**		**Frankelb. ↔ Idenheim**	
p		p		p	
0,275	n.s.	0,05	*	0,127	n.s.

Unverfilztes Grünland

Greverath ↔ Pellingen		Greverath ↔ Frankelb.		Greverath ↔ Idenheim	
p		p		p	
0,050	*	0,050	*	0,037	*
Pellingen ↔ Frankelb.		**Pellingen ↔ Idenheim**		**Frankelb. ↔ Idenheim**	
p		p		p	
0,658	n.s.	0,037	*	0,037	*

Vertikutiertes Grünland ↔ Unverfilztes Grünland

Greverath		Pellingen		Frankelbach	
p		p		p	
0,487	n.s.	0,050	*	0,513	n.s.
Idenheim					
p					
0,127	n.s.				

A. 5.55: Paarvergleich (U-Test) der Aggregatstabilitäten (n = 9; α = 0,1)

Greverath (Δ GMD)

Acker ↔ Grünland		Acker ↔ Wald		Grünland ↔ Wald	
p		p		p	
0,127	n.s.	0,127	n.s.	0,275	n.s.

Greverath (Betropfung)

Acker ↔ Grünland		Acker ↔ Wald		Grünland ↔ Wald	
p		p		p	
0,050	*	0,050	*	0,050	*

Idenheim (Δ GMD)

Acker ↔ Grünland		Acker ↔ Wald		Grünland ↔ Wald	
p		p		p	
0,050	*	0,507	n.s.	0,817	n.s.

Greverath ↔ Idenheim (Δ GMD)

Acker ↔ Acker		Grünland ↔ Grünland		Wald ↔ Wald	
p		p		p	
0,275	n.s.	0,05	*	0,046	*

A. 5.56: Rangkorrelationskoeffizienten nach SPEARMAN der bodenphysikalischen Kennwerte (*n* = 86, ** Korrelation ist auf dem Niveau von 0,01, 2-seitig signifikant, * Korrelation ist auf dem Niveau von 0,05, 2-seitig signifikant)

	P > 50 µm	**P 10–0,2 µm**	**P 50 -10 µm**	**P < 0,2 µm**	**ka**	**kf**	**Ew**	**ρt**
P > 50 µm	1							
	** 0,711							
	0,000							
P 10–0,2 µm		1						
	** - 0,420	* - 0,226						
	0,000	0,037						
P 50 -10 µm			1					
	** - 0,864	** - 0,689	0,202					
	0,000	0,000	0,062					
P < 0,2 µm				1				
	** 0,771	** 0,523	- 0,185	** - 0,676				
	0,000	0,000	0,088	0,000				
ka					1			
	** 0,650	** 0,303	- 0,166	** - 0,504	** 0,763			
	0,000	0,005	0,129	0,000	0,000			
kf						1		
	** - 0,749	** - 0,580	0,148	** 0,686	** - 0,656	** - 0,526		
	0,000	0,000	0,173	0,000	0,000	0,000		
Ew							1	
	** - 0,339	** - 0,353	* - 0,247	0,145	** - 0,394	** - 0,428	** 0,528	
	0,001	0,001	0,022	0,182	0,000	0,211	0,000	
ρt								1

A. 5.57: Paarvergleich (U-Test) der Regenwurmröhren (n = 9; α = 0,1)

Greverath

	Acker ↔ Grünland		Acker ↔ Wald		Grünland ↔ Wald	
	p		p		p	
A-Horizonte	0,275	n.s.	0,050	*	0,050	*
Hauptlage	0,050	*	0,050	*	0,050	*
Basislage	0,275	n.s.	0,037	*	0,037	*

Idenheim

	Acker ↔ Grünland		Acker ↔ Wald		Grünland ↔ Wald	
	p		p		p	
A-Horizonte	0,827	n.s.	0,127	n.s.	1,27	n.s.
Hauptlage	0,513	n.s.	0,050	*	0,050	*
Basislage	0,077	*	0,050	*	0,050	*

Greverath ↔ Idenheim

	Acker ↔ Acker		Grünland ↔ Grünland		Wald ↔ Wald	
	p		p		p	
A-Horizonte	0,050	*	0,050	*	0,050	*
Hauptlage	0,050	*	0,050	*	0,050	*
Basislage	0,050	*	0,050	*	0,037	*

A. 5.58: Paarvergleich (U-Test) der Aktivitätsdichten (n = 9; α = 0,1)

Greverath

	Acker ↔ Grünland		Acker ↔ Wald		Grünland ↔ Wald	
	p		p		p	
epigäisch	0,121	n.s.	0,121	n.s.	0,275	n.s.
endogäisch	0,376	n.s.	0,246	n.s.	0,246	n.s.
anözisch	0,507	n.s.	0,034	*	0,121	n.s.
juvenil	0,513	n.s.	0,513	n.s.	0,376	n.s.
gesamt	0,127	n.s.	0,658	n.s.	0,050	*

Idenheim

	Acker ↔ Grünland		Acker ↔ Wald		Grünland ↔ Wald	
	p		p		p	
epigäisch	0,487	n.s.	0,268	n.s.	0,827	n.s.
endogäisch	0,275	n.s.	0,046	*	0,072	*
anözisch	0,513	n.s.	0,037	*	0,037	*
juvenil	0,275	n.s.	0,275	n.s.	0,050	*
gesamt	0,827	n.s.	0,127	n.s.	0,127	n.s.

Greverath ↔ Idenheim

	Acker ↔ Acker		Grünland ↔ Grünland		Wald ↔ Wald	
	p		p		p	
epigäisch	0,796	n.s.	0,827	n.s.	0,127	n.s.
endogäisch	0,050	*	0,275	n.s.	0,261	n.s.
anözisch	0,046	*	0,127	n.s.	1,000	n.s.
juvenil	0,513	n.s.	0,513	n.s.	0,513	n.s.
gesamt	0,050	*	0,275	n.s.	0,275	n.s.

A. 5.59: Paarvergleich (U-Test) der Regenwurmbiomassen (n = 9; α = 0,1)

Greverath

	Acker ↔ Grünland		Acker ↔ Wald		Grünland ↔ Wald	
	p		p		p	
epigäisch	0,050	*	0,827	n.s.	0,127	n.s.
endogäisch	0,513	n.s.	0,046	*	0,246	n.s.
anözisch	0,127	n.s.	0,037	*	0,037	*
juvenil	0,513	n.s.	0,275	n.s.	0,376	n.s.
gesamt	0,275	n.s.	0,127	n.s.	0,050	*

Idenheim

	Acker ↔ Grünland		Acker ↔ Wald		Grünland ↔ Wald	
	p		p		p	
epigäisch	0,246	n.s.	0,046	*	0,827	n.s.
endogäisch	0,827	n.s.	0,050	*	0,050	*
anözisch	0,513	n.s.	0,037	*	0,037	*
juvenil	0,127	n.s.	0,127	n.s.	0,050	*
gesamt	0,513	n.s.	0,127	n.s.	0,050	*

Greverath ↔ Idenheim

	Acker ↔ Acker		Grünland ↔ Grünland		Wald ↔ Wald	
	p		p		p	
epigäisch	0,817	n.s.	0,827	n.s.	0,050	n.s.
endogäisch	0,827	n.s.	0,513	n.s.	0,246	n.s.
anözisch	0,127	n.s.	0,275	n.s.	1,000	n.s.
juvenil	0,513	n.s.	0,827	n.s.	0,513	n.s.
gesamt	0,275	n.s.	0,513	n.s.	0,127	n.s.

A. 5.60: Paarvergleich (U-Test) der pH-Werte (n = 9; α = 0,1)

Greverath

	Acker ↔ Grünland		Acker ↔ Wald		Grünland ↔ Wald	
	p		p		p	
A-Horizonte	0,827	n.s.	0,046	*	0,046	*
Hauptlage	0,822	n.s.	0,050	*	0,050	*
Basislage	0,554	n.s.	0,121	n.s.	0,076	*

Idenheim

	Acker ↔ Grünland		Acker ↔ Wald		Grünland ↔ Wald	
	p		p		p	
A-Horizonte	0,046	*	0,046	*	0,050	*
Hauptlage	0,127	n.s.	0,050	*	0,050	*
Basislage	0,658	n.s.	0,046	*	0,046	*

Greverath ↔ Idenheim

	Acker ↔ Acker		Grünland ↔ Grünland		Wald ↔ Wald	
	p		p		p	
A-Horizonte	0,046	*	0,127	n.s.	0,046	*
Hauptlage	0,050	*	0,077	*	0,658	n.s.
Basislage	0,083	*	0,046	*	1,000	n.s.

A. 5.60: Paarvergleich (U-Test) der C/N-Verhältnisse (n = 9; α = 0,1)

Greverath

Acker ↔ Grünland		Acker ↔ Wald		Grünland ↔ Wald	
p		p		p	
0,827	n.s.	0,050	*	0,050	*

Idenheim

Acker ↔ Grünland		Acker ↔ Wald		Grünland ↔ Wald	
p		p		p	
0,487	n.s.	0,046	*	0,050	*

Greverath ↔ Idenheim

Acker ↔ Acker		Grünland ↔ Grünland		Wald ↔ Wald	
p		p		p	
0,046	*	0,275	n.s.	0,050	*

Lebenslauf

Steffen Schobel
Florastraße 48

13187 Berlin

Geburtstag: 17.05.1970
Geburtsort: Marburg a.d. Lahn

Beruflicher Werdegang

seit 09/2006	Wissenschaftlicher Mitarbeiter Johann Heinrich von Thünen-Institut - Bundesforschungsinstitut für Ländliche Räume, Wald und Fischerei, Institut für Waldökologie und Waldinventuren, Eberswalde
2006 - 2005	Wissenschaftlicher Mitarbeiter Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft Rheinland-Pfalz, Trippstadt
2004	Freiberufliche Tätigkeiten Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft Rheinland-Pfalz, Trippstadt
	Lehraufträge Abteilung Bodenkunde der Universität Trier
2004 - 1998	Wissenschaftlicher Mitarbeiter mit Lehrauftrag Abteilung Bodenkunde der Universität Trier
	Freiberufliche Tätigkeiten öffentliche und private Auftraggeber
1998 - 1997	Werk- und Lehraufträge Abteilung Bodenkunde der Universität Trier
	Führungsdienstmitarbeiter Ausstellung „Arktis - Antarktis“, Kunst- und Ausstellungshalle der Bundesrepublik Deutschland, Bonn

Hochschulausbildung

1997 - 1990	Diplom-Geograph
	Universität Trier FB VI: Geographie/Geowissenschaften Studiengang: Angewandte Physische Geographie Nebenfächer: Bodenkunde und Geobotanik
	Diplomarbeit im Fach Bodenkunde: „Auswirkungen mechanisierter Pflanzverfahren mit alternativen Restaurationsverfahren im Forst auf die Vitalität der Neuanpflanzungen am Beispiel von Eifel und Soonwald“