

# **Bodenwasserhaushalt in der Trier-Bitburger-Mulde**

Fallstudien auf der Basis eines Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes  
und Regionalisierung der Jahressickerwassermengen mit einem  
Geographischen Informationssystem

Dissertation

im Fachbereich VI Geographie/Geowissenschaften der Universität Trier  
zur Erlangung des naturwissenschaftlichen Doktorgrades

vorgelegt von

Elisabeth Tressel, M.A.

März 2000

Band I: Textband

1. Berichterstatter: Prof. Dr. Roland Baumhauer
2. Berichterstatter: Prof. Dr. Dietmar Schröder

Abschluß des Promotionsverfahrens: 4. Juli 2000

## **Vorwort**

Die vorliegende Arbeit entstand an der Universität Trier im Fach Physische Geographie, Fachbereich VI Geographie/Geowissenschaften, im Rahmen des von der STIFTUNG RHEINLAND-PFALZ FÜR INNOVATION geförderten Projekts „Kylltal“. Für die Überlassung des Themas, das stete Interesse am Fortgang dieser Arbeit, die intensiven Gedankenaustausche sowie für den mir gewährten Freiraum bei der Bearbeitung des Themas möchte ich Herrn Prof. Dr. R. Baumhauer meinen aufrichtigen Dank aussprechen. Der STIFTUNG RHEINLAND-PFALZ FÜR INNOVATION als Träger des Kylltal-Projektes danke ich für die großzügige finanzielle Unterstützung.

Herrn Prof. Dr. D. Schröder danke ich recht herzlich für die Übernahme des Korreferates und seine Unterstützung in bodenkundlichen Sachfragen sowie für die großzügige Bereitstellung der Laboreinrichtungen des Faches Bodenkunde.

Für wertvolle Anregungen, unentwegte Diskussionsbereitschaft und freundschaftliche Hilfe während zahlreicher Geländekampagnen und den umfangreichen bodenphysikalischen Laboranalysen schulde ich Herrn Dr. R. Schneider, Bodenkunde/Universität Trier, meinen ganz besonderen Dank. Die Zusammenarbeit mit ihm gab der vorliegenden Arbeit wertvolle Impulse.

Die Durchführung der feldbodenkundlichen Geländearbeiten sowie die bodenphysikalische Laborarbeiten, die in der Zeit von 1994 bis 1997 durchgeführt wurden, wären ohne die Mithilfe zahlreicher Studierenden im Rahmen der von der Verfasserin und Herrn Dr. R. Schneider geleiteten Geländepraktika in diesem Umfang nicht leistbar gewesen. Für diese tatkräftige und vor allem gewissenhafte Durchführung der Bodenkartierungen möchte ich den Studierenden an dieser Stelle recht herzlich danken. Besonders hervorheben möchte ich in diesem Zusammenhang Dipl.-Geogr. Steffen Schuster, Dipl.-Geogr. Wolfgang Koster und Dipl.-Geogr. Maik Saunus, die im Rahmen des oben genannten Projektes ihr Diplomthema bearbeitet haben und auf deren Daten ich ebenfalls zurückgreifen konnte.

Mein weiterer Dank gebührt den Studierenden, die als wissenschaftliche Hilfskräfte in dem Projekt beschäftigt waren. Nur mit deren Hilfe war es möglich, die wöchentlichen Meßfahrten zur Erfassung der notwendigen Daten an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes über einen Zeitraum von vier Jahren durchzuführen. Namentlich hierfür seien Herrn Dipl.-Geogr. Steffen Schuster, Herrn Nikolaus Glissnik und Herrn Marc Waiblinger genannt. In meinen ganz besonderen Dank schließe ich weiterhin die wissenschaftlichen Hilfskräfte Frau Dipl.-Geogr. Andrea Lins, Frau Pia Isle und Frau Katja Woth ein, die mich durch ihren unermüdlichen Einsatz bei den Stechringprobennahmen an den Profilgruben des stationären Meßnetzes - trotz z.T. widriger Witterungsverhältnisse - mit großer Ausdauer tatkräftig unterstützt haben.

Den wissenschaftlichen Hilfskräften des bodenkundlichen Labors Herrn Dipl.-Geogr. W. Barthel und Frau Gunild Fauth gebührt mein ausdrücklicher Dank für die Einführung in wichtige bodenphysikalische Arbeitsmethoden. Besonders bei der Bearbeitung nicht ganz unproblematischer Stechringproben waren sie mir immer wieder eine große Hilfe.

Herrn Prof. Dr. J. Hill, Fernerkundung/Universität Trier, danke ich sehr für die Überlassung der Landnutzungsklassifikation.

Den Mitarbeitern verschiedener Ämter und Institute, insbesondere Herrn Detloff (StaWa Trier), Herrn Fell (LaWa Mainz), Herrn Gestrich (DWD, Geschäftsstelle Trier-Petrisberg) und Herrn Hofstetter (LPP Mainz) sei recht herzlich für die Bereitstellung von Daten gedankt.

Herrn Dipl.-Landwirt H.-J. Faber (Amtlicher Landwirtschaftlicher Sachverständiger, Finanzamt Trier) gebührt mein ganz besonderer Dank, nicht nur für die unkomplizierte Bereitstellung der Gemarkungsbücher mit den Bodenschätzungsdaten, sondern vor allem für die äußerst intensive fachkundige Beratung bei der Auswertung der Bodenschätzungsdaten insbesondere vor dem Hintergrund der Integration dieser Daten in die moderne bodenkundliche Terminologie. Nur mit seiner Hilfe konnte der Übersetzungsschlüssel, wie er derzeit für den hier untersuchten Raum vorliegt, erarbeitet werden.

Durch fruchtbare fachwissenschaftliche Diskussionen mit Herrn Dipl.-Geogr. W. Proksch (Geologisches Landesamt Krefeld) und Herrn Dr. M. Disse (BFG Koblenz) habe ich wertvolle Anregungen bezüglich der Auswertung verschiedener Daten und zur Themenbearbeitung erhalten. Für ihre Unterstützung möchte ich an dieser Stelle Dank sagen.

Den Landwirten der Gemarkungen Meckel, Idenheim/Idesheim, Rodt und Greverath gebührt mein aufrichtiger Dank für ihr verständnisvolles Entgegenkommen und die großzügige Bereitstellung der notwendigen Wirtschaftsflächen u.a. für die wöchentlichen Bodenprobenentnahmen im Zeitraum von April 1994 bis März 1998.

Frau Dipl.-Geogr. Kerstin Stelzer, Frau Dipl.-Geogr. Andrea Lins, Frau Pia Isle und Herrn Steffen. Schuster danke ich für ihren hervorragenden Einsatz bei der graphischen Umsetzung des Datenmaterials mit dem Geographischen Informationssystem ARC/INFO.

Großen Dank schulde ich Frau Dipl.-Geogr. Birgit Kausch, die mit äußerst großer Sorgfalt die Arbeit Korrektur gelesen hat. Herrn Marc Lappat spreche ich meinen Dank für die überaus große Hilfe bei der Endformatierung dieser Arbeit aus.

Vor allem möchte ich mich bei Frau PD Dr. Brigitta Schütt und Herrn Dr. Christof Kneisel für die moralische Unterstützung insbesondere während der letzten drei Jahre herzlichst bedanken. Sie haben mich in allen Phasen dieser Arbeit stets zu motivieren gewußt. Diese Zeit mit ihnen hat mir viel gegeben.

# Inhalt

Inhalt.....	I
Figurenverzeichnis .....	VI
Abbildungsverzeichnis .....	XVII
Tabellenverzeichnis.....	XVIII
Kartenverzeichnis.....	XXIII
1    Einleitung .....	1
2    Stand der Forschung .....	3
2.1 Grundwasserneubildung .....	3
2.1.1 Regionale Studien zur Grundwasserneubildung .....	3
2.1.2 Terminologische Diskussion: Grundwasserneubildung bzw. Sickerwassermenge.....	12
2.2 Regionale Studien (Geologie/Hydrogeologie) in der Trier-Bitburger-Mulde .....	13
3    Untersuchungsgebiet .....	15
3.1 Regionaler Überblick.....	15
3.2 Naturräumliche Gliederung .....	15
3.3 Geologie, Hydrographie und Hydrogeologie .....	16
3.4 Relief .....	17
3.5 Klima .....	18
3.6 Böden.....	23
3.7 Vegetation und Nutzung.....	26
3.8 Regionale Wasserwirtschaft .....	27
4    Methodik.....	31
4.1 Das stationäre Lysimeter- und Bodenfeuchte-meßnetz .....	31
4.2 Systemzusammenhang: Stellung des Bodens im Wasserkreislauf .....	35
4.3 Erfassung der klimatologischen und bodenhydrologischen Gebietsparameter .....	38
4.3.1 Niederschlag.....	39
4.3.2 Verdunstung.....	41
4.3.2.1 Potentielle Evapotranspiration .....	42
4.3.2.2 Reale Evapotranspiration .....	43



4.3.3	Ermittlung der Sickerwassermenge aus der ungesättigten Bodenzone .....	45
4.3.3.1	Ermittlung der Sickerwassermenge aus den Lysimetern an den Feldstationen .....	45
4.3.3.2	Berechnung der Jahressickerwassermengen über nutzungsabhängige Regressionsgleichungen.....	48
4.3.3.3	Regionalisierung der Sickerwassermengen im Untersuchungsgebiet.....	49
4.3.4	Erfassung der Bodenfeuchte an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes .....	50
4.3.4.1	Gravimeterische Ermittlung der Bodenfeuchte.....	50
4.3.4.2	Volumetrische Ermittlung der Bodenfeuchte.....	51
4.4	Geologie und Hydrogeologie.....	52
4.5	Boden.....	52
4.5.1	Flächendifferenzierte Erfassung der bodenkundlichen Kenndaten im Untersuchungsgebiet.....	52
4.5.2	Regionalisierung der Bodenkenndaten - Kartographische Verarbeitung der bodenkundlichen Kenndaten .....	54
4.5.3	Bodenphysikalische Untersuchungen an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes .....	55
4.6	Nutzung .....	57
4.7	Reliefparameter.....	57
4.8	Nutzung eines Geographischen Informationssystems (GIS) .....	58
4.9	Datenverwaltung.....	58
4.10	Statistische Überprüfung der an den Lysimeterstationen erhobenen Meßdaten.....	58
5	Ergebnisse und Interpretation der Untersuchungen gebietsspezifischer Landschaftshaushalts-faktoren.....	60
5.1	Abriß zur Geologie und Hydrogeologie .....	60
5.1.1	Gebietsspezifische Beschreibung der geologischen Verhältnisse des Untersuchungsgebietes.....	61
5.1.1.1	Geologie im Bereich der Gemarkungen Niersbach, Greverath und Heidweiler .....	62
5.1.1.2	Geologie im Bereich der östlich der Kyll gelegenen Gemarkungen Rodt, Schleidweiler, Zemmer, Orenhofen .....	64
5.1.1.3	Geologie im Bereich der westlich der Kyll gelegenen Gemarkungen Idenheim, Idesheim und Hofweiler .....	66
5.1.1.4	Geologie im Bereich der Gemarkung Meckel.....	70
5.1.2	Hydrogeologie .....	71
5.2	Meteorologische Messungen im Untersuchungsgebiet .....	72
5.2.1	Niederschlag .....	72
5.2.1.1	Datenauswertung an den Freiland- und Waldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes.....	73

5.2.1.2	Regionalisierung des Niederschlages.....	76
5.2.2	Verdunstung.....	82
5.2.2.1	Berechnung der potentiellen Evapotranspiration nach HAUDE.....	82
5.2.2.2	Standortspezifische Abschätzung der realen Evapotranspiration mit Hilfe der Lysimetertechnik und den bodenwasserhaushaltlichen Untersuchungen .....	85
5.3	Bodenhydrologische Messungen an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes .....	87
5.3.1	Sickerwassermengen aus der ungesättigten Bodenzone .....	87
5.3.1.1	Ergebnisse und Interpretation der standortspezifisch erfaßten Sickerwassermengen an den Referenzstandorten im Untersuchungsgebiet.....	87
5.3.1.2	Berechnung der Jahressickerwassermengen für die Feldstationen auf der Basis nutzungsabhängiger Regressionsgleichnungen.....	118
5.3.2	Bodenfeuchtemessungen an den Feldstationen.....	119
5.4	Boden.....	125
5.4.1	Ergebnisse der feldbodenkundlichen und bodenphysikalischen Untersuchungen an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtestationsnetzes .....	125
5.4.2	Räumliche Variabilität der Bodenkenndaten im Untersuchungsgebiet .....	159
5.4.2.1	Profilbezogene Erfassung der Bodenartenvariabilität im Untersuchungsgebiet.....	160
5.4.2.2	Profilbezogene Erfassung der effektiven Durchwurzelungstiefe anhand horizontbezogener Merkmale.....	165
5.4.2.3	Profilbezogene Ableitung der nutzbaren Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes (nFKWe) im Untersuchungsgebiet .....	173
5.4.3	Regionalisierung der Bodenkenndaten .....	178
5.5	Nutzung .....	181
5.6	Reliefparameter.....	184
6	Ergebnisse und Interpretation der standörtlichen Untersuchungen zur innerjährlichen Sickerwasser- und Bodenfeuchtedynamik an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtestationsnetzes .....	188
6.1	Die innerjährliche Sickerwasserbildung als Funktion des Niederschlages an den Feldstationen des Lysimetermeßnetzes .....	188
6.1.1	Lysimeterstationen in der Gemarkung Greverath .....	189
6.1.2	Lysimeterstation in der Gemarkung Schleidweiler/Rodt.....	208
6.1.3	Lysimeterstationen in der Gemarkung Idenheim .....	214
6.1.4	Lysimeterstationen in der Gemarkung Meckel.....	222
6.2	Innerjährliche Bodenfeuchtedynamik unter Berücksichtigung boden- und nutzungsspezifischer Aspekte.....	238
6.2.1	Das Bodenfeuchtestationsnetz in der Gemarkung Greverath.....	239

6.2.2	Das Bodenfeuchtestationsnetz in der Gemarkung Schleidweiler/Rodt.....	255
6.2.3	Das Bodenfeuchtestationsnetz Idenheim.....	264
6.2.4	Das Bodenfeuchtemeßnetz in der Gemarkung Meckel.....	300
6.3	Abschätzung der realen Verdunstung (ET <sub>real</sub> ) aus den Wasserhaushaltsbilanzgrößen Niederschlag, Sickerwassermenge und Bodenwasservorratsänderung (Bodenspeicherrückhalt).....	319
6.3.1	Standörtliche Bewertung der Jahressumme der realen Evapotranspiration an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtestationsmeßnetzes .....	320
6.3.2	Gegenüberstellung der rechnerisch abgeleiteten Jahressummen der realen Evapotranspiration an den Lysimeterstationen am Beispiel unterschiedlicher Verfahren .....	331
7	GIS-basierte Regionalisierung der jährlichen Sickerwassermenge aus der ungesättigten Bodenzone .....	336
7.1	Gebietsspezifische Betrachtungen und methodischer Ansatz.....	336
7.2	Eingangsparameter .....	337
7.3	Berechnung der jährlichen Sickerwassermenge durch Verknüpfung der Einzelergebnisse.....	339
7.4	Ergebnisse der Regionalisierung der jährlichen Sickerwassermengen mit Hilfe nutzungsabhängiger Regressionsgleichungen .....	340
7.5	Exemplarische Berechnungen der Jahressickerwassermengen für ausgewählte Standorte im Untersuchungsgebiet .....	347
8	Diskussion .....	350
8.1	Standortspezifische Merkmale als Kriterium für den Nachweis der naturräumlichen Variabilität im Untersuchungsgebiet .....	351
8.1.1	Niederschlag.....	351
8.1.2	Gebietsniederschlag .....	353
8.1.3	Bodeneigenschaften .....	353
8.1.4	$nFKWe$ .....	358
8.1.5	Landnutzung .....	360
8.2	Bewertung der bodenhydrologischen Parameter Sickerwasser und Bodenfeuchte als Funktion der Standort- und Gebietseigenschaften .....	360
8.2.1	Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung auf der Basis der statistischen Datenanalyse der Lysimeteruntersuchungen .....	361
8.2.2	Innerjährliche Dynamik der Sickerwasserbildung als Funktion von Niederschlag, Nutzung- und Bodeneigenschaften .....	367
8.2.2.1	Sickerwasserbildung als Funktion der Niederschläge.....	367
8.2.2.2	Sickerwasser als Funktion von Niederschlag und Nutzung.....	371
8.2.2.3	Sickerwasserbildung als Funktion von Niederschlag und Bodeneigenschaften .....	377

8.2.3	Überprüfung des Nutzungs- und Bodeneinflusses auf die Sickerwasserbildung am Beispiel berechneter Jahressickerwassermengen nach RENGGER et al. (1990) für die Standorte des Lysimeter- und Bodenfeuchtestationsmeßnetzes .....	387
8.2.4	Bodenfeuchtedynamik als Funktion der Standorteigenschaften .....	389
8.2.4.1	Bedeutung des Niederschlages für die Bodenfeuchte .....	390
8.2.4.2	Langfristige Auswirkungen des Niederschlages auf den Jahresgang der Bodenfeuchte .....	391
8.2.4.3	Kurzfristige, ereignisabhängige Auswirkungen der Niederschläge auf die Bodenfeuchtedynamik .....	397
8.2.4.4	Modifizierung der innerjährlichen Bodenfeuchtedynamik durch Boden- und Nutzungseinfluß .....	399
8.3	Jahressumme der realen Evapotranspiration als Funktion der Standorteigenschaften .....	402
8.3.1	Jahressumme der realen Evapotranspiration als Restglied der Wasserhaushaltsbilanzgleichung .....	403
8.3.2	Gemessene und berechnete Jahressummen der realen Evapotranspiration .....	410
8.4	Regionalisierung der Jahressickerwassermengen .....	411
9	Schlußfolgerungen .....	419
10	Zusammenfassung .....	429
11	Literaturverzeichnis .....	432

## **Anhang: Band II**

**Figurenverzeichnis**

Fig. 1:	Lage des Untersuchungsgebietes mit den stationär eingerichteten Meßstandorten. Quelle: verändert nach LAHMEYER 1974d, S. 3 und RICHTER 1983, S. 3 .....	15
Fig. 2:	Klimatypen in Rheinland-Pfalz (Kartenausschnitt aus FISCHER 1989, S. 85; verändert) .....	19
Fig. 3:	Gegenüberstellung der Jahresmitteltemperatur in °C für die Stationen Halsdorf (305 m ü. NN) und Trier-Petrisberg (265 m ü. NN); Langjährige Mittelwerte Halsdorf: 8,5 °C und Trier: 9,1 °C; Datengrundlage: DWD Wetteramt Trier .....	20
Fig. 4:	Jahresgang der langjährigen mittleren Monatstemperaturen an den Stationen Trier-Petrisberg (265 m ü. NN) und Halsdorf (305 m ü. NN) für den Zeitraum 1960-1990; Datengrundlage: DWD Wetteramt Trier .....	21
Fig. 5:	Mittlere Jahresniederschläge für die Stationen Trier-Petrisberg, Bitburg, Zemmer-Mühlchen, Halsdorf, Spangdahlem und Newel für den Zeitraum 1961-1996; Datengrundlage: DWD Wetteramt Trier.....	22
Fig. 6:	Langjährige mittlere Monatsniederschläge für die Stationen Trier-Petrisberg, Bitburg, Zemmer-Mühlchen, Halsdorf, Spangdahlem und Newel für den Zeitraum 1961-1990; Datengrundlage: DWD Wetteramt Trier .....	22
Fig. 7:	Räumliches Verteilungsmuster der Bodengruppen im Untersuchungsgebiet (Quelle: MINISTERIUM FÜR LANDWIRTSCHAFT, WEINBAU UND FORSTEN, RHEINLAND-PFALZ 1983).....	25
Fig. 8:	Übersicht über den Bereich des Grundwassererkundungsgebietes;.....	28
Fig. 9:	Räumliche Verteilung der berechneten gebietsspezifischen Grundwasserneubildung in einem Teiluntersuchungsgebiet der Trier-Bitburger-Mulde für den Zeitraum 1962-1975.....	29
Fig. 10:	Schnitt durch den Aufbau der Lysimeterstation .....	33
Fig. 11:	Bilanzierungskörper Lysimeter.....	34
Fig. 12:	Hydrologischer Kreislauf: aus statischer und natürlicher, landschaftsbezogener Sicht (verändert nach ZEPP 1995, S. 17) .....	36
Fig. 13:	Geologische Übersicht für das Untersuchungsgebiet im Bereich der Gemarkungen Niersbach, Greverath und Heidweiler (Fig. 13, 14, 16 u. 18: Kartenlegende in Anhang-Tasche) .....	63
Fig. 14:	Geologische Übersicht für das Untersuchungsgebiet im Bereich der Gemarkungen Rodt, Schleidweiler, Orenhofen und Zemmer .....	65
Fig. 15:	Geologisches Profil im Bereich von Idenheim .....	67
Fig. 16:	Geologische Übersicht für das Untersuchungsgebiet im Bereich der Gemarkungen Idenheim, Idesheim und Hofweiler.....	68
Fig. 17:	Muschelkalkstufen und hauptterrassenzeitliches Kylltal bei Welschbillig.....	69
Fig. 18:	Geologische Übersicht für das Untersuchungsgebiet im Bereich der Gemarkungen Meckel .....	70

Fig. 19: Niederschlagspolygone im Untersuchungsgebiet mit Angabe der Meßstationen sowie der einzelnen Polygonflächengrößen [km <sup>2</sup> ]	80
Fig. 20: Jahresganglinien der Monatssummen der potentiellen Evapotranspiration (HAUDE 1955) an den Stationen Greverath-Acker, Badenborn und Halsdorf im Bearbeitungszeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998	84
Fig. 21: Verteilung der Sickerwassermengen an den Feldstationen für die einzelnen hydrologischen Halbjahre im Beobachtungszeitraum 1.4.94 bis 31.3.98; (Datenreihen für das hydrologische Jahr '94/95 sind unvollständig)	95
Fig. 22: Verteilung der Sickerwassermengen an den Ackerstationen des Lysimetermeßnetzes für die einzelnen hydrologischen Halbjahre im Beobachtungszeitraum 1.4.94 bis 31.3.98; (Datenreihen für das hydrologische Jahr '94/95 sind unvollständig)	96
Fig. 23: Verteilung der Sickerwassermengen an den unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeterstationen (Acker, Grünland, Wald) in der Gemarkung Meckel für die einzelnen hydrologischen Halbjahre im Beobachtungszeitraum 1.4.94 bis 31.3.98	96
Fig. 24: Verteilung der Sickerwassermengen an den unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeterstationen (Acker, Grünland, Wald) in der Gemarkung Greverath für die einzelnen hydrologischen Halbjahre im Beobachtungszeitraum 1.4.94 bis 31.3.98; (Datenreihen für das hydrologische Jahr '94/95 sind unvollständig)	97
Fig. 25: Lysimeterstation Greverath-Acker: Abhängigkeiten zwischen den Jahressummen von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermenge (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) im Zeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998	108
Fig. 26: Lysimeterstation Greverath-Acker: Abhängigkeiten zwischen den Monatssummen der hydrologischen Halbjahre (in chronologischer Reihenfolge) von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermenge (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) im Zeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998	108
Fig. 27: Lysimeterstation Greverath-Acker: Abhängigkeiten zwischen den Monatssummen der hydrologischen Sommerhalbjahre (in chronologischer Reihenfolge) von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermenge (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) im Zeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998	109
Fig. 28: Lysimeterstation Greverath-Acker: Abhängigkeiten zwischen den Monatssummen der hydrologischen Winterhalbjahre (in chronologischer Reihenfolge) von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermenge (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) im Zeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998	109
Fig. 29: Lysimeterstation Greverath-Acker: Abhängigkeiten zwischen den Wochenwerten (in chronologischer Reihenfolge) von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermenge (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) im Zeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998	110
Fig. 30: Lysimeterstation Meckel-Acker: Abhängigkeiten zwischen den Jahressummen von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) im Zeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998	111
Fig. 31: Lysimeterstation Meckel-Acker: Abhängigkeiten zwischen den Monatssummen der hydrologischen Halbjahre (in chronologischer Reihenfolge) von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) im Zeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998	111

Fig. 32: Lysimeterstation Meckel-Acker: Abhängigkeiten zwischen den Monatssummen der hydrologischen Sommerhalbjahre (in chronologischer Reihenfolge) von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) im Zeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998 .....	112
Fig. 33: Lysimeterstation Meckel-Acker: Abhängigkeiten zwischen den Monatssummen der hydrologischen Winterhalbjahre (in chronologischer Reihenfolge) von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) im Zeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998 .....	112
Fig. 34: Lysimeterstation Meckel-Acker: Abhängigkeiten zwischen den Wochenwerten (in chronologischer Reihenfolge) von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) im Zeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998 .....	113
Fig. 35: Abhängigkeiten zwischen den Jahressummenwerten von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) aller Stationen des Lysimetermeßnetzes (unterschiedliche Nutzungsarten und Bodeneigenschaften) im Zeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998 .....	115
Fig. 36: Abhängigkeiten zwischen den Jahressummenwerten von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) aller Ackerstationen des Lysimetermeßnetzes (mit unterschiedlichen Bodeneigenschaften) im Zeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998 .....	116
Fig. 37: Abhängigkeiten zwischen den Jahressummenwerten von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) der Lysimeterstationen unterschiedlicher Nutzungsart in der Gemarkung Greverath (mit vergleichbaren Bodeneigenschaften) im Zeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998 .....	116
Fig. 38: Abhängigkeiten zwischen den Jahressummenwerten von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) der Lysimeterstationen unterschiedlicher Nutzungsart in der Gemarkung Meckel (mit vergleichbaren Bodeneigenschaften) im Zeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998 .....	116
Fig. 39: Klassifizierte Zeit-Tiefen-Verteilung der Bodenfeuchte an der Station Greverath-Acker für das hydrologische Jahr 1997/98 .....	121
Fig. 40: Vergleich der prozentualen, gemarkungsbezogenen Häufigkeiten der Durchwurzelungstiefen in der Bodenschätzung und in der feldbodenkundlichen Kartierung .....	171
Fig. 41: Vergleich der prozentualen, gemarkungsbezogenen Häufigkeiten der <i>nFKWe</i> -Klassen in der Bodenschätzung und in der feldbodenkundlichen Kartierung .....	177
Fig. 42: Vergleich der prozentualen, gemarkungsbezogenen Häufigkeiten der Bodenartengruppen in der Bodenschätzung und in der feldbodenkundlichen Kartierung .....	179
Fig. 43a: Absolute Verteilung der Nutzungsklassen auf der Gesamtfläche [km <sup>2</sup> ] des Untersuchungsgebietes .....	183
Fig. 43b: Prozentuale Verteilung der Nutzungsklassen für die Fläche des Untersuchungsgebietes .....	184
Fig. 44: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) an der Station Greverath-Acker für das hydrologische Jahr 1994/95 .....	191

Fig. 45: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Greverath-Acker für das hydrologische Jahr 1995/96 .....	193
Fig. 46: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Greverath-Acker für das hydrologische Jahr 1996/97 .....	194
Fig. 47: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Greverath-Acker für das hydrologische Jahr 1997/98 .....	196
Fig. 48: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) an der Station Greverath-Grünland für das hydrologische Jahr 1994/95 .....	197
Fig. 49: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Greverath-Grünland für das hydrologische Jahr 1995/96 .....	199
Fig. 50: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Greverath-Grünland für das hydrologische Jahr 1996/97 .....	201
Fig. 51: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Greverath-Grünland für das hydrologische Jahr 1997/98 .....	202
Fig. 52: Bestandsniederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) an der Station Greverath-Wald für das hydrologische Jahr 1994/95 .....	204
Fig. 53: Bestandsniederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Greverath-Wald für das hydrologische Jahr 1995/96 .....	205
Fig. 54: Bestandsniederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Greverath-Wald für das hydrologische Jahr 1996/97 .....	206
Fig. 55: Bestandsniederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Greverath-Wald für das hydrologische Jahr 1997/98 .....	208
Fig. 57: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) an der Station Rodt-Acker für das hydrologische Jahr 1994/95 .....	209
Fig. 58: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Rodt-Acker für das hydrologische Jahr 1995/96 .....	210
Fig. 59: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Rodt-Acker für das hydrologische Jahr 1996/97 .....	212
Fig. 60: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Rodt-Acker für das hydrologische Jahr 1997/98 .....	213
Fig. 61: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) an der Station Idenheim-Acker ( <i>mu</i> ) für das hydrologische Jahr 1994/95 .....	214
Fig. 62: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Idenheim-Acker ( <i>mu</i> ) für das hydrologische Jahr 1995/96 .....	216
Fig. 63: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Idenheim-Acker ( <i>mu</i> ) für das hydrologische Jahr 1996/97 .....	217
Fig. 64: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Idenheim-Acker ( <i>mu</i> ) für das hydrologische Jahr 1997/98 .....	218



Fig. 65: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) an der Station Idenheim-Acker (mm) für das hydrologische Jahr 1994/95.....	219
Fig. 66: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Idenheim-Acker (mm) für das hydrologische Jahr 1995/96.....	220
Fig. 67: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Idenheim-Acker (mm) für das hydrologische Jahr 1996/97.....	221
Fig. 68: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Idenheim-Acker (mm) für das hydrologische Jahr 1997/98.....	222
Fig. 69: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) an der Station Meckel-Acker für das hydrologische Jahr 1994/95 .....	223
Fig. 70: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Meckel-Acker für das hydrologische Jahr 1995/96 .....	224
Fig. 71: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Meckel-Acker für das hydrologische Jahr 1996/97 .....	226
Fig. 72: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Meckel-Acker für das hydrologische Jahr 1997/98 .....	227
Fig. 73: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) an der Station Meckel-Grünland für das hydrologische Jahr 1994/95 .....	228
Fig. 74: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Meckel-Grünland für das hydrologische Jahr 1995/96 .....	229
Fig. 75: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Meckel-Grünland für das hydrologische Jahr 1996/97 .....	230
Fig. 76: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Meckel-Grünland für das hydrologische Jahr 1997/98 .....	231
Fig. 77: Bestandsniederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) an der Station Meckel-Wald für das hydrologische Jahr 1994/95.....	233
Fig. 78: Bestandsniederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Meckel-Wald für das hydrologische Jahr 1995/96.....	234
Fig. 79: Bestandsniederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Meckel-Wald für das hydrologische Jahr 1996/97.....	235
Fig. 80: Bestandsniederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Meckel-Wald für das hydrologische Jahr 1997/98.....	236
Fig. 81: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) an der Feldstation Greverath-Acker für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen .....	241

Fig. 82: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen an der Feldstation Greverath-Acker für die hydrologischen Jahre 1995/96 (oben) und 1996/97 (unten) auf der Basis wöchentlicher Messungen .....	243
Fig. 83: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen an der Feldstation Greverath-Acker für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen .....	244
Fig. 84: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Greverath-Grünland für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen .....	246
Fig. 85: Bodenfeuchteprofile (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Greverath-Grünland für das hydrologische Jahr 1995/96 auf der Basis wöchentlicher Messungen .....	248
Fig. 86: Bodenfeuchteprofile (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Greverath-Grünland für das hydrologische Jahr 1996/97 auf der Basis wöchentlicher Messungen .....	249
Fig. 87: Bodenfeuchteprofile (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Greverath-Grünland für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen .....	250
Fig. 88: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Greverath-Wald für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen .....	252
Fig. 89: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Greverath-Wald für die hydrologischen Jahre 1995/96 (oben), 1996/97 (Mitte) und 1997/98 (unten) auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	254
Fig. 90: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Rodt-Acker für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	257
Fig. 91: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Rodt-Acker für die hydrologischen Jahre 1995/96 (oben) und 1996/97 (unten) auf der Basis wöchentlicher Messungen .....	258
Fig. 92: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Rodt-Acker für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	259
Fig. 93: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Rodt-Grünland für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen .....	261

Fig. 94: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Rodt-Grünland für das hydrologische Jahr 1995/96 auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	262
Fig. 95: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Rodt-Grünland für das hydrologische Jahr 1996/97 auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	263
Fig. 96: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Rodt-Grünland für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	264
Fig. 97: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Idenheim-Acker (Unterer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	265
Fig. 98: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Idenheim Acker (Unterer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1995/96 auf der Basis wöchentlicher Messungen....	267
Fig. 99: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Idenheim Acker (Unterer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1996/97 auf der Basis wöchentlicher Messungen....	268
Fig. 100: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Idenheim Acker (Unterer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen....	269
Fig. 101: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Idenheim-Grünland (Unterer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen .....	271
Fig. 102: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Idenheim-Grünland (Unterer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1995/96 auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	272
Fig. 103: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Idenheim-Grünland (Unterer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1996/97 auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	273
Fig. 104: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Idenheim-Grünland (Unterer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	275
Fig. 105: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Idenheim-Wald (Unterer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen .....	276

Fig. 106: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Idenheim-Wald (Unterer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1995/96 auf der Basis wöchentlicher Messungen .....	278
Fig. 107: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Idenheim-Wald (Unterer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1996/97 auf der Basis wöchentlicher Messungen .....	279
Fig. 108: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Idenheim-Wald (Unterer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen .....	280
Fig. 109: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Idenheim-Acker (Mittlerer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	282
Fig. 110: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Idenheim-Acker (Mittlerer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1995/96 auf der Basis wöchentlicher Messungen....	284
Fig. 111: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Idenheim-Acker (Mittlerer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1996/97 auf der Basis wöchentlicher Messungen....	285
Fig. 112: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Idenheim-Acker (Mittlerer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen....	286
Fig. 113: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Idenheim-Grünland (Mittlerer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen .....	288
Fig. 114: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Idenheim-Grünland (Mittlerer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1995/96 auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	289
Fig. 115: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Idenheim-Grünland (Mittlerer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1996/97 auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	291
Fig. 116: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Idenheim-Grünland (Mittlerer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	293
Fig. 117: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Idenheim-Wald (Mittlerer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen .....	295

Fig. 118: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Idenheim-Wald (Mittlerer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1995/96 auf der Basis wöchentlicher Messungen .....	296
Fig. 119: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Idenheim-Wald (Mittlerer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1996/97 auf der Basis wöchentlicher Messungen .....	298
Fig. 120: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Idenheim-Wald (Mittlerer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen .....	299
Fig. 121: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Meckel-Acker (Unterer Keuper) für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	301
Fig. 122: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Meckel-Acker (Unterer Keuper) für das hydrologische Jahr 1995/96 auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	302
Fig. 123: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Meckel-Acker (Unterer Keuper) für das hydrologische Jahr 1996/97 auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	303
Fig. 124: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Meckel-Acker (Unterer Keuper) für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	305
Fig. 125: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Meckel-Grünland (Unterer Keuper) für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	306
Fig. 126: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Meckel-Grünland (Unterer Keuper) für das hydrologische Jahr 1995/96 auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	308
Fig. 127: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Meckel-Grünland (Unterer Keuper) für das hydrologische Jahr 1996/97 auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	309
Fig. 128: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Meckel-Grünland (Unterer Keuper) für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	310
Fig. 129: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Meckel-Wald (Unterer Keuper) für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen .....	313

Fig. 130: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Meckel-Wald (Unterer Keuper) für das hydrologische Jahr 1995/96 auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	315
Fig. 131: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Meckel-Wald (Unterer Keuper) für das hydrologische Jahr 1996/97 auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	316
Fig. 132: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Meckel-Wald (Unterer Keuper) für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen.....	317
Fig. 133: Flußplandiagramm zur Ableitung des Kennwertes 'Jährliche Sickerwassermenge aus der ungesättigten Bodenzone', verändert nach RENGGER et al. (1990) und NIBIS (1992).....	336
Fig. 134: Verarbeitung der Basisdaten: Informationsebenen im Rasterformat .....	337
Fig. 135: Abhängigkeiten zwischen den Bodenkenndaten effektive Durchwurzelungstiefe ( $W_e$ ) und nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes auf der Basis des Bohrpunktnetzes im Untersuchungsgebiet.....	359
Fig. 136: Innerjährlicher Verlauf der Sickerwasserbildung der unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeter in der Gemarkung Greverath über einen Zeitraum von vier hydrologischen Jahren (1994/95 bis 1997/98) .....	374
Fig. 137: Innerjährlicher Verlauf der Sickerwasserbildung der unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeter in der Gemarkung Meckel über einen Zeitraum von vier hydrologischen Jahren (1994/95 bis 1997/98) .....	376
Fig. 138: Vergleich der Jahressummen der Sickerwassermengen an den Lysimeterstationen der Gemarkungen Greverath und Meckel als Funktion von Niederschlag und Nutzungseinfluß für den Zeitraum von drei hydrologischen Jahren (1.4.1995 bis 31.3.1998).....	376
Fig. 139: Sickerwasserbildung an den Ackerlysimetern in den Gemarkungen Greverath (blau), Rodt (grün), Idenheim <i>mu</i> (gelb), Idenheim <i>mm</i> (rot) und Meckel (lila) für die Zeit der vier untersuchten hydrologischen Jahre 1994/95 bis 1997/98 .....	378
Fig. 140: Summe der Niederschläge und Sickerwassermengen der Ackerlysimeter für den Betrachtungszeitraum von drei hydrologischen Jahren (1.4.1995 bis 31.3.1998) .....	380
Fig. 141: Gesamtsumme der Sickerwassermengen der Lysimeter unter Ackernutzung mit entsprechender Zuordnung der Bodenartengruppen für den Zeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998 .....	382
Fig. 142: Sickerwasserbildung an den Ackerlysimetern in der Gemarkung Greverath (blau) und Meckel (grün) für die Zeit der vier untersuchten Hydrologischen Jahre 1994/95 bis 1997/98 .....	383
Fig. 143: Sickerwasserbildung an den Waldbodenlysimetern in der Gemarkung Greverath (rot) und Meckel (braun) für die Zeit der vier untersuchten hydrologischen Jahre 1994/95 bis 1997/98 .....	385
Fig. 144: Mittlere Jahressummen der Bilanzgröße reale Evapotranspiration ( $ET_{real}$ ) an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchte-meßnetzes für den Bearbeitungszeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998 .....	403

- Fig. 145: Mittlere Jahressummen der Bilanzgrößen an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes für den Bearbeitungszeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998, Waldniederschlag als angenommener Freilandniederschlag vor dem Durchgang durch das Kronendach.....406
- Fig. 146: Mittlere Jahressummen der Bilanzgrößen an den Acker-Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes für den Bearbeitungszeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998.....406
- Fig. 147: Vergleich der mittleren Jahressummen der Bilanzgrößen an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes für jeweils gleiche Nutzungsart und unterschiedliche Bodeneigenschaften am Beispiel der Stationsergebnisse der Gemarkungen Meckel und Greverath für den Bearbeitungszeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998; Waldniederschlag als angenommener Freilandniederschlag vor dem Durchgang durch das Kronendach.....408

## Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Lysimeterstation Idenheim Acker (mm): Herstellung eines Bodenmonoliths nach dem sog. Stechringprobenahmeprinzip (links); Blick in den Meßschacht mit den Ablaufvorrichtungen für das Sickerwasser aus den Lysimetern in die Auffangbehälter (rechts).....	45
Abb. 2: Getreideaufwuchs auf den Acker-Lysimetern der Station Idenheim im Bereich des Mittleren Muschelkalkes.....	47
Abb. 3: Lysimeterstation Meckel-Acker: Schrumpfrisse (abgebildeter Maßstab ca. 10 cm) .....	103
Abb. 4: Lysimeterstation Idenheim-Acker (mm): Schrumpfrisse (abgebildeter Maßstab ca. 10 cm).....	103



## Tabellenverzeichnis

Tab. 1:	Einfluß der Gebietsparameter auf die Sickerwassermenge.....	1
Tab. 2:	Vergleichende Betrachtung der berechneten Werte für die gebietsspezifischen Parameter Verdunstung (V) und Infiltration (Iw) im Kyll-Einzugsgebiet (1967-1974).....	29
Tab. 3:	Referenzstationen in der Trier-Bitburger-Mulde .....	32
Tab. 4:	Übersicht der im Untersuchungsgebiet zur Verfügung stehenden Meßstationen .....	38
Tab. 5:	HAUDE-Faktoren f zur Berechnung der möglichen Verdunstung von Gras, $f_T$ für mittlere Tageswerte und $f_M$ für Monatssummen (nach DIN 19685) .....	43
Tab. 6:	Regressionskoeffizienten zur Berechnung der realen Evapotranspiration nach RENGGER & WESSOLEK (1996, S. 47) .....	44
Tab. 7:	Nutzungsabhängige Regressionsgleichungen zur Berechnung der Jahressickerwassermenge aus der ungesättigten Bodenzone nach RENGGER et al. (1990) .....	48
Tab. 8:	Ab- bzw. Zuschläge [mm] von der bzw. auf die Grundwasserneubildung [mm] in Abhängigkeit von Exposition des Hanges und Hangneigungsstufen (vgl. MÜLLER et al. 1992, Verknüpfungsregel 5.6, Tab. 2) .....	49
Tab. 9:	Zuschläge [mm] zur Grundwasserneubildung [mm] in Abhängigkeit von Hangposition (hiervon ausgenommen ist der Oberhang) und Hangneigungsstufen (vgl. MÜLLER et al. 1992, Verknüpfungsregel 5.6, Tab. 3) .....	49
Tab. 10:	Hangneigungsstufen (verändert nach KA4, 1994, S. 58) .....	58
Tab. 11:	Niederschlagsverteilung (korrigiert) an den Feldstationen nach hydrologischen Jahren und Mittelwertangaben .....	74
Tab. 12:	Niederschlagsverteilung (korrigiert) an den Feldstationen, getrennt nach hydrologischen Halbjahren.....	75
Tab. 13:	Übersicht über die Verteilung der monatlichen Niederschlagsmengen (unkorrigiert) an den amtlichen Stationen im Bereich des Untersuchungsgebietes (Bearbeitungszeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998) mit Angabe der Lage der Station ü. NN sowie Zuordnung der Station zu den Niederschlagspolygonflächen .....	78
Tab. 14:	Meßstationen zur Ermittlung der Niederschlagspolygone (THIESSEN-POLYGONE) im Untersuchungsgebiet: Zusammenstellung der Niederschläge (unkorrigiert) für die hydrologischen Halbjahre und Jahre (Bearbeitungszeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998) .....	79
Tab. 15:	Ausweisung der stationszugehörigen Niederschlagspolygonflächen sowie Niederschlagspolygonanteile an der Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes (UG I und UG II).....	81
Tab. 16:	Lageangabe der amtlichen Klimastationen mit Hinweis auf die zeitlich begrenzte Datenverfügbarkeit .....	83
Tab. 17:	Jahressummenwerte und Mittelwert der Jahressumme der potentiellen Verdunstung (ETp n. HAUDE) .....	84

Tab. 18: Überprüfung der Lysimeterparallelen anhand der Regressions- und Korrelationsanalyse für den Beobachtungszeitraum vom 1.4.1994 bis 31.3.1998 .....	89
Tab. 19: Übersicht über die für die Datenanalyse zur Verfügung stehenden Lysimeterparallelen im Bearbeitungszeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998 .....	93
Tab. 20: Verteilung der Sickerwassermengen (= Mittelwerte der Lysimeterparallelen) in [mm] an den Feldstationen für den Betrachtungszeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998, getrennt nach hydrologischen Halbjahren (HHJ) und hydrologischen Jahren (Hydr.-Jahr) .....	94
Tab. 21: Zusammenfassende Übersicht der standörtlich gemessenen Jahressummen von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwasser (= Mittelwert) im Betrachtungszeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998 .....	98
Tab. 22: Ergebnisse der Korrelations- und Regressionsanalyse auf Basis der Jahressummen von Niederschlag- (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) an den Standorten des Lysimeter- und Bodenfeuchtestationsnetzes für den Zeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998 .....	100
Tab. 23: Regressionsgleichungen, Korrelationskoeffizienten und ausgewählte Signifikanzprüfungen auf der Basis der Monatssummen von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) für die Lysimeterstationen im Beobachtungszeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998 .....	102
Tab. 24: Regressionsgleichungen, Korrelationskoeffizienten und ausgewählte Signifikanzprüfungen auf der Basis der Wochenwerte von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwert der Lysimeterparallelen) für die Lysimeterstationen im Beobachtungszeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998 .....	102
Tab. 25: Ergebnisse der Korrelations- und Regressionsanalyse auf Basis der Summen von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) der hydrologischen Halbjahre an den Lysimeterstationen im Zeitraum 1.10.1994 bis 31.3.1998 .....	105
Tab. 26: Ergebnisse der Korrelations- und Regressionsanalyse auf Basis der Monatssummen ( in chronologischer Reihenfolge) von Niederschlag und Sickerwassermengen für die Betrachtung aller hydrologischen Halbjahre, aller hydrologischen Sommer- und aller hydrologischen Winterhalbjahre im Zeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998 .....	106
Tab. 27: Korrelationskoeffizienten und Regressionsgleichungen für die Betrachtung der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung unterschiedlich zusammengestellter Stationskonstellationen auf Basis der Jahressummen von Niederschlag und Sickerwasser für den Zeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998 .....	114
Tab. 28: Vergleich der gemessenen (Lysimeter) und berechneten (nach RENGGER et al. 1990) Jahressickerwassermengen [mm/a] an den Feldstationen über einen Zeitraum von vier hydrologischen Jahren (1994/95 bis 1997/98) .....	118
Tab. 29: Ergebnisse der Korrelations- und Regressionsanalyse zur Überprüfung der Beziehung zwischen den gemessenen und gerechneten Sickerwassermengen .....	119
Tab. 30: Bodenwassersäulen zu Beginn und am Ende der hydrologischen Halbjahre und daraus errechnete Jahresbilanzwerte .....	123
Tab. 31: Standörtliche Angaben zu den Feldstationen in der Gemarkung Greverath .....	126
Tab. 32: Profilbeschreibung für die Profilgrube der Lysimeterstation Greverath-Acker .....	126

Tab. 33: Profilbeschreibung für die Profilgrube der Lysimeterstation Greverath-Grünland .....	127
Tab. 34: Profilbeschreibung für die Profilgrube der Lysimeterstation Greverath-Wald.....	127
Tab. 35: Prozentuale Korngrößenverteilung und Bodenartendifferenzierung der Standortprofile in der Gemarkung Greverath.....	128
Tab. 36: Bodenphysikalische Kenndaten: Lysimeterstation Greverath-Acker .....	130
Tab. 37: Bodenphysikalische Kenndaten: Lysimeterstation Greverath Grünland .....	131
Tab. 38: Bodenphysikalische Kenndaten: Lysimeterstation Greverath Wald.....	132
Tab. 39: Standörtliche Angaben zu den Feldstationen in der Gemarkung Schleidweiler/Rodt.....	134
Tab. 40: Profilbeschreibung für die Profilgrube Lysimeterstation Rodt-Acker.....	134
Tab. 41: Profilbeschreibung für die Profilgrube Bodenfeuchtemeßfeld Rodt-Grünland .....	135
Tab. 42: Prozentuale Korngrößenverteilung und Bodenartendifferenzierung der Standortprofile in der Gemarkung Schleidweiler/Rodt.....	135
Tab. 43: Bodenphysikalische Kenndaten: Lysimeterstation Rodt-Acker .....	137
Tab. 44: Bodenphysikalische Kenndaten: Bodenfeuchtemeßfeld Rodt-Grünland.....	137
Tab. 45: Standörtliche Angaben zu den Feldstationen in der Gemarkung Idenheim ( <i>mu</i> ) .....	138
Tab. 46: Profilbeschreibung für die Profilgrube Lysimeterstation Idenheim-Acker ( <i>mu</i> ) .....	139
Tab. 47: Profilbeschreibung für die Profilgrube Bodenfeuchtemeßfeld Idenheim-Grünland ( <i>mu</i> ) .....	139
Tab. 48: Profilbeschreibung für die Profilgrube Bodenfeuchtemeßfeld Idenheim-Wald ( <i>mu</i> ).....	140
Tab. 49: Prozentuale Korngrößenverteilung und Bodenartendifferenzierung der Standortprofile in der Gemarkung Idenheim ( <i>mu</i> ) .....	141
Tab. 50: Bodenphysikalische Kenndaten: Lysimeterstation Idenheim-Acker ( <i>mu</i> ).....	142
Tab. 51: Bodenphysikalische Kenndaten: Bodenfeuchtemeßfeld Idenheim-Grünland ( <i>mu</i> ).....	143
Tab. 52: Bodenphysikalische Kenndaten: Bodenfeuchtemeßfeld Idenheim-Wald ( <i>mu</i> ) .....	145
Tab. 53: Standörtliche Angaben zu den Feldstationen in der Gemarkung Idenheim ( <i>mm</i> ) .....	146
Tab. 54: Profilbeschreibung für die Profilgrube Lysimeterstation Idenheim-Acker ( <i>mm</i> ) .....	146
Tab. 55: Profilbeschreibung für die Profilgrube Bodenfeuchtemeßfeld Idenheim-Grünland ( <i>mm</i> ) .....	147
Tab. 56: Profilbeschreibung für die Profilgrube Bodenfeuchtemeßfeld Idenheim-Laubwald ( <i>mm</i> ).....	147
Tab. 57: Prozentuale Korngrößenverteilung und Bodenartendifferenzierung der Standortprofile in der Gemarkung Idenheim ( <i>mm</i> ) .....	148
Tab. 58: Bodenphysikalische Kenndaten: Lysimeterstation Idenheim-Acker ( <i>mm</i> ).....	150
Tab. 59: Bodenphysikalische Kenndaten: Bodenfeuchtemeßfeld Idenheim-Grünland ( <i>mm</i> ):.....	151
Tab. 60: Bodenphysikalische Kenndaten: Bodenfeuchtemeßfeld Idenheim-Laubwald ( <i>mm</i> ) .....	151
Tab. 61: Standörtliche Angaben zu den Feldstationen in der Gemarkung Meckel.....	152
Tab. 62: Profilbeschreibung für die Profilgrube Lysimeterstation Meckel-Acker.....	153

Tab. 63: Profilbeschreibung für die Profilgrube Lysimeterstation Meckel-Grünland .....	153
Tab. 64: Profilbeschreibung für die Profilgrube Lysimeterstation Meckel-Wald.....	153
Tab. 65: Prozentuale Korngrößenverteilung und Bodenartendifferenzierung der Standortprofile in der Gemarkung Meckel.....	154
Tab. 66: Bodenphysikalische Kenndaten: Lysimeterstation Meckel-Acker .....	156
Tab. 67: Bodenphysikalische Kenndaten: Lysimeterstation Meckel-Grünland.....	158
Tab. 68: Bodenphysikalische Kenndaten: Lysimeterstation Meckel-Wald .....	157
Tab. 69: Absolute Häufigkeiten der We-Klassen im Untersuchungsgebiet.....	169
Tab. 70: Relative Häufigkeiten der We-Klassen im Untersuchungsgebiet.....	170
Tab. 71: Absolute Häufigkeiten der <i>nFKWe</i> -Klassen im Untersuchungsgebiet .....	174
Tab. 72: Relative Häufigkeiten der <i>nFKWe</i> -Klassen im Untersuchungsgebiet .....	175
Tab. 73: Absoluter Flächenanteil der Nutzungen im Untersuchungsgebiet auf der Basis der Landnutzungsklassifikation, Fläche [km <sup>2</sup> ].....	182
Tab. 74: Prozentualer Flächenanteil der Nutzungen im Untersuchungs-gebiet.....	183
Tab. 75: Klasseneinteilung der Hangneigung nach NIBIS .....	185
Tab. 76: Bilanzgrößen an der Lysimeterstation Greverath-Acker (Mittlerer Buntsandstein).....	321
Tab. 77: Bilanzgrößen an der Lysimeterstation Greverath-Grünland (Mittlerer Buntsandstein).....	322
Tab. 78: Bilanzgrößen an der Lysimeterstation Greverath-Wald (Mittlerer Buntsandstein).....	323
Tab. 79: Bilanzgrößen an der Lysimeterstation Rodt-Acker (Oberer Buntsandstein) .....	324
Tab. 80: Bilanzgrößen an der Lysimeterstation Idenheim-Acker (Unterer Muschelkalk).....	325
Tab. 81: Bilanzgrößen an der Lysimeterstation Idenheim-Acker (Mittlerer Muschelkalk).....	326
Tab. 82: Bilanzgrößen an der Lysimeterstation Meckel-Acker (Unterer Keuper).....	327
Tab. 83: Bilanzgrößen an der Lysimeterstation Meckel-Grünland (Unterer Keuper) .....	328
Tab. 84: Bilanzgrößen an der Lysimeterstation Meckel-Wald (Unterer Keuper).....	329
Tab. 85: Gegenüberstellung der Ergebnisse der Jahresbilanzgrößen von Sickerwasser (gemessen bzw. berechnet) und reale Evapotranspiration (aus der Ableitung unterschiedlicher Arbeitsansätze) an den Feldstationen, deren Prozentanteile am Jahresniederschlag sowie Mittelwertbildung für drei volle hydrologische Jahre im Zeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998 .....	332
Tab. 86: Gegenüberstellung der Prozentwerte der Sickerwassermengen an der jeweiligen Sickerwassermengen-Klasse für die Fläche des Untersuchungsgebietes nach den Berechnungsverfahren RENGGER et al. (1990) und NIBIS (1992).....	346
Tab. 87: Tabellarische Übersicht der Variabilität der Jahressickerwassermengen für ausgewählte Beispiele im Untersuchungsgebiet der Trier-Bitburger-Mulde auf der Basis der beiden Berechnungsverfahren nach RENGGER et al. (1990) und NIBIS (1992) für den Bearbeitungszeitraum von vier hydrologischen Jahren (1994 bis 1998) (vgl. hierzu Anhang: Tab. 43 bis Tab. 58).....	348

Tab. 88: Interaktion zwischen Einflußgrößen und Bilanzgrößen des Wasserhaushaltes, verändert nach OLBRISCH (1975, S. 33).....	350
Tab. 89: Jahressummen von Niederschlag (korrigiert), Sickerwasser (Mittelwert der Lysimeterparallelen) und daraus berechnete reale Evapotranspiration der drei hydrologischen Jahre (1.4.1995 bis 31.3.1998).....	381
Tab. 90: Mittlere Jahressummen von Niederschlag, Sickerwasser und daraus berechnete reale Evapotranspiration der drei hydrologischen Jahre (1.4.1995 bis 31.3.1998) .....	381
Tab. 91: Bodenfeuchtemeßstellen im Untersuchungsgebiet mit profilspezifischer Bodenartendifferenzierung .....	389

## Kartenverzeichnis

Karte 1: Geologische Großräume der Trier-Bitburger-Mulde .....	61
--	----

# 1 Einleitung

Die stetig wachsende Beeinträchtigung der Umwelt u.a. durch die landwirtschaftliche Nutzung hat zu einer zunehmenden Belastung des Grundwassers geführt. In der Bundesrepublik Deutschland kommt dem Grundwasser für die Trinkwasserversorgung eine wichtige Rolle zu. Den größten Anteil an der öffentlichen Wasserversorgung in den alten Bundesländern haben mit ca. 72% das Grund- und Quellwasser gegenüber 27% Oberflächenwasseranteil (HÜTTER 1990, S. 48). In Rheinland-Pfalz erfolgt die öffentliche Wasserversorgung zu 94% aus dem Grundwasser (LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT 1991). Hieraus leitet sich die Forderung nach einer langfristigen Sicherung des nutzbaren Grundwasserdargebotes - sowohl im Hinblick auf die Ressourcensicherung als auch im Bereich der Grundwasserbewirtschaftung - ab.

Zur Quantifizierung der Grundwasserneubildung liegen eine Reihe von direkten und indirekten Methoden vor, die einerseits im Bereich der ungesättigten Bodenzone (= Sickerwasserzone), andererseits im Bereich der gesättigten Bodenzone Anwendung finden. Durch eine große Anzahl von wasserhaushaltlichen Regionalstudien konnte in den letzten Jahren die Bedeutung der ungesättigten Bodenzone hinsichtlich der gebietsspezifischen Erfassung der Sickerwasserbildung herausgestellt werden (vgl. BOHLEBER 1992, BOUWER 1995, DISSE 1995, GROSS 1997, HUSMANN 1996). Es wird festgestellt, daß die räumliche wie auch zeitliche Variabilität der Sickerwassermengen aus der ungesättigten Bodenzone ganz entscheidend durch klimatische, boden- und nutzungsspezifische Einflußfaktoren bestimmt wird. Der Funktion des Bodens kommt dabei in diesem komplexen Wirkungsgefüge die Rolle eines hydrologischen Reglers, Speichers und Verteilers zu (vgl. BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1990, S. 373).

Die Trier-Bitburger-Mulde (SW-Eifel) wird seit langen Jahren aufgrund ihrer wasserwirtschaftlichen Bedeutung für den Regierungsbezirk Trier intensiv geologisch und hydrogeologisch untersucht. Die Untersuchungen u.a. zur Grundwasserneubildung fanden hauptsächlich im Bereich der wassergesättigten Zone statt.

Der Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit liegt in der Ermittlung der Sickerwassermengen. Bei den hier zur Anwendung kommenden Verfahren handelt es sich zum einen um Lysimetermessungen (= direkte Methode), zum anderen um Ableitungen der Jahressickerwassermengen aus Kennwerten des Bodenwasserhaushaltes (= indirekte Methoden). Beide Methoden haben - im Gegensatz zu den bisherigen Forschungsarbeiten in dieser Region - den Bereich der ungesättigten Bodenzone als Untersuchungsgegenstand. Besondere Aufmerksamkeit wird dabei den komplexen Vorgängen und Interaktionen zwischen den gebietsspezifischen Eigenschaften von Klima, Boden, Nutzung und Wasser geschenkt (Tab. 1).

Das ca. 79 km<sup>2</sup> große Untersuchungsgebiet innerhalb der Trier-Bitburger-Mulde wurde aufgrund seiner

Tab. 1: Einfluß der Gebietsparameter auf die Sickerwassermenge

Gebietsparameter		
Eingangsgröße	Einflußgrößen	‘Ausgabegröße’
Niederschlag (Freiland/Bestand)	Geologie / Ausgangssubstrat Boden (bodenphysikalische Parameter) Klima (Verdunstung) Relief	gebietsspezifische Sickerwassermenge aus der ungesättigten Bodenzone

geologisch bedingten regionalen Bedeutung als Grundwasserlandschaft gewählt. Das darin aufgebaute Lysimeter- und Bodenfeuchtestationsnetz berücksichtigt die unterschiedlichen mesozoischen Ausgangsgesteine dieses Landschaftsraumes (vgl. Fig. 1, Kap. 3.2).

Ziel der Untersuchungen ist die punktuelle und flächendifferenzierte Ermittlung der zeitlichen und räumlichen Variabilität der Sickerwassermengen aus der ungesättigten Bodenzone auf der Basis der oben genannten direkten sowie indirekten Methoden. In einem ersten Schritt werden standortspezifische Niederschlags-Sickerwasser-Beziehungen für die Jahressickerwassermengen aus den Lysimetern untersucht. Die Bewertung der hierdurch erzielten standörtlichen Jahressickerwassermengen erfolgt in Abhängigkeit von Klima, Boden und Nutzung unter besonderer Beachtung:

- \* der innerjährlichen Sickerwasserdynamik,
- \* der innerjährlichen Bodenfeuchtedynamik *und*
- \* der ableitbaren Größe 'reale Verdunstung'.

In einem nächsten Schritt wird die punktuelle Berechnung der Jahressickerwasserraten für das Untersuchungsgebiet aus der Ableitung des Bodenwasserhaushaltes vorgenommen. Die hierfür notwendigen Eingangsparameter wurden im gesamten Untersuchungsgebiet über bodenkundliche und landschaftsökologische Feldkartierungen unter Einbeziehung der finanzamtlichen Bodenschätzung punktbefunden gewonnen.

Am Ende der Arbeit steht die Regionalisierung der Jahresversickerung auf der Basis der punktuell erfaßten Parameter mit Hilfe des Geographischen Informationssystems ARC/INFO für vier hydrologische Jahre. Hierdurch wird die zeitliche und räumliche Variabilität der Sickerwassermengen aus der ungesättigten Zone als Funktion der Naturraumausstattung herausgestellt.



## 2 Stand der Forschung

Gerade die Diskussion um die zunehmende Zerstörung der Umwelt durch den Menschen, aber auch um eine mögliche klimatische Veränderung und die dadurch bedingten Auswirkungen auf den Wasserhaushalt haben dem Schutz der Wasserressourcen eine große Bedeutung zuerkannt. Dies bedeutet gleichzeitig, daß die wasserwirtschaftlichen Planungen insbesondere die natürlichen Prozesse des Wasserhaushaltes und die darauf einflußnehmenden anthropogenen Bedingungen wie Nutzung, Landerschließung etc. zur Kenntnis nehmen und einen intensiven Austausch mit Fachwissenschaftlern suchen. In immer stärkerem Maße werden wasserhaushaltliche Prozesse in Regionalstudien modelliert. Dabei kommen gerade der Grundwasserneubildung und der Verdunstung eine überaus große Bedeutung zu (vgl. u.a. DISSE 1995, WEGEHENKEL 1995, HÖLTING & REICHMANN 1996, WESSOLEK et al. 1985, 1999).

### 2.1 Grundwasserneubildung

Grundwasserneubildung ist definiert als der 'Zugang von in den Boden infiltriertem Wasser zum Grundwasser' (DIN 4049, Teil 5). Um eine standort- sowie gebietsspezifische Bilanzierung der Grundwasserneubildung - und im Zusammenhang damit - der Verdunstung - durchführen zu können, bedarf es der Ermittlung relevanter Gebietsparameter des Wasserhaushaltes, die zum einen meßtechnisch erfaßt, zum anderen mit Hilfe eines Modells simuliert werden können (vgl. DISSE 1995, S. 5).

Als Bilanzgröße der Wasserbilanz, läßt sie sich für längerfristige Betrachtungen wie folgt ausdrücken:

$\text{Grundwasserneubildung} = \text{Niederschlag} - \text{Verdunstung} - \text{Abfluß}$	Gl. 1
---	-------

Wichtige Steuerfaktoren, welche die Grundwasserneubildung maßgeblich beeinflussen sind:

- Niederschlagsmenge
- Verdunstungsrate
- bodenphysikalische Parameter
- Versickerungsleistung, -fähigkeit
- Vegetation bzw. Flächennutzung.

Zusätzlich zu diesen Faktoren bewirkt der Einfluß des Faktors Relief (Exposition und Hangneigung), - im Vergleich zu ebenen Standorten - eine Verstärkung der räumlichen Variabilität der Grundwasserneubildung (vgl. Kap. 7).

#### 2.1.1 Regionale Studien zur Grundwasserneubildung

Nachfolgend werden verschiedene regionale Untersuchungen zum Gebietswasserhaushalt vorgestellt, die sich mit der Ermittlung der Grundwasserneubildung aus den Niederschlägen befassen. Der Forschungsüberblick beschränkt sich dabei auf Arbeiten, die sich im wesentlichen auf die Verfahren der Lysimetertechnik, der Ableitung aus dem Bodenwasserhaushalt sowie der Berechnung aus der Wasserhaushaltsgleichung stützen.

Der Arbeitskreis 'Grundwasserneubildung der Fachsektion Hydrogeologie' (1977) legt eine Vielzahl von Methoden unterschiedlichster Ansätze zur Ermittlung der Grundwasserneubildung insbesondere für den mitteleuropäischen Klimabereich vor. Generell unterscheidet man zwischen den Verfahren, bei denen die Grundwasserneubildung als direkte Meßgröße erfaßt wird (Lysimetermethode) und den Methoden, bei denen diese durch komplexere Vorgänge (z.B. Ableitung aus dem Bodenwasserhaushalt, klimatische

Wasserbilanz, Wasserwerksmethode, Tritium-Tracermethode, Chlorid-Tracermethode, MoMNQ-Verfahren nach WUNDT (1958) ermittelt werden kann. Die Anwendungen der genannten Verfahren erfolgen sowohl in der wasserungesättigten Zone (u.a. Untersuchung der Bodenwasserhaushaltsänderungen mittels Neutronensonde, Tensiometer oder TDR-Sonde; Lysimetermessungen zur Bestimmung des Sickerwasserabflusses) bzw. in der wassergesättigten Zone (u.a. Trockenwetterabflußmessungen in Fließgewässern, Pumpversuche) (vgl. HÖLTING 1992, HÖLTING & REICHMANN 1996, S. 23).

Da der Prozeß der Grundwasserneubildung in den unterschiedlichsten Ebenen des hydrologischen Kreislaufes ermittelt bzw. geschätzt wird, muß bedacht werden, daß die verschiedenen Methoden zwangsläufig zu unterschiedlichen Ergebnissen führen (vgl. auch PREUSS 1980) und i.d.R. nicht direkt miteinander verglichen werden können.

Arbeitsansätze, die speziell im Bereich der ungesättigten Zone zur Anwendung kommen, werden in der Methodendokumentation der Bodenkunde (HENNINGS 1994) zur Auswahl gestellt. Aufbauend auf einer einheitlichen Struktur unterscheiden sich die einzelnen Verfahrensvorschläge durch bestimmte Kriterien wie Eingangsdaten, Betrachtungszeitraum sowie spezielle Verknüpfungsregeln, über die vor allem die bodenkundlichen Eingangsdaten auf der Basis standortbezogener Angaben aus Bohrstock- und Schürfgrubenuntersuchungen abgeleitet werden. Anhand von jeweils kurzen textlichen Erläuterungen erfolgen Hinweise zur Methodenumsetzung, Methodenvergleiche, Einstufung und Bewertung der Ergebnisse nach der Art der Ergebnisskalierung (metrisch bzw. ordinal skalierte Kennwert), Angabe zur Maßstabseignung sowie Einschränkungskriterien der Einsatzmöglichkeit für die regionale Umsetzung. Die textlichen Erläuterungen werden durch ein 'individuelles' Flußplandiagramm ergänzt. Durch diese graphische Umsetzung wird der Ablauf der Verknüpfungsregeln von den Eingangsdaten bis zum jeweiligen Kennwert anschaulich dokumentiert.

Ebenfalls sehr detaillierte Beschreibungen von möglichen Verfahren zur Ermittlung der direkt aus den Niederschlägen stammenden Grundwasserneubildungsraten finden sich in der Studie zur Ableitung der 'Grundwasserneubildung aus Niederschlägen' der LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ, Baden-Württemberg (1992). Im Auftrag dieser Landesanstalt wurde für das Einzugsgebiet der Kinzig und für den Oberrheingraben im Bereich von Offenbach die Grundwasserneubildung auf der Basis unterschiedlicher Methoden ermittelt. Die daraus resultierenden Ergebnisse wurden anschließend vergleichend diskutiert und bewertet. Herausgestellt wurde die überaus große Bedeutung des Gebietsniederschlages für die Grundwasserneubildung (LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ 1992, S. 13). Die z.T. sehr starken Abweichungen in den Ergebnissen der verschiedenen Berechnungsverfahren werden im wesentlichen auf die unterschiedliche Berücksichtigung und Gewichtung der gebietsspezifischen Eigenschaften in den einzelnen Verfahren zurückgeführt.

HÖLTING (1992) faßt in seinem Lehrbuch zur Hydrogeologie ebenfalls die unterschiedlichen Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildung zusammen und bewertet diese hinsichtlich der notwendigen Eingangsdaten, ihrer Zeit- und Arbeitsintensität sowie der Fehlereinschätzung bei der Interpretation der Ergebnisse. Daneben stellt er eine Übersicht bezüglich der möglichen Anwendbarkeit ausgewählter Verfahren in verschiedenartigen Untersuchungsgebieten zusammen. Um die Interpretation der Ergebnisse auf einen höheren Genauigkeitsgrad zu stellen, wird empfohlen, möglichst verschiedene Verfahren, die unterschiedliche Ausgangsdaten zur Berechnung der Grundwasserneubildung fordern, anzuwenden - eine Forderung, die in fast allen Arbeiten ausgesprochen wird.

### ***Ermittlung der Grundwasserneubildung aus dem Bodenwasserhaushalt***

RENGER & STREBEL (1980) betrachten die jährliche Grundwasserneubildung in Abhängigkeit von Bodennutzung und Bodeneigenschaften. Während der Nutzungsdifferenzierung nach Acker, Grünland und Wald ein großer Stellenwert eingeräumt wird, finden Reliefeinflüsse und der Direktabflußanteil des Niederschlages keine Berücksichtigung. Mit Hilfe von Verknüpfungsregeln werden über nutzungsabhängige Regressionsgleichungen die notwendigen Eingangsparameter Niederschlag, potentielle Evapotranspiration und pflanzenverfügbares Bodenwasser einbezogen. Die Regressionsgleichungen sind allerdings lediglich bis Hangneigungen  $< 3,5\%$  ( $= 2^\circ$ ) anwendbar, so daß bei dieser Methode eine starke Einschränkung der Tauglichkeit in den stärker reliefierten Mittelgebirgslandschaften vorliegt. HÖLTING (1992) bewertet diese Methode zudem hinsichtlich der geforderten Eingangsdaten als überaus zeit- und arbeitsintensiv. Sie ermöglicht jedoch 'eine zeitlich sehr detaillierte Erfassung der Grundwasserneubildungsraten' (HÖLTING 1992, S.62) und gestattet im Vergleich zur Lysimetermethode wesentlich differenziertere flächenbezogene Aussagen (vgl. auch WESSOLEK 1989).

RENGER et al. (1990) haben dieses ältere Verfahren nach RENGER & STREBEL (1980) unter Veränderung der nutzungsabhängigen Regressionsgleichungen stärker modifiziert. Zudem werden im Vergleich zur älteren Methode die Niederschlagswerte getrennt nach Winter- und Sommerhalbjahr als Eingangsdaten gefordert. Wie bei dem älteren Verfahren beschränkt sich die Ermittlung der jährlichen Grundwasserneubildung lediglich auf Gebiete  $< 3,5\%$  ( $= 2^\circ$ ) Hangneigung. Beide Methoden sind im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung programmiert und werden zur digitalen Erstellung bodenkundlicher Auswertungskarten verwendet (HENNING 1994, S. 55, 58).

LAMBRECHT et al. (1979) stellen den Einfluß der Bodennutzung auf den Wasserhaushalt unter besonderer Beachtung der Grundwasserneubildung sowie der Grundwassergüte anhand komplexer Bilanzierungsmethoden dar (u.a. Lysimeter, Einzugsgebietsuntersuchungen, hydrologische Modelle). Dabei spielt die flächenhafte Änderung der den Wasserhaushalt beeinflussenden Parameter eine wesentliche Rolle, die im Zusammenhang mit dem Wandel von naturnahen Landschaften in zunehmend intensiver genutzten Kulturlandschaften zu sehen sind. In dem komplexen Wirkungsgefüge 'Boden-Wasser-Pflanze' wird dem Boden, u.a. als Standort unterschiedlicher Nutzungsarten, in diesen Berechnungsansätzen ein hoher Stellenwert zugeordnet. In dieser Arbeit werden Einflüsse der Bodennutzung auf die Parameter Niederschlagsmenge, Verdunstung und Infiltration sowie letztendlich auch auf die Grundwasserneubildung intensiv untersucht. Dies sind wesentliche Voraussetzungen, wenn man regionale Wasserhaushaltsstudien z.B. zur Quantifizierung der gebietspezifischen Grundwasserneubildung durchführen will (vgl. auch RENGER et al. 1974). Im Zusammenhang mit der Diskussion der Ergebnisse wird darauf hingewiesen, daß der verwendete Begriff 'Grundwasserneubildung' durch 'Sickerwassermenge' zu ersetzen sei, da sich die Untersuchungen im wesentlichen auf den durchwurzelten Raum beschränken. Die tatsächliche Wassermenge, die den Grundwasserraum erreicht, muß gegenüber der ermittelten Sickerwassermenge geringer ausfallen (PREUSS 1980, RÖDER 1992, WERNER et al. 1997, vgl. auch Kap. 2.1.2).

In ähnlicher Weise werden von DYCK (1980) die Bedeutung der Grundwasserneubildung hinsichtlich wasserwirtschaftlicher Aufgabenstellungen betont. In dieser Arbeit werden unterschiedliche Arbeitsansätze zur Bestimmung der Grundwasserneubildung zum einen im langjährigen Mittel, zum anderen für den aktuellen Jahresgang diskutiert. Es wird darauf hingewiesen, daß bei der Wahl der einen oder anderen Methode generell zu beachten ist, daß „infolge der ausgeprägten Abhängigkeit der Evapotranspiration von Klima, Boden und Vegetation einerseits sowie der Abhängigkeit der Bodenpassage des Sickerwassers von Grundwasserflurabstand und Durchlässigkeit des Bodenprofils

andererseits die Grundwasserneubildung eine räumlich und zeitlich sehr variable Größe“ ist (DYCK 1980, S. 319; vgl. auch LIEBSCHER 1970b), wodurch ihre experimentelle und rechnerische Erfassung an Standorten und in Einzugsgebieten deutlich erschwert werden kann (vgl. auch HÖLTING 1992).

Im Zusammenhang mit der Bedeutung der gebietsspezifischen Ermittlung der Grundwasserneubildung für die wasserwirtschaftliche Planung wird die Notwendigkeit einer flächendifferenzierten Aussage immer stärker in den Vordergrund gerückt. JOSOPAIT & LILLICH (1975) sowie DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) haben ein Verfahren zur flächendifferenzierten Ermittlung der mittleren Grundwasserneubildung und ihrer kartographischen Darstellung im Maßstab 1:200.000 entwickelt. Dieses Konzept berücksichtigt wesentliche Parameter wie Klima, Boden, Vegetation/Nutzung sowie Relief, wodurch die Erfassung der Oberflächenverhältnisse und des Infiltrationsprozesses gefordert werden. Als nachteilig wird die kleinmaßstäbige Aussagekraft angemerkt. HAAS (1987) hat diese Methode in einem kleinen Untersuchungsgebiet des Ostwestfälischen Berglandes erfolgreich getestet (vgl. auch HECKMANN et al. 1985).

In Anlehnung an die Methode von DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) haben SCHROEDER & WYRWICH (1992) die langjährige mittlere Grundwasserneubildung flächendifferenziert für das Gebiet der Haltener Sande (Nordrhein-Westfalen) und der Ijsselmeer-Zuflüsse bilanziert. Der Unterschied zur erstgenannten Methode besteht in der Maßstabebene: Die gebietsspezifische Quantifizierung wird hier für den Kartenmaßstab 1:50.000 durchgeführt. Die Erhebung der Grunddaten erfolgt dabei auf der Basis eines Plan-Quadratrasters (Seitenlänge 2 km), welches über das Untersuchungsgebiet gelegt wird. Durch Vergleichsuntersuchungen mit anderen Methoden wurden anschließend die Ergebnisse bewertet. Der Gütetest dieser Methode wird anhand von Untersuchungen kleinerer Einzugsgebiete vorgenommen.

RÖDER (1992) testet für den Landschaftsrahmenplan ‘Sächsische Schweiz’ das Verfahren nach DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) sowie nach HAERTLÉ (1983) für den Kartenmaßstab 1:50.000. Als Eingangsgrößen für die Ermittlung und Bewertung der flächendifferenzierten Grundwasserneubildung dienen gebietsspezifische Parameter wie mittlerer Jahresniederschlag, potentielle Verdunstung, bodenphysikalische Parameter (u.a. Bodenart), Hangneigung und Flächennutzung. In dieser Studie konnte gezeigt werden, daß das Verfahren auch für größere Maßstäbe realistische Ergebnisse liefert. Wichtig ist jedoch die Berücksichtigung der lokalen naturräumlichen Besonderheiten. Eine Bewertung der erzielten Ergebnisse und damit auch der Tauglichkeit der Methode, die ursprünglich für den Kartenmaßstab 1:200.000 konzipiert wurde, erfolgt durch den Vergleich mit Ergebnissen, die durch andere Verfahren erzielt wurden. Die Erkenntnisse aus diesen Vergleichsuntersuchungen formuliert RÖDER (1992, S. 55) und hebt dabei die Bedeutung dieser Methode für planerische Umsetzung hervor: „Die Nutzung des Verfahrens von DÖRHÖFER und JOSOPAIT (1980) ist deshalb nicht nur vom Aufwand her eine praktikable Lösung, sondern bei behutsamer Skalierung der Werte auch ein methodisch gangbarer Kompromiß“.

Auf die Skalenproblematik bei der Regionalisierung des Bodenwasserhaushaltes und insbesondere bei der Quantifizierung der gebietsspezifischen Sickerwassermenge aus der ungesättigten Bodenzone weisen u.a. auch WESSOLEK et al. (1999) hin. Die Regionalisierung der errechneten Sickerwassermengen erfolgt auf der Basis unterschiedlich dimensionierter Rasterweiten. Die unterschiedlichen räumlichen Verteilungsmuster der Tiefenversickerung u.a. in Abhängigkeit vom Bodenaufbau werden miteinander verglichen und hinsichtlich ihrer Informationsverluste bzw. -gewinne aufgrund der Änderung des Bearbeitungsmaßstabes bewertet.

### ***Simulationen des Bodenwasserhaushaltes, Erweiterung bestehender Verfahren***

Bei der Ermittlung der Grundwasserneubildung anhand von Wasserbilanzmodellen ist die Simulation des Bodenwasserhaushalts von großer Bedeutung. Den Prozeßabläufen in der ungesättigten Zone kommt hierbei wiederum eine besondere Beachtung zu. Dies zeigt sich deutlich in der stetig wachsenden Zahl regionaler Studien hinsichtlich der Untersuchungen des Gebietswasserhaushaltes (vgl. PLATE 1993).

KLAASSEN et al. (1994) sowie KLAASSEN & SCHEELE (1995a, 1995b, 1996) haben für den Umlandverband Frankfurt/Main ein Modellierungsverfahren zur Berechnung der flächenspezifischen potentiellen Grundwasserneubildungsrate im 30-jährigen Mittel entwickelt und dies in ein Geographisches Informationssystem (ARC/INFO) eingebunden. Die Ableitung der potentiellen Grundwasserneubildung in Anlehnung an RENGIER et al. (1989, 1990) liegt schwerpunktmäßig auf der Auswertung des Bodenwasserhaushaltes. Eingangsdaten sind die Niederschläge, differenziert in Sommer- und Winterhalbjahr, die potentielle Verdunstung, berechnet nach HAUDE (1955, 1958), nutzungsdifferenziert die nutzbare Feldkapazität im Bereich der durchwurzelter Bodenzone und die kapillaren Aufstiegsraten der grundwasserbeeinflussten Böden. Da die räumliche Variabilität der potentiellen Grundwasserneubildungsraten zudem eine Funktion des Reliefs ist, wurden im Untersuchungsgebiet durch bestimmte Fallstudien sog. „spezifische Reliefaktoren“ abgeleitet. Durch die Berücksichtigung der Reliefparameter *Hangneigung* und *Hangexposition* erweitert sich der Berechnungsansatz nach RENGIER et al. (1990) in dieser Regionaluntersuchung. Die flächendifferenzierte Berechnung der potentiellen Grundwasserneubildung erfolgt - rasterbasiert in einer Auflösung von 10 x 10 m - durch die Verknüpfung der Einzeldaten über nutzungsspezifische multiple Regressionsgleichungen (vgl. auch RENGIER & WESSOLEK 1992, WESSOLEK et al. 1992, 1993, 1994). 'Im Ergebnis wird der Niederschlagsanteil errechnet, der die durchwurzelte Bodenzone verläßt und in den Untergrund übergeht. Was von dieser versickernden Menge (= potentielle bzw. maximal mögliche Grundwasserneubildung) tatsächlich den Gesteinskörper erreicht, ist damit noch nicht geklärt' (KLAASSEN & SCHEELE 1996, S. 25).

HOLZMANN (1994) untersucht die komplexen Vorgänge des Wassertransportes und der Bodenfeuchteverlagerung in der ungesättigten Bodenzone. Die notwendigen Daten finden Eingang in ein deterministisches Modell zur Bodenwasserhaushaltssimulation. Die Modellrechnungen werden für verschiedene Standorte des Leibnitzer Feldes (Steiermark, Österreich) durchgeführt. Die Simulationsergebnisse werden anhand von Bodenfeuchte- und Versickerungsmessungen mit Lysimetern verglichen, um die Tauglichkeit der Methode hinsichtlich einer Regionalisierung der punktuellen Simulationsergebnisse der jährlichen Grundwasserneubildung zu bewerten. Somit erfolgt die Kalibrierung des Bodenwasserhaushaltsmodells mit Hilfe von Lysimeterdaten. Neben den üblichen Wasserbilanzgrößen Niederschlag und Versickerung werden weitere Parameter wie Bodenfeuchte und Saugspannung für die Auswertung durch Lysimeter berücksichtigt. Die Berechnung bzw. Erfassung der raumbezogenen (Grund-)Daten (= Punktdaten) und ihre Regionalisierung (= räumliche Verteilung) erfolgt mit Hilfe eines Geographischen Informationssystems über Digitalisierung, Interpolation und Verschneidung von räumlich verteilten Daten (vgl. auch HOLZMANN & NACHTNEBEL 1994, GROSSMANN 1996, FEICHTINGER 1998a, 1998b, STENITZER 1998).

DISSE (1995, 1997) wählt zwei unterschiedliche Modellierungsansätze des Bodenwasserhaushaltes zur Berechnung der täglichen Verdunstungs- und Grundwasserneubildungsraten sowie zur Erfassung der Dynamik der Bodenfeuchte. Zum einen handelt es sich um das bereits erprobte Modell SWARTE (FEDDES et al. 1978), zum anderen um ein selbstentwickeltes Modell (SOWAS). Benötigte Eingangsgrößen sind bei beiden Modellen neben dem Niederschlag weitere meteorologische Meßgrößen zur Berechnung der potentiellen Verdunstung sowie verschiedene Boden- und Vegetations- bzw.

Nutzungsparameter. Die Modellergebnisse werden bezüglich ihrer Modellgüte durch die zusätzliche Berechnung der vorliegenden Meßdaten überprüft sowie abgesichert und gelten zunächst nur als Punktaussagen. In einem nächsten Schritt werden diese Modelle hinsichtlich der Regionalisierung der punktuell ermittelten Wasserbilanzglieder in Bezug auf eine flächenhafte Aussage des Wasserhaushaltes getestet. Der Vorteil dieser Methode wird in der geringen Anzahl und der einfachen Erhebung der - seitens des Modells - geforderten Eingabeparameter gesehen. Allerdings ist eine gute gerätetechnische Infrastruktur unabdingbar, mit der die Daten in zeitlich hochauflösender Form gespeichert werden können. Angestrebt ist eine Erweiterung des Modells SOWAS für größere und stärker reliefierte Untersuchungsgebiete. „Für ebene Einzugsgebiete hat sich SOWAS schon in der jetzigen Form bestens bewährt, da es die Prozesse im Boden effizient und für die Ermittlung von Tageswerten ausreichend genau beschreibt“ (DISSE 1995, S. 172; vgl. auch FEDDES et al. 1988, STENITZER 1998).

BUCHER et al. (1997) können im Schwalmgebiet für die hydrologischen Jahre 1987 bis 1993 anhand der Verknüpfung eines Wasserbilanzmodells mit einem Grundwassermodell zuverlässige flächendetaillierte Ergebnisse für die Grundwasserneubildung mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung erzielen. Für die Simulation des Bodenwasserhaushaltes werden Niederschlag, Temperatur und Verdunstung als zeitabhängige Variablen sowie Bodeninformationen, Landnutzung, Flurabstand und Relief als zeitunabhängige Variablen als wesentliche Eingangsparameter benötigt. Zusätzliche Daten zu Infiltration, Interflow, aktueller Verdunstung, Oberflächenabfluß und kapillarem Aufstieg müssen berechnet werden. Mit einem Grundwassermodell werden die Grundwasserstände ermittelt. Anhand der statistischen Überprüfung der Ergebnisse kann eine hohe Aussagegenauigkeit der eingesetzten Methoden belegt werden.

### ***Berechnung der Grundwasserneubildung unter Verwendung der Wasserhaushaltsgleichung***

Die Berechnung der Grundwasserneubildung aus der Wasserhaushaltsgleichung wird in zahlreichen Arbeiten häufig als Kontrollverfahren für die Kalkulation der Grundwasserneubildungsrate auf der Basis anderer Verfahren genannt und eignet sich besonders für Untersuchungsflächen in der Ebene bzw. geschlossene Einzugsgebiete. Um eine solche Quantifizierung durchführen zu können, müssen eine große Anzahl von Parametern wie z.B. Niederschlag, Verdunstung, Oberflächenabfluß und Vorratsänderung im Bodenspeicher (als Differenz von Rücklage und Aufbrauch) im zu untersuchenden Gebiet ermittelt werden (vgl. u.a. ARBEITSKREIS GRUNDWASSERNEUBILDUNG 1977, HÖLTING 1992).

In Anlehnung an das mathematische Flußgebietsmodell USDAHL von HOLTAN et al. (1974) berechnet PREUSS (1980) die Grundwasserneubildung in einigen Naturräumen Schleswig-Holsteins. Die Modellstruktur baut auf der detaillierten Wasserhaushaltsgleichung auf. Grundwasserneubildung wird als die mengenmäßige Restgröße verstanden, die abzüglich der Verdunstungs- und Abflußmenge von der in den Boden infiltrierenden Niederschlagsmenge übrig bleibt. Zur Durchführung dieser Kalkulation müssen die notwendigen Gebietseigenschaften wie Niederschlag, Temperatur, Verdunstung, Boden, Nutzung, Infiltration, Abfluß und Relief möglichst genau ermittelt werden. Als Ergebnis dieses Verfahrens erhält man eine räumlich und zeitlich differenzierte Wasserbilanz, aus der sich auch die Höhe der gebietsspezifischen Grundwasserneubildung ergibt.

BOHLEBER (1992) zeigt die Bedeutung der quantitativen Bestimmung der Bodenwassergehalte hinsichtlich einer Bilanzierung des Wasserflusses im Boden im Rahmen seiner intensiven Geländeuntersuchungen im Weiherbachtal (Kraichgau) auf. Hierbei wurde u.a. eine Berechnung der Grundwasserneubildung für die Zeitspanne eines gesamten hydrologischen Jahres mit Hilfe der klimatischen Wasserbilanz und des Bodenspeicherinhaltes durchgeführt. Die Höhe der Grundwasserneubildung wird als Differenz aus der Höhe des Niederschlages abzüglich der aktuellen

Evapotranspiration und abzüglich der Höhe des Bodenspeicherwertes am Ende des hydrologischen Jahres kalkuliert.

An zwei Meßhängen im Weiherbachtal (Kraichgau) stellt HUSMANN (1996) die Gesetzmäßigkeiten der Sickerwasserbewegungen mit Hilfe von Tensiometern und der Neutronensonde in Abhängigkeit von Witterungs- und Bodeneigenschaften sowie der Vegetation dar. Die Jahresberechnung der Höhe der Grundwasserneubildung erfolgt nach dem in der Arbeit von BOHLEBER (1992) beschriebenen Verfahren auf der Basis der meteorologischen Daten und der Bodenwassersäulen über einen Meßzeitraum von vier hydrologischen Jahren. Die starke Streuung der Jahreswerte (Niederschlag, aktuelle Evapotranspiration und Bodenspeicherwert) lassen die oben angesprochene Abhängigkeit von Sickerwasserbewegung und Witterungs-, Boden- und Nutzungseigenschaften deutlich erkennen. Dem Niederschlag als einzige positive Eingabegröße scheint dabei die stärkste Gewichtung zuzukommen.

In den beiden zuletzt genannten Untersuchungen spielt die Wasserhaushaltsgröße *reale Verdunstung* eine entscheidende Rolle bei der standortspezifischen Ermittlung der Höhe der Grundwasserneubildung. Diese läßt sich i.d.R. - außer durch wägbare Lysimeter - meßtechnisch nicht direkt ermitteln. RENGGER & WESSOLEK (1990, 1996) stellen ein Verfahren für die nutzungsdifferenzierte Berechnung der aktuellen Verdunstung in Einzeljahren vor, das auf wenigen Eingabedaten wie Sommer- und Winterniederschlagsmenge, nutzbare Feldkapazität des durchwurzelbaren Raumes sowie der potentiellen Evapotranspiration (HAUDE) beruht. Anwendungsbeispiele zu diesem Verfahren werden in dem vom *Deutschen Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V.* (DVWK) (1996) veröffentlichte Studie zur Ermittlung der Verdunstung anschaulich dargelegt.

### ***Ermittlung der Grundwasserneubildung mit der Lysimetertechnik***

Als nützliche Einrichtung zur direkten Erfassung oder Berechnung der Grundwasserneubildung sowie weiterer Bilanzgrößen des Wasserhaushaltes (Bodenfeuchte, Verdunstung) haben sich Lysimeter erwiesen (vgl. u.a. HOFER 1962, LÜTZKE 1965). Diese Technik findet weltweite Anwendung. Man erhält mit dieser Methode die niederschlagsanteilige Sickerwasserrate an einem Punkt, d.h. die Grundwasserneubildungsrate. Die Meßergebnisse sind als punktuelle Standortbilanzen zu werten. Eine Übertragung auf die Fläche erfordert daher in der Regel ergänzende Methoden, die die Abweichungen von den Lysimeterwerten durch die regionalen Veränderungen bestimmter Parameter (Niederschlag, Verdunstung, Bodenkenndaten, Vegetation/Nutzung) berücksichtigen (vgl. u.a. LIEBSCHER 1970a, JOSOPAIT & LILLICH 1975, KLAUSING & SALAY 1976, DVWK 1980, HELLEKES 1985, PROKSCH 1990, HESSISCHE LANDESANSTALT FÜR UMWELT 1992, 1994a, 1994b, HÖLTING 1992, FEICHTINGER 1993, HEYN 1993).

Der *Deutsche Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V.* (DVWK 1980) verweist in seinem Regelwerk 'Empfehlungen zum Bau und Betrieb von Lysimetern' neben unterschiedlichen bautechnischen Varianten (vgl. hierzu Kap. 4.1) und Einsatzmöglichkeiten dieser Meßtechnik im Rahmen der Wasserwirtschaft auf die Datenerfassung, Datenauswertung und die notwendigen statistischen Verfahren zur Überprüfung und Absicherung der Lysimetermessungen. Im Vordergrund der statistischen Verfahren stehen die Mengenbetrachtungen von Niederschlag und Sickerwasser anhand derer eine Bewertung der Grundwasserneubildung als Funktion des Niederschlages und der Zeit vorgenommen wird.

Die von OLBRISCH (1975a) entwickelte Methodik für eine mathematisch-statistische Auswertung von Lysimeterdaten dient u.a. „zur Untersuchung der Daten auf Fehler in der Messung oder der Meßeinrichtung sowie zur Aufdeckung und Beschreibung von Zusammenhängen zwischen den Bilanzgrößen Niederschlag, Verdunstung und Versickerung [...]“ (vgl. OLBRISCH 1975a, S. 16). Auf

der Basis zeitlich unterschiedlich aufgelöster Datenreihen von Niederschlag und Sickerwasser erfolgt die statistische Überprüfung der Höhe der Grundwasserneubildung als Funktion der komplexen Prozeßabläufe im System 'Boden-Wasser-Pflanze' (vgl. auch SCHUBACH 1952, 1970, 1973, KEPINSKI 1971, GRUNSKE 1975a, 1975b, SCHROEDER 1980).

Im folgenden wird ein kurzer Abriß über einige regionale Untersuchungen zur Erfassung der Grundwasserneubildung mit Hilfe von Lysimetern gegeben.

In Deutschland ist, wie in vielen Ländern Europas, ein Lysimeter-Länderdienst mit Großlysimeteranlagen eingerichtet. Dieser liefert der Wasserwirtschaft u.a. notwendige Daten für die Bestimmung der Grundwasserneubildung und der Ermittlung des Gebietswasserhaushaltes in unterschiedlichen naturräumlichen Einheiten der Landesteile. Die Ergebnisse der Forschungsarbeiten der Länderdienste werden regelmäßig in der Fachliteratur publiziert und diskutiert, wodurch umfangreiche Einzelveröffentlichungen vorliegen (u.a. PRENK 1963, SCHROEDER 1975, LIPPERT 1976, SALAY & TOUSSAINT 1977, 1982, PREUSS 1980, HELLEKES 1985, SCHROEDER 1988, HEYN 1993, DEYHLE 1995, KNAPPE & KEESE 1995). Aus diesen Erfahrungen sind Erkenntnisse für die wissenschaftlichen Untersuchungen der standortspezifisch und gebietsspezifisch gesteuerten Prozeßabläufe des hydrologischen Kreislaufes mit Hilfe von kleineren Lysimeteranlagen abzuleiten. Diese beziehen sich auf die notwendigen meßtechnischen Einrichtungen, die spezifischen Wasserhaushaltsuntersuchungen unter Berücksichtigung der gebietsspezifischen Verhältnisse klimatologischer, bodenkundlicher, geologischer und nutzungsspezifischer Art sowie die verschiedensten Auswertemethoden der ermittelten und berechneten Daten.

In Rheinland-Pfalz sind seit 1956 überwiegend nicht-wägbare Lysimeter (Bautyp nach FRIEDRICH und FRANZEN 1960) in einigen wasserwirtschaftlich bedeutsamen Gebieten eingerichtet worden (vgl. LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT 1986). Die Beobachtung der Wasserflüsse erfolgt hauptsächlich mit Lysimetern unter Acker- und Grünlandnutzung. Baumbestandene Lysimeter, die den Prozeß der Grundwasserneubildung unter Wald nachzeichnen, sind dagegen nicht im Lysimeterdienst vorhanden. Besonders seitens der Wasserwirtschaft besteht die Forderung das sehr weitmaschige Lysimeternetz zu verdichten, wobei nach Möglichkeit verstärkt wägbare Lysimeter errichtet werden sollen.

SCHROEDER (1969, 1970a, 1971a, 1971b, 1977, 1978, 1980, 1987a, 1988, 1991) hat durch intensive Studien zum Sickerwasserablauf aus Lysimetern in Abhängigkeit von Witterungseinflüssen, Bodeneigenschaften, Nutzungsvielfalt und der Zeit sowie durch eine ständige Anpassung der Auswerteverfahren an verfügbare wissenschaftliche Methoden wertvolle Erkenntnisse zum Verständnis des standortgebundenen dynamischen Ablaufs der Wasserflüsse in der ungesättigten Bodenzone geliefert (vgl. auch SCHROEDER & BRAUN 1976).

PROKSCH (1990) gibt einen Überblick über die verschiedenen Methoden zur Ermittlung der Grundwasserneubildung und stellt dabei die jeweils erforderlichen Eingangsdaten, die unterschiedliche Qualität der Ergebnisse, den unterschiedlich erforderlichen Arbeitsaufwand sowie Grenzen der Anwendungsmöglichkeiten dar. Besondere Berücksichtigung findet auch bei PROKSCH der Einsatz von Lysimetermessungen zur flächendifferenzierten Ermittlung der mittleren Grundwasserneubildung. Die Datenbasis seiner Untersuchungen beruht auf der Grundlage von Lysimeterdaten, die in der hydrologischen Datenbank HYDABA an der Bundesanstalt für Gewässerkunde vorliegen. Nach statistischer Überprüfung der Daten werden für die Hauptberechnungsgrößen Niederschlagsmenge (= unabhängige Variable) und Sickerwassermenge (= abhängige Variable) Regressionsgleichungen zur Ermittlung der mittleren jährlichen Grundwasserneubildung abgeleitet. Durch die zusätzliche



Berücksichtigung des Einflusses von Bodenart und Bewuchs auf den Wasserhaushalt am jeweiligen Standort können die Ergebnisse als wesentliche Grundlagen für gebietsspezifische Untersuchungen für die wasserwirtschaftliche Planung bewertet werden (vgl. PROKSCH 1994). Ein weiteres Ziel dieser Arbeit, ist die Erarbeitung einer Methode zur flächendifferenzierten Ermittlung der mittleren Grundwasserneubildungsrate auf der Basis abgeleiteter Regrssionsbeziehungen zwischen Niederschlags- und Sickerwassermengen für den Maßstab 1:50.000 (vgl. auch JOSOPAIT & LILLICH 1975). Hierzu dienen als weitere notwendige Informationsgrundlagen die Bodenkarte und die topographische Karte 1:50.000 sowie gebietsspezifische Niederschlagsmengen (vgl. auch PROKSCH 1994).

In Österreich finden seit 1991 alljährlich die internationalen *Gumpensteiner Lysimetertagungen* statt, die einen Erfahrungsaustausch hinsichtlich des Lysimeteereinsatzes u.a. im Rahmen des Grundwasserschutzes, der Trinkwasserüberwachung, einer nachhaltigen Landwirtschaft, von Stoffverlagerungen und von Deponieüberwachungen ermöglichen. Die Tagungsbeiträge werden von der Bundesanstalt für alpenländische Landwirtschaft veröffentlicht. In diesen Arbeiten zeigt sich, daß die Daten aus Lysimetermessungen u.a. eine verstärkte Berücksichtigung bei der Ermittlung des Gebietswasserhaushaltes auf der Basis von Bodenwasserhaushaltssimulationen finden (vgl. u.a. GSCHIEL et al. 1994, KEESE & KNAPPE 1996).

Den besonderen Wert der Daten aus Lysimetermessungen zur Prüfung und Kalibrierung von Simulationsmodellen des Bodenwasserhaushaltes stellt HOLZMANN (1994) deutlich heraus. Diese Arbeit zur 'Regionalisierung der jährlichen Grundwasserneubildung unter Einbeziehung von Lysimeterdaten' wird stellvertretend für zahlreiche andere Arbeiten genannt, in denen zunehmend von den punktbezogenen vertikalen Bodenwasserhaushaltsmodellen auf die gebietsspezifischen, d.h. flächendifferenzierten Grundwasserneubildungsraten geschlossen wird (vgl. auch PROKSCH 1990, 1994, HOLZMANN & NACHTNEBEL 1994, FEICHTINGER 1998a, 1998b). Die Regionalisierung der Grunddaten wird mit einem Geographischen Informationssystem (GIS) durchgeführt (vgl. auch ALBRECHT & GROSSMANN 1995).

Mit Hilfe des Bodenwasserhaushaltsmodelles SIMWASER kalkuliert STENITZER (1998) die Grundwasserneubildung für verschiedene Testgebiete im Leibnitzer Feld auf der Basis der österreichischen Bodenkarte 1:25.000. Die Modelleichung erfolgt über die Meßergebnisse aus Lysimeteranlagen, die sich im Bereich dieser Untersuchungsgebiete befinden. Der Vergleich zwischen den Meßwerten und den Simulationsergebnissen zeigt, daß mit dem entwickelten Bodenwasserhaushaltsmodell die standortspezifischen Sickerwassermengen und die Bodenwasserverhältnisse gut wiedergegeben werden können.

GROSSMANN (1996) stellt ein Einschicht-Bodenwasserhaushaltsmodell zur Berechnung der Grundwasserneubildung vor. Das Verfahren berechnet saisonale Werte und Jahressummen. Der Einsatz dieses Modells eignet sich für Wasserhaushaltsuntersuchungen sowohl für kleine als auch größere Einzugsgebiete. Die Bewertung dieses Verfahrens ist wie folgt dargelegt: „Der Vorteil dieses Ansatzes gegenüber einfacheren Verfahren besteht in der Möglichkeit einer räumlich und zeitlich differenzierten Berechnung, wobei alle relevanten Nutzungsarten berücksichtigt werden.“ (GROSSMANN 1996, S.210).

Die Lysimeteranlage des GSF - Forschungszentrums Neuherberg dient der detaillierten Erfassung des Wasserhaushaltes und von Stoffbilanzen. Durch entsprechende Instrumentalisierung der Lysimetergefäße können hydraulische und stoffspezifische Prozesse beobachtet und hierüber verbesserte Erkenntnisse über die Fließvorgänge in der ungesättigten Bodenzone gewonnen werden. KLOTZ & SEILER (1998a, 1998b) fassen in dem GSF-Bericht die Konzeption sowie die zukünftigen Forschungsperspektiven an der Lysimeteranlage Neuherberg zusammen. Im Vorwort zum GSF-Bericht 01/99 betonen KLOTZ &

SEILER (1999), daß „die Prozesse in der wasserungesättigten Zone in der Vergangenheit zu wenig durch die Hydrogeologie und nur ausschnittsweise von der Pedologie betrachtet wurden. Erst in neuerer Zeit mehrten sich die Arbeiten, die die wasserungesättigte Zone einschließlich des Bodens integral betrachten [...].“ (vgl. KLOTZ & SEILER 1999, S. 3). Hierdurch wird der erhöhte Forschungsbedarf bezüglich der ungesättigten Bodenzone herausgestellt. Vergleichbare Forderungen können für den in dieser Arbeit betrachteten Untersuchungsraum gestellt werden, der aufgrund seiner wasserwirtschaftlichen Bedeutung durch hydrogeologische sowie ingenieurgeologische Untersuchungen intensiv erforscht ist. Die Prozeßabläufe in der ungesättigten Bodenzone bleiben in diesen Untersuchungen unberücksichtigt (vgl. Kap. 2.2 u. 3.9).

Ein zusammenfassender Überblick über 25 Jahre Lysimeterforschung in Paulinenaue und die Neukonzipierung der Untersuchungen ab 1992 wird von BEHRENDT et al. (1996) vorgestellt. Diese Lysimeteruntersuchungen unterstützen u.a. die stoffhaushaltlichen Untersuchungen belasteter Böden unter Grünlandnutzung.

### 2.1.2 Terminologische Diskussion: Grundwasserneubildung bzw. Sickerwassermenge

In jüngster Zeit wird zwischen hydrologisch-/hydrogeologischen und bodenkundlichen Fachwissenschaftlern eine terminologische Diskussion hinsichtlich der Verwendung der Fachbegriffe *Grundwasserneubildung* und *potentielle Grundwasserneubildung* bzw. *Sickerwassermenge* und deren fachwissenschaftliche Zuordnung in die entsprechende Fachdisziplin geführt. Dies kommt besonders in den verschiedenen Beiträgen von HÖLTING & REICHMANN (1996), HÖLTING (1997a, 1997b) und DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1997) zum Ausdruck. Forschungsaktivitäten im Rahmen wasserhaushaltlicher Studien finden sowohl seitens der Hydrogeologen als auch der Bodenkundler in den unterschiedlichen Ebenen des Wasserkreislaufes statt.

Mit dem Verweis auf die Begriffsdefinition ‘Grundwasserneubildung’ nach DIN 4049 betont HÖLTING (1992), daß die Ermittlung der *Grundwasserneubildung* im wesentlichen als eine hydrogeologische Aufgabe zu verstehen sei. Untersuchungen zur Ermittlung dieser Wasserhaushaltsbilanzgröße finden seitens der Hydrogeologen im Bereich der wassergesättigten Zone statt. Demgegenüber konzentrieren sich die wasserhaushaltlichen Untersuchungen der Bodenkundler auf den wasserungesättigten Bereich der Bodenzone. HÖLTING & REICHMANN (1996) leiten daraus eine notwendige Begriffsdifferenzierung ab, die der jeweiligen Fachrichtung zugeordnet werden sollte: Für die Hydrogeologen ist der Begriff ‘Grundwasserneubildung’ weiterhin als Sammelbegriff entsprechend der inhaltlichen Erläuterung in DIN 4049 gültig. Seitens der Bodenkundler und fachverwandten Richtungen soll der Begriff ‘Sickerwasserrate aus dem Boden’ die Verwendung von ‘Grundwasserneubildung’ ersetzen, da durch die stärker bodenkundlichen Untersuchungsmethoden nur Teilbereiche des hydrologischen Kreislaufes untersucht werden und die Grundwasserneubildungsberechnungen somit nur Teilmengenergebnisse darstellen. Die ebenfalls in der Literatur häufig anzutreffende Verwendung des Begriffes ‘potentielle Grundwasserneubildung’ (vgl. PROKSCH 1990, KLAASSEN & SCHEELE 1995a, 1995b, 1996) sollte - so HÖLTING & REICHMANN - durch ‘Sickerwasserrate aus der ungesättigten Bodenzone’ ersetzt werden.

Die ‘Methodendokumentation Bodenkunde’ (HENNING 1994) greift bereits diese Diskussion auf, indem das Kapitel der zur Verfügung stehenden Berechnungsverfahren ‘*Grundwasserneubildung*’ mit dem Zusatz ‘*Sickerwasserrate aus dem Boden*’ überschrieben wird. Daher ist es, „im Sinne weiterer wissenschaftlicher Erkenntnis und praxisorientierter Problemlösungen anzustreben, unterschiedliche Methoden und Lösungsansätze - insbesondere aus verschiedenen Fachbereichen - zusammenzuführen bzw. gegenseitig zu ergänzen.“ (DÖRHÖFER & JOSOPAIT 1997, S. 77).

## 2.2 Regionale Studien (Geologie/Hydrogeologie) in der Trier-Bitburger-Mulde

Im Bereich der Trier-Bitburger-Mulde (TBM) werden seit Jahren verschiedene geologische und hydrogeologische Untersuchungen zur Frage der Grundwasserherkunft, der Grundwassererschließung, des Grundwasserverbrauchs und des Grundwasserschutzes durchgeführt (vgl. WEILER 1972, 1988, 1991, 1995, KRIEGER 1978, LAHMEYER 1974a, 1974b, 1974c, 1974d, 1976, 1977). In jüngster Zeit werden diese durch die Erarbeitung allgemeiner Modellvorstellungen zu Festgesteinsaquiferen am Beispiel des Wasserwerkes Kylltal (HINTERMEIER 1995) sowie eine geologisch/hydrogeologische, stratigraphisch-tektonische ansetzende Raumanalyse (KREMB-WAGNER 1996) ergänzt (vgl. auch Kap. 3.8). Anlaß dieser Untersuchungen war ein zu erstellender wasserwirtschaftlicher Rahmenplan zur Sicherung der Trinkwasserversorgung für die Stadt Trier und verschiedene Landkreise über einen 25jährigen Zeitraum bis zum Jahr 2000 sowie der Bau des Trinkwasserwerkes Kylltal (WASSERWIRTSCHAFTLICHER GENERALPLAN 1972, Sicherung der Trinkwasserversorgung, Bezirksregierung Trier). Für diese Planungsgrundlagen wurden von LAHMEYER (1974a, 1974b, 1974c, 1974d, 1976, 1977) umfangreiche Untersuchungen in der TBM durchgeführt, die im wesentlichen auf hydrologischen und hydrogeologischen Arbeitsansätzen beruhen. Mittels einer Wasserbilanz mit den Eingangsdaten Niederschlag, Abfluß, Bodenfeuchte, Verdunstung und Grundwasserneubildung wurde die regionale Verteilung des Grundwassers festgestellt. Ergänzend wurde anhand von Pumpversuchen die Gebirgsdurchlässigkeit und Wassergewinnungsmöglichkeit erkundet (LAHMEYER 1976).

KRIEGER (1978) und WEILER (1995) haben anhand von hydrogeologischen Untersuchungen ebenfalls detaillierte Aussagen u.a. zur Erfassung der gebietsspezifischen Grundwasserneubildung vorgelegt. NEGENDANK & WAGNER (1988, 1989) stellen mit den Geologischen und Hydrogeologischen Karten *Trinkwasserprojekt Kylltal* im Maßstab 1:25.000, für ein Teilgebiet der Trier-Bitburger-Mulde, wichtige Informationen für gebietsspezifische Untersuchungen zur Verfügung.

Aussagen z.B. zur Grundwasserneubildung unter Berücksichtigung von Niederschlags- bzw. Infiltrationsbedingungen erfolgen in diesen Arbeiten ausschließlich im Bereich der geologischen Strukturen der Trier-Bitburger-Mulde und zeigen einen an der Geologie/Hydrogeologie orientierten Bilanzierungsansatz auf (vgl. KREMB-WAGNER 1988, S. 205-210; 1996, S. 90-92; vgl. auch Kap 3.8).

Die Untersuchungen finden fast ausschließlich im Bereich der wassergesättigten Bodenzone statt. Die in diesen Studien weitgehend unberücksichtigte wasserungesättigte Bodenzone spielt jedoch bei der Quantifizierung der Grundwasserneubildung ebenfalls eine wichtige Rolle (vgl. GRONEMEIER 1976a, 1976b, HINTERMEIER 1995 und RUMMENHOHL frdl. mündliche Mitteilung), da es sich bei dieser Zone um einen Raum handelt, der für die Bilanzierung der Neubildung und damit auch für die Frage der Trinkwasserqualität, des Grundwasserverbrauchs und der Ausweisung von Wasserschutzgebieten von großer Bedeutung ist (vgl. RENGGER & STREBEL 1980, SPONAGEL et al. 1983, HENNING & ZEPP 1992).

LAHMEYER (1976) berücksichtigt in seiner Wasserbilanzrechnung die Bodeninfiltration als ein Teilglied im hydrologischen Kreislauf. Als Datengrundlage liegen jedoch keine gebietsspezifisch ermittelten, sondern nur geschätzte Werte vor, die sich an Studien in ähnlich ausgestatteten Landschaften orientieren (vgl. UHLIG 1954, 1956, EINSELE et al. 1969). Zudem bleiben bei den geologisch und hydrogeologisch ausgerichteten Untersuchungen charakteristische, besonders aufgrund der heterogenen geologischen Ausgangsbedingungen der Trier-Bitburger-Mulde variierende bodenphysikalische Eigenschaften unbeachtet, die sich erheblich auf die aus den Niederschlägen zur Verfügung stehenden Versickerungsmengen im Bereich der ungesättigten Bodenzone auswirken und folglich eine starke

Differenzierung der gebietsspezifischen Grundwasserneubildungsrate zur Folge haben (vgl. SCHROEDER & HAMELS 1987).

GRONEMEIER (1976a) weist in seiner hydrogeologischen Untersuchung für das Ferschweiler Plateau auf die Bedeutung der wasserungesättigten Zone für den Prozeß der Grundwasserneubildung hin (vgl. auch HINTERMEIER 1995). Er stellt heraus, daß die Versickerungsleistung bzw. die Bodenpermeabilität eines Bodens einen ganz entscheidenden Einfluß auf die Grundwasserneubildung aus dem Niederschlagsanteil hat. Hieraus ergibt sich notwendigerweise die Forderung einer gebietsspezifischen Erfassung der bodenphysikalischen Kennwerte und deren Einbindung in ein Infiltrationsmodell. Die Ergebnisse des Infiltrationsmodells finden Berücksichtigung in der stärker hydrologisch-hydrogeologisch ausgerichteten Untersuchung zur Grundwasserneubildung von GRONEMEIER (1976a).

Die Grundwasserneubildung ist somit als eine Restgröße anzusehen, die sich aus der Differenz von Niederschlagshöhe und Höhe des Wasserverbrauchs in den drei hydrologisch wirksamen Ebenen - der bodennahen Luftschicht, der ungesättigten Bodenzone und der gesättigten Grundwasserzone - ergibt (vgl. u.a. KOVACS 1973, SCHROEDER 1977, 1990).

### 3 Untersuchungsgebiet

#### 3.1 Regionaler Überblick

Die Trier-Bitburger-Mulde (TBM) liegt im linksrheinischen Teil des Rheinischen Schiefergebirges im Bereich der Westeifel, deren mesozoisches Ausgangsmaterial über dem devonischen Grundgebirge des Rheinischen Schiefergebirges abgelagert wurde und sich seit dem Tertiär zu einer Schichtstufenlandschaft entwickelt hat. Im Südwesten hat diese eine Verbindung zum Lothringisch-Luxemburgischen Schichtstufenland. Im SE grenzt sie an den Moseltrog, im NE an die Landschaften der Waldeifel (= Kyllburger Waldeifel) und im NW an die Landschaften der Westeifel.

Innerhalb eines Landschaftsausschnittes der Trier-Bitburger-Mulde wurde ein stationäres Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetz zum Zwecke von Langzeituntersuchungen dynamischer Prozesse im Bereich der ungesättigten Bodenzone eingerichtet.

#### 3.2 Naturräumliche Gliederung

Das Untersuchungsgebiet läßt sich entsprechend der Naturräumlichen Gliederung von Deutschland nach MEYNEN & SCHMITHÜSEN (1959-1962) in zwei naturräumliche Haupteinheiten des Trierer Raumes einordnen. Es handelt sich hierbei um das Bitburger Gutland (261) und Teile der Moseleifel (270). Hydrographisch gesehen umfaßt das Untersuchungsgebiet die Flußeinzugsgebiete der Moseltributäre Kyll, Salm und Nims (vgl. Fig. 1).

Die im Rahmen des Forschungsprojektes 'Quantitative Erfassung der Sickerwasserraten aus der ungesättigten Bodenzone' eingerichteten Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtestationsnetzes liegen im Bereich der folgenden topographischen Karten im Maßstab 1:25.000:

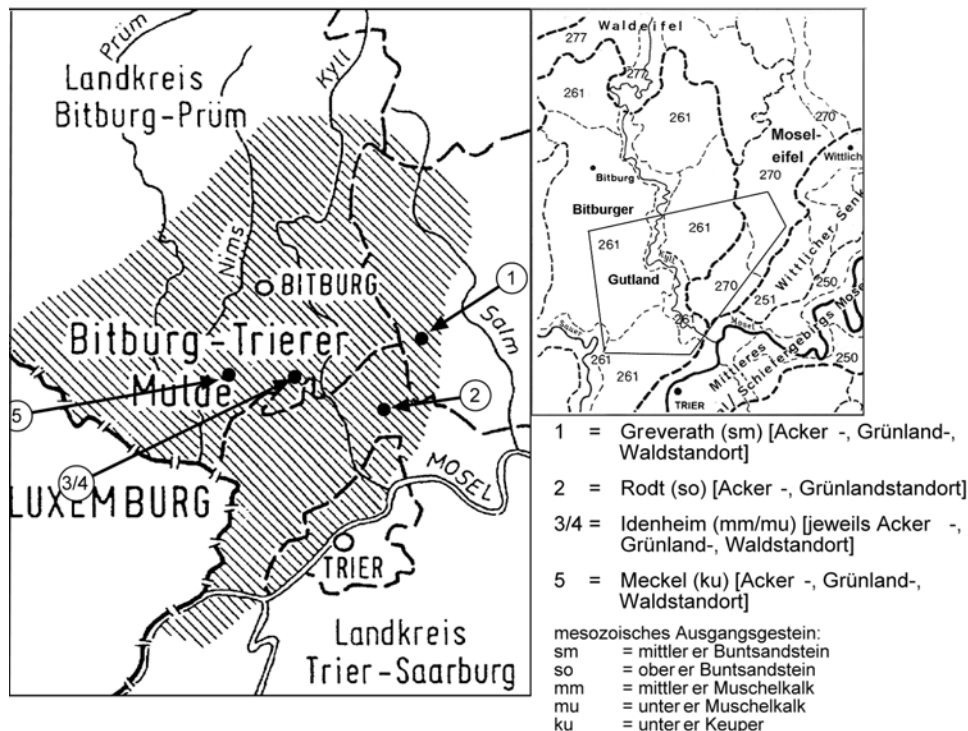


Fig. 1: Lage des Untersuchungsgebietes mit den stationär eingerichteten Meßstandorten  
 Quelle: verändert nach LAHMEYER 1974d, S. 3 und RICHTER 1983, S. 3

TK 6005 Bitburg

TK 6105 Welschbillig

TK 6006 Landscheid

TK 6106 Schweich

### 3.3 Geologie, Hydrographie und Hydrogeologie

Die Trier-Bitburger-Mulde ist eine Muldenstruktur im südlichen Rheinischen-Schiefergebirge mit Hauptstreichrichtung NE-SW. Sie ist als Teil der sog. 'Eifeler Nordsüdzone' ein mesozoischer Ablagerungsraum (bis zu 700 m mächtige mesozoische Sedimente) in dem rezent triassische Sedimente erhalten sind (vgl. u.a. KREMB-WAGNER 1988). Die auf dem devonischen Grundgebirge diskordant aufliegenden mesozoischen Gesteinsfolgen zeigen räumlich gesehen eine recht charakteristische stratigraphische Verteilung: Vom Muldenrand bis hin zur Muldenachse folgen oberflächennah anstehend auf die ältesten Gesteinsserien des Mittleren Buntsandsteins immer jüngere Sedimente des Mesozoikums bis hin zu den Lias-Ablagerungen. An einigen Stellen können diese von tertiären Kiesen, Lehmen und Tonen oder von quartären Lössen überdeckt sein (NEGENDANK 1983, WAGNER 1983, MEYER 1986, WEILER 1988, KREMB-WAGNER 1996). Ablagerungen aus der Zeit des Unteren Buntsandsteins sind in diesem Raum jedoch nicht mehr nachzuweisen. Insgesamt gesehen ist diese Muldenstruktur in sich durch Mulden, Sättel und Verwerfungen stark gegliedert. In Kap. 5.1 werden im Zusammenhang mit der Auswertung und Interpretation der gebietspezifischen Landschaftshaushaltfaktoren zur Ableitung der Sickerwassermengen die regionalgeologischen und hydrogeologischen Verhältnisse des Untersuchungsgebietes intensiv betrachtet, so daß an dieser Stelle die Ausführungen zur Geologie nicht weiter vertieft werden.

Die in der Geologischen Karte (vgl. Anhang: Karte 1) abgebildeten Strukturen der Trier-Bitburger-Mulde lassen erste Rückschlüsse auf die hydrographischen und hydrogeologischen Bedingungen des Raumes zu. Der vielfältige geologische Aufbau der TBM bestimmt nachhaltig die Hydrogeologie dieses Raumes und spielt für die regionale Differenzierung der Grundwasserneubildung und damit für die wasserwirtschaftliche Erschließung dieser Region eine bedeutende Rolle. Als Folge der lokal wechselnden petrographischen und strukturellen Eigenschaften des Ausgangsgesteins ebenso wie seiner Mächtigkeiten ergeben sich kleinräumig verschiedene Grundwasserstockwerke und unterschiedlich ausgebildete Grundwasservorräte (vgl. LAHMEYER 1974b, HINTERMEIER 1995).

Eingehende Erkenntnisse über Art und Natur des Grundwassers (u.a. Hydrochemie) und der Grundwasservorkommen erbrachten vor allem die Untersuchungen von LAHMEYER (1974a, 1974b, 1974d, 1976) und WEILER (1972, 1988, 1995) sowie die Kartierungen von NEGENDANK & WAGNER (1988, 1989) im Rahmen der Trinkwassererschließung und dem Bau des Trinkwasserwerkes Kylltal.

Der Aufbau der Trier-Bitburger-Mulde zeigt eine Abfolge von grundwasserleitenden und grundwasserstauenden Schichten. Hauptaquifere in der TBM - mit unterschiedlicher Gewichtung hinsichtlich der Grundwasserführung (LAHMEYER 1974b) - sind der Mittlere Buntsandstein (*sm*) und der Obere Buntsandstein (*so*) sowie der Untere Muschelkalk (*mu*) und der Obere Muschelkalk (*mo*). Ebenfalls hier einzuordnen ist der Lias-Luxemburger-Sandstein, der - im Bereich des Ferschweiler Plateaus und somit außerhalb des hier betrachteten Untersuchungsgebietes gelegen - ein einzigartiges natürliches Lysimeter darstellt (LAHMEYER 1974b, S. 18; vgl. auch GRONEMEIER 1976a, 1976b).

Die Sedimente des Buntsandsteins bilden den bedeutendsten Grundwasserleiter der Region. Allerdings ist festzuhalten, daß die Grundwasserführung in den Sandsteinen des Mittleren (*sm*) und Oberen

Buntsandsteins (*so*) in Abhängigkeit von der jeweiligen Gesteinsausbildung, der Klüftung und der tektonischen Beanspruchung sehr unterschiedlich ist. Hinsichtlich der Gesteinsausbildung kann festgehalten werden, daß die grobkörnigen Sandsteine ohne schluffig-tonige Beimengungen deutlich poröser sind als die feinkörnigen Sandsteine mit hohen schluffig-tonigen Anteilen und einer dadurch bedingten geringeren Wasserwegsamkeit. Erstgenannte Eigenschaften stellen somit die günstigsten Bedingungen für die Grundwasserneubildung dar (vgl. LAHMEYER 1974a, 1974b, 1974d, KRIEGER 1978, HINTERMEIER 1995). Entsprechend konnte in weiten Teilen der TBM die höchste Durchlässigkeit - und damit Grundwasser in wirtschaftlich gewinnbaren Mengen - hauptsächlich in Gebieten mit grobkörnigen, porösen und intensiv geklüfteten Sandsteinen des *sm* festgestellt und erschlossen werden. Dies begründet auch den Bau des Trinkwasserwerkes 'Kylltal' im südöstlichen Randbereich der Trier-Bitburger-Mulde.

Auf den Oberen Buntsandstein folgen die Ablagerungen des Muschelkalkes. Die Sedimente des Unteren Muschelkalks (*mu*) setzen sich im wesentlichen aus gebankten, meist dolomitischen Kalken und Mergelsteinen zusammen. Auch sie zeigen eine gute Wasserwegsamkeit und stehen über die Kluftsysteme hydrogeologisch noch mit dem Buntsandstein in Verbindung (LAHMEYER 1974a, 1974b, HINTERMEIER 1995). Demgegenüber sind die darüber lagernden Mergel des Mittleren Muschelkalkes (*mm*) durch eine geringe Wasserdurchlässigkeit gekennzeichnet und nehmen somit die Funktion eines Grundwasserstauers für den im Hangenden folgenden Oberen Muschelkalk (*mo*) ein.

Der Obere Muschelkalk (*mo*), auch Hauptmuschelkalk genannt, ist der zweitwichtigste Grundwasserleiter der Trier-Bitburger-Mulde. Er besteht im wesentlichen aus gebankten Dolomiten. Durch die stärkere Klüftung wird auch im Hauptmuschelkalk eine große Durchlässigkeit erreicht, die wiederum eine hohe Grundwasserneubildungsrate ermöglicht.

Im Unteren Keuper (*ku*) dominieren hauptsächlich Tonsteine, so daß hier zunächst von einer geringen Wasserdurchlässigkeit auszugehen ist. Wo aber Dolomite bzw. Sandsteine eingeschaltet sind kann durch die Ausbildung von Klüften die Wasserwegsamkeit lokal deutlich gesteigert werden.

Die an dieser Stelle aufgezeigten Ausführungen zur Hydrogeologie der TBM stellen einen kurzen Überblick dar. Detailliertere Ergebnisse, basierend auf den hydrologischen und hydrogeologischen Untersuchungen, die u.a. im Rahmen der Errichtung des Wassserwerkes Kylltal durchgeführt wurden sowie die Erkenntnisse aus den Neukartierungen des Unteren Kylltales sollen hier nicht weiter ausgeführt werden (vgl. hierzu WEILER 1972, LAHMEYER 1974a, 1974b, 1974c, 1974d, 1976, 1977, KRIEGER 1978, WEILER 1991, WEILER 1995, HINTERMEIER 1995, KREMB-WAGNER 1996). Einen guten Einblick in die differenzierten hydrogeologischen Verhältnisse der Trier-Bitburger-Mulde und die daraus ableitbare wasserwirtschaftliche Bedeutung bieten darüber hinaus - besonders in Verbindung mit den geologischen Karten (NEGENDANK & WAGNER 1988) - die hydrogeologischen Karten von NEGENDANK & WAGNER (1989) im Maßstab 1:25.000, die im Rahmen des 'Trinkwasserprojektes Kylltal' bearbeitet wurden.

### 3.4 Relief

Das Relief der Trier-Bitburger-Mulde läßt deutliche Strukturabhängigkeiten erkennen: Die tektonische Beeinflussung der mehr oder weniger flachlagernden bis leicht geneigten mesozoischen Sedimente führte zur Ausbildung einer ausgedehnten Schichtstufenlandschaft, die ihre Fortsetzung im Pariser Becken (Lothringisches-Luxemburgisches Schichtstufenland) findet (NEGENDANK 1983, WAGNER 1983). Insgesamt fallen die Schichten nach Südwesten - zur etwa SSW-NNE verlaufenden Achse der Mulde - ein (vgl. NEGENDANK 1983, S. 2).

Die unterschiedliche morphologische Wertigkeit - und damit Erosionswiderständigkeit - der mesozoischen Gesteine führte im Zusammenhang mit jungtertiären und quartären Hebungsvorgängen in dieser Region zu einer verschieden starken Abtragung der Schichten u.a. durch fluviale Erosion. Auf diese Weise ist ein zertaltes Schichtstufen- und Bruchschollenland entstanden, das heute das Landschaftsbild der Trier-Bitburger-Mulde prägt. Es zeigt einen deutlichen Wechsel zwischen Flächen- und Hügellandschaften, die durch mehr oder wenig deutlich ausgebildete (Schicht-)Stufen voneinander getrennt werden: Dabei führen die morphologisch weichen Gesteine im Untergrund zur Ausbildung der Flächen- und Hügellandschaften, wogegen die morphologisch harten Gesteine (*so*, *mo*, *km*, Lias2) als Stufenbildner fungieren und mehr oder weniger steile Geländestufen bilden (vgl. RICHTER 1983, 1984, ZÖLLER 1983, 1986).

Auch der Verlauf des Flußnetzes selbst zeigt eine deutliche Abhängigkeit von der Tektonik : der N-S gerichtete Verlauf von Kyll, Salm, Nims und Prüm orientiert sich an den Hauptstörungslinien. Durch sie wurden die weiten Hochflächen des Buntsandsteins v.a. während des Quartärs durch tief eingeschnittene Täler zergliedert, während sich im Bereich der Muschelkalflächen lediglich breit angelegte muldentalähnliche Formen aber auch Dellensysteme entwickelten, die heute nur noch vereinzelt Oberflächenabfluß zeigen. Diese Trockentalsysteme sind Formenelemente, die während der quartären Kaltzeiten entstanden sind, als der Untergrund aufgrund von Permafrost plombiert war und das Wasser nur oberflächlich abfließen konnte. Die Keuperregionen zeichnen sich ähnlich wie die Muschelkalkgebiete durch einen eher flachen bis leicht gewellten Charakter aus. Auch hier finden sich kaum eingetiefte Täler, sondern muldentalähnliche Talformen mit nur zeitweise einsetzendem Oberflächenabfluß (vgl. RICHTER 1983, 1984, ZÖLLER 1983).

Das Bitburger Gutland läßt sich überwiegend als eine (flach-)wellige Hochflächenlandschaft beschreiben. Das durchschnittliche Niveau bewegt sich zwischen 300-450 m ü. NN. Die Höhengschichtenkarte (vgl. Anhang: Karte 2) macht für das hier betrachtete Arbeitsgebiet deutlich, daß von Westen nach Osten eine Abnahme und von Süden nach Norden ein Anstieg der Höhe erfolgt. KREMB-WAGNER (1996) stellt über die Ausweisung der Höhengschichtenverhältnisse eine Ungleichverteilung im Bereich der Trier-Bitburger-Mulde heraus, die deutlich eine Dreiteilung der Höhengniveaus in höhere Randbereiche im Norden und Süden und eine W-E-verlaufende Querdepression erkennen läßt (KREMB-WAGNER 1996, S. 51, vgl. auch 1988, S. 148). Dies liegt in der tektonischen Entwicklung des Gebietes als Folge der unterschiedlichen Absenkungsbeträge während des Tertiärs begründet (vgl. auch Kap. 5.6).

### 3.5 Klima

Makroklimatisch gesehen hat die Trier-Bitburger-Mulde sowohl am ozeanischen als auch kontinentalen Klimatyp Anteil (vgl. Fig. 2).



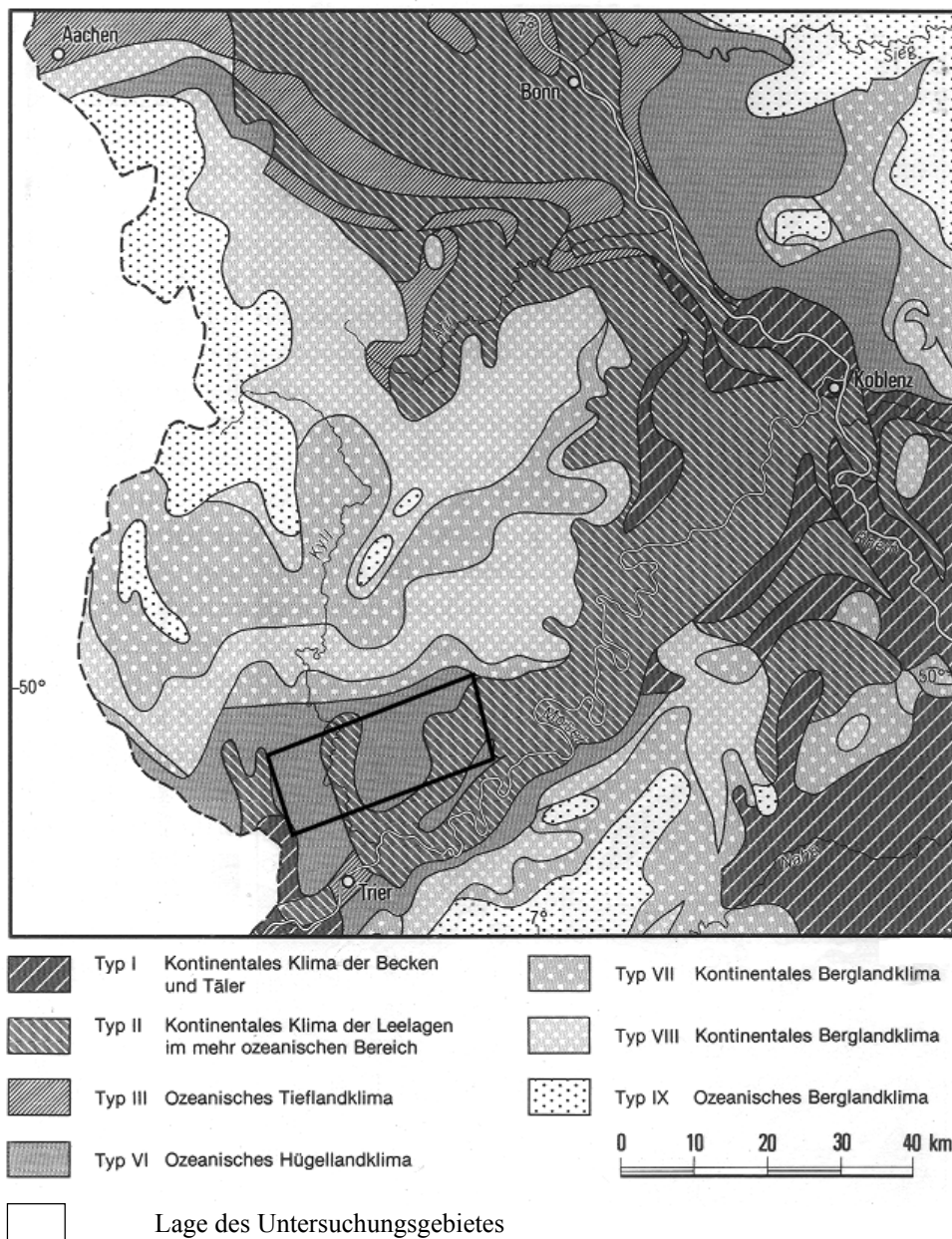


Fig. 2: Klimatypen in Rheinland-Pfalz (Kartenausschnitt aus FISCHER 1989, S. 85; verändert)

Entsprechend der Klimaklassifikation von KÖPPEN/GEIGER liegt das gesamte Untersuchungsgebiet im Cf-Klima und gehört somit in eine feuchtgemäßigte Klimazone mit ganzjährigem Niederschlag. Nach der Klassifikation von TROLL/PAFFEN handelt es sich um die subozeanische Klimazone (Zone III,3). Diese Einordnungen sind jedoch in Verbindung mit Wasserhaushaltstudien - besonders im Zusammenhang mit Aussagen über Wasserbilanzberechnungen - zu ungenau, da (v.a. reliefbedingte) lokalklimatische Unterschiede im Falle einer solchen großräumigen Einordnung unberücksichtigt bleiben. Im Rahmen der kleinräumigen Klimabetrachtung gewinnt das lokale Relief erheblich an Bedeutung. Eine Differenzierung der Niederschlagsmengen ist zudem auch auf die Exposition zu den niederschlagsbringenden Winden zurückzuführen. Höhenzüge modifizieren die durchschnittlichen Niederschlagswerte erheblich.

MEYNEN & SCHMITHÜSEN (1956) geben für das Bitburger Gutland eine Jahresmitteltemperatur von 8 °C an. Für das Untersuchungsgebiet im Bereich der Randhöhen der Naturräumlichen Einheiten 270 (Moseleifel) wird dagegen eine Jahresmitteltemperatur von nur 7 °C genannt (vgl. MEYNEN 1967).

Eine Klimacharakterisierung des Untersuchungsgebietes auf der Basis langjähriger Meßreihen kann lediglich mit Hilfe einer sehr geringen Anzahl staatlicher Meßstationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) hinsichtlich Niederschlag, Temperatur und Verdunstung erfolgen. Die Datenermittlung an den Stationen zeigt, daß die lokalklimatischen Verhältnisse u.a. als Funktion der Höhenlage zu erklären sind. Die in der Graphik (Fig. 3) als Kurvenverlauf dargestellten Werte der langjährigen Jahresmitteltemperaturen für die Klimastationen Trier-Petrisberg (265 m ü. NN) und Halsdorf (305 m ü. NN) im Zeitraum 1960 bis 1990 zeigen eine deutliche, höhenabhängige Abnahme der Temperaturwerte.

Das gleiche Phänomen läßt sich auch bei der vergleichenden Betrachtung der Jahresgänge der Monatsmitteltemperaturen im Zeitraum 1960 bis 1990 an den beiden Stationen feststellen (Fig. 4).

Für das Bitburger Gutland wird – bei großräumiger Betrachtung – von MEYNEN & SCHMITHÜSEN (1956) eine mittlere Jahresniederschlagsmenge zwischen 750 und 850 mm angegeben. Im Gegensatz dazu werden für die Randhöhen der Moseleifel lediglich Niederschläge zwischen 700 und 800 mm genannt. Hieraus läßt sich bereits eine Abnahme der Niederschlagsmenge von W nach E bzw. von SW nach NE feststellen. Diese lokalklimatische Differenzierung ist überwiegend eine Funktion der lokalen Reliefverhältnisse. Besonders hervorzuheben sind hierbei der Einfluß der Höhe, der Exposition sowie der Luv- und Lee-Effekt. Betrachtet man z.B. die Karte Nr. 51 zur räumlichen Verteilung der Niederschläge im Klima-Atlas von Rheinland-Pfalz (DWD 1957) in Verbindung mit der Höhengichtenkarte (vgl. Anhang: Karte 2), so wird der oben beschriebene Einfluß auf die räumliche Niederschlagsverteilung deutlich.

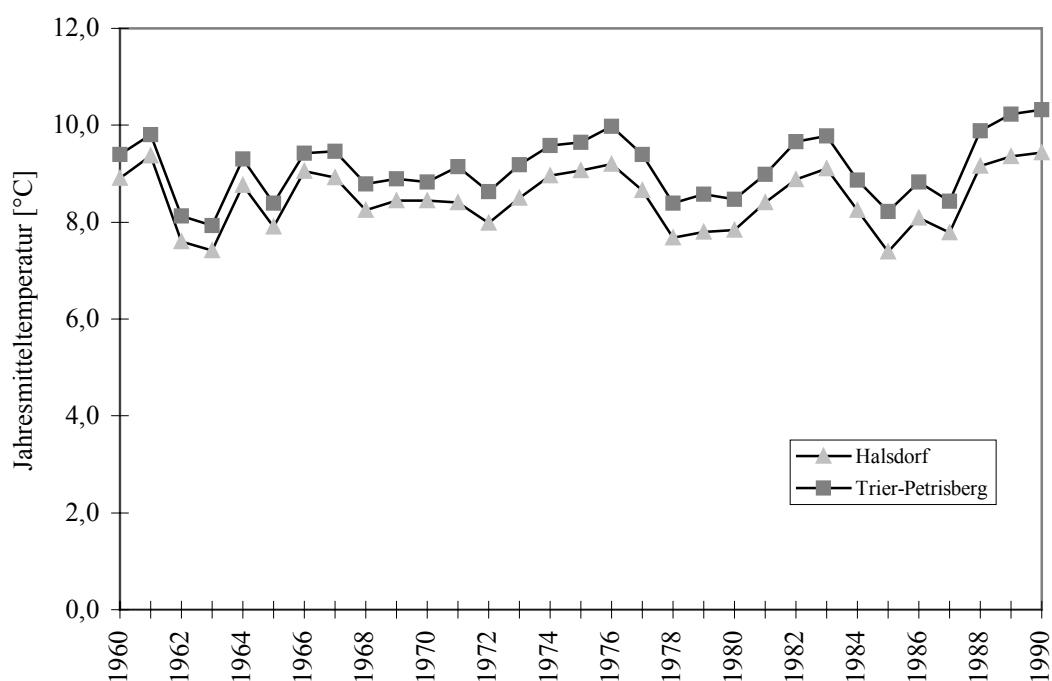


Fig. 3: Gegenüberstellung der Jahresmitteltemperatur in °C für die Stationen Halsdorf (305 m ü. NN) und Trier-Petrisberg (265 m ü. NN); Langjährige Mittelwerte Halsdorf: 8,5 °C und Trier: 9,1 °C; Datengrundlage: DWD Wetteramt Trier

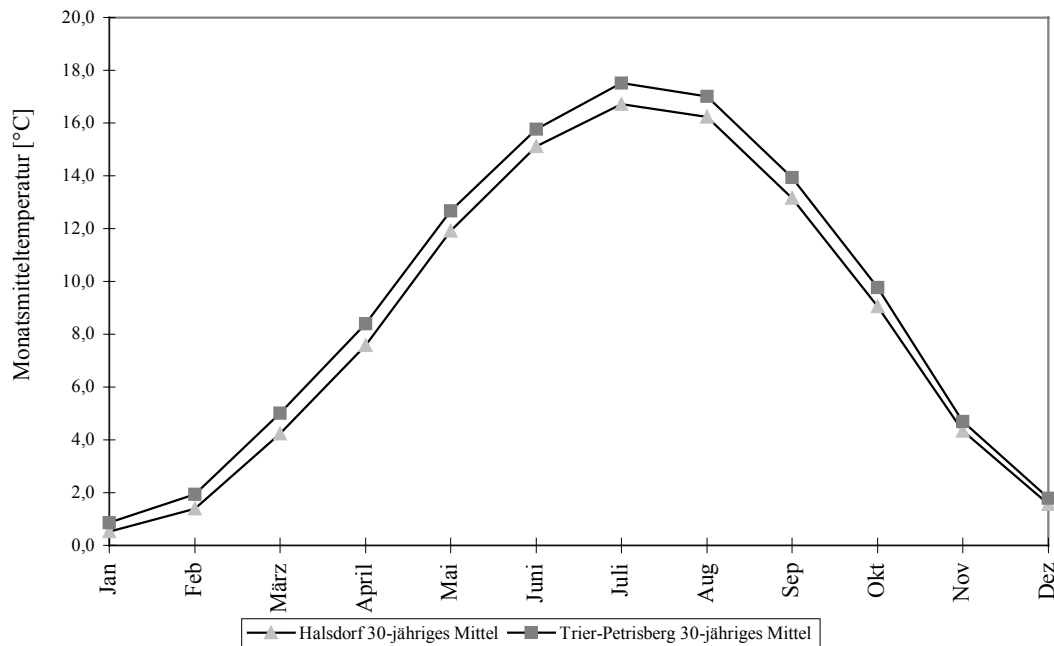


Fig. 4: Jahresgang der langjährigen mittleren Monatstemperaturen an den Stationen Trier-Petrisberg (265 m ü. NN) und Halsdorf (305 m ü. NN) für den Zeitraum 1960-1990; Datengrundlage: DWD Wetteramt Trier

Im Vergleich zur Anzahl der DWD-Stationen mit Temperaturmessungen kann die Betrachtung der gebietspezifischen Niederschlagsverteilung im Untersuchungsgebiet anhand einer größeren Stationsdichte vorgenommen werden. In der Graphik zur Darstellung der langjährigen mittleren Jahresniederschlagsmengen an den DWD-Stationen Newel (365 m ü. NN), Spangdahlem (327 m ü. NN), Halsdorf (305 m ü. NN), Zemmer-Mühlchen (293 m ü. NN), Bitburg (285 m ü. NN) und Trier-Petrisberg (265 m ü. NN) tritt die lokalklimatische Differenzierung der Jahresniederschläge deutlich hervor (Fig. 5). Liegen auch die Verlaufskurven der einzelnen Stationen relativ dicht beieinander, so sind dennoch zwischen den einzelnen Stationen Schwankungen in den Jahresniederschlagsmengen zu erkennen. Die Zunahme der Niederschlagsmenge ist nicht ausschließlich im Zusammenhang mit der Zunahme der Höhenlage einer Station zu sehen, vielmehr spielt auch die Lage der Station im Relief eine entscheidende Rolle. Die bereits oben erwähnte Abnahme der Niederschlagsmenge von West nach Ost zeigt sich beim Vergleich der Stationsdaten von Halsdorf ganz im Westen, über Bitburg in der Mitte und nach Spangdahlem weiter im Osten gelegen.

Ein differenziertes Bild hinsichtlich einer genetischen Zuordnung der Niederschläge zeigt sich bei der Betrachtung der innerjährlichen Verteilung der mittleren monatlichen Niederschlagshöhen an den verschiedenen Stationen (Fig. 6).

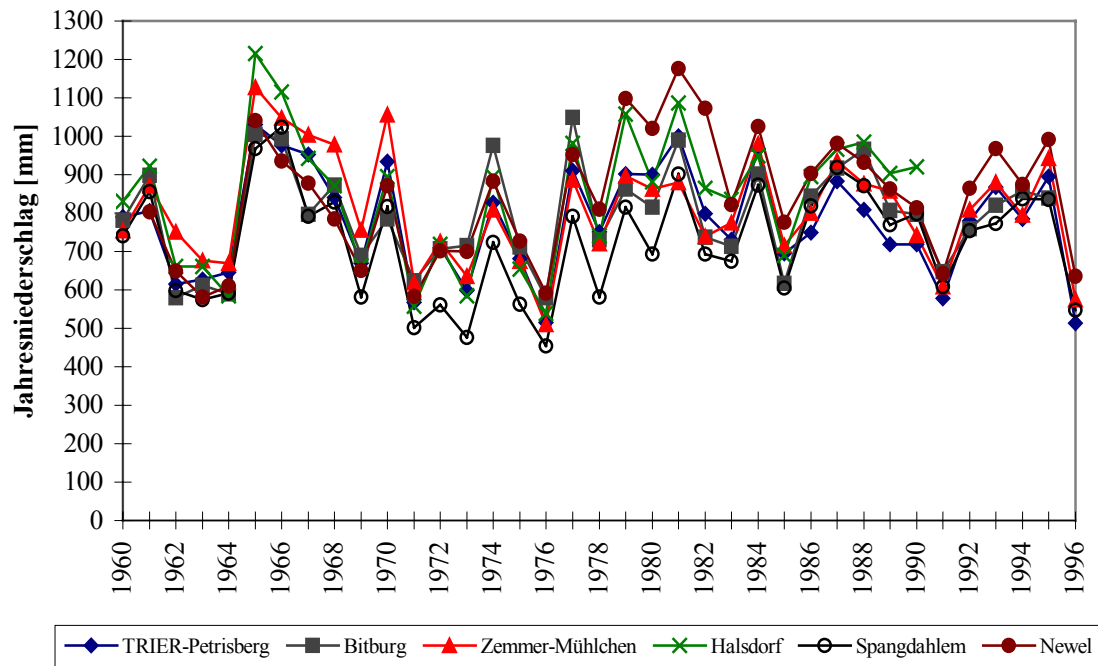


Fig. 5: Mittlere Jahresniederschläge für die Stationen Trier-Petrisberg, Bitburg, Zemmer-Mühlchen, Halsdorf, Spangdahlem und Newel für den Zeitraum 1961-1996; Datengrundlage: DWD Wetteramt Trier

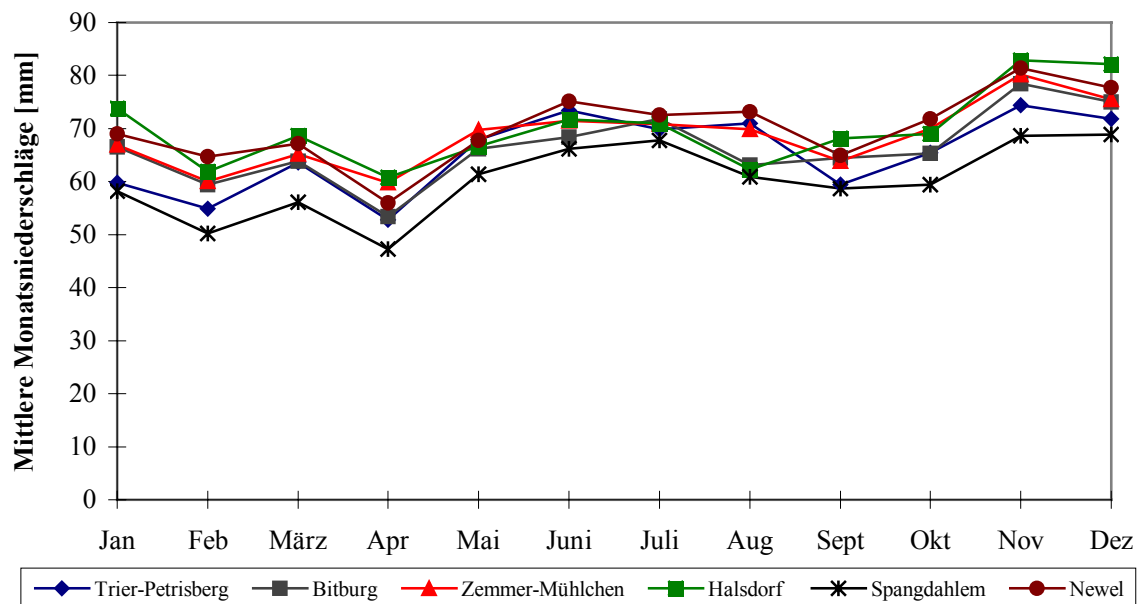


Fig. 6: Langjährige mittlere Monatsniederschläge für die Stationen Trier-Petrisberg, Bitburg, Zemmer-Mühlchen, Halsdorf, Spangdahlem und Newel für den Zeitraum 1961-1990; Datengrundlage: DWD Wetteramt Trier

Die Darstellung der innerjährlichen Verteilung der Niederschläge zeigt, daß sowohl in den Sommermonaten Juni, Juli und August als auch in den Wintermonaten November und Dezember Maxima in den Niederschlagsmengen auftreten. Während die Winterniederschläge als advektive Niederschläge der durchziehenden Frontalzyklonen zu charakterisieren sind, sind die sommerlichen Niederschlagshöhen im wesentlichen das Resultat konvektiv bedingter Starkniederschlagsereignisse.

Die potentielle Jahresverdunstung, berechnet nach der Verdunstungsformel von THORNTHWAITE et al. (1957), wird von MÜLLER (1996) für die Station Trier-Petrisberg mit einem Wert von 653 mm, jedoch ohne Nennung des Berechnungszeitraumes, angegeben.

### 3.6 Böden

Die naturräumliche Ausstattung der Trier-Bitburger-Mulde bewirkt eine starke Differenzierung hinsichtlich der Entwicklung der Böden. Neben einer deutlichen Beeinflussung der Bodenentwicklung durch das Ausgangsgestein haben zudem die bodenbildenden Faktoren Klima, Relief, Exposition, Vegetation sowie der anthropogene Einfluß besonders durch land- und forstwirtschaftliche Bewirtschaftung in unterschiedlichster Weise zu einer räumlichen Differenzierung der Bodentypen beigetragen (RICHTER 1978, SCHRÖDER 1983, 1984). Die häufig vorkommenden Mehrschichtigkeit in den Bodenprofilen lassen den Einfluß von Lößüberdeckung, solifluidaler Verlagerung und Abtragung des Ausgangsmaterials auf die Bodengenese erkennen (STÖHR 1967).

RICHTER weist darauf hin, daß es sich bei den Bodentypen des Trierer Raumes um „keine regellose Vielfalt“ handelt. Vielmehr ist zu erkennen, „daß jeder Naturraum eine bestimmte, häufig wiederkehrende Vergesellschaftung von Bodentypenarealen aufweist“ (RICHTER 1978, S. 38).

Aus der ‘Karte der Bodengruppen in Rheinland-Pfalz’ lassen sich für das Untersuchungsgebiet folgende bodengeographische Einheiten herausstellen (vgl. Fig. 7).

Die Ausweisung und die räumliche Variabilität der bodengeographischen Einheiten (16, 21, 26, 28, 29, 30) basieren im wesentlichen auf den jeweiligen unterschiedlichen Ausgangsgesteinen. Hieraus lassen sich bereits wichtige Merkmale (u.a. Ausgangsmaterial der Bodenbildung, Bodenarten) der unterschiedlichsten Bodentypen im Untersuchungsgebiet herauslesen: Über hauptsächlich quarzreichem, grobkörnigem bzw. konglomeratischem Ausgangsgestein wie dem *sm* haben sich hauptsächlich Braunerden gebildet. An Steilhängen und bei flachgründiger Bodenentwicklung über anstehendem Festgestein bildeten sich dagegen podsolige Braunerden, Podsole und teilweise - besonders unter Nadelwald - auch (Podsol-)Ranker. Zudem haben sich im Bereich der Hänge während des Pleistozäns häufig mächtige Hangschuttdecken ausgebildet. Entsprechend findet man in Mulden- und Tallagen Kolluvien mit lehmig-sandiger Ausprägung.

Auf den stärker tonig verwitterten Gesteinen des *so* sind auf den Hochflächen z.T. Ranker und saure Braunerden, daneben aber auch weit verbreitet Pseudogleye entwickelt. Die Muldenlage zeichnen sich dagegen überwiegend durch Pseudogleye und Stagnogleye aus.

In den Muschelkalkgebieten (*mu*, *mm*, *mo*) mit ihren weit vorbereiteten Kalken, Kalksandsteinen, Dolomiten und Mergeln haben sich überwiegend Rendzinen, basenreiche Braunerden, bei Lößlehmauflage Parabraunerden, vereinzelt Terra fusca und Pseudogleye entwickelt, in Tal- und Muldenlagen Kolluvien über Braunerden.

Innerhalb der Keuperregion (*ku* und *km*), deren Ausgangsgesteine sich überwiegend aus Dolomiten, Steinmergeln und Mergeln zusammensetzen, finden sich hauptsächlich Rendzinen, Rendzina-Braunerden, Braunerden, Pelosol-Braunerden und Pelosole, bei stärkerer Tonunterlage bzw. Lößlehmauflagen auch

Stagnogleye oder Pseudogleye (RICHTER 1978, SCHRÖDER 1983, MINISTERIUM FÜR LANDWIRTSCHAFT, WEINBAU UND FORSTEN 1983).

Die Übersichtskarte in Figur 7 vermittelt jedoch lediglich einen groben Einblick der bodengeographischen Landschaft des Untersuchungsgebietes. Die wissenschaftliche Fragestellung dieser Arbeit erfordert jedoch eine wesentlich differenziertere gebietsspezifische Erfassung der bodengeographischen Verhältnisse.

Durch bodenkundliche Standortaufnahmen, unter Berücksichtigung weiterer wichtiger bodenbildender Faktoren wie häufig wechselnde Reliefverhältnisse, Bodenwasserbedingungen sowie Nutzungsunterschiede, konnte eine deutlich höhere räumliche Auflösung wichtiger bodenkundlicher Kennwerte, im Vergleich zur kleinmaßstäbigen Karte der Bodengruppen, erzielt werden (vgl. Kap. 5.4).



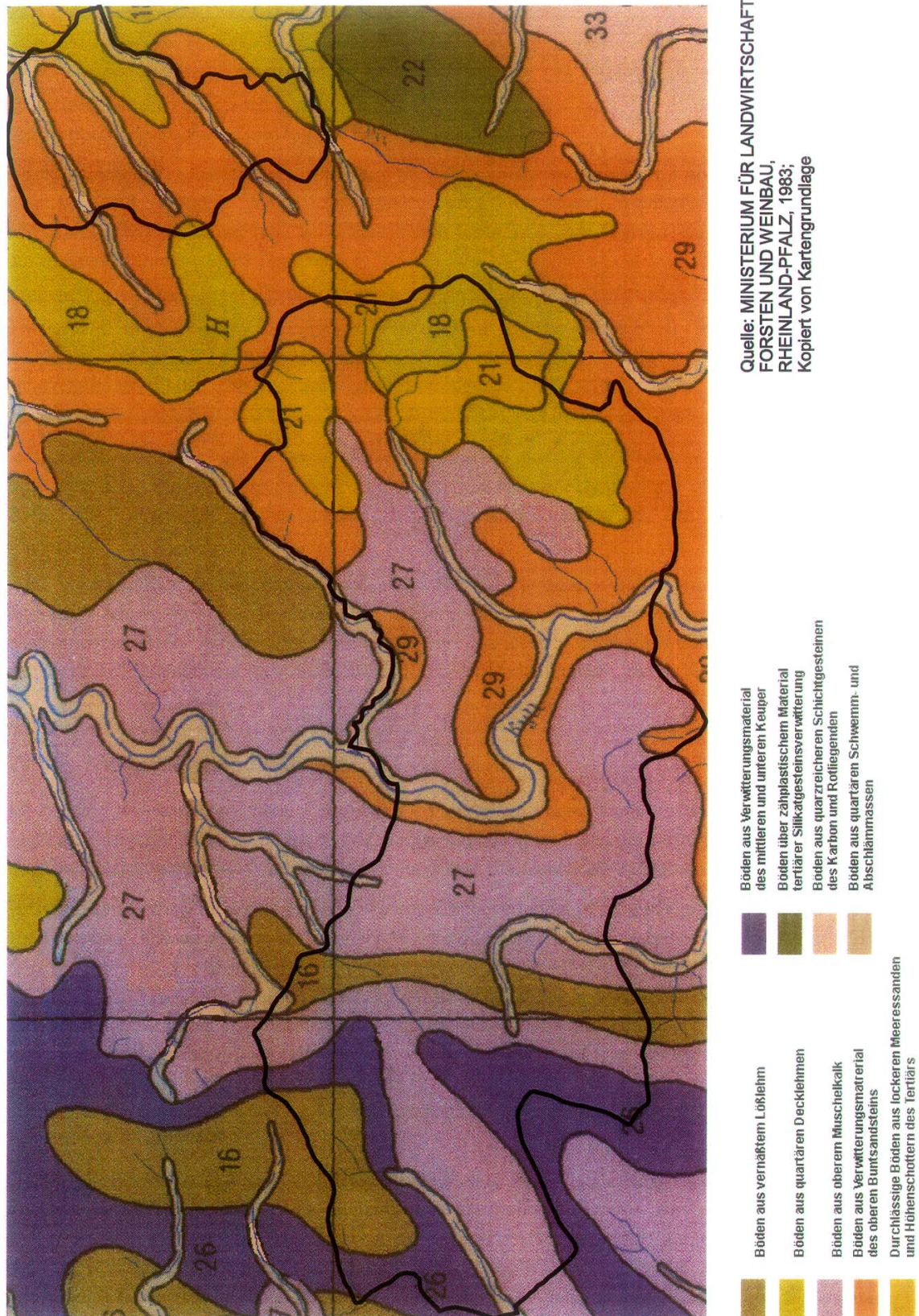


Fig. 7: Räumliches Verteilungsmuster der Bodengruppen im Untersuchungsgebiet (Quelle: MINISTERIUM FÜR LANDWIRTSCHAFT, WEINBAU UND FORSTEN, RHEINLAND-PFALZ 1983)

### 3.7 Vegetation und Nutzung

Die zuvor beschriebene hohe räumliche Variabilität der Landschaftshaushaltsfaktoren wie Ausgangssubstrat, Reliefverhältnisse, Klima und Boden lassen im Sinne der naturräumlichen Ausstattung auf eine abwechslungsreiche Waldgesellschaft als potentielle-natürliche Vegetation schließen.

„Aufgrund von Bodenentwicklung und fixierbaren Klimawerten ist es möglich geworden, durch eine Art ‘Rückrechnung’ Aussagen über das originäre Waldbild und die Begleitvegetation zu treffen“ (FISCHER 1989, S. 97). Für den Bereich der Westeifel wird von GRADMANN (1931), ROTH (1980) und FISCHER (1981) folgende Zusammensetzung genannt: bodensaurer nordisch-atlantischer Buchenwald; im Süden Eichen-Hainbuchenwald; in Hochlagen Eichen-Birkenwald. RUTHSATZ & ZOLDAN (1983) führen die Veränderung der Waldlandschaft im wesentlichen auf die römische Besiedlung zurück. Wahrscheinlich hat sich das Bild seit der frühen Bronzezeit (ab ca. 3000 v. Chr.) durch Weide-, Holz und Ackernutzung gewandelt, ‘so daß wir heute kaum noch die ursprüngliche Pflanzendecke eines Standortes rekonstruieren können’ (RUTHSATZ & ZOLDAN 1983, S. 136).

Die Trier-Bitburger-Mulde ist heute hauptsächlich eine Kulturlandschaft. Nur noch wenige Teile vermitteln einen Eindruck von der eigentlichen naturlandschaftlichen Ausprägung. Der aktuelle vegetationsgeographische Charakter dieser vom Menschen stark geprägten Kulturlandschaft ist durch einen kleinräumigen Wechsel von Laub- und Nadelwäldern, Acker- und Grünlandflächen gekennzeichnet. Die heutige Waldverteilung ist in erster Linie Ausdruck des Reliefs und der Bodengunst, häufig aber auch der Besitzstrukturen: es handelt sich hauptsächlich um Standorte, die für Ackerbau oder Grünland auch unter den heutigen Meliorationsmöglichkeiten ungeeignet sind und sich nur forstwirtschaftlich nutzen lassen (vgl. PFEFFER 1997).

Entsprechend der geologischen und bodengeographischen Differenzierung lassen sich folgende vegetationsgeographische Ausgliederungen vornehmen:

Auf den Böden des *Mittleren Buntsandsteins* überwiegt, aufgrund ihrer Nährstoffarmut und geringen Wasserkapazität, die forstwirtschaftliche Nutzung. Auf den leicht gewellten Flächen haben Meliorationsmaßnahmen zur Ausweitung der Acker- und Grünlandnutzung geführt, so daß auch im Bereich des *Mittleren Buntsandsteins* keine reine Waldlandschaft anzutreffen ist.

Im Bereich des *Oberen Buntsandsteins* finden sich heute auf den flachen Kuppen Wälder und Nadelbaumforste, meist Fichten und Kiefern, und in den zur Staunässe neigenden Muldenbereichen feuchte bis nasse Wiesen bzw. Viehweiden. Ackerflächen kommen überall dort vor, wo die Staunässe deutlich zurücktritt.

Für die Muschelkalkgebiete sind arten- und krautschichtreiche Buchenwälder als natürliche Vegetation anzunehmen. Heute trifft man jedoch nur noch vereinzelt auf den flachgründigen Kuppen Reste von Orchideen-Buchenwäldern und an steinigen Oberhängen Kalkbuchenwälder an. Da diese Standorte gute Ackerböden darstellen, sind nur noch wenige Waldreste erhalten, die sich hauptsächlich aus eichenreichen Buchen- oder Eichen-Hainbuchenwäldern zusammensetzen. Grünlandnutzung und Weidewirtschaft wird im wesentlichen an flachgründigen und steilen Hängen sowie in den Bachauen betrieben.

Auf den Mergeln und Tonen des *Unteren Keupers* sind heute nur noch vereinzelt Reste von eichenreichen Buchenwäldern anzutreffen, es überwiegen Nadelbaumforste. Auf den Keuperhöhen finden sich ähnlich wie in den Muschelkalkgebieten Ackerflächen, die an ungünstigen Standorten mit Grünland bzw. Weideflächen abwechseln.



Somit kann die von MEYNEN (1967, S. 210) angeführte Charakteristik für das Bitburger Gutland auch heute noch als zutreffend erachtet werden: „Die Sandböden weisen vornehmlich (aber nicht ausschließlich) die großen zusammenhängenden Waldungen auf. Die Muschelkalk- und Keuperhöhen bilden das offene Land.“.

### 3.8 Regionale Wasserwirtschaft

Voraussetzung für eine angemessene Nutzung von Grundwasservorkommen ist eine umfangreiche Erkundung der Trinkwasserressourcen, um daraus einen notwendigen Bewirtschaftungsplan zu entwickeln. Im *Wasserwirtschaftlichen Generalplan für das Moselgebiet in Rheinland-Pfalz* wurde 1972 durch das MINISTERIUM FÜR LANDWIRTSCHAFT, WEINBAU UND FORSTEN der Bereich der Trier-Bitburger-Mulde als sehr aussichtsreiches Gewinnungsgebiet für Grundwasser ausgewiesen (vgl. auch STADTWERKE TRIER 1989). Es handelt sich hierbei um die Niederschlagsgebiete der Mittel- und Unterläufe der Flüsse Prüm, Nims, Kyll und Salm (vgl. auch Fig. 8). Im Jahre 1973 erteilten die örtlichen Wasserversorgungseinrichtungen (federführend die Stadtwerke Trier) dem Ingenieurbüro LAHMEYER (Frankfurt/Main) den Auftrag, einen Rahmenplan für das Grundwasservorkommen in der Trier-Bitburger-Mulde zu erstellen (vgl. auch Fig. 1).

Durch diesen Auftrag sollten im wesentlichen Fragen hinsichtlich der Grundwassermengen und der daraus planbaren Trinkwasserversorgung für die Bevölkerung der Stadt Trier und der Umlandgemeinden erarbeitet werden. Basierend auf diesen Vorerkundungen, u.a. durch Aufschlußbohrungen, Pumpversuche und geophysikalische Bohrlochuntersuchungen, wurde im unteren Kylltal, zwischen Kordel und Ehrang im Auftrag der Stadtwerke Trier als zukünftige Betreibergesellschaft das Wasserwerk Kylltal gebaut. Seit dieser Zeit finden immer wieder umfangreiche geologische und hydrogeologische Untersuchungen vor allem zur Beobachtung der Grundwassererneuerung und zum Wasserschutz statt (vgl. HINTERMEIER 1995, KREMB-WAGNER 1996, KRIEGER 1978, LAHMEYER 1974a, 1974b, 1976, NEGENDANK & WAGNER 1988, 1989, WEILER 1972, 1988, 1995).

Um die Ermittlung der Grundwasserneubildung und damit verbunden eine Bewertung der Nutzbarmachung des Grundwassers für die Trinkwasserversorgung auf eine verwertbare Zahlengrundlage zu stellen, wurden Kalkulationen auf der Basis unterschiedlicher Berechnungs- bzw. Modellierungsverfahren unter Berücksichtigung der geologischen, tektonischen, hydrologischen und hydrogeologischen Gebietseigenschaften durchgeführt.

Ein wesentlicher Schwerpunkt der Untersuchungen von LAHMEYER (1974a) lag in der quantitativen Bestimmung der Grundwasserneubildung. Insbesondere galt es, die langfristige Wiederergänzung des Grundwassers aus dem Versickerungsanteil des Gebietsniederschlags zu berechnen. Erklärtes Ziel war es, die örtliche Verteilung des Grundwassers im Untersuchungsgebiet zu erkunden.

Seitens der Fa. LAHMEYER kamen folgende Verfahren im Kylltal zum Einsatz, um diese Zielsetzung zu erreichen:

- indirekte Methode: Beobachtung und Auswertung des Oberflächenabflusses (Pegelschreiberauswertung)
- Hydrochemische Methoden (mit Hilfe von zusätzlich eingerichteten Meßwehren in kleinere Einzugsgebieten).

Zur Unterstützung der oben aufgeführten Untersuchungen wurde ein Infiltrationsmodell entwickelt, in welches die Parameter Niederschlag, Oberflächenabfluß, Verdunstung, Bodenfeuchte und Grundwasserneubildung eingehen. Die Probleme bei der Erfassung der einzelnen Größen werden im Gutachten von LAHMEYER (1976, S. 92) wie folgt formuliert: „Die Parameter dieser Wasserbilanzgleichung

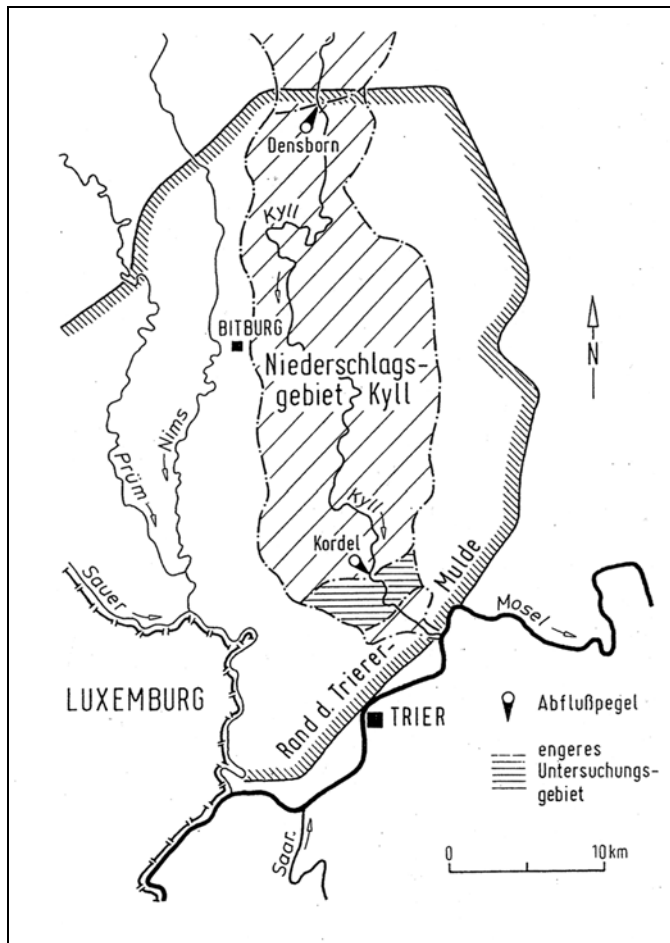


Fig. 8: Übersicht über den Bereich des Grundwassererkundungsgebietes;

Quelle: HINTERMEIER 1995

lassen sich nur mit einer sehr unterschiedlichen Genauigkeit erfassen. Am besten lassen sich zwangsläufig der Niederschlag und der Abfluß bestimmen. Die anderen Parameter, die sich im einzelnen entweder nicht oder nur mit gewissen Fehlergrenzen bestimmen lassen, wurden durch eine geeignete Variation von Annahmen und den Vergleich mit den tatsächlich beobachteten Niederschlags- und Abflußmengen erfaßt.“

Neben den Berechnungen der Grundwasserneubildung für das Einzugsgebiet der Kyll durch das Infiltrationsmodell, kam als weitere Methode die Abflußanalyse nach dem Verfahren von NATERMANN (1951) zur Anwendung. Die hierüber erzielten Ergebnisse wurden anschließend hinsichtlich ihrer Bedeutung für die wasserwirtschaftliche Planung bewertet (LAHMEYER 1974a, 1974b, 1977, KRIEGER 1978) und kartographisch umgesetzt (vgl. Fig. 9). Beide Methoden sind ausführlich im Abschlußbericht von LAHMEYER (1976) ausgearbeitet.

Aufbauend auf den Untersuchungen und Berechnungsverfahren durch LAHMEYER haben KAISER (1975), GRONEMEIER (1976a), KRIEGER (1978), WEILER (1988, 1991) und später HINTERMEIER (1995) sowie KREMB-WAGNER (1996) weitere hydrogeologische Untersuchungen u.a. zur Ermittlung der Grundwasserneubildung durchgeführt, deren Ergebnisse - wie aus Tabelle 2 zu ersehen ist - jedoch deutlich voneinander abweichen. Die Ursache hierfür liegt sicherlich in der unterschiedlichen Einschätzung der Eingangsparameter in die Wasserhaushaltsgleichung. KREMB-WAGNER (1996, S. 88) hat die Ergebnisse der Berechnungen durch LAHMEYER (1976), KRIEGER (1978) und WEILER (1987) einander gegenübergestellt und auf die unterschiedliche Gewichtung der Eingangsparameter hingewiesen (vgl. Tab. 2).

Aus dieser Gegenüberstellung kommt KREMB-WAGNER (1996, S. 89) zu folgender Aussage: „Es liegen also für die gleiche Zeitspanne beim gleichen Fluß unterschiedliche Einschätzungen der Verdunstungsgröße vor. Diese wirken sich direkt auf die Infiltrationsmenge ( $I_w$ ) und somit auf die anzunehmende Eu-Größe [= unterirdisches Flußeinzugsgebiet] aus. So hat die Kyll, je nach Gewichtung der Verdunstung, ein Eu von  $341 \pm 160 \text{ km}^2$ , d.h. die Größe ihres Einzugsgebietes bleibt spekulativ. Nur vom unterirdischen Einzugsgebiet unabhängige Va-Werte (= aktuelle Gebietsverdunstung), wie z.B. Lysimeterdaten, können zur Bestimmung der Größenänderung zwischen Eu und Eo beitragen.“ (vgl. auch HINTERMEIER 1995).

Tab. 2: Vergleichende Betrachtung der berechneten Werte für die gebietsspezifischen Parameter Verdunstung (V) und Infiltration (Iw) im Kyll-Einzugsgebiet (1967-1974)

	N [mm]	V [mm]	% v. N.	Ao	% v. N.	Iw [m]	% v. N.
Eu=Eo	753	504	66,9	125	16,6	124	16,4
Eu>Eo	753	544	72,2	125	16,6	84	11,2
Eu<Eo*	753	466	61,9	125	16,6	162	21,5
Eu<Eo**	753	395	52,4	125	16,6	233	30,0

N = Niederschlag, V = Verdunstung, Ao = oberirdischer Abfluß, Iw = Infiltration, Eu = unterirdisches Flußeinzugsgebiet, Eo = oberirdisches Einzugsgebiet; Eu = Eo: gemäß Abflußmessungen; Eu > Eo vgl. u.a. KRIEGER (1978, ohne Niederschlagskorrektur); Eu < Eo\*: nach LAHMEYER (1976); Eu < Eo\*\*: WEILER (1987, Tab. 1); (Quelle: KREMB-WAGNER 1996, S. 88)

Nach einem an der Geologie orientierten Bilanzierungsversuch zur Abschätzung der Grundwasserinfiltration bzw. -neubildung im Einzugsgebiet der Kyll kommt KREMB-WAGNER (1996) für den Betrachtungszeitraum 1967-1974 zu folgendem Ergebnis: „Die flächenanteilige Grundwasserneubildung (ungeachtet der Niederschlagsverteilung und gesteinspezifischer Unterschiede) erreicht bei der Kyll 160 bis 180 mm (vgl. WEILER 1991: 150 mm). Von diesen verbleiben 84-104 mm in den oberirdischen Grundwasserstockwerken, während ca. 76 mm direkt dem Tiefengrundwasser zukommen“ (KREMB-WAGNER 1996, S. 92).

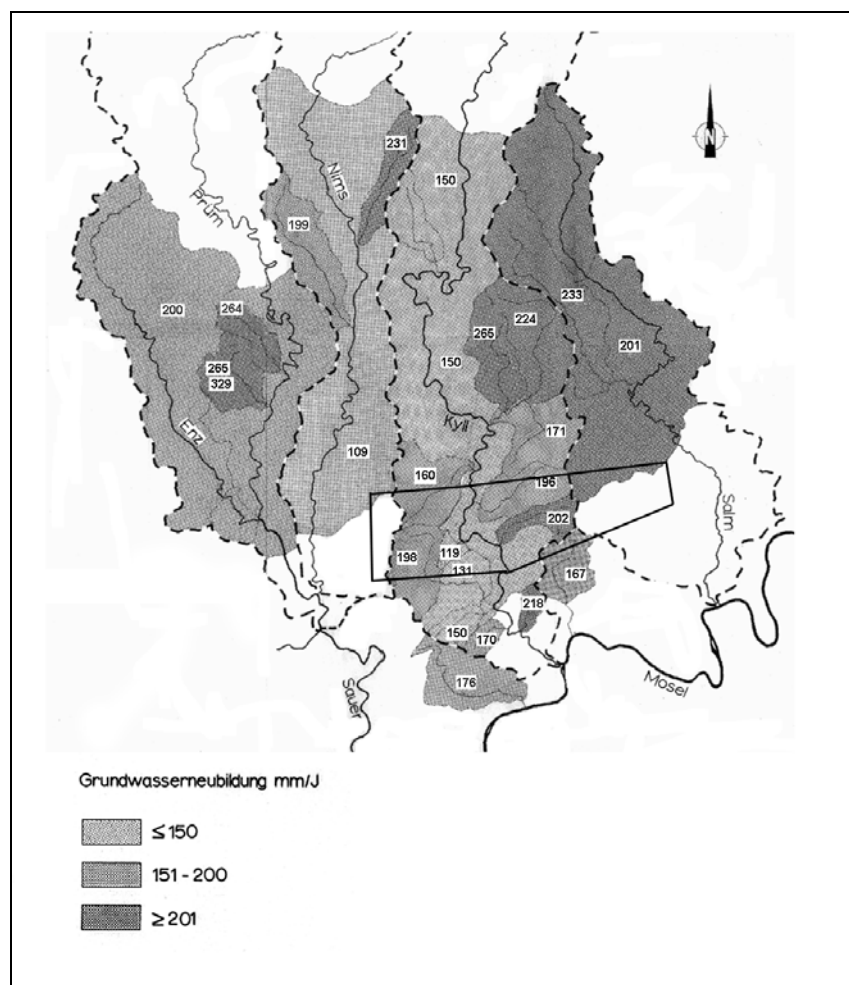


Fig. 9: Räumliche Verteilung der berechneten gebietsspezifischen Grundwasserneubildung in einem Teiluntersuchungsgebiet der Trier-Bitburger-Mulde für den Zeitraum 1962-1975

Quelle: verändert nach LAHMEYER 1977

Die Grundwasserneubildung ist demnach abhängig von der Größe des unterirdischen Einzugsgebietes, der Versickerungsmöglichkeit in den einzelnen Bodenschichten, den Niederschlägen und der Verdunstung. Sie kann nur innerhalb gewisser Grenzen durch technische Maßnahmen beeinflusst werden (z.B. weiträumige Absenkung des Grundwasserspiegels, dadurch Vergrößerung des unterirdischen Einzugsgebiete auf Kosten der Nachbargebiete, Grundwasseranreicherung durch Oberflächenwasser). Die hydrologischen und geologischen Untersuchungen dienen somit dazu, den von der Natur vorgegebenen Betrag der Grundwasserneubildung zu erfassen.

Aus den vorangestellten Ausführungen wird deutlich, daß sowohl die geologischen als auch die morphologischen Verhältnisse einer Landschaft die Grundwasserverhältnisse stark beeinflussen. Somit lassen sich für die TBM Grundwasserlandschaften ausgliedern, die enge Beziehungen zum Aufbau des geologischen Untergrundes und zum Relief erkennen lassen (vgl. LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT, RHEINLAND-PFALZ 1989). Zieht man die regionalen Niederschlagsverhältnisse, aber auch die Bodenstrukturen in die Betrachtung mit ein, so verstärkt sich der Eindruck einer kleinräumigen Differenzierung der Grundwasserlandschaften und ihre Abhängigkeit von den Geofaktoren. Dies wird in den nachfolgenden Kapiteln 5, 6 und 7 anhand der umfangreichen Untersuchungen zur Erfassung wichtiger, den Wasserhaushalt beeinflussenden Parametern, herausgestellt.

## 4 Methodik

### 4.1 Das stationäre Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetz

#### *Standortwahl, technische Ausstattung und Arbeitsmethodik*

Die Auswahl der insgesamt 14 Meßstandorte des stationär eingerichteten Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes orientiert sich im wesentlichen an folgenden Gesichtspunkten:

- \* die Standorte der Feldstationen sollen die gebietstypischen Verhältnisse (Geologie/Böden/Nutzung) des Untersuchungsgebietes repräsentieren (vgl. Kap. 3, Kap. 5);
- \* die Nutzungsvielfalt dieses Gebietes sollte über die drei Hauptbewirtschaftungsformen Acker, Grünland und Wald abgedeckt sein;
- \* die Stationen und die dazugehörigen Testflächen müssen verkehrstechnisch gut erreichbar sein;
- \* nicht unwichtig ist hierbei die Bereitschaft der Landwirte, einen Teil ihrer landwirtschaftlichen Nutzfläche für den Einbau der Meßgeräte zur Verfügung zu stellen sowie ihr Einverständnis für die fortlaufenden Messungen und bodenphysikalischen Untersuchungen auf den bewirtschafteten Testflächen zu geben;
- \* schließlich spielen die zur Verfügung stehenden finanziellen Möglichkeiten besonders für die meßtechnische Ausstattung der Feldstationen eine entscheidende Rolle.

Über die räumliche Verteilung der Referenzstandorte des Meßnetzes im Untersuchungsgebiet (vgl. Fig. 1 und Anhang: Karte 2) konnten folgende geologische Einheiten berücksichtigt werden: *Mittlerer Buntsandstein*, *Oberer Buntsandstein*, *Unterer* und *Mittlerer Muschelkalk* sowie *Unterer Keuper*. Mit der Berücksichtigung der unterschiedlichen geologischen Bedingungen wurde gleichzeitig der Berücksichtigung unterschiedlicher Bodeneigenschaften Rechnung getragen. Dagegen konnten über den geologischen Ausgangsbedingungen des *Oberen Muschelkalkes*, des *Mittleren* und *Oberen Keupers* keine Meßstationen eingerichtet werden. Dies kann wie folgt begründet werden:

- \* zu geringer flächenmäßiger Anteil im Untersuchungsgebiet,
- \* infrastrukturell gesehen schlecht zu erreichende bzw. zu weit abgelegene Standorte,
- \* die Messungen müssen innerhalb eines Tages an allen Stationen vorgenommen werden.

Tabelle 3 führt alle Stationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes unter Nennung charakteristischer Standortmerkmale sowie Angaben über den Stationstypus auf.

Die technische Ausstattung der Stationen richtet sich nach dem jeweiligen Stationstypus (vgl. Tab. 3). Entsprechend werden an den Stationen unterschiedliche Messungen vorgenommen. Eine Übersicht hierüber gibt Tabelle 4 in Kap. 4.3. Detaillierte Beschreibungen hinsichtlich der Meßtechnik und der Datenauswertung finden sich in Kap. 4.3.1, 4.3.3.1, 4.3.4.1 und 5.2.1, 5.3.1, 5.3.2.

Tab. 3: Referenzstationen in der Trier-Bitburger-Mulde

	Station	Rw.	Hw.	geologisches Ausgangsmaterial	Bodentyp	Bodenart			Nutzung	Stationstyp
						0 100%	0 100%	0 100%		
1	Greverath <i>sm</i>	25 54280	55 32980	Sandsteine mit Konglomeratlagen	Braunerde				Acker	Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßfeld
2	Greverath <i>sm</i>	25 52950	55 32030	Sandsteine mit Konglomeratlagen	Pseudogley-Braunerde				Grünland	Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßfeld
3	Greverath <i>sm</i>	25 53080	55 32130	Sandsteine mit Konglomeratlagen	podsolige Braunerde				Wald	Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßfeld
4	Rodt <i>so</i>	25 48130	55 26780	rotbraune Sandsteine mit z.T. Dolomitbröckelbänke	schwach pseudovergl. Braunerde				Acker	Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßfeld
5	Rodt <i>so</i>	25 48230	55 26780	rotbraune Sandsteine mit z.T. Dolomitbröckelbänke	schwach pseudovergl. Braunerde				Grünland	Bodenfeuchtemeßfeld
6	Idenheim <i>mm</i>	25 41300	55 28330	rote und graue Mergel- und Tonsteine	pseudovergl. Braunerde-Kolluvisol				Acker	Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßfeld
7	Idenheim <i>mm</i>	25 40900	55 28450	rote und graue Mergel- und Tonsteine	Pseudogley-Kolluvisol				Grünland	Bodenfeuchtemeßfeld
8	Idenheim <i>mm</i>	25 41880	55 28000	rote und graue Mergel- und Tonsteine	Braunerde-Pseudogley				Wald	Bodenfeuchtemeßfeld
9	Idenheim <i>mu</i>	25 42200	55 28700	dolomitische Sand- und Tonsteine	Pseudogley-Braunerde				Acker	Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßfeld
10	Idenheim <i>mu</i>	25 42350	55 28600	dolomitische Sand- und Tonsteine	Braunerde-Pseudogley				Grünland	Bodenfeuchtemeßfeld
11	Idenheim <i>mu</i>	25 42100	55 28080	dolomitische Sand- und Tonsteine	Braunerde-Pseudogley				Wald	Bodenfeuchtemeßfeld
12	Meckel <i>ku</i>	25 38600	55 27800	rote und graue Mergel-, Sand- und Dolomitsteine	Pelosol-Pseudogley				Acker	Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßfeld
13	Meckel <i>ku</i>	25 38250	55 27430	rote und graue Mergel-, Sand- und Dolomitsteine	Pelosol-Pseudogley				Grünland	Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßfeld
14	Meckel <i>ku</i>	25 39100	55 27430	rote und graue Mergel-, Sand- und Dolomitsteine	flachgründiger Pelosol-Pseudogley				Wald	Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßfeld

Die Lysimeterstationen sind gerätetechnisch wie folgt ausgestattet:

- \* das nicht-wägbare Sickerwasser-Lysimeter wurde in Anlehnung an den Standardlysimeter nach FRIEDRICH und FRANZEN (1960) gebaut;
- \* entsprechend der vorgenommenen Art der Einbringung der Lysimeterkörper handelt es sich um ungestörte Bodenmonolithe (vgl. auch GERZABEK 1990);
- \* die Lysimetersohle ist nach unten hin durch ein Blech verschlossen;  
die Ablaufvorrichtung für das Sickerwasser aus den Lysimetern ist mit den Auffangbehältern in einer begehbaren Grube verbunden;
- \* die Lysimeterunterseite befindet sich ungefähr im Grenzbereich zwischen Boden und anstehendem Ausgangsmaterial;
- \* an jeder Lysimeterstation sind je drei Lysimeterparallelen (als Kontrollfunktion) eingebaut;
- \* alle Lysimeter werden entsprechend der Nutzungsart der zugehörigen Testflächen der Bodenfeuchtemeßstellen bewirtschaftet;

Ein Schnitt durch den Lysimeterbehälter und die begehbare Meßgrube zeigt die nachfolgende Figur 10.

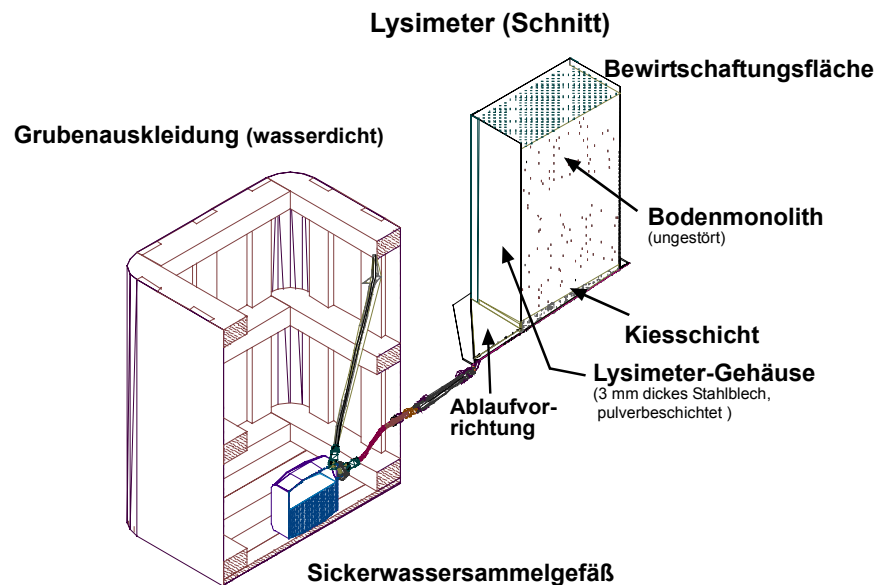


Fig. 10: Schnitt durch den Aufbau der Lysimeterstation

Als Bodenfeuchtemeßfelder wurden - entsprechend der Nutzungsdifferenzierung Acker, Grünland und Wald – die hierfür geeigneten landwirtschaftlichen Nutzflächen von den Landwirten angepachtet.

Meßtechnische Einrichtungen der beiden Stationstypen:

- \* Acker- und Grünlandstandorte: Niederschlagssammelgefäß (Typ Hellmann; Aufstellungshöhe: 1 m ü. Grund);
- \* Waldstandorte: 10 Niederschlags-Totalisatoren (bodennah eingebaut);
- \* automatisierte Klimastationen an den Lysimeterstandorten Greverath-Acker, Idenheim-Acker und Rodt-Acker zur Messung folgender meteorologischer Parameter:  
Lufttemperatur in 2 m Höhe, relative Luftfeuchte in 2 m Höhe, Windstärke, Windrichtung, Strahlungsbilanz, Niederschlag (mm), Niederschlagsintensität aufgelöst nach 5-min-Intervallen.

Meßdienst / Datenmaterial: Grunddaten, die an den Meßstationen wöchentlich ermittelt werden:

- Niederschlagsmenge (Handablesung)
- Sickerwassermenge (Handablesung)
- Bodenfeuchte (Bohrstockmethode)

Die Figur 11 beschreibt - in vereinfachter Form - den in dieser Arbeit gewählten methodischen Ansatz der Lysimetertechnik zur direkten Erfassung und Bewertung der Sickerwassermenge. Beim Lysimeter handelt es sich um ein von Seitenwänden eng begrenztes und nach oben offenes, fest definiertes System, welches den natürlichen Witterungsverhältnissen ausgesetzt ist (vgl. KLOTZ & SEILER 1998a). Betrachtungsraum ist die wasserungesättigte Bodenzone.

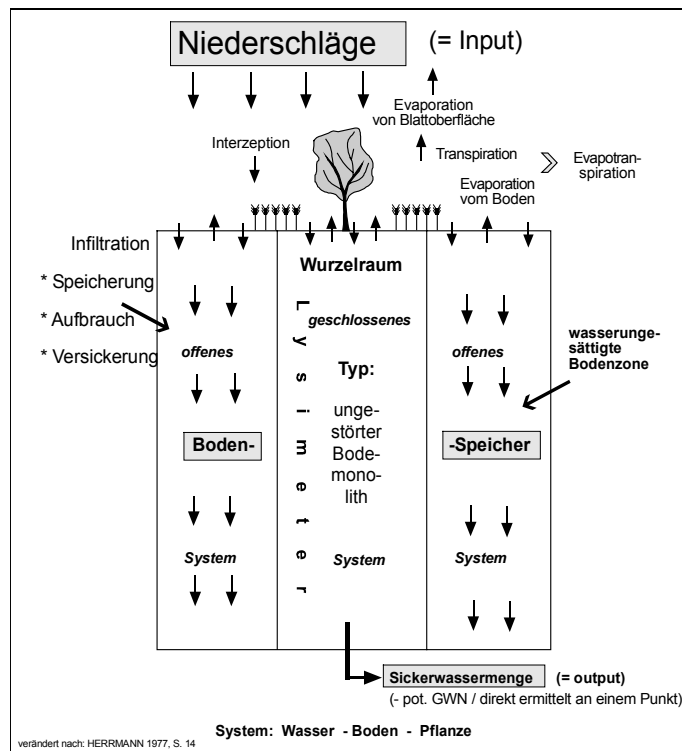


Fig. 11: Bilanzierungskörper Lysimeter

Am Beispiel von Figur 11 läßt sich die Lysimetermethodik wie folgt kurz charakterisieren:

#### Lysimeter

- \* sind u.a. Meßeinrichtungen zur direkten Erfassung der volumetrischen Sickerwassermengen auf ebenen Standorten,
- \* ermöglichen die Bewertung der vertikalen Wasserflüsse innerhalb eines von Seitenwänden begrenzten Lysimeterkörpers in Abhängigkeit von verschiedenen Einflußgrößen (Niederschlag, Bodeneigenschaften, Bewirtschaftungsart);

Die Wassergehaltsbestimmung in den verschiedenen Bodentiefen der Lysimeterfüllungen kann jedoch - bedingt durch die zu geringe Grundrißfläche der hier zur Verfügung stehenden Lysimeter - nicht direkt am Bodenmonolithen durchgeführt werden.

Alternativ hierzu werden die Bodenfeuchtemessungen auf den freien, bewirtschafteten Testflächen (als Freilandversuche im offenen System) in unmittelbarer Nachbarschaft zur Lysimeterstation vorgenommen. Da an den Standorten keine wägbaren Lysimeter installiert werden konnten, ist die direkte Erfassung der kulturabhängigen realen Evapotranspiration ebenfalls nicht möglich. Über die direkt ermittelten Wasserhaushaltsbilanzgrößen Niederschlag, Sickerwassermenge aus dem Lysimeter und Bodenspeicheränderung aus den Bodenfeuchtemessungen kann allerdings der Verdunstungsaufbrauch (= reale Evapotranspiration u.a. durch die Pflanzen) abgeschätzt werden. Die Meßergebnisse spiegeln lediglich die Prozeßabläufe an einem Punkt wider, sie besitzen somit nur eine punktuelle Aussagekraft. Eine Übertragung der Punktdaten auf die Fläche ist nicht unproblematisch. Dies trifft vor allem auf Landschaftsräume zu, die sich durch eine starke Reliefausprägung, wie z.B. das Untersuchungsgebiet der Trier-Bitburger-Mulde als typische Mittelgebirgslandschaft, auszeichnen.

Hieraus resultiert als weitere Zielsetzung dieser Arbeit die GIS-basierte Regionalisierung der Sickerwassermengen für die definierte Fläche des Untersuchungsgebietes über empirisch entwickelte

Das **Niederschlagswasser (= Input)** erfährt auf dem Weg durch die bodennahe Luftschicht und während der Bodendurchsickerung erhebliche Verluste, bevor es dem Grundwasser zugeführt wird.

Daraus leitet sich ab, daß sich die **Sickerwassermenge (= potentielle Grundwasserneubildung)**, im vorliegenden Beispiel als **Restgröße (= Output)** verstanden, aus der Differenz von Niederschlagsmenge und Höhe des Wasserverbrauchs in den hydrologisch wirksamen Ebenen ergibt. Weitere inhaltliche Ausführungen v.a. zur Frage der Stellung des Bodens im Wasserkreislauf folgen in Kapitel 4.2.



Berechnungsansätze. Detaillierte Ausführungen hinsichtlich der gewählten methodischen Ansätze sind Kap. 4.3.3.2 und Kap. 4.3.3.3 zu entnehmen. Die Ergebnisse werden unter Kap. 7 vorgestellt und diskutiert.

## **4.2 Systemzusammenhang: Stellung des Bodens im Wasserkreislauf**

Kenntnisse über die klimatischen Verhältnisse von Landschaften oder Landschaftsausschnitten und dem davon abhängigen Gebietswasserhaushalt bilden die wesentliche Grundlage für die Quantifizierung der Verdunstung und der Grundwasserneubildung (Sickerwassermenge). Unter Berücksichtigung von bestimmten gebietsspezifischen Eigenschaften wie Geologie, Klima, Bodenmerkmalen, Nutzungsdifferenzierung und Relief (Hangneigung und Exposition eingeschlossen) kann eine Regionalisierung der Verdunstung und der Sickerwassermengen aus der ungesättigten Bodenzone mit Hilfe bestimmter Arbeitsansätze abgeleitet werden. Hierfür werden in der Literatur verschiedene Methoden vorgeschlagen (vgl. Kap. 2).

Die vorliegende Arbeit bedient sich zur Erfassung der standort- und gebietsspezifischen Sickerwassermengen aus der ungesättigten Bodenzone zweier Arbeitsansätze: zum einen dem Lysimeter als direktem Bilanzierungskörper zur punktuellen Ermittlung der standortgebundenen Sickerwassermengen und zum anderen der flächendifferenzierten Berechnung der räumlichen Verteilung der Sickerwassermengen auf der Grundlage bestimmter Bodenwasserhaushaltsmodelle. Neben der quantitativen Ermittlung der Sickerwassermengen wurde eine qualitative standort- sowie gebietsspezifische Bewertung der Dynamik der Sickerwasserbildung in Abhängigkeit von einigen der oben genannten Landschaftshaushaltsparameter vorgenommen. Hierfür galt es, bestimmte Parameter im Untersuchungsgebiet zu erfassen. Die Bilanzierung und Bewertung der Sickerwassermenge in Abhängigkeit von den unten dargestellten Parametern erfolgte sowohl für die Lysimeterkörper - als jeweils fest definierter und eng begrenzter Landschaftsausschnitt -, die die Variation der naturräumlichen Ausstattung des Untersuchungsgebietes repräsentieren, als auch für offene Systeme, d.h. einen größeren Landschaftsausschnitt innerhalb der Trier-Bitburger-Mulde.

Im nachfolgenden Schaubild (Fig. 12) sind die wichtigsten Parameter, die den Wasserhaushalt und die Dynamik des Bodenwasserhaushaltes an einem Einzelstandort in ebener Lage bestimmen, aufgeführt. Besondere Aufmerksamkeit gilt dabei der Sickerwasserbildung aus der ungesättigten Bodenzone. Sie stellt im System 'hydrologischer Kreislauf' eine Zwischenbilanzgröße an der Grenze zwischen ungesättigter und gesättigter Bodenzone dar.

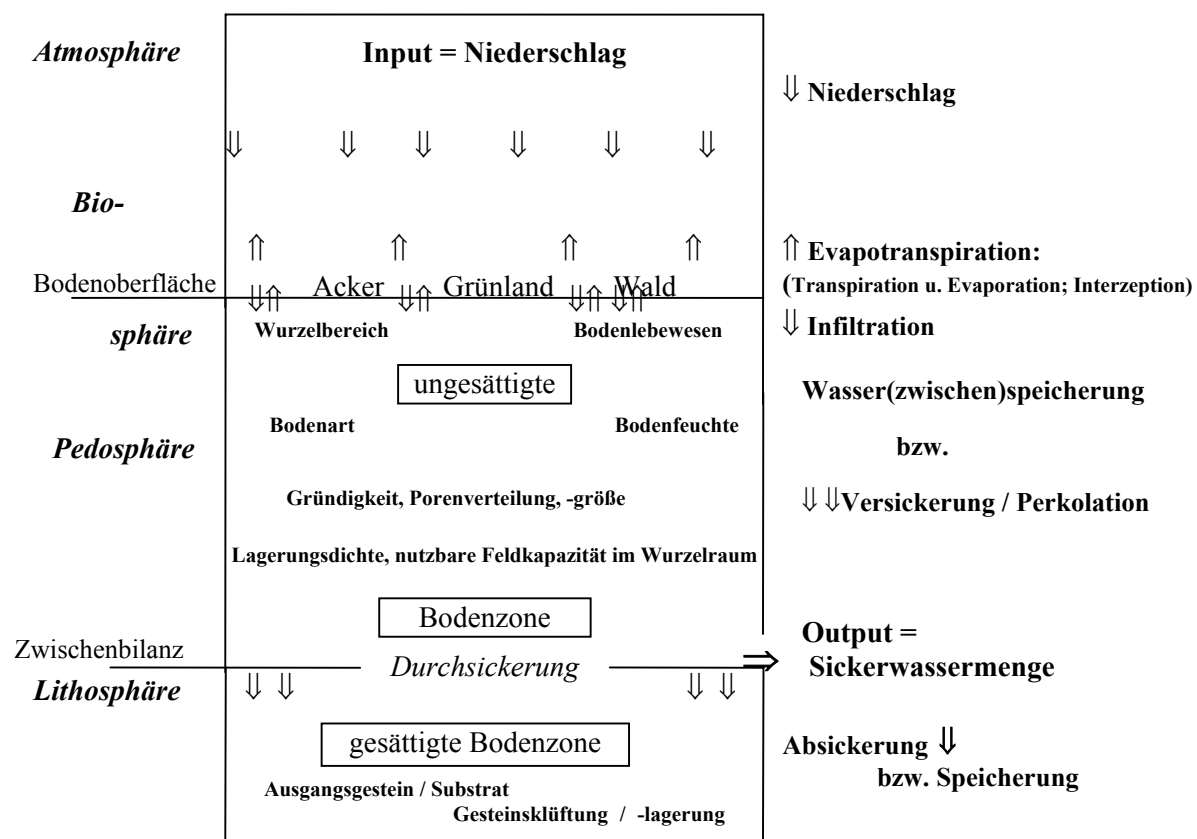


Fig. 12: Hydrologischer Kreislauf: aus statischer und natürlicher, landschaftsbezogener Sicht (verändert nach ZEPP 1995, S. 17)

Die Pfeilrichtungen in diesem einfachen Modellaufbau deuten schematisch die dynamischen Abläufe bezogen auf die Inputgröße Niederschlag in und zwischen den einzelnen Ebenen des hydrologischen Kreislaufes an. Aufgezeigt sind die prozessualen Zusammenhänge zwischen den einzelnen Landschaftshaushaltsparametern, die u.a. zur Sickerwasserbildung führen und aus denen die niederschlagsanteilige Sickerwassermenge resultiert. Innerhalb der einzelnen Ebenen sind die Gebietsparameter aufgeführt, die die dynamischen Abläufe steuern, wodurch die Niederschlagsmenge - als bedeutendste Eingabegröße in das beschriebene System - in unterschiedlichster Weise verringert wird. Hieraus leitet sich ab, daß das Niederschlagswasser auf seinem Weg durch die bodennahe Luftschicht und während der Bodendurchsickerung erhebliche Verluste erfährt, bevor es letztendlich dem Grundwasser zusickern kann: Die Wasserflüsse werden durch Interzeption, Evaporation, Transpiration, Infiltration, Perkolation und Wasserspeicherung gesteuert. Einflußgrößen wie der Bewuchs, der Bedeckungsgrad, der Wurzelraum und die Bodeneigenschaften (u.a. Bodenart, Porenverteilung und Porengröße) wirken sich dabei in den unterschiedlichen Ebenen des hydrologischen Kreislaufes auf die infiltrierte Niederschlagsmenge in verschiedenster Weise aus. Die Höhe der niederschlagsanteiligen Sickerwassermenge an der Grenze von wasserungesättigter zu wassergesättigter Zone läßt sich demnach als Funktion von Niederschlag, Boden- und Nutzungseigenschaften am jeweiligen Standort bewerten.

An dieser Stelle muß darauf hingewiesen werden, daß innerhalb dieses komplexen Systems den Parametern Oberflächenabfluß, lateraler und unterirdischer Abfluß keine Beachtung geschenkt wird, da das oben beschriebene System einen Standort in ebener Lage repräsentiert und diese Parameter deshalb nicht modifizierend in das System eingreifen.

Zur punktuellen standortspezifischen Erfassung und Bewertung der im obigen Modell Aufbau beschriebenen Dynamik der Wasserflüsse und insbesondere der Sickerwasserbildung in Abhängigkeit der Standorteigenschaften eignet sich das Lysimeter als definierter Bilanzierungskörper mit bekannter Größe, Bodenstruktur und Nutzungsform (vgl. auch Fig. 11). Untersuchungen zur räumlichen Variabilität der Sickerwassermengen für einen größeren Landschaftsausschnitt erfordern deshalb eine höhere Anzahl von Lysimeterstationen. Die Auswahl der Lysimeterstandorte sollte dabei so vorgenommen werden, daß die Bilanzierungskörper die Variabilität der gebietsspezifischen Eigenschaften repräsentieren. Allerdings bleibt auch bei einem solchen Netzausbau das Problem der Übertragung der punktuell ermittelten Daten auf die Fläche - insbesondere bei Untersuchungen im Mittelgebirge - bestehen.

In den folgenden Kapiteln werden zunächst die Methoden zur Ermittlung der wesentlichen Landschaftshaushaltsfaktoren beschrieben, die die raum-zeitliche Variabilität der Sickerwasserbildung beeinflussen. Daran anschließend wird das Verfahren der Regionalisierung der Sickerwassermengen auf der Basis zweier Berechnungsansätze kurz vorgestellt.

### 4.3 Erfassung der klimatologischen und bodenhydrologischen Gebietsparameter

Die Erhebungen der klimatologischen, hydrologischen, pedologischen und nutzungsspezifischen Daten erfolgten in der Zeit von April 1994 bis Ende März 1998.

Daten für *Niederschlag*, *Temperatur* und *Luftfeuchte* werden für den Bereich der Trier-Bitburger-Mulde zum einen an DWD-Stationen des Deutschen Wetterdienstes (Offenbach), zum anderen an Stationen des Landesamtes für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz (Mainz) und der Landesanstalt für Pflanzenbau und Pflanzenschutz (Mainz) erfaßt. Innerhalb des hier betrachteten Untersuchungsgebietes stehen an ausgewählten Standorten projekteigene Feldstationen des Faches Physische Geographie zur Verfügung, an denen neben den klimatologischen Parametern die Sickerwassermengen und die Bodenfeuchte ermittelt werden. Die nachfolgende Tabelle gibt einen Überblick über die an den verschiedenen Stationen gemessenen klimatologischen und bodenhydrologischen Parameter (Tab. 4).

Tab. 4: Übersicht der im Untersuchungsgebiet zur Verfügung stehenden Meßstationen

Stationsname	Betreiber	Rechtswert	Hochwert	Höhe ü. NN [m]	Meßzeitraum	Parameter
Newel	DWD	2542250	5519775	365	1892 -	N
Zemmer	DWD	2550938	5526313	293	1958 -	N
Bitburg	DWD	2539160	5537650	285	1905	N
Spangdahlem	DWD	2549150	5539163	327	1937 -	N
Halsdorf	DWD	2526975	5532825	305	in Betrieb	N, T, relative F
Hersdorf-Weißenseifen	DWD	2539530	5557300	530	in Betrieb	N, T, relative F
Daun	DWD	2559163	5562500	430	in Betrieb	N, T, relative F
Manderscheid	DWD	2557560	5550770	403	in Betrieb	N, T, relative F
Wittlich	DWD/LAWW	2563400	5539520	159	in Betrieb	N
Kordel/Kläranlage	LAWW	2546280	5522160	140	bis 03/97	N
Kordel/Hochmark	LAWW	2547450	5523320	370	bis 03/97	N
Welschbillig	LAWW	2540950	5524660	256	bis 03/97	N
Ittel	LAWW	2542800	5526120	315	bis 03/97	N
Dahlem	LAWW	2542500	5530970	258	bis 03/97	N
Speicher	LAWW	2545750	5533900	326	in Betrieb	N
Badenborn	LPP	2538230	5530260	348	in Betrieb	N, T, relative F
<b>Greverath (sm)</b>						
projekteigene Stationen						
Acker	Projekt	2554280	5532980	300	seit Mitte '94-	N, Siwa, Bofeu
Grünland	Projekt	2552950	5532030	320	seit Mitte '94-	N, Siwa, Bofeu
Wald	Projekt	2553080	5532130	320	seit Mitte '94-	N-Bestand, Siwa, Bofeu
<b>Rodt (so)</b>						
Acker	Projekt	2548130	5526780	365	seit Mitte '94-	N, Siwa, Bofeu
Grünland	Projekt	2548230	5526780	365	seit Mitte '94-	N, Bofeu
<b>Idenheim (mm)</b>						
Acker	Projekt	2541300	5528330	330	seit Mitte '94-	N, Siwa, Bofeu
Grünland	Projekt	2540900	5528450	335	seit Mitte '94-	N, Bofeu
Wald		2541880	5528000	345	seit Mitte '94-	N-Bestand, Bofeu
<b>Idenheim (mu)</b>						
Acker	Projekt	2542200	5528700	355	seit Mitte '94-	N, Siwa, Bofeu
Grünland	Projekt	2542350	5528600	345	seit Mitte '94-	N, Bofeu
Wald	Projekt	2542100	5528080	350	seit Mitte '94-	N-Bestand, Bofeu
<b>Meckel (ku)</b>						
Acker	Projekt	2538600	5527800	385	seit Mitte '94-	N, Siwa, Bofeu
Grünland	Projekt	2538250	5527430	390	seit Mitte '94-	N, Siwa, Bofeu
Wald	Projekt	2539100	5527430	395	seit Mitte '94-	N-Bestand, Siwa, Bofeu

DWD: Deutscher Wetterdienst, Offenbach, LAWW: Landesamt für Wasserwirtschaft, Mainz, LPP: Landesanstalt für Pflanzenbau und Pflanzenschutz, Mainz; N = Freiland-Niederschlag aus Hellmann-Niederschlagssammelgefäß (1 m Höhe ü. Grund), N-Bestand = Bestands-Niederschlag aus bodennah eingebauten Totalisatoren, Siwa = Sickerwassermenge i.d.R. aus 3 Lysimeterparallelen, relative F = relative Luftfeuchte (2 m Höhe ü. Grund), T = Lufttemperatur (2 m Höhe ü. Grund), Bofeu = Bodenfeuchte

Die räumliche Verteilung der Meßstationen innerhalb und außerhalb des Untersuchungsgebietes wird in den Karten 2 (im Anhang: Höhenschichtenkarte) und Karte 3 (im Anhang: Mittlere Jahressumme der ETpot nach HAUDE) sowie in Figur 22 (vgl. Kap. 5.2.1.2) dokumentiert.

Die Meßdaten der in Tabelle 4 aufgeführten Stationen mußten zunächst einer Überprüfung auf Vollständigkeit unterzogen werden, bevor sie zur eigentlichen Datenauswertung herangezogen werden konnten. Um fehlende Meßwerte herausfinden zu können, wurden die Werte in Form von Zeitreihen in Diagrammen dargestellt. Die so aufgedeckten Datenlücken an den verschiedenen Meßstationen wurden anhand vollständiger Datenreihen der Nachbarstationen über Korrelationsberechnung ergänzt. Da bei den Niederschlagsstationen des Landesamtes für Wasserwirtschaft, neben der Einstellung der Messungen im noch laufenden Untersuchungszeitraum, z.T. erhebliche Datenlücken aufgedeckt wurden, finden diese Stationen - mit Ausnahme der Station Speicher - bei den lokalklimatischen Auswertungen im Untersuchungsgebiet keine Berücksichtigung.

#### 4.3.1 Niederschlag

Der Niederschlag ist als die wichtigste Eingangsgröße für die Berechnung des Bodenwasserhaushalts anzusehen, besonders vor dem Hintergrund der standortspezifischen Erfassung und Bewertung der Sickerwassermenge aus der ungesättigten Bodenzone an den einzelnen Referenzstationen im Untersuchungsgebiet der Trier-Bitburger-Mulde sowie im Rahmen der Regionalisierung der Sickerwassermengen, d.h. einer flächendifferenzierten Gebietsaussage. Hieraus leitet sich ab, daß die zur Verfügung stehenden Niederschlagsdaten sowohl punktbezogen als auch flächenbezogen aufbereitet werden müssen. Die Meßdaten der Niederschlagsstationen (= Rohdaten) liegen in zeitlich unterschiedlicher Auflösung vor. Während die Niederschlagsdaten der Feldstationen des Lysimetermeßnetzes zur Datenanalyse in Form von Wochensummenwerten bereitgestellt werden, konnte bei den DWD-Stationen - technisch bedingt - lediglich auf Monatssummenwerte zurückgegriffen werden.

Entsprechend erfolgte die Aufbereitung der Niederschlagsdaten der Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes auf der Basis der wöchentlichen Messungen für jeweils abgeschlossene hydrologische Jahre während des Beobachtungszeitraumes 1.4.1994 bis 31.3.1998. Zur Bewertung der innerjährlichen Sickerwasserbildung aus den Lysimetern in Abhängigkeit der Niederschlagsmenge, wurden zusätzlich die Wochenwerte zu Monats-, hydrologischen Halbjahres- und hydrologischen Jahreswerten zusammengefaßt. Die Niederschlagsdaten der DWD-Stationen, der Klimastation des LPP Mainz sowie der Station des LAWW, die im wesentlichen für die flächendifferenzierte Berechnung der Jahressickerwassermengen im Untersuchungsgebiet herangezogen wurden, wurden auf der Basis monatlicher Niederschlagssummen zu hydrologischen Halbjahres- und hydrologischen Jahressummenwerten für den oben genannten Beobachtungszeitraum zusammengefaßt. In dieser Arbeit wird unter dem Begriff 'hydrologisches Jahr' der Meß- und Betrachtungszeitraum vom 1.4. bis 31.3. - entsprechend der Festlegung des sog. *Lysimeterjahres* - verstanden (vgl. u.a. SCHROEDER 1978, 1980, DVWK 1980, PROKSCH 1990; vgl. auch Kap. 4.3.3.1).

Die Niederschlagswerte sind zunächst nur als Punktinformation für den jeweiligen Meßstandort zu werten. Gleichzeitig stellen sie aber die Grundlage für die Ermittlung des Gebietsniederschlages dar. Methoden der räumlichen Interpolation von punktuellen Niederschlagswerten auf die Fläche werden u.a. von DYCK & PESCKE (1983) und MANIAK (1988) vorgelegt, wobei bestimmte Voraussetzungen der Datengrundlage, Anzahl der Stationen, Verteilung der Stationen über das zu betrachtende Gebiet etc. erfüllt sein müssen.

Um gebietsspezifische Aussagen für das Untersuchungsgebiet treffen zu können wurden die Niederschlagsdaten der ausgewählten Stationen mittels der THIESSEN-POLYGON-Methode auf die

Fläche übertragen. Der Meßwert jeder Station wird mit einem gewichteten Flächenmittel (= Polygonfläche) versehen. Mit dieser Methode läßt sich die Verteilung der Niederschlagsmenge über ein bestimmtes Gebiet durch Berücksichtigung mehrerer Meßstationen, denen jeweils eine Polygonfläche ( $F_i$ ) zugeordnet wird, ermitteln. Die Polygon-Bestimmung erfolgt über die Erstellung von Mittelsenkrechten auf den Verbindungslinien zwischen den für das Gebiet maßgeblichen Niederschlagsmeßstationen. Damit werden die Teilflächen des zu betrachtenden Gebietes ( $F_g$ ) verhältnismäßig den Meßstationen mit den jeweiligen Niederschlagshöhen ( $N_i$ ) zugeordnet (RICHTER & LILLICH 1975, GIESECKE et al. 1983, MANIAK 1988, HÖLTING 1992). Der Gebietsniederschlag ( $N_g$ ) kann somit aus folgender Gleichung errechnet werden:

$$N_g = \sum N_i * (F_i / F_g) \quad \text{Gl. 2}$$

Die Anzahl und Größe der Polygone für das zugehörige Untersuchungsgebiet ist dabei abhängig von der Anzahl und Lage der Meßstationen zum eigentlichen Untersuchungsgebiet.

Die Mittelsenkrechtmethode nach THIESSEN ist aufgrund der Flächengewichtung in der Lage, auch sehr ungleichmäßig verteilte Stationskonfigurationen - wie im Untersuchungsgebiet gegeben - zu erfassen, ein Vorteil gegenüber anderen Methoden der Gebietsmittelausweisung. Ein Nachteil der Methode liegt im wesentlichen - vor allem vor dem Hintergrund der morphologischen Verhältnisse des Untersuchungsgebietes als typische Mittelgebirgslandschaft - darin, daß durch die orographischen Bedingungen (bewegtes Relief mit Ausbildung von Rücken- und Muldenstrukturen) u.a. der Einfluß von Luv-Lee-Effekten auf die gebietsspezifische Niederschlagsverteilung unberücksichtigt bleiben (vgl. KRIEGER 1978, KREMB-WAGNER 1988, HINTERMEIER 1995). Auch die enge Beziehung zwischen Höhenlage und Niederschlagsmenge kann durch diese Methode nicht ausgedrückt werden. Trotz dieses Problems erscheint unter Berücksichtigung der vorliegenden Daten die THIESSEN-Methode am ehesten geeignet, den Gebietsniederschlag für das Untersuchungsgebiet festzustellen (vgl. WOHLRAB 1992, S. 47).

Die Gebietsermittlung erfolgte zunächst getrennt für die amtlichen Meßstationen des DWD, LPP und LAWW und für die projekteigenen Freilandstationen. Abschließend wurden die Polygonflächen aus allen zur Verfügung stehenden Meßstationen ermittelt. Hieraus ergaben sich zwangsweise unterschiedlich große Polygonflächenanteile und damit eine unterschiedlich starke Gewichtung der einzelnen Niederschlagsstationen (vgl. hierzu Kap. 5.2.1.2). Berücksichtigung finden hierbei lediglich die Freilandstationen, da der Flächenanteil der Waldgebiete gegenüber den offenen Landschaften im Bereich des Untersuchungsgebietes zu gering ist. Dadurch könnte bei der flächenanteiligen Berechnung des Niederschlages dem Bestandsniederschlag der Waldstationen eine zu hohe Gewichtung zukommen, die eine Verfälschung der Gebietsniederschlagsverhältnisse nach sich ziehen würde.

Zur rechnerischen Ermittlung der niederschlagsanteiligen flächendifferenzierten Jahressickerwassermenge ist es erforderlich, daß neben der Ermittlung des gebietsspezifischen Jahresmittels der Niederschlagsmenge auch eine Differenzierung des Gebietsniederschlages nach den Halbjahressummen der jeweiligen hydrologischen Halbjahre erfolgt.

Nicht unbeachtet darf dabei bleiben, daß die Niederschlagsdaten durch systematische Fehler an den Stationen fehlerbehaftet sein können, die besonders im Rahmen wasserhaushaltlicher Berechnungen häufig zu einer Fehleinschätzung - insbesondere einer Unterschätzung - dieser wichtigen Eingabegröße führen. Wichtige Hinweise finden sich in der Literatur u. a. bei SEVRUK (1988) und RICHTER (1995) (vgl. auch HELLEKES 1985, LAMBRECHT et al. 1979, MANIAK 1988, WOHLRAB 1992). Einige Gründe, die dafür verantwortlich sind, daß eine Niederschlagsmenge geringer als tatsächlich gefallen

gemessen wird, werden nachfolgend unter Angabe der möglichen prozentualen Fehlereinschätzung genannt:

- \* Deformation des Windfeldes in der Höhe des Auffangbehälters (je nach Niederschlagsmeßgerättyp: manuell oder automatisiert) (2%-10% Fehler bei Regen, 15%-35% bei Schnee),
- \* Haftwasserverluste bzw. Benetzungsverdunstung (5%-19%),
- \* Verdunstung aus dem Sammelgefäß (1%-3%) (vgl. auch DISSE 1995, HINTERMEIER 1995).

Durch diese Verluste geht der nicht-korrigierte Niederschlag - als wichtigste Input-Größe z.B. für die Berechnung der Wasserhaushaltsbilanz - als zu niedrig gemessener Wert ein (DISSE 1995, S. 7; vgl. auch GLUGLA & THIEMER 1971). Meßfehlerkorrekturen für die amtlichen Meßstationen im Bereich des Untersuchungsgebietes, an denen der Niederschlag in 1 m über Grund mit zum Teil registrierenden Meßgeräten (Typ Hellmann-Niederschlagsmesser) erfaßt wird, sind nicht bekannt. An den projekteigenen Feldstationen mit wöchentlicher Mengenerfassung in 1 m über Grund sind keine zusätzlichen Meßeinrichtungen (wie z.B. bodengleiche Registrierung des Niederschlags) eingebaut, die eine Ableitung von Korrekturfaktoren erlauben. Deshalb werden die von RICHTER (1995) in Prozent angegebenen Korrekturwerte übernommen, die auf der Basis des mittleren Jahresganges des gemessenen Niederschlagsmeßfehlers für das Niederschlagsmeßgerät (Typ Hellmann) in Abhängigkeit von der Stationslage abgeleitet sind (vgl. auch DVWK 1996). Aufgrund dieser Studie wurden die Niederschlagsdaten an den Stationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes mit einem Aufschlag von 11% korrigiert. Dieser Korrekturwert stammt aus der von RICHTER entworfenen Karte zur *Darstellung der räumlichen Verteilung des mittleren jährlichen Niederschlagsfehlers* und bezieht sich auf mäßig geschützte Stationslagen u.a. in den westlichen Mittelgebirgslandschaften Deutschlands (nach RICHTER 1995, S. 82).

Eine Niederschlagskorrektur wurde in dieser Arbeit lediglich für die standortspezifischen wasserhaushaltlichen Untersuchungen auf der Basis der Lysimetermessungen durchgeführt, nicht aber für die flächendifferenzierte Gebietsuntersuchung über die empirischen Regressionsgleichungen und anschließende Regionalisierung, da seitens dieser Berechnungsverfahren nicht-korrigierte Niederschlagsdaten als Eingangsparameter gefordert werden.

### ***Gerätetechnische Ausstattung der Projektstationen***

Während an den Acker- und Grünlandstationen des projekteigenen Stationsnetzes wird der Freilandniederschlag mit einem Niederschlagssammelgefäß (Typ Hellmann-Sammelkanne) in 1 m Höhe über der Bodenoberfläche in direkter Nachbarschaft zu den Lysimetern wöchentlich abgelesen wird, erfolgt an den Waldstandorten die Messung des Bestandsniederschlags durch das Auffangen des durchtropfenden Niederschlages mit Hilfe von in die Bodenoberfläche eingebauten Totalisatoren. Da der Niederschlag in der Fläche unregelmäßig verteilt wird - was sich vor allem über die Art des Kronenabschlusses, der Bestandsdichte und der Artenzusammensetzung begründen läßt - muß die Anzahl der Meßpunkte im Wald im Vergleich zu den Freilandstationen erhöht werden (vgl. SCHLICHTING et al. 1995, S. 187). Aus insgesamt 10 Totalisatoren, verteilt auf einen bestimmten Flächenausschnitt der Testflächen, wird der Bestandsniederschlag als gemittelter Wert erfaßt.

### **4.3.2 Verdunstung**

Da die reale und potentielle Verdunstung eine nur schwer zu messende Größe ist, wurden eine Anzahl unterschiedlicher Methoden zur indirekten Bestimmung der Verdunstung mit Hilfe bestimmter meteorologischer Meßwerte entwickelt. Umfassende Angaben zu den verschiedenen

Berechnungsverfahren finden sich hierzu u.a. bei SCHRÖDTER (1985), WOHLRAB (1992) sowie DVWK (1996).

#### 4.3.2.1 Potentielle Evapotranspiration

Zur Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration (ET<sub>p</sub>) bedient man sich in Mitteleuropa im wesentlichen der Berechnungsverfahren nach HAUDE (1955, 1958) und PENMAN (1948, 1956). Beide Verfahren setzen unterschiedliche Eingangsparameter voraus.

Das Verfahren nach HAUDE besitzt gegenüber PENMAN (vgl. DVWK 1996, S. 37) den Vorteil, daß zu seiner Anwendung nur die Messung der beiden Parameter Lufttemperatur und relative Luftfeuchte gefordert werden (vgl. DOMMERMUTH & TRAMPF 1990). Diese Methode gibt die Verdunstung über einem Pflanzenbestand bei ausreichendem Niederschlag gut wieder. Die Bestimmung der Verdunstung nach HAUDE basiert auf der Berechnung des Sättigungsdefizits der Luft um 14.00 Uhr MEZ. Dieser Wert wird mit einem empirisch ermittelten Proportionalitätsfaktor (f) multipliziert (vgl. auch HELLEKES 1985, S. 79).

$$ET_p = f \times (E_{s14} - E_{a14}) = f \times E_{s14} \times (1 - f/100) \quad \text{Gl. 3}$$

mit

- ET<sub>p</sub> = potentielle Evapotranspiration [mm]
- f = Proportionalitätsfaktor nach HAUDE
- E<sub>s14</sub> = Sättigungsdampfdruck (Klimatermin II) [hPa]
- E<sub>a14</sub> = aktueller Dampfdruck (Klimatermin II) [hPa]
- Klimatermin II = 14 Uhr MOZ

Das Sättigungsdefizit ist für eine bestimmte Temperatur (T) die Differenz aus Sättigungsdampfdruck (E<sub>s</sub>) und dem aktuellen Wasserdampfdruck (E<sub>a</sub>). Der Sättigungsdampfdruck ist über die Näherungsformel von MAGNUS (zitiert in DVWK 1996) zu berechnen:

$$E_s(T) = 6,11 \times \exp(17,62 \times T/243,12 + T) \quad \text{Gl. 4}$$

mit

- T = Temperatur [°C]
- E<sub>s</sub>(T) = Sättigungsdampfdruck bei gegebener Temperatur T [hPa]

Hiervon geringfügig abweichende Formeln finden sich bei HÖLTING (1992) bzw. bei MÜLLER et al. (1992).

Der Wasserdampfdruck (e) wird aus der relativen Luftfeuchte (U in %) und dem Sättigungsdampfdruck E<sub>s</sub>(T) errechnet:

$$e = E_s(T) \times U/100 \quad [\text{hPa}] \quad \text{Gl. 5}$$

Da die Evapotranspiration über einem Pflanzenbestand nicht nur durch die meteorologischen Einflußgrößen (Lufttemperatur und Luftfeuchte), sondern auch durch die Pflanzenart und deren Entwicklungsstadium bestimmt wird, wird ein jahreszeitlich variierender und auf Pflanzenart und Pflanzenentwicklung abgestimmter Koeffizient (f) in die Berechnungsformel aufgenommen. Die ursprünglich nur für Grünland entwickelte Formel kann so in ihrer modifizierten Form für andere Kulturen angewandt werden. (vgl. auch DOMMERMUTH & TRAMPF 1990). Für die empirisch ermittelten Monatsfaktoren (f) werden in Abhängigkeit von Grundwasserflurabständen und Bodenart mehrere Reihen von Proportionalitätsfaktoren angegeben.



Tab. 5: HAUDE-Faktoren  $f$  zur Berechnung der möglichen Verdunstung von Gras,  $f_T$  für mittlere Tageswerte und  $f_M$  für Monatssummen (nach DIN 19685)

	Jan	Feb	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez
$f_T$	0,22	0,22	0,22	0,29	0,29	0,28	0,26	0,25	0,23	0,22	0,22	0,22
$f_M$	6,82	6,22	6,82	8,70	8,99	8,40	8,06	7,75	6,90	6,82	6,60	6,82

Quelle: DVWK 1996, S. 34)

In Tabelle 5 sind die HAUDE-Faktoren  $f$  aufgelistet, die der Berechnung der Verdunstung an den zur Verfügung stehenden Stationen im inneren bzw. äußeren Bereich des Untersuchungsgebietes zugrunde liegen.

Für das Untersuchungsgebiet wurde die potentielle Evapotranspiration nach HAUDE zunächst standortbezogen aus den meteorologischen Grunddaten (Lufttemperatur und relative Luftfeuchte) der entsprechenden Klimastationen errechnet. Hierbei handelt es sich um die Stationen Idenheim-Acker, Greverath-Acker und Badenborn im engeren Untersuchungsgebiet, sowie Halsdorf, Manderscheid und Hersdorf-Weißenseifen im weiteren Umkreis des Untersuchungsgebietes. Für die beiden letztgenannten Stationen liegen jedoch - technisch bedingt - nur Meßdaten bis 1995 vor, so daß diese Standorte für den hier zu bearbeitenden Beobachtungszeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998 keine Berücksichtigung finden können. Hieraus ist ersichtlich, daß im Vergleich zu den Niederschlagsstationen eine erheblich geringere Anzahl an Stationen zur Verfügung steht.

Schwieriger als bei der Bestimmung des Gebietsniederschlags gestaltet sich demnach auch die Bestimmung und Regionalisierung der Gebietsverdunstung. Erschwerend kommt hinzu, daß an den projekteigenen Klimastationen Ausreißer in den Zeitreihen auftreten, die nicht ohne weiteres ergänzt werden konnten. Für die Gebietsmittelausweisung wurde schließlich die Station als Referenzstation gewählt, die aufgrund ihrer Lage im Relief der naturräumlichen Eigenheit des eigentlichen Untersuchungsgebietes am nächsten kommt.

#### 4.3.2.2 Reale Evapotranspiration

Die Abschätzung der Bilanzgröße *reale Evapotranspiration* (ET<sub>real</sub>) erfolgte aufgrund der eingeschränkten Meßdatenlage lediglich standortgebunden an den Stationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes. Die Kalkulation wurde auf der Grundlage zweier unterschiedlicher Berechnungsansätze durchgeführt. Die darüber errechneten Stationsergebnisse wurden miteinander verglichen und unter Einbeziehung der jeweils geforderten standortspezifischen Eingangsdaten vergleichend diskutiert.

Die in dieser Arbeit gewählten Berechnungsansätze zur Abschätzung des Jahreswertes der realen Evapotranspiration als abhängige Variable, setzen die Kenntnis der nachfolgend genannten unabhängigen Variablen voraus: die Jahresniederschlagssumme des hydrologischen Jahres, die Niederschlagssumme des hydrologischen Sommer- und des hydrologischen Winterhalbjahres, die Jahressickerwassermenge aus dem Lysimeter, die Bodenwasservorratsänderung, die pflanzenverfügbare Wassermenge ( $nFKWe$ ) sowie die Jahressumme der Verdunstung nach HAUDE. Diese Vorgaben erfordern somit die standortgebundene Messung bzw. Ableitung der zuvor genannten Parameter an jedem Standort der eingerichteten Feldstationen. Der erste Berechnungsansatz stützt sich auf die einfache Wasserhaushaltsgleichung (vgl. auch GRONEMEIER 1976a). Die abhängige Variable der realen Evapotranspiration wurde als Jahressumme auf der Basis der an den Feldstationen ermittelten Eingabeparameter in Anlehnung an die Wasserhaushaltsgleichung nach der folgenden Gleichung ermittelt:

$$ET_{\text{real}} = N - Si_{\text{wa}} - (R - B) \quad \text{Gl. 6}$$

mit

- $ET_{\text{real}}$  = reale Evapotranspiration [mm/a]
- $N$  = Jahresniederschlagssumme (1.04.-31.03.) [mm]
- $(R - B)$  = Bodenwasservorratsänderung [mm]
- $Si_{\text{wa}}$  = Jahressickerwassermenge aus dem Lysimeter [mm]

Die Bodenwasservorratsänderung im jeweils betrachteten hydrologischen Jahr wurde in Anlehnung an BOHLEBER (1992) aus der Differenz zwischen der Höhe der Bodenwassersäulen (BWS) am Ende (R) und zu Beginn (B) des hydrologischen Jahres berechnet (vgl. auch GERMANN 1981, HUSMANN 1996, HOFMANN et al. 1998). Hieraus leitet sich die nachfolgende Gleichung ab:

$$(R - B) = BWS_e - BWS_a \text{ [mm/a]} \quad \text{Gl. 7}$$

mit

- $BWS_e$  = Bodenwassersäule am Ende des hydrologischen Jahres
- $BWS_a$  = Bodenwassersäule zu Beginn des hydrologischen Jahres

Die Basis für diesen Rechenvorgang stellen die wöchentlich durchgeführten Bodenfeuchtemessungen auf den Testflächen der Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßstationen dar (vgl. Kap. 4.3.4). In einem weiteren Schritt wurde der Wert der realen Evapotranspiration an den Feldstationen nach der Methode von RENGGER & WESSOLEK (1996) ermittelt. Abgeschätzt wurde die reale Verdunstung für Einzeljahre in Abhängigkeit von der Jahresniederschlagsmenge (getrennt nach hydrologischem Sommer- und Winterhalbjahr), der Jahressumme der Verdunstung nach HAUDE ( $ET_p$ ) sowie der pflanzenverfügbaren Wassermenge im Boden. Entsprechend dieser Vorgaben legen RENGGER & WESSOLEK (1996, S. 47) folgende nutzungsspezifische Regressionsgleichung zur Berechnung der abhängigen Bilanzgröße *reale Evapotranspiration* ( $ET_a$  bei RENGGER & WESSOLEK 1996; in der vorliegenden Arbeit als  $ET_{\text{real}}$  abgekürzt) vor:

$$ET_a = a \times P_{\text{so}} + b \times P_{\text{wi}} + c \times \log W_{\text{pfl}} + d \times ET_p + e \quad \text{Gl. 8}$$

mit

- $ET_a$  = reale Evapotranspiration [mm/a]
- $P_{\text{so}}$  = Sommerniederschlag (Summe 01.04. bis 30.09.) [mm]
- $P_{\text{wi}}$  = Winterniederschlag (Summe 1.10. bis 31.03.) [mm]
- $W_{\text{pfl}}$  = pflanzenverfügbare Wassermenge im Boden [mm]
- $ET_p$  = potentielle Evapotranspiration nach HAUDE (Gras) [mm]  
(Summe 01.04. bis 31.03.)

Die Regressionskoeffizienten  $a$  bis  $e$  (Tab. 6) sind von RENGGER & WESSOLEK für norddeutsche Bedingungen entwickelt worden und gelten für ebene Standorte (vgl. auch RENGGER & WESSOLEK 1990). Die Berechnung des Jahreswertes bezieht sich auf den Zeitraum vom 1.4. bis zum 31.3. des darauffolgenden Jahres und entspricht somit dem Betrachtungszeitraum eines sog. Lysimeterjahres (vgl. Kap. 4.3.3.1).

Tab. 6: Regressionskoeffizienten zur Berechnung der realen Evapotranspiration nach RENGGER & WESSOLEK (1996, S. 47)

Bodennutzung	a	b	c	d	e
Acker	0,39	0,08	153	0,12	-109
Grünland	0,48	0,10	286	0,10	-330
Nadelwald	0,33	0,29	166	0,19	-127

Die Angabe des Gültigkeitsbereiches bedeutet gleichzeitig, daß bei der Übertragung dieses Berechnungsansatzes auf andere Landschaftsräume die Interpretation der Stationsergebnisse mit einem

gewissen Vorbehalt erfolgen muß. Es werden in der vorliegenden Arbeit die durch Verwendung dieser Methode erzielten Ergebnisse den Ergebnissen (für die Lysimeterstandorte in ebener Lage) aus dem zuerst beschriebenen Verfahren (vgl. Gl. 6) gegenübergestellt und bewertet.

### 4.3.3 Ermittlung der Sickerwassermenge aus der ungesättigten Bodenzone

Für die punktuelle Ermittlung der niederschlagsanteiligen Sickerwassermenge aus der ungesättigten Bodenzone und deren Regionalisierung wurden zwei unterschiedliche Arbeitsansätze gewählt: Zum einen die direkte Messung der Sickerwassermenge mit der Lysimetertechnik an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes und zum anderen die Berechnung der flächendifferenzierten Sickerwassermenge im Untersuchungsgebiet über den Bodenwasserhaushalt.

#### 4.3.3.1 Ermittlung der Sickerwassermenge aus den Lysimetern an den Feldstationen

Die direkte Erfassung der niederschlagsanteiligen Sickerwassermenge aus der ungesättigten Bodenzone erfolgt mit Hilfe der Lysimetertechnik auf neun ausgewählten Standorten mit unterschiedlichen geologischen Ausgangsbedingungen und unterschiedlicher Bewirtschaftungsform. Bei den Lysimeterbehältern handelt es sich um nicht-wägbare, ungestörte Bodenmonolithe (vgl. Abb. 1). Die Versuchsböden der Monolithe repräsentieren aufgrund der Standortauswahl die Vielfalt der im Untersuchungsgebiet vorkommenden Bodeneigenschaften. Die Lysimeter (Typ Sickerwasserlysimeter) wurden in Anlehnung an den Standardlysimeter nach FRIEDRICH & FRANZEN (1960) gebaut. (vgl. auch DVWK 1980). Die Bodenmonolithe wurden nach dem sog. 'Stechringprinzip' auf den entsprechend ausgewählten Testflächen - die gleichzeitig auch als Bodenfeuchtemeßfelder dienen - gewonnen und anschließend im Randbereich der Fläche eingegraben (vgl. Abb. 1 links).



Abb. 1: Lysimeterstation Idenheim Acker (mm): Herstellung eines Bodenmonoliths nach dem sog. Stechringprobenahmeprinzip (links); Blick in den Meßschacht mit den Ablaufvorrichtungen für das Sickerwasser aus den Lysimetern in die Auffangbehälter (rechts)

Die Bewirtschaftungsart der Lysimeter entspricht der jeweiligen Fläche, aus der die Monolithe gezogen wurden. Die Ablaufvorrichtungen für das Sickerwasser aus den Lysimetern mit den dazugehörigen Auffangbehältern sind in einer begehbaren Grube installiert (vgl. Abb. 1 rechts). Die Einbautiefe der Lysimeter orientiert sich an der Mächtigkeit der Verwitterungsdecken der jeweiligen Standorte. Die Sickerwassermessungen erfolgen im wöchentlichen Rhythmus. Jede Lysimeterstation wurde mit drei Lysimeterparallelen ausgestattet. Die Lysimeterparallelen dienen u.a. der einfachen und schnellen Funktionskontrolle. Die Meßreihen der Lysimeterparallelen wurden auf Ausreißer bzw. Fehldaten

kontrolliert. OLBRISCH (1975a) und der DVWK (1980) bieten verschiedene statistische Verfahren zur Datenüberprüfung an. Hierüber aufgedeckte Funktionsstörungen, die über längere Zeiträume nicht ausgeschaltet werden konnten, führten dazu, daß die störanfälligen Lysimeter aus der Datenauswertung herausgenommen wurden.

Mit der Lysimetermethode werden lediglich die vertikalen Wasserflüsse am Standort direkt erfaßt. Da sich die Lysimetersohle unmittelbar im Übergangsbereich von der ungesättigten zur gesättigten Bodenzone befindet, erhält man keine Informationen über die Wasserbewegung in den tieferen Bereichen, d.h. außerhalb der durchwurzelten Bodenzone (vgl. HÖLTING 1997a, 1997b). Ziel der Lysimeteruntersuchungen ist es, die standortspezifische Sickerwassermenge als Funktion des Niederschlages und der Zeit zu bestimmen. Hierzu werden an den jeweiligen Standorten die Niederschlagsmengen zeitparallel zur Sickerwassermenge erfaßt. Die standortspezifische Beschreibung der innerjährlichen Sickerwasserbildung - mit unterschiedlich hoher zeitlicher Auflösung - erfolgt anhand der zeitparallelen Gegenüberstellung der Niederschlags- und Sickerwassermengen für jeweils abgeschlossene hydrologische Jahre (im Sinne eines Lysimeterjahres u.a. nach SCHROEDER 1978). Hierfür wurden die Meßreihen von Niederschlag und Sickerwasser in Form von Säulendiagrammen - auf der Basis hoher zeitlicher Auflösung (Wochen- und Monatssummenwerte) - graphisch aufbereitet.

Unter einem Lysimeterjahr wird die Meßzeitreihe vom 1.4. eines Jahres bis 31.3. des Folgejahres verstanden. SCHROEDER (1978), PROKSCH (1990) u.v.a.m. schlagen diesen Betrachtungszeitraum besonders im Zusammenhang mit Lysimeteruntersuchungen für kürzere Meßzeiträume vor. PROKSCH (1990) begründet diesen Vorschlag: „Die Bestimmung des Verhältnisses von Niederschlag zu Sickerwasser bei Lysimetermessungen wird bei der Betrachtung von kürzeren Zeiträumen und Einzeljahren durch die Bodenfeuchtevorratsänderung verfälscht, welche die Differenz darstellt zwischen dem Bodenwassergehalt zu Beginn und am Ende der Meßreihe. [...] Wird der Jahresanfang so gewählt, daß ein Meßjahr mit gefülltem Bodenwasserspeicher beginnt und ebenso endet, ist der Einfluß der Bodenfeuchtevorratsänderung auch für Einzeljahre und kürzere Beobachtungszeiträume zu vernachlässigen [...]“ (PROKSCH 1990, S. 17-18, vgl. auch DVWK 1980). Über Korrelationsberechnungen wurde der optimale Zeitpunkt des Jahresanfangs für Lysimeterauswertungen auf Jahresbasis ermittelt. Hierbei konnte klar herausgestellt werden, „[...]“, daß ein Jahresbeginn im April bei Auswertungen von Lysimeterdaten bezüglich des Fehlereinflusses der Bodenfeuchtevorratsänderung dem herkömmlichen Beginn des Abflußjahres im November überlegen ist. Auch SCHROEDER (1978) kommt zu dem Ergebnis, daß der zweckmäßige Beginn des Abflußjahres (als Lysimeterjahr bezeichnet) der 1. April ist.“ (PROKSCH 1990, S. 19).

In einem weiteren Schritt wurde die niederschlagsanteilige Sickerwassermenge als Funktion von Bodeneigenschaften, Nutzungsart bzw. Bewuchs und der Zeit untersucht. Hierzu mußten an den Lysimeterstandorten die standortgebundenen bodenphysikalischen Kenndaten ermittelt werden. Zudem wurden die Bodenmonolithe der Lysimeter entsprechend unterschiedlich bewirtschaftet. Berücksichtigung fanden hierbei die drei Hauptnutzungsarten Acker (vgl. Abb. 2 im Text; vgl. auch Anhang: Abb. 1) und Grünland (Anhang: Abb. 2) und Wald. Die Wald-Lysimeter können - bautechnisch bedingt - lediglich als Nutzungsform die Waldbodenvegetation repräsentieren (vgl. Anhang: Abb. 3a u. Abb. 3b). Wie bereits an anderer Stelle erwähnt, konnten - u.a. aus finanziellen Gründen - nicht in allen Gemarkungen Lysimeterstationen mit den drei Hauptnutzungsarten eingerichtet werden (vgl. Kap. 4.1, Tab. 3).

Um den Einfluß der Bodeneigenschaften und der Nutzungsvielfalt auf die niederschlagsanteilige Sickerwasserbildung im innerjährlichen Verlauf eines hydrologischen Jahres abschätzen und bewerten zu können, erfolgen zudem zeitgleich zu den Meßterminen von Niederschlag und Sickerwassermenge auch

Bodenfeuchtemessungen an den entsprechenden Standorten. Die Bodenfeuchtemessungen, die der Erklärung der Sickerwassermenge als Funktion der Bodenfeuchte dienen, finden außerhalb des Bilanzierungskörpers 'Lysimeter' auf den entsprechend vorgesehenen Testflächen unter Freilandbedingungen (offenes System) statt. Im Vergleich zu den quantitativ zu erfassenden Einflußgrößen Niederschlag und Bodenfeuchte kann der Einfluß der Bodeneigenschaften (u.a. Bodenart, Porenvolumen) und der Nutzungsart auf die Sickerwasserbildung im Zusammenhang mit der Untersuchung der innerjährlichen Feuchtedynamik nur qualitativ beschrieben werden (vgl. Kap. 4.3.4).

Die Überprüfung der Stärke des Zusammenhanges zwischen den unabhängigen Variablen Niederschlag und der abhängigen Variablen Sickerwasser erfolgt anhand von Regressions- und Korrelationsanalysen. Hierbei wird die Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung mit unterschiedlich hoher zeitlicher Datenauflösung bewertet, um hierüber weitere, die Sickerwasserbildung beeinflussende Parameter (Boden, Nutzung) aufdecken zu können. Diese statistische Datenanalyse erfolgte in enger Anlehnung an OLBRISCH (1975a) und PROSCH (1990) (vgl. auch DVWK 1980).

Meßergebnisse aus Lysimetern haben zunächst nur punktuellen Aussagecharakter (vgl. auch ARBEITSKREIS GRUNDWASSERNEUBILDUNG DER FACHSEKTION HYDROLOGIE DER DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT 1977). Aufgrund einer zu geringen Anzahl von Lysimeterstationen innerhalb des Untersuchungsgebietes ist es kaum möglich, Aussagen zur räumlichen Variabilität der Sickerwassermengen zu treffen. Zudem spiegeln die Lysimetermessungen lediglich Prozeßabläufe auf ebenen Standorten wider. Auf die hierdurch ebenfalls bedingte Vernachlässigung der Bilanzgrößen Oberflächenabfluß und Interflow (als weitere Einflußgrößen auf die Sickerwasserbildung) wurde bereits weiter oben hingewiesen (vgl. Fig. 11 und Fig. 12).



Abb. 2: Getreideaufwuchs auf den Acker-Lysimetern der Station Idenheim im Bereich des Mittlerer Muschelkalkes

#### 4.3.3.2 Berechnung der Jahressickerwassermengen über nutzungsabhängige Regressionsgleichungen

Die flächendifferenzierte Ermittlung der Sickerwassermengen für das Untersuchungsgebiet wurde in dieser Arbeit aus dem Bodenwasserhaushalt - anhand nutzungsabhängiger Regressionsgleichungen (vgl. Tab. 7) nach RENGGER et al. (1990) sowie dem NIBIS-Verfahren (1992) (vgl. MÜLLER et al. 1992) - abgeleitet. Die Berechnungen wurden zunächst standortbezogen an 5.482 (von insgesamt 5.777 aufgenommen) Punkten im Untersuchungsgebiet durchgeführt. Hierdurch läßt sich die gebietspezifisch bedingte räumliche Variabilität der Sickerwassermengen im Untersuchungsgebiet hinreichend belegen. Im Vergleich zu den Datenanalysen an den Lysimeterstationen mit zeitlich unterschiedlich hoher Auflösung, wurde im Rahmen der flächendifferenzierten Betrachtung die Sickerwassermenge lediglich als Jahressumme eines Lysimeterjahres kalkuliert. Die Auswertungen wurden für insgesamt vier hydrologische Jahre im Beobachtungszeitraum vom 1.4.1994 bis zum 31.3.1998 vorgenommen.

Zur Durchführung dieser Berechnung mußten zusätzlich zu den klimatologischen Parametern (Jahresniederschlagssumme, Halbjahressummen der sommerlichen und winterlichen Niederschläge, Jahressumme der potentiellen Evapotranspiration nach HAUDE) weitere Basisdaten (boden-, nutzungs- und reliefspezifische Parameter) an den festgelegten Aufnahmepunkten im Untersuchungsgebiet erhoben bzw. abgeleitet werden. Eine übersichtliche Beschreibung zur Vorgehensweise hinsichtlich der Kennwertermittlung der notwendigen Eingangsdaten wird von HENNINGS 1994 in Form eines sog. Flußplandiagramms vorgelegt. Über dieses Flußplandiagramm wird „[...] für die Methode der Ablauf der Verknüpfungsregeln von den Eingangsdaten bis zum jeweiligen Kennwert graphisch veranschaulicht.“ (vgl. HENNINGS 1994, S. 16 und S. 59; vgl. hierzu auch Kap. 7.1, Fig. 133).

In Tabelle 7 sind die Gleichungen aufgeführt, nach denen die nutzungsabhängigen Sickerwassermengen im Untersuchungsgebiet für ein dichtes Punktnetz berechnet wurden (vgl. MÜLLER et al. 1992, Verknüpfungsregel 5.6, Tab. 1).

Tab. 7: Nutzungsabhängige Regressionsgleichungen zur Berechnung der Jahressickerwassermenge aus der ungesättigten Bodenzone nach RENGGER et al. (1990)

Nutzung	Regressionsgleichung
Ackerland	$Siwa = 0,92 (N_{wi}) + 0,61 (N_v) - 153 (\log W_{pfl}) - 0,12 (ETP_{Haude}) + 109$
Grünland	$Siwa = 0,90 (N_{wi}) + 0,52 (N_v) - 286 (\log W_{pfl}) - 0,10 (ETP_{Haude}) + 330$
Nadelwald	$Siwa = 0,71 (N_{wi}) + 0,67 (N_v) - 166 (\log W_{pfl}) - 0,19 (ETP_{Haude}) + 127$
Laubwald (Buchenaltbestand)	$Siwa = 0,953 (N) - 0,02 (ETP_{Haude}) - 430,1$

\*Siwa = GWN in Originalgleichung nach RENGGER et al. (1990) und NIBIS (1992)

mit	Siwa	=	Jahressickerwassermenge [mm/a]
	N	=	Jahresniederschlagsmenge (1.04. - 31.03.) [mm/a]
	$N_{wi}$	=	Niederschlagsmenge im hydrologischen Winterhalbjahr (1.10.-31.03.)
	$N_v$	=	Niederschlagsmenge im hydrologischen Sommerhalbjahr (1.04.-30.09.)
	$ETP_{Haude}$	=	potentielle Evapotranspiration nach HAUDE [mm/a]
	$W_{pfl}$	=	pflanzenverfügbare Bodenwassermenge [mm]

Während über die nutzungsabhängigen Regressionsgleichungen von RENGGER et al. (1990) die Jahressickerwassermenge für ebene Standorte abgeleitet wird, läßt das modifizierte Verfahren nach NIBIS (1992) durch die Berücksichtigung des Reliefs die Berechnung der Sickerwassermenge auch auf geneigten Flächen zu. Der Einfluß des Reliefs auf die Sickerwasserbildung - im Vergleich zu ebenen Flächen - wird durch die Einbindung der Reliefeigenschaften Hangneigung, Hangexposition und Hangposition bei der Kalkulation berücksichtigt.

Somit erhalten die aus den Regressionsgleichungen nach RENGGER et al. (1990) abgeleiteten Jahressickerwassermengen im NIBIS-Verfahren (1992) Zu- bzw. Abschläge in Abhängigkeit von der Hangexposition und der Hangposition unter Berücksichtigung der Hangneigungsstufen. Die Zu- bzw. Abschlagsbeträge sind in den Tabellen 8 und 9 aufgeführt.

Tab. 8: Ab- bzw. Zuschläge [mm] von der bzw. auf die Grundwasserneubildung [mm] in Abhängigkeit von Exposition des Hanges und Hangneigungsstufen (vgl. MÜLLER et al. 1992, Verknüpfungsregel 5.6, Tab. 2)

Hangexposition	Hangneigungsstufen		
	N1.2	N2	N3
Südhang	- 12	- 25	- 50
Nordhang	+ 10	+ 20	+ 40
Ost-/Westhang	+/- 0	+/- 0	+/- 0

Tab. 9: Zuschläge [mm] zur Grundwasserneubildung [mm] in Abhängigkeit von Hangposition (hiervon ausgenommen ist der Oberhang) und Hangneigungsstufen (vgl. MÜLLER et al. 1992, Verknüpfungsregel 5.6, Tab. 3)

Hangposition	Hangneigungsstufen		
	N1.2	N2	N3
Mittelhang	+ 2	+ 3	+ 6
Unterhang	+ 30	+ 40	+ 45

Neben den klimatologischen (Niederschlag und Verdunstung), nutzungs- und reliefspezifischen Parametern bedarf es umfangreicher bodenkundlicher Feldkartierungen im gesamten Untersuchungsgebiet, aus denen die bodenspezifischen Eingangsparameter für die Berechnungsverfahren ermittelt werden. Dabei wird dem Parameter 'nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes' (nFKWe) für die Berechnung der Sickerwassermenge aus der ungesättigten Bodenzone eine besondere Bedeutung zuerkannt (vgl. Kap. 4.5.1). Alle Erfassungsstandorte (Intensivmeßpunkte) sind in einer Karte im Maßstab 1:10.000 verortet und mit den Informationen Bohrpunktnummer, Bodenart des Oberbodens und nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes versehen. Die Zuordnung der klimatologischen Parameter für jeden einzelnen Aufnahmepunkte erfolgte durch die Regionalisierung der Daten der Meßstationen (vgl. Kap. 4.3.1, 4.3.2.1). Über die zuvor aufgeführten Berechnungsverfahren wurde anschließend für jeden Aufnahmepunkt im Untersuchungsgebiet die jährliche Sickerwassermenge errechnet. Das Ergebnis hat somit - vergleichbar mit der Lysimetermethode - zunächst nur punktuelle Aussagekraft.

#### 4.3.3.3 Regionalisierung der Sickerwassermengen im Untersuchungsgebiet

Zur Durchführung der Regionalisierung der Jahresversickerung in der Trier-Bitburger-Mulde bedarf es der Extrapolation der punktuell ermittelten Gebietsparameter, die als Eingangsparameter für die Berechnung der gebietsspezifischen jährlichen Sickerwassermengen zur Verfügung stehen, auf die Fläche. Dies betrifft insbesondere die Parameter Niederschlag, ausgedrückt sowohl als Jahresniederschlag als auch differenziert nach hydrologischem Sommer- und hydrologischem Winterniederschlag, Verdunstung nach HAUDE, pflanzenverfügbares Bodenwasser, abgeleitet aus bestimmten Bodenkenndaten und Nutzungsdifferenzierung nach Acker, Grünland und Wald. Die Techniken der Übertragung der Punktinformation auf die Fläche werden in den Unterkapiteln (Kap. 4.3.1, 4.3.2.1, 4.5.2, 4.6, 4.7) zu den Eingangsparametern genannt. Manuell erstellte Arealkarten mußten zunächst digitalisiert werden. Die flächenhaft verteilten Informationen wurden anschließend mit Hilfe des Geographischen Informationssystems ARC/INFO als Einzelcoverages (= separate Datenebenen) erfaßt und auf Rasterbasis



bearbeitet. Unter Beachtung der Berechnungsformel wurden alle Datenebenen miteinander verrechnet. Um den Faktor Relief bei der gebietsspezifischen Erfassung zu berücksichtigen, wurden zusätzlich die Parameter Hangneigung, Hangexposition und Hangposition als regionalisierte Karten aus dem Digitalen Geländemodell erstellt, aus denen für das Berechnungsverfahren nach NIBIS bestimmte Zu- und Abschläge für die Sickerwassermenge abgeleitet wurden. Das Ergebnis ist die Darstellung der flächendifferenzierten Jahressickerwassermenge im definierten Untersuchungsgebiet.

#### **4.3.4 Erfassung der Bodenfeuchte an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes**

##### **4.3.4.1 Gravimeterische Ermittlung der Bodenfeuchte**

Im wöchentlichen Rhythmus wurden zeitgleich zur Erfassung der Niederschlags- und Sickerwassermengen auf den Testflächen des 14 Stationen umfassenden Bodenfeuchtemeßnetzes Bodenproben zur gravimetrischen Ermittlung der Bodenfeuchte (in Gew.-%) mit Hilfe des Pürckhauer-Bohrstockes gezogen. Die Probennahme erfolgte tiefenstufenweise im Abstand von jeweils 10 cm bis in eine Tiefe von maximal 80 cm. Unterhalb dieser Tiefe steht - im Falle der standörtlichen Verhältnisse an den Feldstationen - bereits das mehr oder weniger stark verwitterte Ausgangsmaterial an.

Die feldfrisch gewonnenen Bodenproben wurden im Labor zunächst gewogen und anschließend bei 105 °C bis zur Gewichtskonstanz in einem Trockenschrank getrocknet und erneut gewogen. Der Wassergehalt in Gew.-% wurde anhand der folgenden Gleichung bestimmt (vgl. SCHLICHTING et al. 1995, S. 192):

$$\text{Wassergehalt in Gew.-%} = \frac{\text{Frischgewicht} - \text{Trockengewicht}}{\text{Trockengewicht} - \text{Tara}} \times 100 \quad \text{Gl. 9}$$

Die in den einzelnen Tiefenstufen berechneten Bodenfeuchtwerte wurden für die graphische Umsetzung der Meßergebnisse - zur besseren Veranschaulichung der Wassergehaltsschwankungen in den Feuchtediagrammen - klassifiziert und den Klassenstufen 0-10%, 10-20%, 20-30%, 30-40% und > 40% zugeordnet.

Ziel der wöchentlich gemessenen Bodenwassergehalte ist es, die Bodenfeuchtedynamik nach Tiefe und Zeit auf den zugehörigen Testflächen des stationären Meßnetzes festzustellen. Über die Stationsauswahl wird die räumliche Variabilität des Bodenfeuchteganges als Funktion der Witterung (insbesondere des Niederschlages), der Bewirtschaftungsart und des Bodens beschrieben. Die Betrachtungen beziehen sich jeweils auf abgeschlossene hydrologische Jahre (= Lysimeterjahre: 1.4.-31.3.). Hierzu wurden die in wöchentlicher Auflösung zeitparallel erhobenen Daten Niederschlag (korrigiert), Bodenfeuchte (klassifiziert) und Sickerwasser in entsprechend graphisch aufbereiteten Feuchtediagrammen einander gegenübergestellt (vgl. Kap. 6.2). Die Feuchtediagramme der Feldstationen sind gleichermaßen nach folgendem Schema aufgebaut: Die Zeitskala auf der Abszisse repräsentiert den Beobachtungszeitraum des jeweils betrachteten hydrologischen Jahres (in der Zeitrechnung eines Lysimeterjahres) in wöchentlicher Auflösung. Die Tiefenskala auf der Ordinate repräsentiert die an der jeweiligen Station beprobte Bodentiefe. Die Wassergehaltsangaben erfolgen in dm-Abständen. Somit erfolgt die schichtweise Feststellung der Wassergehalte parallel zu den schichtweise durchgeführten Korngrößenanalysen der einzelnen Stationen.

Auf der Grundlage dieser graphischen Datenaufbereitung wird besonders der Feuchteverlauf, d.h. Rücklage und Aufbrauch im Bodenspeicher, in Abhängigkeit von der Bewirtschaftungsform sowie der



zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung im innerjährlichen Verlauf detailliert beschrieben. Da die Feuchteverlagerung im Profil - als eng begrenztem Ausschnitt des Bodenspeichers - auch als Funktion der Bodeneigenschaften zu sehen ist, wurden die standortspezifisch erhobenen Bodenkenndaten wie Bodenart, Lagerungsdichte und Porengrößenverteilung mit in die Standortbewertung der Zeit-Tiefen-Funktion der Bodenfeuchte einbezogen. Mittels dieser Art der Datenanalyse wird eine deskriptive Beschreibung der standortgebundenen Abhängigkeiten vorgenommen, wobei der Niederschlag als einzige unabhängige Variable zu betrachten ist. Die Aussagen beziehen sich - soweit es die Datenlage zuläßt - auf jeweils abgeschlossene hydrologische Jahre. Auftretende Datenlücken innerhalb der Feuchtediagramme lassen sich wie folgt begründen: Meßlücken innerhalb eines hydrologischen Winterhalbjahres resultieren daraus, daß witterungsbedingt (z.B. Glatteis) keine Meßfahrten durchgeführt werden konnten. Einzelne Fehlwerte innerhalb der Meßtiefen sind aufgrund von Probenverlust zu erklären. Bei großer Trockenheit war es zudem häufig nicht möglich die Proben in den tieferen Bodenschichten mittels Bohrstock zu nehmen. Während länger anhaltenden Frostperioden, in denen der Boden bis in eine Tiefe von 30 bis 40 cm gefroren war, konnten ebenfalls keine Bohrstockproben gezogen werden.

#### 4.3.4.2 Volumetrische Ermittlung der Bodenfeuchte

Die Änderung der Bodenwasservorräte im Verlauf eines hydrologischen Jahres wird auf der Basis der volumetrischen Wassergehalte, bezogen auf die jeweils standortspezifische Tiefenlage der Bodenwassersäule, berechnet. Hierzu müssen zunächst die gravimetrisch ermittelten Wassergehaltswerte (in Gew.-%) in Vol.-% oder in Bezug zum Niederschlag in mm umgerechnet werden. Die Umrechnung des Wassergehalts in Vol.-% erfolgt unter Berücksichtigung der Lagerungsdichte des Bodens nach der Gleichung (vgl. HARTGE & HORN 1992, S. 24):

$$\text{Wassergehalt (Vol.-%)} = \text{Wassergehalt (Gew.-%)} \times \text{Lagerungsdichte (Ld)} \quad \text{Gl. 10}$$

Die Lagerungsdichte des Bodens wird labortechnisch an Stechzylinderproben nach der folgenden Formel bestimmt (vgl. DVWK 1995, 29):

$$Ld = \rho_b + 0,009 \times \text{Ton in Masse -\%} \quad \text{Gl. 11}$$

mit  $\rho_b$  = Rohdichte, trocken [g/cm<sup>3</sup>]

Die Feststellung der Höhe der Bodenwassersäule an den Standorten des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes dient der Abschätzung der Jahressumme der realen Evapotranspiration aus der Wasserhaushaltsgleichung (vgl. Kap. 4.3.2.2, Gl. 7). Hierfür wurde der Bodenspeicherwert als Höhe der Bodenwassersäule am Ende eines hydrologischen Jahres aus der Aufsummierung der wöchentlich errechneten Wassergehaltsmenge [in mm] über die definierte Bodentiefe ermittelt.

Wie bereits bei der Lysimetermethode dargelegt, stellt die Bodenfeuchte hinsichtlich der standortspezifischen Bewertung der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Sickerwasserbildung im innerjährlichen Verlauf eine wichtige Einfluß- und Bilanzgröße dar. Im Zusammenhang mit der ausführlichen Darstellung der innerjährlichen Entwicklung der Feuchtedynamik in Abhängigkeit von der Bewirtschaftungsform und den Bodeneigenschaften wird der Bodenspeicheraufbrauch bzw. -zuwachs erklärt.

Die Erkenntnisse aus den Untersuchungen der Bodenfeuchtedynamik und der Berechnung des Bodenspeicherinhalts werden in die abschließende Erklärung der standortspezifischen Variabilität der Sickerwassermengen sowie der rechnerisch abgeleiteten Jahressumme der realen Evapotranspiration mit einbezogen.

#### **4.4 Geologie und Hydrogeologie**

Für die gebietsspezifischen Aussagen über die geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse kann für einen großen Teilbereich der Trier-Bitburger-Mulde auf bereits vorliegende Detailkartierungen im Maßstab 1:25.000 zurückgegriffen werden (NEGENDANK & WAGNER 1988, 1989). Die geologische Gebietsbeschreibung erfolgt lediglich für den Bereich des Untersuchungsgebietes. Sie bildet eine wichtige Grundlage für die Auswertung verschiedener Bodenkennwerte (Bodentyp, Bodenart). Gleichzeitig kann über die geologischen Verhältnisse die hohe räumliche Variabilität der Bodenarten sowie die Bodenartendifferenzierung (Ober- und Unterböden) erklärt werden. Der entsprechende Landschaftsausschnitt des Untersuchungsgebietes wurde aus den Geologischen Karten digitalisiert (vgl. Kap. 5.1).

#### **4.5 Boden**

Für das Untersuchungsgebiet liegen bisher keine detaillierten Bodeninformationen vor. Lediglich die Karte der Bodengruppen in Rheinland-Pfalz im Maßstab 1:200.000 (MINISTERIUM FÜR LANWIRTSCHAFT, WEINBAU UND FORSTEN (Hrsg.) (1983)) läßt eine grobe Beschreibung von Bodengruppen, Ausgangsmaterial der Bodenbildung, Bodenarten, Bodentypen und deren Vorkommen im entsprechenden Naturraum zu (vgl. auch Kap. 3.6).

Dies machte es für das Untersuchungsgebiet erforderlich, detailliertere Informationen hinsichtlich wichtiger gebietsspezifischer Bodenmerkmale über Feldkartierungen sowie ergänzende Laboruntersuchungen - u.a. zur Absicherung der Feldansprachen - zu ermitteln. Um eine genügend große Punktdichte seitens der Bodenansprache zu erzielen und damit der Variabilität der Bodenmerkmale gerecht zu werden, wurden für das Untersuchungsgebiet zusätzlich die Unterlagen der finanzamtlichen Bodenkartierungen (= Bodenschätzungsdaten) hinzugezogen. Hierdurch konnte über die Fläche des Untersuchungsgebietes ein dichtes Netz von 5.777 Bohrpunkten zur detaillierten Auswertung der bodenkundlichen Eigenschaften gelegt werden.

##### **4.5.1 Flächendifferenzierte Erfassung der bodenkundlichen Kenndaten im Untersuchungsgebiet**

Der Boden stellt die entscheidende Schaltstelle für den Wasserkreislauf dar. Deshalb ist es notwendig, die wesentlichsten Bodenkennwerte eines Standortes oder eines Landschaftsausschnittes zu ermitteln, die u.a. als notwendige Eingangsparameter seitens verschiedener Verfahren zur Berechnung der Grundwasserneubildung bzw. Sickerwassermenge aus der ungesättigten Bodenzone gefordert werden. Die Aufnahme der Bodenkenndaten im Untersuchungsgebiet wurde über die standortbezogene Profilansprache an der Pürckhauer-Bohrstockprobe bzw. an der offenen Schürfgrube vorgenommen. Die Bodenansprache erfolgte i.d.R. horizontbezogen nach den Richtlinien der Bodenkundlichen Kartieranleitung AG BODEN KA3 (1982), mit Erscheinung der Neubearbeitung nach der KA4 (1994). Die Bodeninformationen wurden für jeden einzelnen Aufnahmepunkt in einem Bohrpunktprotokoll festgehalten. Zusätzlich werden noch Angaben zur Lokalisierungsbezeichnung, Rechts- und Hochwert, Lage im Relief, Tag der Aufnahme etc. auf dem Datenblatt vermerkt. Die bodenkundlichen Feldaufnahmen im Untersuchungsgebiet fanden in der Zeit vom Herbst 1994 bis Frühjahr 1998 statt. Sie waren z.T. eingebettet in die verschiedenen Geländepraktika der Fächer Physische Geographie (Kartiergruppe TRESSEL) und Bodenkunde (Kartiergruppe SCHNEIDER) der Universität Trier. Zeitparallel fanden in diesem Untersuchungsgebiet unter Betreuung von TRESSEL und SCHNEIDER zwei Diplomkartierungen (KOSTER 1998 und SAUNUS 1998) statt, auf deren Daten ebenfalls in dieser Arbeit zurückgegriffen wird.

Zusätzlich zu den umfangreichen Feldkartierungen wurden aus den finanzamtlichen Gemarkungsbüchern der Bodenschätzung die notwendigen Bodenparameter auf der Basis der Grablochaufnahmen als Punktinformationen für den Ausschnitt des Untersuchungsgebietes herausgearbeitet, über die die notwendigen Bodenkennwerte abgeleitet werden, die als Eingangsparameter für die Berechnung der flächendifferenzierten Sickerwassermenge erforderlich sind. Da die finanzamtliche Bodenansprache jedoch erheblich von der feldbodenkundlichen Ansprache abweicht, mußten die Bodenschätzungsdaten zunächst entsprechend aufbereitet werden (vgl. auch WILL o. J. zitiert in ABTEILUNG BODENKUNDE DER UNIVERSITÄT TRIER (o. J.) S. 50-55). Die notwendigen Vorarbeiten wurden hauptsächlich im Rahmen des Forschungsprojektes „Quantitative Erfassung der Sickerwassermengen aus der ungesättigten Bodenzone“ und einer Diplomarbeit geleistet: Mit Hilfe der Erarbeitung eines Übersetzungsschlüssels (vgl. Anhang: Tab. 1a u. Tab. 1b) - in enger Anlehnung an den Übersetzungsschlüssel des NIEDERSÄCHSISCHEN LANDESAMTES FÜR BODENFORSCHUNG (NIBIS) (vgl. BENNE et al. 1990) - kann die Bodenartenklassifizierung der Bodenschätzung näherungsweise an die Bodenartenklassifizierung nach der AG BODEN (KA3 und KA4) angeglichen werden. Hierdurch konnte die Aussage hinsichtlich der räumlichen Verteilung der Sickerwassermengen im Untersuchungsgebiet auf ein wesentlich engmaschigeres Bohrpunktnetz gestützt werden. Auf die Problematik der Übernahme finanzamtlicher Bodendaten zur Berechnung u.a. der Jahressickerwassermengen wird in Kap. 5.4.2 eingegangen werden (vgl. auch Anhang: Tab. 1a u. Tab. 1b).

Nachfolgend sind die Bodenkenndaten aufgelistet, die in einem dichten Punktnetz im Untersuchungsgebiet zum einen bohrpunktspezifisch *direkt* erfaßt und zum anderen durch die Auswertung der Bodeninformationen in den Aufnahmebüchern der finanzamtlichen Bodenschätzung *indirekt* erarbeitet wurden. Die Vorgehensweise bei der Aufnahme, Ansprache und Ableitung der Bodeneigenschaften orientiert sich an den Vorgaben der ARBEITSGRUPPE BODEN (AG BODEN), Bodenkundliche Kartieranleitung (1992, KA3 und 1994, KA4):

- \* Bodenart (einschließlich Mächtigkeit in den einzelnen Bodenhorizonten) über Fingerprobe (KA4, S. 135)
- \* Bodengefüge (KA4, S. 116)
- \* Poren- und Hohlraumverteilung (primärer und sekundärer Art) (KA4, S. 121)
- \* Lagerungsdichte (KA4, S. 125)
- \* Gehalt an organischer Substanz (KA4, S. 108)
- \* Skelettanteil (KA4, S. 132-133)
- \* Durchwurzelbarkeit / Durchwurzelungsintensität (KA4, S. 130)
- \* nutzbare Feldkapazität (nFK) (KA4, S. 301)
- \* Tiefenlage der Stauhorizonte (KA4, S. 111 u. 241)
- \* kapillare Aufstiegsrate (KA4, S. 308)
- \* Vegetation / Nutzung (Nutzungsart des jeweiligen Aufnahmepunktes)

Diese standortbezogen erfaßten Punktdaten sind - unter Angabe der Rechts- und Hochwerte (Gauß-Krüger-Koordinaten) - sowohl auf Excel-Datenblätter als auch in der ARC/INFO-internen Datenbank abgelegt. Durch die zusätzliche Verortung der Aufnahmestandorte im Kartenmaßstab 1:10.000 können die Bodeninformationen für jeden einzelnen Punkt abgerufen werden. Sie stellen zudem eine gute Datenbasis für thematische Auswertungen im Zusammenhang mit den Untersuchungen zum Bodenwasserhaushalt (u.a. Kalkulation von Wasserhaushaltsparametern, Beschreibung der Wasserflüsse) dar.

Für die Berechnung der Sickerwassermenge aus der ungesättigten Bodenzone ist das 'pflanzenverfügbare Bodenwasser' ein bedeutender Kennwert des Wasserhaushaltes. Dieser Parameter läßt sich jedoch am Bodenprofil nicht direkt bestimmen. Nach MÜLLER et al. (1992) kann das pflanzenverfügbare Bodenwasser ( $W_{pfl}$ ) anhand der nachfolgend genannten Verknüpfungsregeln abgeleitet werden. Die Verknüpfungsregeln erfordern bestimmte Eingangsdaten, über deren Verrechnung der Kennwert  $W_{pfl}$  bestimmt wird:

Die nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes ( $nFKWe$ ) errechnet sich über das Bodenprofil aus der Addition der  $nFK$  (= nutzbaren Feldkapazität [mm/dm]) der einzelnen Horizonte von der Bodenoberfläche bis zur effektiven Durchwurzelungstiefe (=  $We$  [dm]) (vgl. MÜLLER et al. 1992, Verknüpfungsregel 5.1). Demnach lautet die Gleichung wie folgt:

$$nFKWe = \sum_{0}^{We} nFK \quad [mm] \quad \text{Gl. 12}$$

Das pflanzenverfügbare Bodenwasser ( $W_{pfl}$ ) setzt sich zusammen aus der Summe der nutzbaren Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes und dem Betrag des mittleren kapillaren Aufstiegs (KA) (vgl. MÜLLER et al. 1992, Verknüpfungsregel 5.4):

$$W_{pfl} = nFKWe + KA \quad [mm] \quad \text{Gl. 13}$$

In dem hier untersuchten Gebiet ist die kapillare Aufstiegsrate aus dem Grundwasser in den Wurzelraum der Pflanzen nur von untergeordneter Bedeutung, so daß dieser Parameter nicht erfaßt wird. Hierdurch reduziert sich das pflanzenverfügbare Bodenwasser auf die nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes ( $nFKWe$ ) (vgl. auch HENNINGS 1994, S. 175, Verknüpfungsregel 42).

Eine detaillierte Beschreibung zur einfachen Ermittlung der nutzbaren Feldkapazität über die Profilansprache im Gelände wird in der Bodenkundlichen Kartieranleitung (KA4 1994, S. 295) vorgelegt. Über die Kenndaten Bodenart, Lagerungsdichte, organische Substanz und Skelettanteil wird die  $nFKWe$  bezogen auf die effektive Durchwurzelungstiefe rechnerisch abgeleitet (vgl. auch HENNINGS 1991).

Die im Untersuchungsgebiet punktuell errechneten absoluten  $nFKWe$ -Werte [mm] wurden vor der weiteren Bearbeitung klassifiziert (Klassenbreite 20 mm). Für das Untersuchungsgebiet ergaben sich hierdurch 11 Klassen. Die Ergebnisse für die 5.482 von 5.777 ausgewerteten Standortprofilen leiten sich aus unterschiedlich erhobenen Datenquellen (Bodenschätzung und feldbodenkundliche Ansprache) ab. Um diese Ergebnisse miteinander vergleichen und auftretende Abweichungen bewerten zu können, wurden sowohl die standortspezifisch festgelegten effektiven Durchwurzelungstiefen als auch die errechneten  $nFKWe$ -Werte stichprobenartig für definierte Flächen in Form von Häufigkeitsdiagrammen vergleichend gegenübergestellt.

#### 4.5.2 Regionalisierung der Bodenkenndaten - Kartographische Verarbeitung der bodenkundlichen Kenndaten

Für die GIS-basierte Durchführung der Regionalisierung der Sickerwassermengen im Untersuchungsgebiet in Abhängigkeit von den raumverteilten bodenspezifischen Einflußgrößen *Bodenart* und *nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes* mußten diese beiden - lediglich als Punktinformation vorliegenden - Bodenkennwerte auf die Fläche übertragen werden. Die Parameter *Bodenart des Oberbodens* und  $nFKWe$  wurden zunächst über die Angabe der Rechts- und Hochwerte auf

Einzelkarten im Maßstab 1:10.000 übertragen. Hierdurch erhält man zunächst eine genaue Punktdatenaussage. Mittels standardisierter *manueller* Verfahren zur Ausgliederung gleichartiger Areale (= Flächen gleicher Bodenmerkmale) wurden die Punktdaten *Bodenarten des Oberbodens* und *nFKWe (als klassifizierte Werte)* - auf die Fläche gebracht (vgl. LESER & KLINK 1988, MARKS et al. 1992). Die Ausgrenzung der Areale der *nFKWe* erfolgte dabei insbesondere unter Berücksichtigung der gebietsspezifischen geologischen und bodengeographischen (Bodenarten) Differenzierung. Daran anschließend wurden diese manuell erstellten Karten digitalisiert, über ein Digitales Geländemodell mit 40 m-Auflösung gelegt und als Flächencoverage in das Geographische Informationssystem ARC/INFO überführt. Diese Boden-coverages dienen der späteren Verschneidung mit weiteren Informationsebenen (wie z.B. Nutzung, meteorologische Parameter) zur Berechnung von Sickerwassermengen aus der ungesättigten Bodenzone.

#### 4.5.3 Bodenphysikalische Untersuchungen an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes

An den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtestationsnetzes wurden zusätzlich zur feldbodenkundlichen Profilansprache mit der Bohrstockmethode die bodenphysikalischen Verhältnisse labortechnisch untersucht. Hierzu wurden Profilgruben auf den entsprechend ausgewählten Testflächen des Stationsnetzes ausgehoben. An der Profilwand wurde zunächst die Horizonteinteilung vorgenommen, aus denen jeweils ungestörte Proben mit 100 cm<sup>3</sup>-Stechzylindern - in vertikaler Richtung - entnommen wurden. Die Festlegung der Tiefe der Probennahme richtete sich dabei nach der Entwicklungstiefe der Böden. Starke Durchwurzelung bzw. ein hoher Skelettanteil verursachten häufig Schwierigkeiten bei der Probennahme in den Horizonten bzw. bei den späteren Vorbereitungen der Laboruntersuchungen. Pro Horizont wurde mit Hilfe von je 6 Stechzylindern ungestörtes Bodenmaterial entnommen. Anhand dieser Proben wurden anschließend im Labor die wichtigsten bodenphysikalischen Kennwerte der jeweiligen Standorte ermittelt. Zusätzlich wurden aus den entsprechenden Horizonten Bodenmaterial (= gestörte Beutelp Proben) zur Bestimmung des Totwassergehaltes entnommen.

Folgende Methoden wurden bei den bodenphysikalischen Untersuchungen an den 100 cm<sup>3</sup> Stechzylindern eingesetzt:

- \* *Bestimmung des Gewichts am feldfrischen Stechring (= ungestörte Probe)*
- \* *Porengrößenverteilung im Überdruckverfahren nach RICHARDS & FIREMAN (1943) an aufgesättigten, ungestörten Stechringproben über schrittweise Entwässerung mit den Druckstufen 60 mbar (pF 1,8) und 300 mbar (pF 2,5) und an gestörten, aufgesättigten Aggregaten (feldfrisch, mit drei Parallelen) mit 15 mbar (pF 4,2)*
- \* *Gesamtporenvolumen (GVP), berechnet aus Verhältnis von Trockenraumgewicht und Dichte der festen Bodensubstanz*
- \* *Wasservolumen durch Trocknung der Proben bei 105 °C bis zur Gewichtskonstanz*
- \* *gesättigte Wasserleitfähigkeit (kf) nach HANUS u. KMOCH (1965) (vgl. auch HANUS 1964)*
- \* *Trockenraumgewicht (R<sub>t</sub>) aus dem Nettogewicht der Stechringproben*
- \* *Eindringwiderstand (E<sub>w</sub>) mit dem Pocket-Penetrometer nach 300 mbar Vorentwässerung*
- \* *Luftdurchlässigkeit nach Vorentwässerung (pF 2,5) nach KMOCH und HANUS (1965)*
- \* *Dichte der Festsubstanz nach mit drei Parallelen (vgl. HARTGE & HORN 1989).*

Zusätzlich wurden auffallende diagnostische Merkmale (Wurmgänge, Wurzelbahnen, Schwundrisse, Hydromorphiemerkmale, Skelettanteil, Farbe nach Munsell Soil Color Charts, etc.) durch eine detaillierte

Profilbeschreibung der einzelnen Horizonte auf den Stationsdatenblättern festgehalten. Hierüber läßt sich u.a. eine Einschätzung der Bedeutung der sekundären Grobporen (Makroporeneffekt) für die Wasserwegsamkeit in überwiegend bindigen Böden vornehmen (vgl. u.a. BECHER 1985, BRONSTERT 1994). Die an den offenen Profilgruben gewonnenen Informationen spiegeln - so gut wie möglich - die bodenphysikalischen Verhältnisse der ungestörten Bodenmonolithe der Lysimeter wider. Die bodenphysikalischen Untersuchungen dienen im wesentlichen der Beschreibung, Erklärung und Bewertung der dynamischen Abläufe in den Lysimetern (Wasserflüsse, Wasser(zwischen)speicherung) und der direkt meßbaren Sickerwassermenge aus den Lysimetern in Abhängigkeit von den Standorteigenschaften. Die Probenentnahme an den offenen Profilgruben fanden im Frühjahr 1995, 1996, 1997 und im Spätherbst 1996, 1997 statt. Alle bodenphysikalischen Untersuchungen wurden im bodenphysikalischen Labor des Faches Bodenkunde an der Universität Trier durchgeführt. Die Datenanalyse erfolgte über ein von Mitarbeitern des Faches Bodenkunde entwickeltes Computerprogramm. Das Programm errechnet für die sechs Stechringproben pro Horizont jeweils den einfachen Mittelwert. Treten in der horizontbezogenen Auswertung Ausreißer auf werden diese entweder bei der Ergebnisfindung ausgeschlossen oder es wird aus der Anzahl der Stechringproben statt des arithmetischen das geometrische Mittel gebildet. Die Ergebnisse der Kennwerte  $k_f$ ,  $k_a$  und  $E_w$  werden - da diese i.d.R. stark variieren - als geometrischer Mittelwert errechnet. Gleiches gilt auch für die Datenanalyse derjenigen Horizonte, für die - technisch bedingt - eine geringere Anzahl an Stechringproben vorliegt. Die weitere statistische Auswertung der labortechnisch ermittelten bodenphysikalischen Kenndaten beschränkte sich - allein schon aufgrund des geringen Stichprobenumfanges pro Horizontuntersuchung - auf die Feststellung der Standardabweichung. Zwischen bestimmten bodenphysikalischen Kennwerten (z.B. Tonanteil und Feinporenanteil, Grobporenanteil und  $k_f$ -Wert etc.) wurde die Stärke des Zusammenhangs über Regressions- und Korrelationsanalyse überprüft (vgl. auch Kap. 4.10).

### ***Bestimmung der Korngrößenverteilung***

An den Feldstationen wurde zusätzlich zu der Bestimmung der Bodenarten über das Bodenprofil mittels Fingerprobe die Korngrößenverteilung nach DIN 19683, Blatt 2 anhand der Pipettmethode nach KÖHN (1929) analysiert. Das dazu notwendige Bodenmaterial wurde aus der Profilgrube bei Stechringbeprobung als gestörte Beutelprobe entnommen. Die Entnahme der Bodenproben erfolgte nicht horizontweise sondern entsprechend der schichtmäßigen Feuchtebestimmung in 10 cm Abständen bis zu einer Tiefe von ca. 80 cm bzw. maximal 1 m. Das nach Abschluß der Analyse durch Wiegen ermittelte Gewicht wurde auf seinen prozentualen Anteil an der Einwaage umgerechnet und bei einer Fehlertoleranz von 0,5% prozentual gewichtet auf 100% korrigiert.

Anhand der Ergebnisse der Korngrößenanalyse im Labor wurde die Güte der Bodenartenansprache über die Fingerprobe überprüft. Diese kann zunächst nur für die unmittelbare Umgebung der jeweiligen Beprobungsstellen gelten. Gleichzeitig kann sie zur Absicherung des Übersetzungsschlüssels der finanzamtlichen Bodenansprache in die bodenkundliche Feldansprache herangezogen werden (vgl. Kap. 4.5.1). Dies ist um so wichtiger, als daß für das Land Rheinland-Pfalz bisher kein Übersetzungsschlüssel vorliegt. Der in dieser Arbeit verwendete Übersetzungsschlüssel orientiert sich an den Vorgaben des Niedersächsischen Landes für Bodenforschung (NIBIS) (vgl. BENNE et al. 1983, 1990, KOSTER 1998). Eine qualitative Überprüfung der Tauglichkeit des Übersetzungsschlüssels hinsichtlich seiner Übertragung auf das hier zu bearbeitende Untersuchungsgebiet - mit Hilfe von zahlreichen Laboruntersuchungen - konnte bisher noch nicht genügend vorgenommen werden. Durch die Mithilfe der Fachleute, die die finanzamtliche Bodenschätzung im Untersuchungsgebiet durchführen, konnte der Übersetzungsschlüssel entsprechend den regionalen bodengeographischen Verhältnissen modifiziert bzw.

erweitert werden. Übertragungsschwächen und dadurch bedingte Fehlerquellen ergeben sich bei Böden mit hohem Schluffgehalt, da in der Bodenschätzung Schluff als Korngröße nicht gesondert ausgewiesen wird.

#### 4.6 Nutzung

Die Landnutzungskartierung erfolgte durch Feldaufnahmen in den verschiedenen Gemarkungen des Untersuchungsgebietes (zwischen 1995 und 1997). Desweiteren wurde die Landnutzung mittels Luftbilder (Orthophotos im Maßstab 1:10.000) für das gesamte Untersuchungsgebiet ergänzt. Die Landnutzungsklassifikation aus einer Satellitenbildszene des Landsat-5TM wurde der Untersuchung dieser Arbeit vom Fach Fernerkundung dankenswerterweise zur Verfügung gestellt.

Die Informationen der Landnutzungsklassifikation, differenziert nach den Hauptnutzungsarten Acker, Grünland, Nadel- und Laubwald, dienen als Eingangsgrößen für die rechnerische Ableitung der flächendifferenzierten Sickerwassermengen im Untersuchungsgebiet auf der Basis nutzungsabhängiger Regressionsgleichungen (vgl. Kap. 4.3.3.2, Tab. 7).

#### 4.7 Reliefparameter

Das Relief spielt im Zusammenhang mit der Erklärung des Gebietswasserhaushaltes und der räumlichen Variabilität der Sickerwasserbildung ebenfalls eine wichtige Rolle, da die Niederschlagsmenge als bedeutendste Inputgröße in Verbindung mit der Infiltrationsrate über das Relief starken Veränderungen unterliegt.

Die Aufnahmen der morphometrischen Merkmale *Hangneigung*, *Hangexposition* und *Hangposition* (Bestimmung der Lage der Aufnahmepunkte im Relief) erfolgten zunächst im Rahmen der feldbodenkundlichen Standortuntersuchungen an jedem Aufnahmepunkt entsprechend der Vorgaben der AG BODEN (KA 4, 1994). Die flächendifferenzierte Ausweisung der Reliefparameter *Hangneigung* und *Hangexposition* für das Untersuchungsgebiet wurde direkt über das Digitale Geländemodell (LANDESVERMESSUNGSAMT RHEINLAND-PFALZ) mit Hilfe des Programmes ARC/INFO vorgenommen. Die Reliefparameter wurden hierbei als klassifizierte Werte verarbeitet. Die Klassifizierung basiert auf den Vorgaben des NIEDERSÄCHSISCHEN LANDESAMTES (NIBIS 1992) (vgl. Kap. 4.3.3.2). Obwohl nach NIBIS (1992) für die Unterscheidung der Expositionsverhältnisse lediglich eine Untergliederung der vier Himmelsrichtungen nach Norden, Süden, Osten und Westen gefordert wird, weist die Karte *Hangexposition* eine feinere Unterteilung für die Neigungsrichtung aus (Einteilung in 8 Kreissegmente von jeweils 45° und zusätzlich noch die Ausweisung der Ebenen), wodurch die hohe - reliefbedingte - Variabilität für die Expositionsverhältnisse im Untersuchungsgebiet dokumentiert werden.

Die Hangneigungsverhältnisse wurden für die Fläche des Untersuchungsgebietes gemäß der in Tabelle 10 aufgeführten Klassen ausgewiesen.

Die flächendifferenzierte Ausweisung der Hangpositionen (Ober-, Mittel- und Unterhang) erfolgte nach der traditionellen Art der Arealausweisung mit Hilfe der Höhenlinienkarte sowie unter Einbeziehung der Karte der Areale der *nFKWe*-Klassen im Kartenmaßstab 1:10.000. Zusätzliche Hilfe bieten hierbei die Aufnahmeprotokolle der feldbodenkundlichen Kartierungen, in denen die Lage der Aufnahmepunkte im Relief genau vermerkt sind.

Tab. 10: Hangneigungsstufen (verändert nach KA4, 1994, S. 58)

Hangneigung		Hangneigung
Stufe	Klasse	in Grad
N1	1	0-2
N2	2	2-5
N3.1	3	5-7
N3.2	4	7-10
>N4	5	> 10

#### 4.8 Nutzung eines Geographischen Informationssystems (GIS)

Die gebietsspezifisch ermittelten klimatologischen, boden- und nutzungsspezifischen Daten wurden, wie bereits in den vorangegangenen Abschnitten erwähnt, für die Berechnung der Jahressickerwassermengen im Geographischen Informationssystem (ARC/INFO) aufbereitet. Hierzu war es erforderlich, die als Vektordaten vorliegenden Daten in Rasterdaten umzuwandeln, um die Punktergebnisse auf Rasterbasis zu bringen und so eine Flächenaussage ableiten zu können. Aus den einzelnen *coverages* (Klimakarten differenziert nach hydrologischem Jahr, hydrologischem Sommerhalbjahr, hydrologischem Winterhalbjahr, Verdunstungskarten nach HAUDE, nutzungsspezifisch differenziert nach Acker, Grünland und Wald, der Karte der nutzbaren Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes, abgeleitet aus den Bodenkenndaten der Bohrpunktprotokolle, Hangneigung, Hangexposition, Hangposition) wurde über die Berechnungsformeln zur Ermittlung der Grundwasserneubildung nach RENGGER et al. (1990) und NIBIS 1992 (vgl. Kap. 4.3.3.2), verstanden als niederschlagsanteilige Sickerwassermenge aus der ungesättigten Bodenzone, rasterbasiert die flächendifferenzierte Sickerwassermenge auf Jahresbasis berechnet und kartographisch dargestellt.

Die Punktdaten, die dieser Methode zugrunde liegen, wurden über einfache Interpolationsverfahren (Nearest Neighbour, Inverse Distance Weight) und über die traditionelle Arealausweisung auf die Fläche (vgl. z.B. LESER & KLINK 1988, MARKS et al. 1992) übertragen.

#### 4.9 Datenverwaltung

Alle erhobenen Daten liegen in Excel-Datenblättern sowie in der ARC/INFO-internen Datenbank vor. Sie dienen als Eingangsgrößen für die Berechnung bzw. Ableitung der Sickerwassermenge aus der ungesättigten Bodenzone und können in das Geographische Informationssystem ARC/INFO überführt und miteinander verknüpft werden. Gleichzeitig wird die Nachführung weiterer Aufnahmepunkte wesentlich erleichtert.

#### 4.10 Statistische Überprüfung der an den Lysimeterstationen erhobenen Meßdaten

Die statistischen Berechnungen wurden mit dem Programmpaket SPSS für Windows95/NT (Version 7.5.2 und Version 8.0) in Anlehnung an OLBRISCH (1975a), SIEGEL (1976), DVWK (1980), BAHRENBURG et al. (1990) und BORTZ (1999) durchgeführt. Die graphische Umsetzung der Ergebnisse erfolgte mit dem Softwarepaket Excel Version '95.

Bei der Auswertung der Stechzylinderdaten für die bodenphysikalischen Kennwerte wurde in der Regel das arithmetische Mittel gebildet. Hierunter fallen - da Normalverteilung angenommen - die Parameter



Gesamtporenvolumen, Porengrößen und das Trockenraumgewicht. Die Wasser- und Luftdurchlässigkeitsbeiwerte ( $k_f$  und  $k_a$ ) sowie der Kennwert Eindringwiderstand wurden - da Normalverteilung nicht angenommen wird - geometrisch gemittelt. Die Feststellung der Stärke des Zusammenhanges zwischen den bodenphysikalischen Eigenschaften erfolgte über die Korrelations- und Regressionsanalyse (vgl. Kap. 4.5.3)

Entsprechend der Empfehlung des DVWK (1980) und OLBRISCH (1975a) wurden zur Beschreibung der Stärke des Zusammenhanges zwischen Sickerwasserablauf und Niederschlag, bzw. Niederschlag und Bodenfeuchte Regressions- und Korrelationsberechnungen vorgenommen. Die Betrachtungen beziehen sich dabei auf unterschiedlich hoch aufgelöste Datenreihen im Beobachtungszeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998.

Die Bewertung der statistischen Zusammenhänge basiert auf dem 95 %- bzw. auf dem 99 %-Signifikanzniveau nach PEARSON bzw. nach SPEARMAN RHO. Die graphische Umsetzung der Ergebnisse der statistischen Analysen erfolgte in Form der Regressionsgerade. Die Datenlisten aller erhobenen Parameter sind im Fach Physische Geographie der Universität Trier hinterlegt.

## **5 Ergebnisse und Interpretation der Untersuchungen gebietsspezifischer Landschaftshaushaltsfaktoren**

Der Wasserhaushalt einer Landschaft ist abhängig von seinen gebietsspezifischen Eigenschaften. Diese werden im wesentlichen durch topographische, geologische, hydrogeologische, klimatologische, pedologische und nutzungsspezifische Verhältnisse bestimmt.

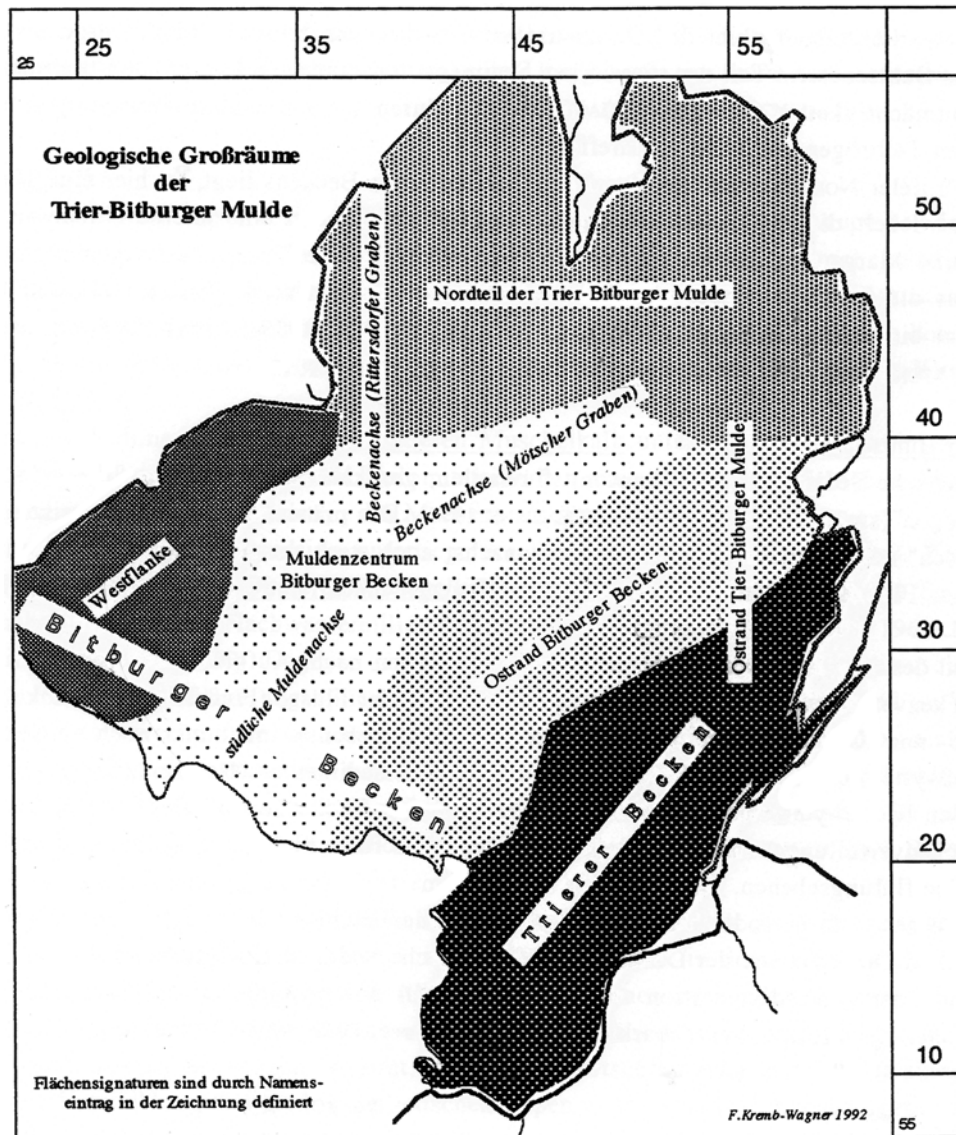
Die wichtigsten landschaftsökologischen Parameter wurden ermittelt, um die an den Stationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes gemessenen niederschlagsanteiligen Sickerwassermengen sowie die Bodenfeuchte bewerten zu können (vgl. Kap. 6.1 u. Kap. 6.2). Desweiteren finden diese Landschaftshaushaltsparameter Eingang in die gebietsspezifische Ableitung der niederschlagsanteiligen Sickerwassermengen aus der ungesättigten Bodenzone für das weitere Untersuchungsgebiet auf der Basis von Bodenwasserhaushaltsberechnungen (vgl. Kap. 7).

### **5.1 Abriß zur Geologie und Hydrogeologie**

Die geologischen Verhältnisse der Trier-Bitburger-Mulde bestimmen in hohem Maße die gebietsspezifischen hydrogeologischen Verhältnisse. Gleichzeitig sind sie im wesentlichen verantwortlich für die räumliche Heterogenität der Reliefausprägung sowie - in ihrer Funktion als bodenbildendes Ausgangsgestein - für die bodengeographische Variabilität innerhalb des Untersuchungsgebietes. Diese wiederum modifizieren im Zusammenhang mit den gebietsspezifischen klimatologischen Verhältnissen den Wasserhaushalt dieser Landschaftseinheit erheblich (vgl. Kap. 3.3, 3.4, 3.6). Deshalb wird im folgenden ein kurzer Abriß über die regionalgeologischen und hydrogeologischen Verhältnisse im näheren und weiteren Umkreis der einzelnen Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes gegeben, wengleich in dieser Arbeit die gebietsspezifischen Aussagen zum Wasserhaushalt und zur räumlichen Verteilung der Sickerwassermengen aus der ungesättigten Bodenzone außerhalb geologischer und hydrogeologischer Arbeitsansätze (vgl. Kap. 2.2) erfolgt.

Die nachfolgende Karte 1 vermittelt einen Überblick über die geologische Raumgliederung der Trier-Bitburger-Mulde.

Das Sedimentationsgeschehen im Bereich der Trier-Bitburger-Mulde zu Beginn des Mesozoikums wurde durch bereits existierende regionalgeologische, im wesentlichen paläozoische Strukturen (SSW-NNE = rheinisch geprägt, SW-NE = varistisch geprägt, NW-SE) beeinflusst. Hierzu zählen im Westen der Ardennenrand, im Osten die Wittlicher Senke und weiter südwestlich daran anschließend die Deimlinger- und Siercker-Schwelle. Diese Strukturen sind verantwortlich für den heute erkennbaren tektonischen Aufbau, der durch z.T. permisch angelegte Horst- und Grabenstrukturen das mesozoisch entstandene Deckgebirge der Trier-Bitburger-Mulde aufgliedert (vgl. WEILER 1972, NEGENDANK 1983, MEYER 1986, KREMB-WAGNER 1996, WAGNER 1996). Die Ablagerungen von Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper fallen überwiegend flach zur Muldenachse hin ein, wobei die Basis der Mulde, bedingt durch die paläozoischen Entwicklungen, ein nach SW-NE ausgerichtetes 'wellblechartiges Relief' (WEILER 1972, NEGENDANK 1974) darstellt. Der äußere Rand wird im wesentlichen von den Ablagerungen des Buntsandsteins gebildet. Zum Muldeninneren hin erfolgte die Sedimentation der immer jüngeren Gesteinsablagerungen der germanischen Trias.



Karte 1: Geologische Großräume der Trier-Bitburger-Mulde

Quelle: KREMB-WAGNER 1996, S. 11

### 5.1.1 Gebietsspezifische Beschreibung der geologischen Verhältnisse des Untersuchungsgebietes

Die geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse werden lediglich für die Teilräume betrachtet, die den regionalen Ausschnitt des Untersuchungsgebietes umfassen. Die Auswertungen stützen sich dabei im wesentlichen auf die Geologische Karte 1:25.000 'Trinkwasserprojekt Kylltal', Blatt Süd und Blatt Nord von NEGENDANK & WAGNER (1988) sowie auf einschlägige regionale Forschungsergebnisse.

### 5.1.1.1 Geologie im Bereich der Gemarkungen Niersbach, Greverath und Heidweiler

Die drei Feldstationen Acker, Grünland und Wald des stationären Meßnetzes im Gebiet von Greverath liegen alle im Bereich des Mittleren Buntsandsteins (*sm*). Das im weiteren Umkreis der Feldstationen liegende Untersuchungsgebiet schließt noch Teile des Oberen Buntsandsteins (im Westen) sowie kleinere Gebiete mit tertiärer Überdeckung (im äußersten N) ein (vgl. Fig 13).

Anhand des Kartenausschnittes zeigt sich, daß die Feldstationen in der Gemarkung Greverath und das sich daran anschließende Untersuchungsgebiet (im Bereich der Gemarkungen Heidweiler und Niersbach) im wesentlichen im Bereich der triassischen Sedimente des Buntsandsteins liegen. Regionalgeologisch gesehen gehören sie der östlichen Außenumrandung der Trier-Bitburger-Mulde an. Innerhalb des hier beschriebenen Untersuchungsgebietes stellt der Mittlere Buntsandstein (*sm*) den Hauptanteil am geologischen Aufbau, wobei dieser aufgrund fazieller Unterschiede eine Dreiteilung in *sm1*, *sm2* und *sm3* erfährt. Die faziellen Unterschiede sowie die starken Mächtigkeitsschwankungen sind an unterschiedliche Ablagerungsbedingungen gebunden, die z.T. auf den sehr wechselhaften Untergrund an der Basis der prätriassischen Gesteinsunterlage zurückzuführen sind. Schwellen und Senken werden dabei während der Sedimentationsphasen unterschiedlich mit den entsprechenden Ablagerungen bedacht. Dies führt dazu, daß in einzelnen Gebieten Partien der ein oder anderen Fazies des *sm* ausfallen können.

Die faziellen Unterschiede finden sich im Gebiet in unterschiedlicher Größenverteilung. Der Hauptteil des Untersuchungsgebietes wird vom *sm3* aufgebaut. *Sm2* und *sm1* sowie Anteile am Oberen Buntsandstein (*so*) sind nur in geringem Ausmaß vorhanden. Dies gilt auch für die tertiäre Überdeckung mit weißen Quarzkiesen und Sanden der Arenrather Fazies im äußersten NE des Untersuchungsgebietes, die zeitlich in das Oberoligozän bis Unteroligozän datieren. Im äußersten SE, an den Hängen des Glad-Baches finden sich noch geringe Ablagerungsreste des Rotliegenden im Grenzbereich zum mittleren Buntsandstein, die nach ASHRAF & STETS (1978) jedoch hinsichtlich ihrer zeitlichen Einstufung unsicher sind. Diskutiert wird neben der Einordnung dieses Restvorkommens in das Oberrotliegende auch eine eventuelle zeitliche Zuordnung in den Zechstein bzw. in den Unteren Buntsandstein, wobei letzterer allerdings im gesamten Bereich der Trier-Bitburger-Mulde fehlt.

MADER (1981, 1984, 1985) zeigt für die Südeifel, daß sich der Mittlere Buntsandstein (*sm*) im wesentlichen aus äolischen und fluviatilen Sedimenten zusammensetzt, was sich anhand der Dreiteilung in *sm1*, *sm2* und *sm3* belegen läßt. NEGENDANK (1974) führt an, daß die triassische Sedimentation mit fluviatilen Schüttungen im wesentlichen aus SW nach NE bzw. aus SSW nach NNE einsetzt. Dadurch ist der *sm1* überwiegend durch die Ablagerung von z.T. groben Konglomeraten gekennzeichnet, die als Basis- bzw. Grundkonglomerat bezeichnet werden. Die Art der Ablagerung, meist in Form von Kiesbänken, erfolgte überwiegend in schwach gekrümmten und sich häufig verlagernden Rinnen in untereinander sich verzahnenden Flußläufen, die z.T. noch stark durch das varistisch ausgeprägte 'Wellblechmuster' (vgl. auch NEGENDANK 1983, S. 2) beeinflusst werden. Für den *sm1* lassen sich keine äolischen Ablagerungsbedingungen feststellen.

Die Ablagerungen des mittleren Abschnitts des Buntsandsteins (*sm2*) lassen auf eine zunehmende Beckenfüllung sowie eine Veränderung der Flußläufe schließen. Die Wasserläufe weisen stärkere Krümmungen auf, zudem nehmen die Abstände der Rinnen innerhalb der verzahnten Flußsysteme zu. In den Flußrinnen bilden sich Sand- und Kiesbankablagerungen (vgl. WAGNER 1983, KREMB-WAGNER 1996, S. 12). Zudem kommt es zur Ausbildung weit angelegter Überflutungsbereiche. Zwischen den Rinnen kommt es im Bereich flach ausgebildeter Senken in den dort herrschenden Stillwasserverhältnissen zur Ablagerung von tonig-schluffigen Sedimenten.



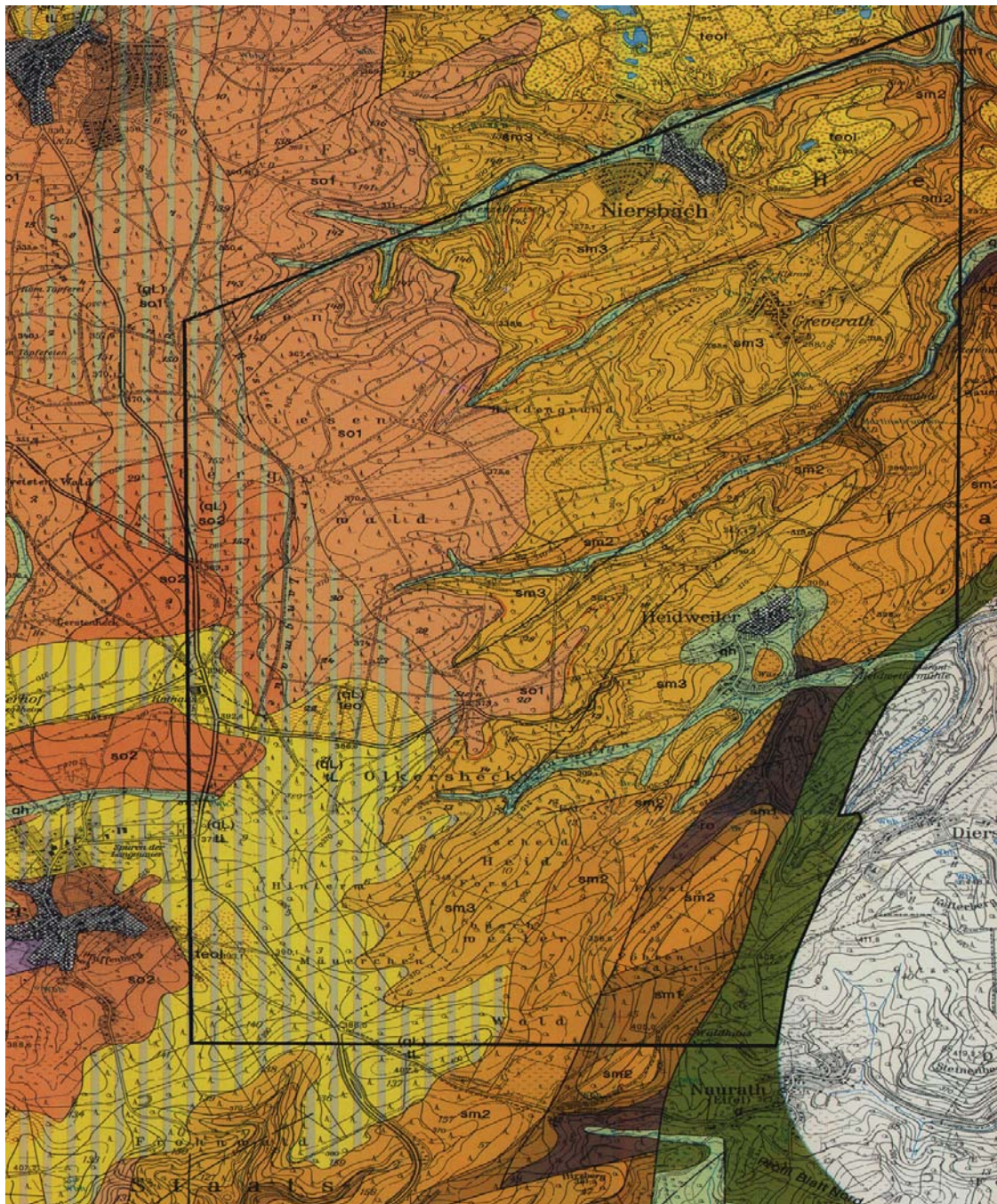


Fig. 13: Geologische Übersicht für das Untersuchungsgebiet im Bereich der Gemarkungen Niersbach, Greverath und Heidweiler (Fig. 13, 14, 16 u. 18: Kartenlegende in Anhang-Tasche)

Quelle: Kartenausschnitt aus NEGENDANK & WAGNER 1988, Blatt Nord (Kartenlegende im Anhang)

Teilweise kommen im *sm2* aber auch Sedimente vor, die eindeutig auf äolische Ablagerungsbedingungen zurückgeführt werden können. Man findet sie hauptsächlich als einzelne Dünen sandlagen, die den fluviatilen 'Kleinzyklen' (nach MADER 1982) aufliegen (vgl. KREMB-WAGNER 1996, S. 12).

Mit der weiteren Beckenfüllung während des *sm3* kommt es zur verstärkten Ausbildung von weitflächigen, häufig trockenfallenden Überflutungsebenen, auf denen es zu z.T. mächtigen Ablagerungen äolischer Sedimente kommt.

Somit ist der *sm3* durch die Verzahnung von äolischen und fluviatilen Sedimenten gekennzeichnet, in die teilweise auch gröbere Konglomerate eingeschaltet sein können. Vereinzelt kommt es in den Senken der Überflutungsgebiete bzw. in den Depressionen der Dünengebiete zum Absetzen lakustrischer Sedimente. Das Ende der Sedimentation des Mittleren Buntsandsteins ist durch die sogenannte Violette Grenzzone (VG) belegt. Diese tritt entweder in Form der paläozoischen Bodenbildung oder in Form von Gesteinspartien auf, die aus erodiertem Bodenmaterial bestehen. An verschiedenen Aufschlüssen im Untersuchungsgebiet läßt sich die unterschiedliche Gliederung und die Zusammensetzung des mittleren Buntsandstein nachvollziehen. Diese Unterschiede werden im Anhang durch eine Bildserie von Aufschlüssen dokumentiert (vgl. Anhang: Abb.4 bis Abb. 6).

Die westliche Grenze des Untersuchungsgebietes liegt im Bereich einer Teilschicht des Oberen Buntsandsteins, dem *so1*. Die Ablagerungen gehen hauptsächlich auf fluviatile Schüttungen zurück, womit an der Wende *sm3/so1* gleichzeitig auch ein Fazieswechsel verbunden ist. Der Wechsel in der Sedimentation von äolisch-fluviatil zu ausschließlich fluviatil wird im wesentlichen auf einen Klimaumschwung von arid zu semiarid zu Beginn des Oberen Buntsandsteins zurückgeführt. Die Flußläufe zeigen ebenfalls eine Änderung von vorher stark verflochtenen Systemen zu einer nun stärkeren Mäandrierung, was für ausgeglichene Gefällsverhältnisse spricht (MADER 1982, NEGENDANK 1974, 1983, KREMB-WAGNER 1996). Im wesentlichen wird der *so1* von hellroten bis (dunkel-)rotbraunen gebankten Sandsteinen aufgebaut, z.T. ungeschichtet z.T. schräg-/kreuzgeschichtet. Häufig finden sich darin eingeschlossen dunkelrotbraune Lagen von Ton und Silt. Zudem treten häufig typische Einschaltungen von violetten Horizonten und Zonen mit Bröckelbänken auf.

Jüngere Ablagerungen finden sich im Untersuchungsgebiet nur an der äußersten Nordgrenze. Hier werden die Sedimente des Mittleren Buntsandsteins (wie bereits oben angedeutet) weitflächig von den Ablagerungen der tertiären Arenrather Fazies (Ober- bis Unteroligozän) überdeckt, die sich im wesentlichen aus Kiesen und Sanden zusammensetzt, welche vermutlich auf Ablagerungsverhältnisse eines Ästuarienmilieus zurückzuführen sind (ZÖLLER 1984, 1986). Hinweise auf großflächige, mächtige, kaltzeitliche Lößüberdeckungen werden in der Geologischen Karte nicht gegeben. Anzeichen hierfür lassen sich jedoch in den Bodenprofilen der Oberböden und z.T. auch der Unterböden finden (vgl. Kap. 5.4.2). Dies führt zu der Annahme, daß auf den z.T. welligen offenen Hochflächen die kaltzeitlichen Ablagerungen bereits weitestgehend erodiert sind bzw. durch Verlagerungsprozesse in tiefere Bodenhorizonte eingearbeitet wurden.

#### **5.1.1.2 Geologie im Bereich der östlich der Kyll gelegenen Gemarkungen Rodt, Schleidweiler, Zemmer, Orenhofen**

Die *Feldstationen Rodt*, im östlich der Kyll gelegenen Untersuchungsgebiet, repräsentieren geologisch gesehen den zweiten Abschnitt des Oberen Buntsandsteins, den *so2*, der hier jedoch lediglich als größere Inseln im Wechsel mit zum Teil jüngeren Ablagerungen des Mesozoikums vorkommt. Im Vergleich zu den einheitlich geprägten geologischen Verhältnissen im Bereich von Greverath zeigt sich im Gebiet um die Feldstationen Rodt keine einheitliche geologische Ausstattung. Der Detailausschnitt aus der Geologischen Karte 1:25.000, Blatt Süd, vermittelt ein mosaikartiges Bild der vielfältigen mesozoischen Überdeckungen, die an stark wechselnde Ablagerungsverhältnisse in diesem Raum gebunden sind (vgl. Fig. 14).

Von SE nach NW bzw. von S nach N folgt ein Wechsel zwischen den geologischen Einheiten *sm3/sm2* (süd-östlicher Rand) über *so1* (flächenmäßig gering vertreten) und *so2*, wobei letzterer im zentralen Bereich dieses Teilgebietes wiederum inselhaft von jüngeren Ablagerungen des Unteren Muschelkalkes (*mu*) überdeckt wird.



In westlicher Richtung fällt erneut das Vorkommen des *sm3* auf, besonders dort, wo die Nebenflüsse der Kyll die Hochflächen randlich auflösen. Der südöstliche und nordöstliche Bereich zeigt zudem eine noch jüngere, relativ großflächige Überdeckung des *sm3* und *so2* mit tertiären und pleistozänen Ablagerungen. Die holozänen Sedimente der Talauen (*qh*) finden sich - mehr oder weniger - nicht nur in den wasserführenden Tälchen sondern auch in den Trockentälchen.

Der *so2* ist im wesentlichen aus dickbankigen, feinkörnigen Sandsteinlagen aufgebaut, und werden z.T. durch Ton- und Siltlagen unterbrochen (vgl. NEGENDANK 1983, S. 68). Die Ablagerungsbedingungen lassen auf Deltaschüttungen am Rande des vorrückenden Muschelkalkmeeres schließen. Häufig finden sich darin Dolomitbröckelbänke und Tongerölle eingeschaltet. Farblich hebt sich der *so2* vom *so1* durch eine hellere Rotfärbung ab. Aufgrund des vermuteten Ablagerungsmilieus ist der *so2* als Übergangsfazies vom kontinentalen Buntsandstein zum marinen Muschelkalk zu deuten (KREMB-WAGNER 1996, S. 13).

Im näheren und weiteren Umkreis der Feldstation Rodt werden die Ablagerungen des Oberen

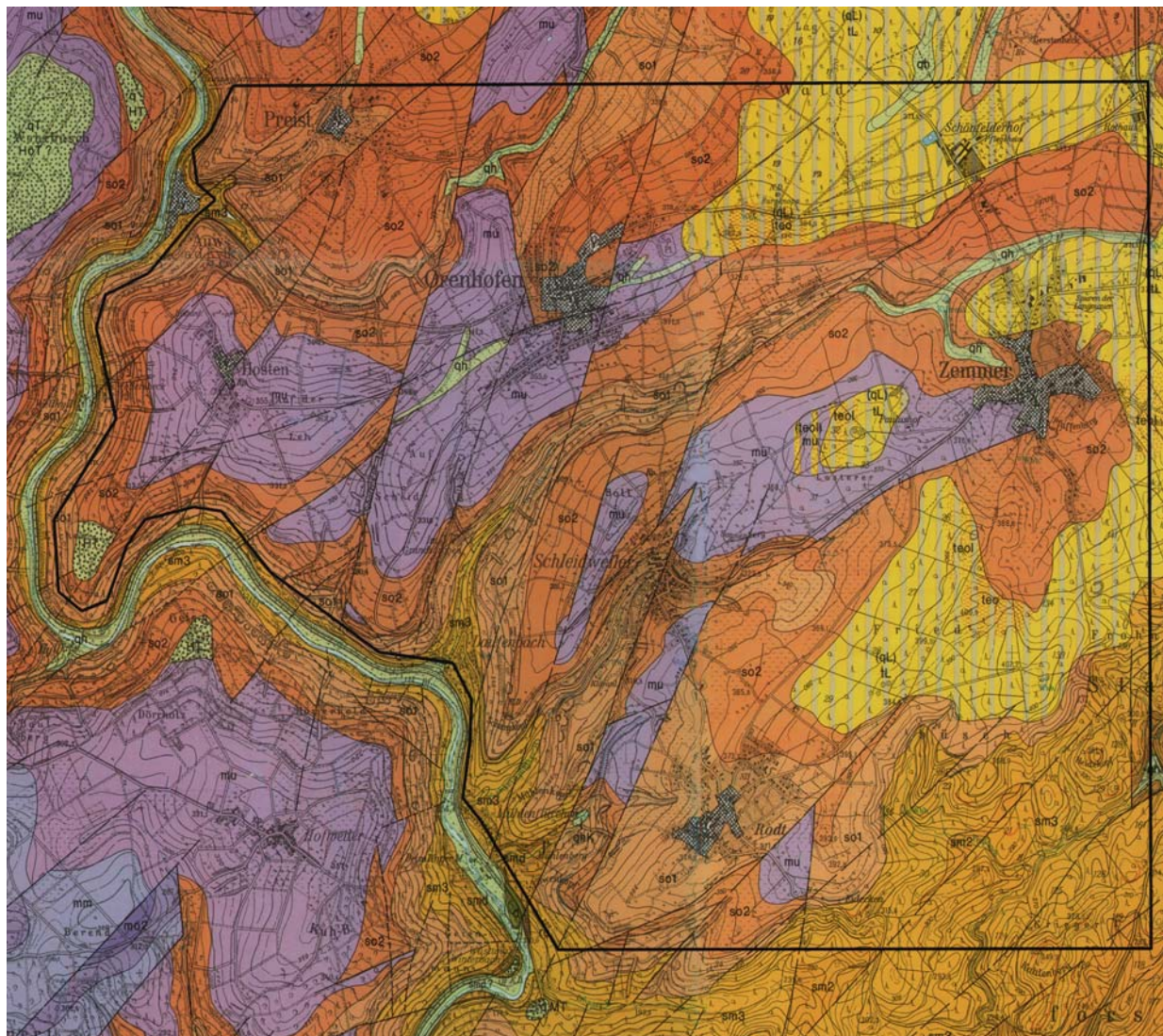


Fig. 14: Geologische Übersicht für das Untersuchungsgebiet im Bereich der Gemarkungen Rodt, Schleidweiler, Orenhofen und Zemmer

Quelle: Kartenausschnitt aus NEGENDANK & WAGNER 1988, Blatt Süd (Kartenlegende im Anhang)

Buntsandsteins immer wieder von den Sedimenten des Unteren Muschelkalkes (*mu*) überdeckt, z.B. inselhaft im Osten von Rodt und weitflächiger im Westen und Südwesten von Zemmer. Diese Muschelkalkgebiete sind durch die Kyll von ihrem eigentlichen Hauptareal westlich des Kylltals, abgetrennt worden.

Der Untere Muschelkalk (*mu*) liegt als Becken-Randfazies vor. Die Ablagerungsprodukte weisen im wesentlichen sandige Ausbildung auf, was auch die Bezeichnung als Muschelsandstein begründet. Faunistische Funde und Belege für z.T. starke Bioturbationen lassen auf ein marines Milieu in Küstennähe schließen. Die Sandsteinsedimentationen, die bestimmte Schüttungsenergien erfordern, erfolgten nach SCHWARZ (1977) unter sehr warmen und zudem noch niederschlagsreichen klimatischen Verhältnissen. Auch der Untere Muschelkalk unterliegt einer Zweiteilung, die jedoch in der Geologischen Karte (vgl. Fig. 14) selbst nicht aufgegriffen wird. Der *mul* (Muschelsandstein), besteht in seinem unteren Teil aus einer Wechselfolge von Tonen und Mergeln, gefolgt von einem feinkörnigen dolomitischen Sandstein im oberer Teil. Typisch für die feinkörnigen Muschelsandsteine ist ein unterschiedlich hoher Anteil an Manganflecken und Glimmerführung. Bezüglich der Farbgebung findet ebenfalls, je nach Zusammensetzung der Ablagerungen, ein Wechsel von gelblich-grau bis gelblich-braun statt.

Der Wechsel von *mul* zu *mu2* ist verbunden mit dem Auftreten von sandigen Dolomiten (= Orbicularis-Schichten) neben sandig-tonig-mergeligen Ablagerungen. Die nächst jüngeren Ablagerungen sind in der zeitlichen Stellung dem Tertiär zuzurechnen. Sie überdecken eine größere Fläche nordöstlich von Rodt in nördlicher Richtung nach Zemmer sowie weiter östlich in Richtung Naurath. Verzahnt nebeneinander finden sich eozäne Decklehme und pleistozäne Löße und lößartige Gesteine (*qL*) sowie eozäne Tone der Speicher-Binsfelder Fazies neben oberoligozänen bis unteroligozänen Quarzkiesen und Sanden der Arenrather Fazies, die nur noch 'deckschichtenartig' zur Ablagerung kommen (vgl. KREMB-WAGNER 1996, S. 25). Die eozänen Tone entstanden in flachen Seebecken oder in flachen, breit angelegten tertiären Talungen (vgl. MEYER 1986), wogegen die ober- bis mitteloligozänen Quarzkiese und Sande vermutlich im Ästuar milieu abgelagert wurden (vgl. KREMB-WAGNER 1996).

#### **5.1.1.3 Geologie im Bereich der westlich der Kyll gelegenen Gemarkungen Idenheim, Idesheim und Hofweiler**

Das Untersuchungsgebiet westlich der Kyll wird zu einem großen Teil von den verschiedenen geologischen Abteilungen des Muschelkalkes (*mu*, *mm* und *mo*) aufgebaut. Je drei Feldstationen (Acker, Grünland und Wald) des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes befinden sich über den Ausgangsgesteinen des Unteren Muschelkalkes und über denen des Mittleren Muschelkalkes. Ältere bzw. jüngere Ablagerungen unterbrechen dieses Muschelkalkvorkommen meist nur inselhaft. Lediglich an den steilen Hangbereichen der zur Kyll entwässernden Bachläufe sind die Abteilungen des Buntsandsteins (*sm3* und *so*) aufgeschlossen. Inselhaft eingeschaltet finden sich Ablagerungen des Keupers sowie tertiäre (eozäne) Decklehme, mitteloligozäne Ablagerungen der 'Idenheimer Fazies' sowie pliozäne und pleistozäne Terrassenablagerungen der Kyll (Fig. 15).

Die Sedimente des Muschelkalkes liegen, wie bereits zuvor erwähnt, in Randfaziesbildungen vor: der Untere Muschelkalk (*mu*) als heller karbonatischer Muschelsandstein (dolomitische Sand-, Ton- und Mergelsteine), der Mittlere Muschelkalk (*mm*) im wesentlichen als Gipsmergel (rote und graue Mergel- und Tonsteine mit Gips- und Anhydriteinlagerungen) und der Obere Muschelkalk (*mo*), zweigegliedert als graue Dolomit- und Mergelsteine.



Der Untere Muschelkalk tritt zum einen entlang der Talflanken der z.T. muldenförmig ausgebildeten Bachläufe auf (z.B. von Welschbillig aus in nördlicher bzw. östlicher Richtung), zum anderen großflächig im Gebiet von Hofweiler, Marxenberg und östlich sowie nordöstlich von Idenheim nahe der Kyll, wo der Untere Muschelkalk die wellige Hochfläche - von plateauartigem Charakter - bedeckt. Mit dem Übergang zu den steil abfallenden Hängen zur Kyll treten wieder die Ablagerungen des Buntsandsteins zutage.

Der Gesteinswechsel von Unterem zum Mittleren Muschelkalk macht sich durch einen deutlichen Farbwechsel von gelblich bis rötlich gelb (*mu*) zu einer intensiveren Rotfärbung (*mm*) bemerkbar.

Die Ablagerungen des Mittleren Muschelkalkes befinden sich hauptsächlich im zentralen Bereich des hier beschriebenen Untersuchungsgebietes. Allerdings läßt sich keine einheitliche Flächenbedeckung

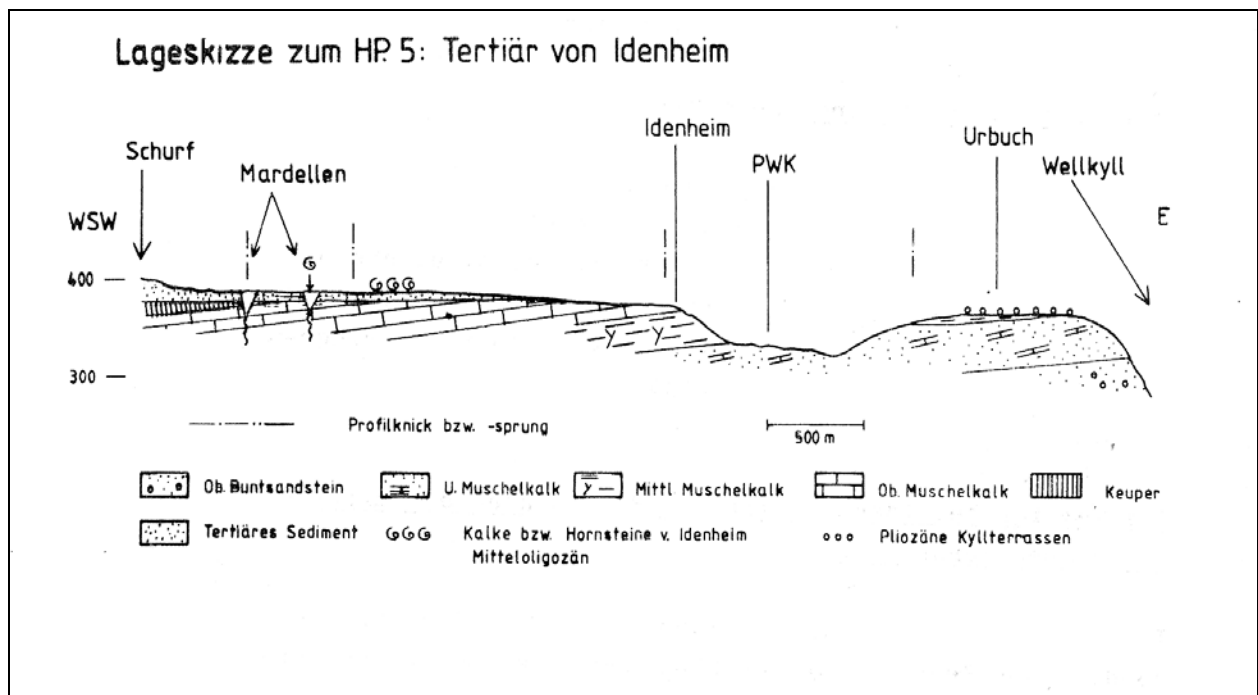


Fig. 15: Geologisches Profil im Bereich von Idenheim

Quelle: WAGNER 1983, S. 115

erkennen, da diese häufig durch die eingeschalteten Ablagerungen des *mu* bzw. des *mo* unterbrochen wird. Die äußere östliche Umrahmung für das hier abgegrenzte Untersuchungsgebiet bilden im wesentlichen die Ablagerungen des *mu* und die sich daran anschließenden, steil zum Kylltal hin abfallenden Hänge des Buntsandsteins. Im Westen wird das Gebiet dagegen im wesentlichen durch die Ablagerungen des *mo*, entlang einer z.T. deutlich ausgebildeten Schichtstufe, begrenzt (Fig. 16).

Weisen noch die Sedimente des *mu* auf Ablagerungsbedingungen im küstennahen marinen Milieu (sublitoral bis litoral) hin, so wird bei den Ablagerungen des Mittleren Muschelkalkes ein verändertes Sedimentationsmilieu deutlich. Kurzzeitig wird die marine Ablagerung unterbrochen (KREMB-WAGNER 1996), Eindampfungsphasen werden mit der Ausbildung von Gips- und Anhydriteinlagerungen in den roten und grauen Mergel- und Tonsteinen belegt.

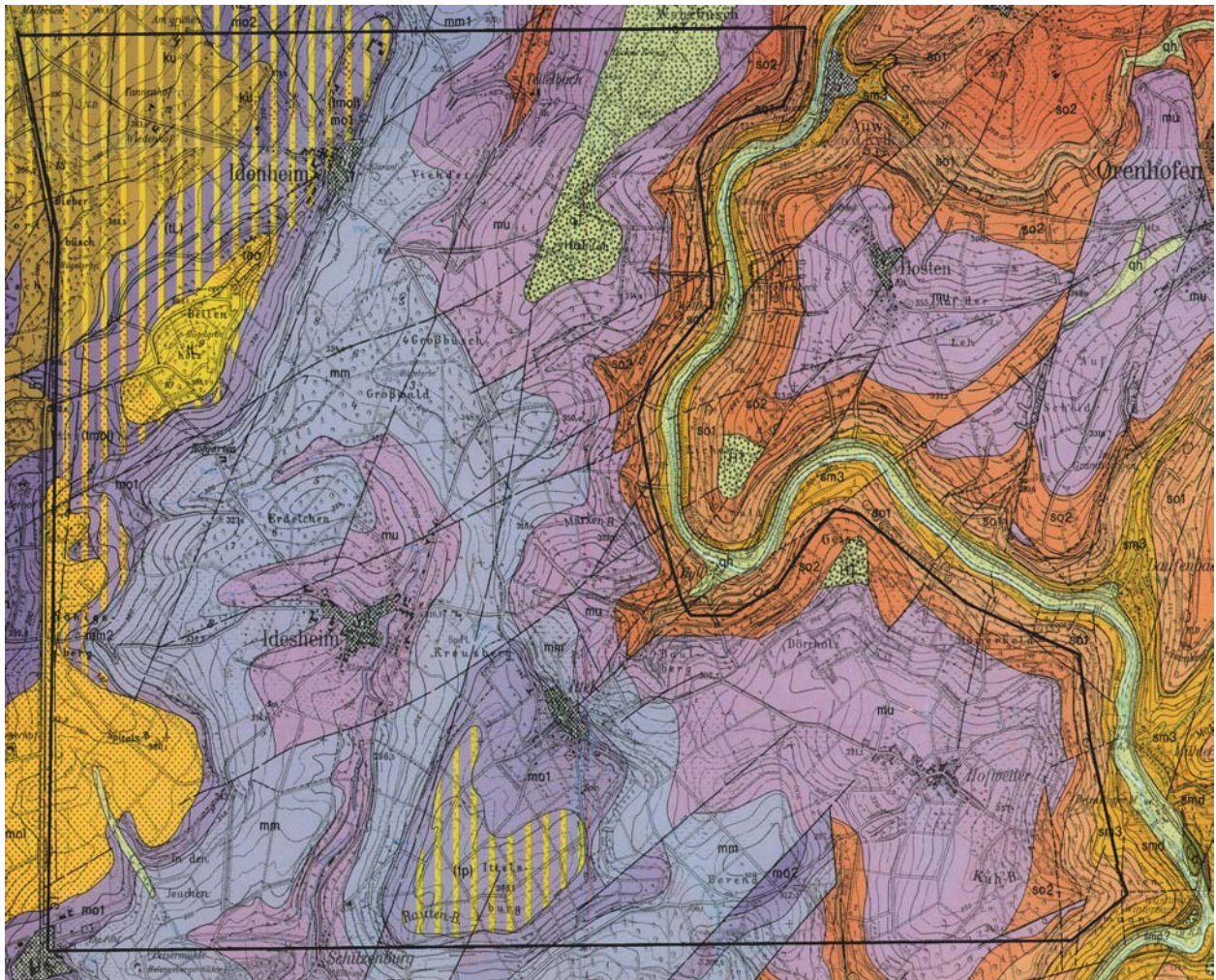


Fig. 16: Geologische Übersicht für das Untersuchungsgebiet im Bereich der Gemarkungen Idenheim, Idesheim und Hofweiler

Quelle: Kartenausschnitt aus NEGENDANK & WAGNER 1988, Blatt Süd (Kartenlegende im Anhang)

Die Ablagerungen des Oberen Muschelkalkes (*mo*), die wieder zweigliedrig im Gebiet auftauchen, weisen ebenfalls auf marine Ablagerungsbedingungen (vom Flachwassermilieu bis zu vollmarinen Sedimentationsverhältnissen) hin. Als Ablagerungsprodukte kommen im wesentlichen graue Dolomite und Mergel vor. Darin eingeschaltete Ooide, Trochiten und Glaukonite machen den Flachwassereinfluß deutlich (NEGENDANK 1983). Morphologisch heben sich die Ablagerungsgebiete des *mo* aus den mit *mu* und *mm* überdeckten Flächen sehr deutlich heraus. Im SW und W des Untersuchungsgebietes bildet der Obere Muschelkalk eine Schichtstufe aus, die von Idenheim nach SE verläuft. Östlich der Linie

Welschbillig/Idesheim überragt der *mo* mit plateauartigem Charakter (Ittelsberg) die Ablagerungen des *mm*, zu denen er mit einer Stufe - als umlaufende Schichtstufe - hin abfällt (vgl. Fig. 17).

Diese kleine Hochfläche wird teilweise überdeckt von tertiären Quarzkiesen und Sandsteinen, die den pliozänen Kyllterrassen zugeordnet werden. Mitteloligozäne Ablagerungen, die als Idenseimer Fazies ausgewiesen werden, finden sich im westlichen Teil des hier beschriebenen Gebietes (westlich von Idesheim sowie der südwestliche Bereich des Beilenholzes südlich von Idenheim).

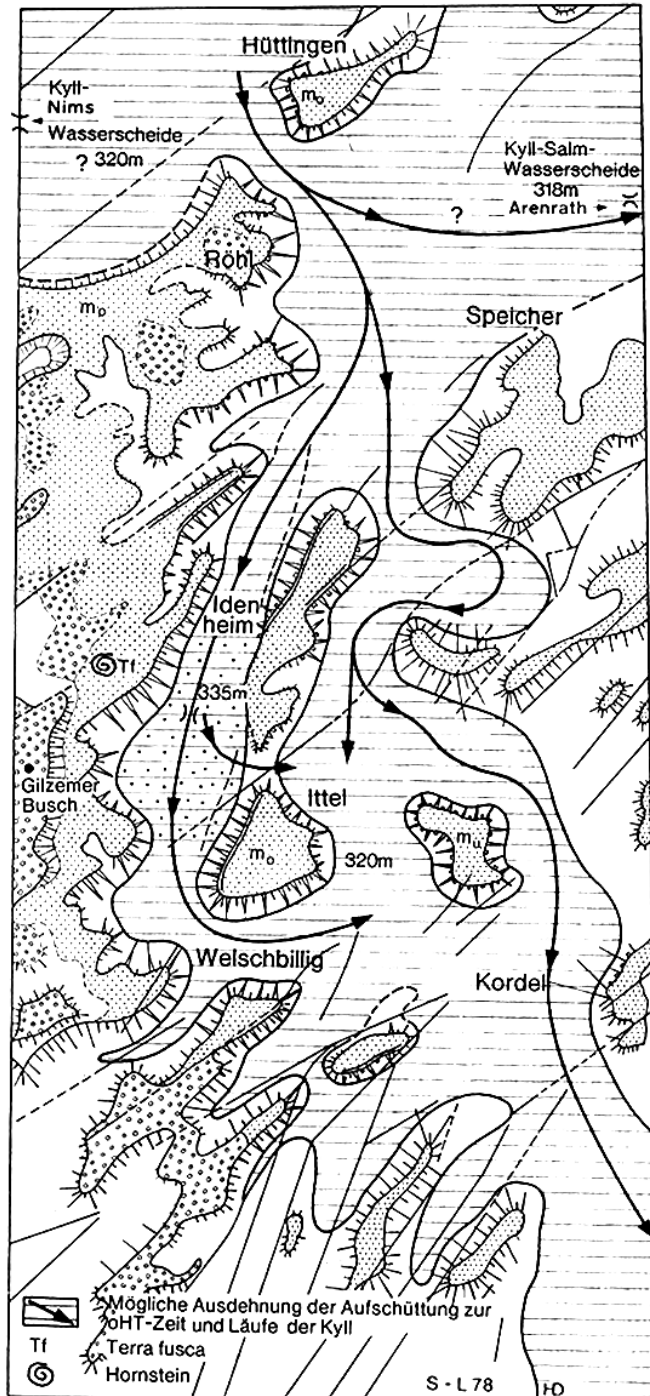


Fig. 17: Muschelkalkstufen und hauptterrassenzeitliches Kylltal bei Welschbillig

Quelle: SCHROEDER-LANZ 1984, S. 41

Typisch sind die in Lehmen und Quarzkiesen eingeschalteten fossilführenden Hornsteine (verkiezelte Brackwasserkalke), die aus der Zusammensetzung von Flora und Fauna auf limnisches bis schwach brackisches Ablagerungsmilieu hinweisen (KADOLSKY et al. 1983, NEGENDANK 1983, MEYER 1986, KREMB-WAGNER 1996, WAGNER 1983). Die Lehme und Quarzkiese werden als Erosionsreste auf der flachen Wasserscheide zwischen Nims und Kyll gedeutet. Ältere tertiäre Ablagerungen wie eozäne Decklehme und eozäne Tone bedecken - allerdings in sehr geringer Verbreitung - Teile des Beilenholzes südwestlich von Idenheim. Als jüngste Ablagerungen kommen östlich von Idenheim quartäre Terrassenkiese vor, die - meist in unmittelbarer Nähe zur Kyll - die Verebnungsbereiche des *mu* überdecken.

Die Bodenartenverhältnisse in diesem Teiluntersuchungsgebiet, wie auch im Bereich des Oberen Buntsandsteins, lassen zudem auch auf eine ursprünglich weitflächige Lößüberdeckung schließen, die zwar in der großmaßstäbigen geologischen Karte von NEGENDANK & WAGNER (1988) nicht auskartiert, jedoch von NEGENDANK (1978) für diesen Raum beschrieben wurde (vgl. auch Kap. 5.4.2). Anhand von sedimentpetrographischen Untersuchungen konnten für die Lößablagerungen, die das Moseltal und seine Nebentäler als lokale Liefergebiete festgestellt werden.



#### 5.1.1.4 Geologie im Bereich der Gemarkung Meckel

Die Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtestationsnetzes befinden sich nach der naturräumlichen Gliederung im Bereich der Meckeler Höhe. Geologisch gesehen schließt das Untersuchungsgebiet im Umkreis der Meßstationen (die lediglich über dem Unteren Keuper (*ku*) eingerichtet wurden) auch die Ablagerungen des Mittleren Keupers (*km*) sowie des Oberen Muschelkalkes (*mo*) mit ein. Vereinzelt werden die Ablagerungen des Oberen Muschelkalkes, aber auch die des Unteren Keupers, von tertiären Lehmen und Lößlehmen (letztere auch ins Quartär zu stellen) deckschichtartig überlagert, die den mesozoisch-tertiären bis rezenten Verwitterungsdecken zugeordnet werden (vgl. NEGENDANK 1977) (vgl. Fig. 18).

Der Übergang vom Muschelkalk zum Keuper zeigt deutlich eine paläogeographische Veränderung hinsichtlich der Sedimentationsverhältnisse. In der Folge einer weiträumigen Deltasedimentation in Verbindung mit Materialabsetzung in den abflußlosen Becken kommt es zu einem deutlichen faziellen Wechsel. Dies belegen die für stärker kontinentalen Einfluß sprechenden sandig-dolomitischen

Ablagerungen an der Wende Oberer Muschelkalk zum Unteren Keuper.

Die Sedimentation während des *ku* erfolgte vermutlich im Ruhigwassermilieu. Im wesentlichen handelt es sich bei den triassischen Gesteinen des Unteren Keupers um den Lettenkohlsandstein, die bunten Ton-Mergel, in Vergesellschaftung mit Silt- und Feinsandsteinbänkchen, und den Grenzdolomit, ebenfalls durchsetzt mit Sand- und Siltsteinen. Insgesamt erreicht der Untere Keuper im Untersuchungsgebiet jedoch nur eine geringe Mächtigkeit.

Die Ablagerungen des Mittleren Keupers belegen neben festländischem auch salinaren Einfluß und sind damit vergleichbar mit denen des Mittleren Muschelkalkes. Nach NEGENDANK (1983) wird die unterste Einheit des Mittleren Keupers (= Pseudomorphosenkeuper) im wesentlichen aus bunten Tonen und Mergeln - z.T. mit Sandsteinen und Dolomiten durchsetzt - aufgebaut. Teilweise können auch Gips und Calzit eingeschaltet sein, die auf Eindampfungszyklen hindeuten. Zur nächst höheren Einheit des *km* ist ein Anstieg des Mergelgehaltes festzustellen. Als nächst jüngere Ablagerungen sind wie bereits oben erwähnt, die eher geringmächtigen Deckschichten von eozänen Decklehmen, mitteloligozänen Lehmen und Quarzkiesen (= Idenheimer Fazies) sowie pleistozäne Lößlehme über den Sedimenten des Keupers zu nennen. Auch für dieses Gebiet gilt, daß sich die geologischen Ausgangsbedingungen

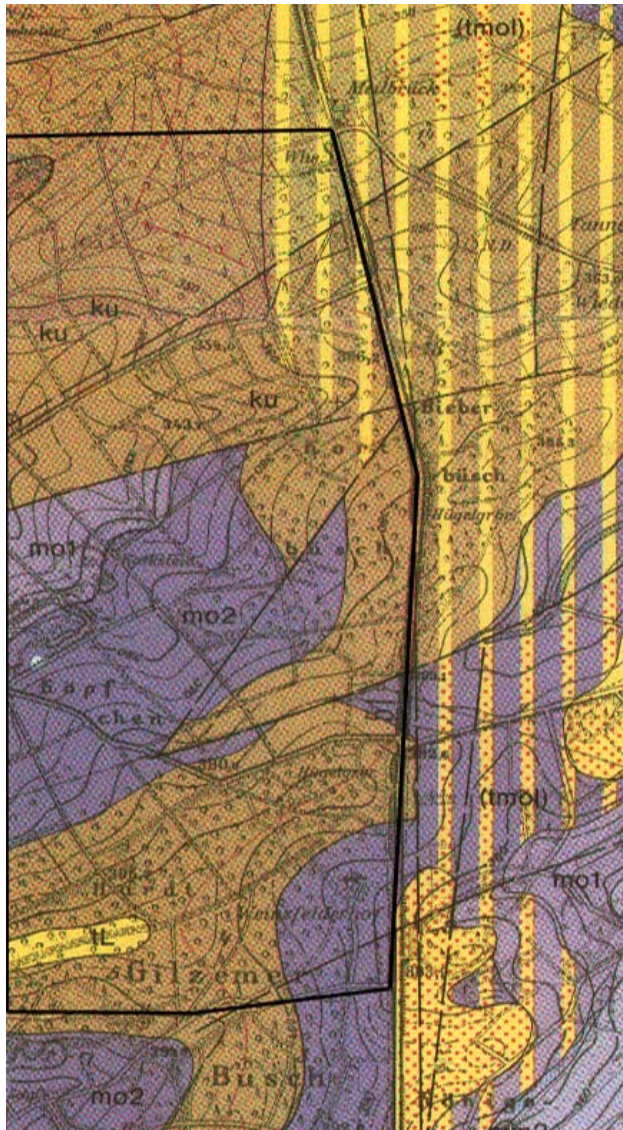


Fig. 18: Geologische Übersicht für das Untersuchungsgebiet im Bereich der Gemarkungen Meckel

Quelle: Kartenausschnitt aus NEGENDANK & WAGNER 1988, Blatt Süd (Kartenlegende im Anhang)

in ihrer bodenbildenden Funktion in den bodengeographischen Verhältnissen wiederfinden lassen.

Anhand der geologischen Detailbeschreibung konnte gleichzeitig dokumentiert werden, daß mit der Auswahl der Standorte des Lysimeter- und Bodenfeuchtestationsnetzes die Vielfaltigkeit des geologischen Aufbaus im gesamten Untersuchungsgebiet im wesentlichen abgedeckt ist.

### 5.1.2 Hydrogeologie

Aus der räumlichen Heterogenität der geologischen Verhältnisse ergibt sich ein sehr differenziertes Bild für die Verteilung der Grundwasservorräte. Zahlreiche geologische und hydrogeologische Untersuchungen sowie zusätzliche Detailkartierungen für die Trier-Bitburger-Mulde machen den Zusammenhang zwischen geologischem Aufbau und den gebietsspezifischen hydrogeologischen Verhältnissen deutlich (vgl. auch Kap. 3.3). Die Ergebnisse sind in den Hydrogeologischen Karten 1:25.000 'Trinkwasserprojekt Kylltal', Blatt Nord und Süd' kartographisch umgesetzt (vgl. NEGENDANK & WAGNER 1988). Deutlich wird, daß die Gesteinspetrographie, die -klüftung, die -abfolge und die Mächtigkeiten der Ablagerungen in den entsprechenden Gebieten zur Ausbildung einer unterschiedlichen Anzahl von Grundwasserstockwerken (= GWS) geführt haben (vgl. Kap. 3.3). Abhängig von der räumlichen Verteilung der Sedimentgesteine und der sich ändernden Fazies bilden sich Grundwasserstauer und Grundwasserspeicher heraus. Den wichtigsten Aquifer stellt dabei der sogenannte 'Sandstein-Aquifer' (GWS 1-3) dar. Hierin sind bereits große Grundwasservorkommen erschlossen worden (vgl. WEILER 1983). Basisnah kommt er in der gesamten Trias-Mulde vor. Im Vergleich zum großräumigen 'Sandstein-Aquifer' ist der Kalk-Mergel-Aquifer (GWS 4+5) nur von kleinräumiger Bedeutung für das Bitburger-Becken (vgl. KREMB-WAGNER 1996).

Somit bilden die Sedimente des Buntsandsteins den Hauptgrundwasserleiter für das Flußgebiet der Kyll (hierzu zählt ein Teil des Untersuchungsgebietes westlich und östlich der Kyll) und der Salm (hierzu zählt das Untersuchungsgebiet im Bereich von Greverath). Die darüber lagernden Sedimente des Unteren Muschelkalkes zeichnen sich aufgrund ihrer gebankten, meist dolomitischen Kalke und Mergel durch eine gute Wasserwegsamkeit über die Klüfte aus, wodurch der *mu* - hydrogeologisch gesehen - mit dem Buntsandstein in Verbindung steht. Diese Klüfte bewirken überdies, daß häufig nach Starkniederschlagsereignissen das Niederschlagswasser sehr schnell in den Untergrund abfließen kann. Profilaufschlüsse im Gebiet bieten einen guten Einblick in die klüftige Struktur, die sich - besonders während der Sommermonate - bis in die über dem Ausgangssubstrat entwickelten Böden mit meist hohem Ton- und Schluffgehalt deutlich durchpaust. Die überwiegend tonigen und mergeligen Ablagerungen des Mittleren Muschelkalkes übernehmen aufgrund ihrer Bindigkeit dagegen die Funktion eines Grundwasserstauers. Treten sandige bzw. siltige Einschaltungen innerhalb des Mittleren Muschelkalkes auf, kann eine Verringerung der wasserstauenden Wirkung eintreten. Im Untersuchungsgebiet zeigt sich dieser Wechsel besonders da, wo neben starken Vernässungserscheinungen an der Oberfläche, z.B. nach heftigen Niederschlägen, benachbarte Flächen sehr schnell abtrocknen und das Wasser über kleine Klüfte - zumindest oberflächennah - schneller infiltrieren kann.

Die gebankten Dolomite des Oberen Muschelkalkes sind ebenfalls deutlich geklüftet, wodurch auch hier eine gute Wasserdurchlässigkeit ermöglicht wird. Der Dolomit selbst ist dagegen als 'dicht' zu charakterisieren. Die über die Klüfte ausgebildete Wasserwegsamkeit erweist sich jedoch für diesen Grundwasserleiter im Hinblick auf die wasserwirtschaftliche Nutzung häufig als nicht ganz unproblematisch: Durch die Klüfte kann die Filterfunktion für das infiltrierte Niederschlagswasser verloren gehen. Ein Nachteil, der sich besonders im Bereich ackerbaulich genutzter Flächen einstellen kann.

Der Untere Keuper mit seinen Tonen und Tonmergeln ist überwiegend als Wasserstauer anzusehen. Treten jedoch Dolomite und Sandsteine hinzu, so kommt es auch in den Ablagerungen des *ku* zu einer deutlichen Kluftbildung. Dieses Phänomen zeigt sich besonders im westlichen Bereich des Untersuchungsgebietes, in dem überwiegend der *ku* vorkommt. Die Klüfte pausen sich, besonders während des Sommers, auf den Ackerflächen, teilweise auch auf den Wiesen und Streuobstflächen, bis an die Oberfläche durch (vgl. Kap. 5.4.2). Somit wird auch in diesen eher dichten, d.h. wasserundurchlässigen Ablagerung über die Kluftbildung eine gewisse Wasserwegsamkeit ermöglicht. Unmittelbar auf dem Oberen Muschelkalk gelegen, kann der *ku* infolge der starken Klüftigkeit eine hydraulische Einheit mit diesem bilden, wobei das Wasser diesem direkt zufließen kann.

Die Ergebnisse der geologischen und hydrogeologischen Untersuchungen in der Trier-Bitburger-Mulde haben wichtige regionale Erkenntnisse für die Grundwassererschließung und die Abschätzung der Grundwasserneubildungsrate auf der Basis eines rein geologisch/hydrogeologischen Kalkulationsansatzes (auch im Sinne der wasserwirtschaftlichen Planung) geliefert. Da aber die Grundwassernutzung immer im Zusammenhang mit der gleichzeitigen Sicherung der Grundwasserqualität steht, ist es notwendig, außerhalb der geologischen Betrachtungen gerade im Hinblick auf die Bedeutung der Infiltrationsvorgänge auch die ungesättigte Bodenzone diesbezüglich eingehend zu untersuchen. Dies erfordert regionalspezifische Untersuchungen der landschaftshaushaltlichen Parameter wie Klima, Boden, Nutzung und Relief, die eben diesen Infiltrationsvorgang beeinflussen.

Im folgenden werden die Untersuchungsergebnisse dieser Parameter vorgestellt. Daran anschließend folgt in Kap. 6 und Kap. 7 deren Bewertung bezüglich ihrer Wirkungsweise auf die Sickerwasserbildung sowie die Feuchtedynamik für den Bereich der ungesättigten Zone.

## **5.2 Meteorologische Messungen im Untersuchungsgebiet**

Die Darstellung des Klimas nimmt im Rahmen wasserwirtschaftlicher Fragen eine bedeutende Stellung ein, bedenkt man, daß gerade die naturräumliche Beschaffenheit (u.a. Relief, Höhenlage, Boden, Bewuchs) eines Gebietes wesentlich die räumliche Verteilung der klimatologischen Parameter wie Niederschlag, Temperatur und Verdunstung beeinflussen, wobei der Niederschlag die wichtigste Eingabegröße darstellt.

Zur Bilanzierung und Regionalisierung der Sickerwassermengen ist es daher erforderlich, die klimatischen Parameter seitens ihrer gebietsspezifischen Variabilität an den zur Verfügung stehenden Meßstationen festzustellen und entsprechend der Berechnungsgrundlage der jährlichen Sickerwassermenge aufzubereiten. Gleiches gilt für die Untersuchung und Bewertung der standortspezifischen Sickerwassermengen aus den Lysimetern vor allem in Abhängigkeit von den standortspezifischen Niederschlagsmengen. Im folgenden werden die Daten aus den entsprechenden meteorologischen Meßverfahren aufbereitet und die Ergebnisse dargestellt.

### **5.2.1 Niederschlag**

Im Zusammenhang mit den gebietsspezifischen Untersuchungen zur räumlichen Verteilung der niederschlagsanteiligen Sickerwassermenge aus der ungesättigten Bodenzone ist der Niederschlag als einzige positive Bilanzgröße des Wasserhaushaltes zu bewerten.

### **5.2.1.1 Datenauswertung an den Freiland- und Waldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes**

An den Freiland- und Waldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes liegen die Niederschlagsdaten für den Betrachtungszeitraum von vier hydrologischen Jahren (1.4.1994 bis 31.3.1998) in Form von Wochensummen digital vor. Durch die wöchentlichen Messungen an den Referenzstationen erhält man eine zeitlich und räumlich differenzierte Auflösung der Variabilität der Niederschläge im Untersuchungsgebiet.

Da die Meßergebnisse sowohl zur Bewertung der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung (= Sickerwassermenge als Funktion des Niederschlages) (vgl. Kap. 5.3.1.1 u. Kap. 6.1), als auch zur Berechnung und Regionalisierung der Sickerwassermengen für das Untersuchungsgebiet (vgl. Kap. 7) herangezogen wurden, mußten die Niederschlagsrohdaten für die weitere Datenanalyse unterschiedlich aufbereitet werden. Wie bereits in Kapitel 4.3.1 ausführlich begründet, mußten die bei der herkömmlichen Niederschlagsmessung systematisch auftretenden Meßfehler bei der Nutzung der Daten im Zusammenhang mit den lysimetrischen Auswertungen berücksichtigt werden. Hierauf weisen u.a. HELLEKES (1985), PROKSCH (1990), SCHWABACH & ROSENKRANZ (1996) in ihren regionalen wasserhaushaltlichen Studien unter Einsatz der Lysimetertechnik hin.

Um eine Fehleinschätzung des Niederschlages als Eingabegröße in das System *Boden-Wasser-Pflanze* zu minimieren, wurden aufgrund dessen die an den Feldstationen gemessenen Niederschlagsmengen im Hinblick auf die Untersuchung der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung um den Zuschlag von 11% korrigiert. Dieser Korrekturwert wurde entsprechend den empirischen Untersuchungen von RICHTER (1995) übernommen (vgl. Kap. 4.3.1.).

Die Aufbereitung der Niederschlagsdaten (= korrigierte Werte) erfolgte für den in dieser Arbeit zugrunde gelegten Beobachtungszeitraum (1.4.1994 bis 31.3.1998) getrennt für jede einzelne Meßstation. Die Datenanalyse wurde, entsprechend der unterschiedlich hohen zeitlichen Auflösung, nach Wochensummenwerten, hydrologischen Halbjahres- und hydrologischen Jahressummen für jeweils abgeschlossene hydrologische Jahre vorgenommen.

Die Tabellen 11 und 12 sowie im Anhang Tabelle 2 zeigen die Verteilung der Niederschlagsmengen an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes für die Zeit vom 1. April 1994 bis 31. März 1998 in einer zeitlich unterschiedlich hohen Auflösung.

Die Reihenfolge der 'Stationsplatzierung' entspricht der Abfolge der von W nach E, z.T. von SW nach NE eingerichteten Feldstationen im Untersuchungsgebiet (vgl. Anhang: Karte 2).

Anhand der Tabelle 11 zeigt sich beim Vergleich der einzelnen Stationen untereinander sowie zwischen den einzelnen hydrologischen Jahren, daß die Niederschlagsmengen, bezogen auf jeweils gleiche hydrologische Jahre, deutlichen Schwankungen unterlegen sind. Über den gesamten Betrachtungszeitraum gesehen, variieren die Jahreswerte (korrigiert) an den Freilandstationen zwischen 594 mm und 1109 mm und an den Waldstationen zwischen 460 mm und 840 mm. Das hydrologische Jahr 1994/95 läßt sich als ausgesprochenes Naßjahr charakterisieren. Auch das Jahr 1997/98 zeichnet sich durch hohe Niederschläge aus, wenngleich die Niederschlagsmengen von 1994/95 nicht erreicht werden. Im Gegensatz hierzu sind die Jahre 1995/96 und 1996/97 als überaus trocken zu bezeichnen.

Tab. 11: Niederschlagsverteilung (korrigiert) an den Feldstationen nach hydrologischen Jahren und Mittelwertangaben

zeitliche Aufteilung	Meckel Unterer Keuper			Idenheim Mittlerer Muschelkalk			Idenheim Unterer Muschelkalk			Rott Oberer Buntsandstein		Greverath Mittlerer Buntsandstein		
Hydr.-Jahr	Acker	Grün- land	Wald	Acker	Grün- land	Wald	Acker	Grün- land	Wald	Acker	Grün- land	Acker	Grün- land	Wald
	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]
'94/95	855,64*	625,82*	646,33*	1038,74	1038,74	840,51	990,74	990,74	789,90	932,95	932,95	1109,80	1101,21	806,43
'95/96	627,37	647,54	502,98	613,50	613,50	514,09	617,05	617,05	460,33	619,49	619,49	594,07	634,81	481,59
'96/97	706,85	720,50	597,19	662,45	662,45	527,52	640,47	640,47	556,12	619,60	619,60	647,80	652,01	505,04
'97/98	850,59	850,04	733,49	808,86	808,86	668,43	792,53	792,53	675,42	797,98	797,98	807,19	825,51	595,58
Mittelwert				780,88	780,88	637,63	760,19	760,16	620,44	742,50	742,50	789,71	803,38	597,16

\*unvollständige Meßreihe, Stationen wurden erst im laufenden Sommerhalbjahr in Betrieb genommen, keine Mittelwertsangabe;

Waldniederschlag = Bestandsniederschlag

Die anhand der Tabelle 11 deutlich erkennbare räumliche Differenzierung der Jahresniederschlagsmengen läßt sich auf die jeweilige Lage der Station im Relief zurückführen. Sowohl die unterschiedliche großräumige Reliefausprägung (Luv-/Lee-Effekt in Abhängigkeit der variskischen Streichrichtung), als auch die kleinräumige Ausgestaltung der morphologischen Verhältnisse (z.B. Exposition) in unmittelbarer Nachbarschaft der Stationen können zur Begründung der mesoklimatischen Differenzierung herangezogen werden. Kleinräumig, durch geländebedingte Staueffekte sowie aus dem häufigen Wechsel zwischen Mulden- und Rückenstruktur sich entwickelnde Kanalisationseffekte des Windfeldes führen u.a. dazu, daß es zu unterschiedlichen Niederschlagseinträgen (in die Meßgeräte) auf den nicht weit voneinander entfernt liegenden Testflächen kommen kann. Stationen in Muldenlage können somit im Mittel mehr Niederschlag erhalten als Stationen auf der Hochfläche. Höhere Windgeschwindigkeiten auf den ungeschützten Hochflächen können dazu führen, daß der Niederschlag z.T. über die Auffangbehälter hinweg verdriftet werden, und hierdurch nicht erfaßt werden. Als Beispiel hierfür können die Freilandstationen Idenheim-Acker (Mittlerer Muschelkalk, 330 m ü. NN, Muldenlage) und Idenheim-Acker (Unterer Muschelkalk, 355 m ü. NN, oberhalb einer kleineren Geländestufe gelegen) angeführt werden. Die oben angesprochenen Phänomene lassen zudem auch den Schluß zu, daß sich lokalklimatisch gesehen die unterschiedlichen Niederschlagsmengen an den Feldstationen nicht ausschließlich als direkte Funktion der Höhenlage erklären lassen. Besonders die Ausrichtung einer Station zu den Hauptströmungsrichtungen der niederschlagsbringenden Winde (hauptsächlich West- bis Südwest) bewirken, daß der Einfluß der Höhenlage auf die Niederschlagshöhe durch die lokalen topographischen Bedingungen (vgl. Station Meckel-Acker in 385 m ü. NN und Greverath-Acker in 300 m ü. NN.) häufig überprägt werden kann.

In der Tabelle 12 sind die Niederschlagsmengen der hydrologischen Jahre getrennt nach hydrologischen Sommer- und Winterhalbjahren dargestellt. Besonders im Zusammenhang mit der Bewertung der standortspezifisch bedingten Jahressickerwassermenge in Abhängigkeit von den Niederschlägen spielt die jahreszeitliche Differenzierung hinsichtlich der mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge - neben der räumlich bedingten Differenzierung - eine wesentliche Rolle.

Auch beim Vergleich der hydrologischen Halbjahre untereinander treten deutliche Schwankungen in den Niederschlagsmengen auf (vgl. Tab. 12): Die stärksten Abweichungen zwischen den Niederschlagsmengen der hydrologischen Halbjahre treten in den Trockenjahren 1995/96 und 1996/97 auf. Das hydrologische Jahr 1997/98 nimmt bezüglich der jahreszeitlichen Verteilung der Niederschlagsmengen beim Vergleich mit den zuvor genannten Beobachtungsjahren eine Zwischenstellung ein.



Tab. 12: Niederschlagsverteilung (korrigiert) an den Feldstationen, getrennt nach hydrologischen Halbjahren

zeitliche Aufteilung	Meckel Unterer Keuper			Idenheim Mittlerer Muschelkalk			Idenheim Unterer Muschelkalk			Rodt Oberer Buntsandstein		Greverath Mittlerer Buntsandstein		
	Acker	Grün- land	Wald	Acker	Grün- land	Wald	Acker	Grün- land	Wald	Acker	Grün- land	Acker	Grün- land	Wald
	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]
HHJ '94	265,57*	45,73*	128,76*	465,42	465,42	383,96	431,85	431,85	340,76	391,97	391,97	472,22	483,94	376,20
HWHJ '94/95	590,08	580,09	517,57	573,32	573,32	456,53	558,89	558,89	449,14	541,46	541,46	637,58	617,27	430,19
HHJ '95	384,67	390,83	298,61	378,51	378,51	301,19	381,84	381,84	277,64	392,72	392,72	365,02	395,94	297,96
HWHJ '95/96	242,70	256,71	204,37	234,99	234,99	212,90	235,21	235,21	182,70	226,77	226,77	229,05	238,87	183,63
HHJ '96	284,38	281,83	219,20	261,85	261,85	185,20	248,64	248,64	207,52	243,98	243,98	247,09	256,63	185,84
HWHJ '96/97	422,47	438,67	377,99	400,60	400,60	342,32	391,83	391,83	348,60	375,62	375,62	400,71	395,38	319,20
HHJ '97	470,42	468,75	406,11	452,55	452,55	370,58	430,35	430,35	359,93	418,58	418,58	420,58	438,89	326,57
HWHJ '97/98	380,18	381,29	327,38	356,31	356,31	297,85	362,18	362,18	315,49	379,40	379,40	386,61	386,61	269,01

\* unvollständige Meßreihe, Stationen wurden erst im laufenden Sommerhalbjahr in Betrieb genommen; HHJ = hydrologische Halbjahre, HSHJ = hydrologisches Sommerhalbjahr, HWHJ = hydrologisches Winterhalbjahr;

Zudem zeigt sich über die Tabelle, daß auch die Niederschlagsmengen der Halbjahre zwischen den hier betrachteten Einzeljahren sehr unterschiedlich ausfallen. Somit lassen sich die Maxima der Halbjahressummen weder dem Sommer- noch dem Winterhalbjahr eindeutig zuordnen.

Die nach Monatssummen der hydrologischen Halbjahre zeitlich höher aufgelösten Niederschlagsdaten (vgl. Anhang: Tab. 2) belegen die Charakteristik der eingangs beschriebenen Einordnung des Untersuchungsgebietes in einen zwar noch überwiegend ozeanisch geprägten Raum mit allerdings bereits typisch kontinentaler Ausprägung: Während in den Winterhalbjahren vor allem zyklonale Niederschläge durch die westlichen bzw. südwestlichen Winde heran geführt werden, bestimmen konvektiv bedingte Starkniederschlagsereignisse - häufig in Form von Gewitterniederschlägen - das Niederschlagsgeschehen der Sommermonate. In den zeitlich höher aufgelösten Datenreihen lassen sich somit die lokalklimatischen (genetisch bedingten) Unterschiede zwischen den einzelnen Stationen wesentlich deutlicher herausstellen. Hierbei fallen besonders die regionalen Schwankungen zwischen den Stationen in den Sommerhalbjahren auf.

Des weiteren läßt sich aus den Tabellen 11 und 12 sowie im Anhang Tabelle 2 ersehen, daß sich auch in Abhängigkeit von der Nutzung Abweichungen bezüglich der mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge an den Stationen ergeben. Die aufsummierten Jahresniederschlagsmengen der einzelnen hydrologischen Jahre an den Acker- und Grünlandstationen (Freilandniederschlag) liegen deutlich über den Jahressummen der Waldstationen (Bestandsniederschlag). An den Waldstandorten wird der Freilandniederschlag um den Betrag der Wassermengen reduziert, der bei der Interzeption in den Kronen zurückgehalten wird (= Interzeptionsverlust). Bei den aufgefangenen Niederschlagsmengen über die Totalisatoren handelt es sich somit lediglich um den durch das Kronendach durchtropfenden Niederschlag. Der am Stamm ablaufende Niederschlag konnte - technisch bedingt - an den Stationen nicht erfaßt werden.

Die zwischen den Waldstationen auftretenden Unterschiede in den Niederschlagsmengen lassen sich - zusätzlich zu den oben genannten relief- und lagebedingten Einflüssen auf die lokalklimatische Differenzierung - auch auf die unterschiedlichen stationsspezifischen Eigenschaften wie Bestandsdichte, Bestandsalter sowie Artenzusammensetzung zurückführen. Es zeigt sich grob eine Abnahme der Niederschlagsmenge an den Stationen von W nach E. Dies konnte für die Freilandstationen nicht festgestellt werden.

Der Einfluß der Bestandsdichte und der Artenzusammensetzung auf die Höhe des Niederschlagseintrages zeigt sich deutlich in der jahreszeitlichen Differenzierung (vgl. Tab. 12 und im Anhang Tab. 2). Die Stationen Meckel-Wald und Idenheim-Wald (Mittlerer Muschelkalk) setzen sich aus einem Laub- (Meckel) bzw. Mischwald (Idenheim) zusammen, wohingegen am Standort Greverath-Wald Nadelwald vorherrscht. Während der hydrologischen Winterhalbjahre kann mengenmäßig mehr Niederschlag durch das entlaubte Kronendach auf den Boden gelangen, als in Beständen mit einem höheren Nadelwaldanteil (Greverath-Wald). Die Unterschiede während der Sommerhalbjahre sind dagegen nur bedingt auf die jeweilige Artenzusammensetzung zurückzuführen. Wesentlich häufiger führen räumlich eng begrenzt auftretende Starkniederschlagsereignisse in Verbindung mit lokalen Gewitterzellen zu unterschiedlich hohen Niederschlagsmengen. Dies sind Phänomene, die auch an den Freilandstationen besonders während der Hochsommermonate zu stark voneinander abweichenden Niederschlagseinträgen führen können.

Aufgrund der Variation in der räumlich differenzierten Verteilung der Niederschläge sowie der Variabilität bei den Niederschlagsmengen innerhalb des Beobachtungszeitraumes kann davon ausgegangen werden, daß in Abhängigkeit von diesen Witterungsverhältnissen ebenfalls starke Schwankungen in den Jahressickerwassermengen und der realen Verdunstung - unter Zugrundelegung gleicher Betrachtungszeiträume - auftreten müssen (vgl. Kap. 6.1 u. Kap. 6.3).

Über die Auswertungen der Punktmessungen lassen sich zunächst nur standortabhängige Aussagen über den Niederschlag ableiten, die jedoch in Verbindung mit den standortbezogenen Lysimeterauswertungen (u.a. Betrachtung der standortspezifischen Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung vgl. Kap. 5.3.1) von größter Bedeutung sind.

### **5.2.1.2 Regionalisierung des Niederschlages**

Um die gebietsspezifische Berechnung der Jahressickerwassermengen im gesamten Untersuchungsgebiet und anschließend deren GIS-basierte Regionalisierung durchführen zu können, bedarf es der Ermittlung des Gebietsniederschlags. Hierfür mußten notwendigerweise die punktuell zur Verfügung stehenden Niederschlags-Meßdaten auf die Fläche übertragen werden. Wie in Kap. 4.3.1 dargelegt wurde, erfolgt die Regionalisierung des Niederschlages unter Verwendung der THIESSEN-POLYGON-Methode. Vor- und Nachteile dieser einfachen flächengewichteten Methode wurden dort bereits hervorgehoben. Insbesondere Informationsverluste, wie zum Beispiel die Änderung in der räumlichen Verteilung der Niederschläge aufgrund der häufig kleinräumig wechselnden Reliefverhältnisse, die über diese Methode nicht zu erfassen sind, müssen hierbei akzeptiert und bei der Diskussion der Ergebnisse der Regionalisierung der Jahressickerwassermengen berücksichtigt werden (vgl. Kap. 7).

Die Grundlage für die Ermittlung der Niederschlagspolygonflächenanteile an der gesamten Fläche des Untersuchungsgebietes bildeten sowohl die amtlichen als auch die projekteigenen Niederschlagsstationen (vgl. Tab. 14). Durch den Zugriff auf die somit höchstmögliche Stationsdichte und deren räumliche Verteilung außerhalb und innerhalb des Untersuchungsgebietes konnte eine höhere ortsgebundene Variation der Niederschlagsmengen zwischen den einzelnen Stationen bei der Gebietsmittelausweisung über die Polygonflächenanteile berücksichtigt werden.

Die Strukturierung dieser Niederschlagsdaten erfolgte ebenfalls für den Beobachtungszeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998. Der Regionalisierung liegen die unkorrigierten Niederschlagswerte (= Rohdaten) der Meßstationen zugrunde (vgl. Kap. 4.3.3.2). Die Niederschlagsdaten der einzelnen hydrologischen Jahre wurden sowohl für die Halbjahres- als auch für die Jahressummen als Gebietsmittel aufgearbeitet.

Im folgenden werden die Niederschlagsdaten der staatlichen und landesamtlichen Stationen - in gleicher Weise wie die Datenaufbereitung an den Lysimeterstationen - tabellarisch zusammengestellt und diskutiert (Tab. 13).

In Tabelle 13 sind die monatlichen Niederschlagsmengen zusätzlich noch zu Halbjahressummen zusammengefaßt. Vergleichbar mit den Projektstationen zeigt sich auch hier eine räumliche sowie innerjährliche Differenzierung der Niederschlagsmengen zwischen den einzelnen Stationen. Unter Zuhilfenahme der Höhenschichtenkarte (Anhang: Karte 2) lassen sich die Schwankungen in Abhängigkeit von der Lage der Stationen im Relief sowie den kleinräumigen Reliefmodifikationen erklären. Die innerjährlichen Schwankungen besonders zwischen den hydrologischen Sommer- und Winterhalbjahren zeigen ähnliche Züge wie an den Feldstationen. Genetisch gesehen handelt es sich bei den winterlichen Niederschlägen im wesentlichen um advektive Niederschläge, die als Frontniederschläge von W bzw. SW in das Untersuchungsgebiet herangeführt werden. Die sommerlichen Niederschlagsmengen gehen eher auf konvektive Starkniederschläge zurück, erkennbar an den Niederschlagsspitzen in einzelnen Sommermonaten. Im Vergleich der Halbjahre untereinander zeigt sich somit, bedingt durch die zuvor genannte Niederschlagstypisierung, besonders während der Sommerhalbjahre beim Vergleich der Monatssummenwerte der Stationen untereinander ein wesentlich uneinheitlicheres Bild in der Niederschlagsverteilung als während der Winterhalbjahre.

Bevor die Regionalisierung der Jahresniederschläge im Untersuchungsgebiet durchgeführt werden konnte, mußten zunächst die ermittelten Niederschlagsdaten aller innerhalb und außerhalb des Untersuchungsgebietes zur Verfügung stehenden amtlichen sowie projekteigenen Meßstationen für den Beobachtungszeitraum von insgesamt vier hydrologischen Jahren tabellarisch zusammengeführt werden (Tab. 14). Die Gliederung der Daten in der Tabelle 14 erfolgt in der Reihenfolge hydrologisches Sommer-, hydrologisches Winterhalbjahr und hydrologisches Jahr. Aufgrund umfangreicher Datenlücken an den Stationen Minderlittgen und Wittlich wurden diese Stationswerte von der eigentlichen Datenauswertung ausgeschlossen.

Tab. 13: Übersicht über die Verteilung der monatlichen Niederschlagsmengen (unkorrigiert) an den amtlichen Stationen im Bereich des Untersuchungsgebietes (Bearbeitungszeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998) mit Angabe der Lage der Station ü. NN sowie Zuordnung der Station zu den Niederschlagspolygonflächen

\* keine Daten verfügbar

Meßstationen	Halsdorf	Badenborn	Zemmer	Newel	Bitburg	Speicher	Spangdahlem	Wittlich	Minderlittgen
Polygon- Stations Nr.	1	25	2	3	4	10	5	27	6
Höhe ü. NN	340 m	340 m	293 m	356 m	330 m	326 m	327 m	200 m	370 m
HHJ	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]
April	83	41	70	66	63	64	65	70	58
Mai	78	62	72	70	65	52	66	73	63
Juni	47	56	40	52	35	36	38	45	36
Juli	61	61	19	97	89	31	70	60	41
August	111	108	75	57	87	60	104	101	68
September	128	110	103	98	123	110	128	126	116
<b>HSJH '94</b>	<b>508</b>	<b>438</b>	<b>379</b>	<b>440</b>	<b>462</b>	<b>355</b>	<b>471</b>	<b>475</b>	<b>382</b>
Oktober	77	73	71	68	65	77	66	70	88
November	42	37	45	52	40	42	45	59	48
Dezember	74	50	76	81	75	69	58	71	97
Januar	187	143	230	223	192	197	188	223	235
Februar	106	63	101	96	97	88	93	77	103
März	92	50	113	121	90	94	87	79	105
<b>HWHJ '94/95</b>	<b>578</b>	<b>416</b>	<b>636</b>	<b>641</b>	<b>559</b>	<b>568</b>	<b>537</b>	<b>579</b>	<b>676</b>
April	68	57	56	67	66	56	56	81	63
Mai	44	43	53	62	40	43	54	41	56
Juni	60	27	39	41	39	27	51	27	60
Juli	83	76	55	51	86	73	66	71	83
August	22	42	47	56	22	43	34	73	52
September	94	76	109	105	87	81	88	74	114
<b>HSJH '95</b>	<b>371</b>	<b>321</b>	<b>359</b>	<b>382</b>	<b>340</b>	<b>323</b>	<b>349</b>	<b>367</b>	<b>428</b>
Oktober	31	22	29	49	26	25	29	24	31
November	35	30	41	43	33	32	31	36	37
Dezember	78	50	70	77	61	63	58	60	70
Januar	11	3	9	5	11	8	11	5	7
Februar	82	45	76	90	67	61	59	44	62
März	16	13	18	17	13	12	16	9	16
<b>HWHJ '95/96</b>	<b>253</b>	<b>163</b>	<b>243</b>	<b>281</b>	<b>211</b>	<b>201</b>	<b>204</b>	<b>178</b>	<b>223</b>
April	15	15	6	13	45	8	11	7	20
Mai	92	72	74	74	92	58	88	98	94
Juni	43	49	40	48	40	34	44	33	40
Juli	42	27	24	34	30	21	24	21	36
August	60	55	61	65	63	46	64	65	81
September	28	17	24	19	25	17	21	27	26
<b>HSJH '96</b>	<b>280</b>	<b>235</b>	<b>229</b>	<b>253</b>	<b>295</b>	<b>184</b>	<b>252</b>	<b>251</b>	<b>297</b>
Oktober	70	67	72	86	65	72	73	66	58
November	110	78	125	129	105	93	91	101	90
Dezember	63	24	45	53	45	27	45	36	38
Januar	22	14	20	24	19	24	23	17	17
Februar	105	100	120	118	123	104	88	97	129
März	37	28	30	36	30	27	29	32	34
<b>HWHJ '96/97</b>	<b>407</b>	<b>311</b>	<b>412</b>	<b>440</b>	<b>388</b>	<b>350</b>	<b>350</b>	<b>349</b>	<b>379</b>
April	33	23	26	24	34	31	35	26	39
Mai	79	76	84	88	69	74	71	.*	74
Juni	173	175	169	176	166	164	161	-	184
Juli	68	51	58	64	35	31	26	-	56
August	44	40	29	47	31	38	30	-	23
September	51	43	24	30	40	40	36	-	38
<b>HSJH '97</b>	<b>448</b>	<b>408</b>	<b>391</b>	<b>432</b>	<b>376</b>	<b>379</b>	<b>362</b>	-	<b>414</b>
Oktober	69	63	76	73	73	64	78	-	101
November	80	66	76	81	69	68	64	-	80
Dezember	85	63	90	104	90	77	81	-	81
Januar	73	52	711	74	77	65	58	-	.*
Februar	6	4	5	6	5	4	5	-	.*
März	35	38	48	59	46	48	45	-	.*
<b>HWHJ '97/98</b>	<b>348</b>	<b>286</b>	<b>366</b>	<b>397</b>	<b>360</b>	<b>326</b>	<b>331</b>	-	

Tab. 14: Meßstationen zur Ermittlung der Niederschlagspolygone (THIESSEN-POLYGONE) im Untersuchungsgebiet: Zusammenstellung der Niederschläge (unkorrigiert) für die hydrologischen Halbjahre und Jahre (Bearbeitungszeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998)

Station/ Polygon-Nr	HSHJ '94	HWHJ '94/95	Hydrol.-Jahr '94/95		HSHJ '95	HWHJ '95/96	Hydrol.-Jahr '95/96
	[mm]	[mm]	[mm]		[mm]	[mm]	[mm]
1 Halsdorf	580	578	1158		371	253	624
2 Zemmer	379	636	1015		359	243	602
3 Newel	440	641	1081		382	283	665
4 Bitburg	462	559	1021		340	211	551
5 Spangdahlem	471	537	1008		349	204	553
6 Minderlittgen	382	676	1032		428	223	651
10 Speicher	356	568	924		323	202	525
11 <i>mu</i> -1	389	503	892		344	211	555
13 <i>mm</i> -1	419	516	935		341	211	522
15 <i>so</i> -1	352	487	840		353	204	557
17 <i>sm</i> -1	425	574	999		329	206	535
18 <i>sm</i> -2	436	556	992		356	215	571
19 <i>ku</i> -1	398	531	929		346	219	565
20 <i>ku</i> -2	398	523	921		352	231	583
25 Badenborn	438	416	854		321	163	484
27 Wittlich	475	579	1054		367	178	545
Station/ Polygon-Nr	HSHJ '96	HWHJ '96/97	Hydrol.-Jahr '96/97		HSHJ '97	HWHJ '97/98	Hydrol.-Jahr '97/98
	[mm]	[mm]	[mm]		[mm]	[mm]	[mm]
1 Halsdorf	280	407	687		448	348	796
2 Zemmer	229	412	641		391	366	757
3 Newel	253	440	693		432	397	829
4 Bitburg	295	388	683		376	360	736
5 Spangdahlem	252	350	602		362	331	693
6 Minderlittgen	297	379	676		414	k.A.	k.A.
10 Speicher	185	351	536		379	326	705
11 <i>mu</i> -1	224	353	577		387	326	713
13 <i>mm</i> -1	236	361	597		407	321	728
15 <i>so</i> -1	219	338	557		377	341	718
17 <i>sm</i> -1	222	361	583		378	348	726
18 <i>sm</i> -2	231	356	587		395	348	743
19 <i>ku</i> -1	256	380	636		424	342	766
20 <i>ku</i> -2	253	395	648		422	343	765
25 Badenborn	235	311	546		408	286	694
27 Wittlich	251	349	600		k.A.	k.A.	k.A.

k.A. = keine Daten verfügbar; *mu*-1 = Idenheim Acker (*mu*), *mu*-2 = Idenheim Acker (*mm*), *so*-1 = Rodt Acker (*so*), *sm*-1 = Greverath Acker (*sm*), *sm*-2 = Greverath Grünland (*sm*), *ku*-1 = Meckel Acker (*ku*), *ku*-2 = Meckel Grünland (*ku*) (vgl. auch Fig. 19)

Diese Anzahl der Stationen diente als Grundlage für die Ermittlung der Polygonflächenanteile für die Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes. Die Ausweisung der zu den einzelnen Niederschlagsstationen zugehörigen THIESSEN-Niederschlagspolygone wurde mit Hilfe des Geographischen Informationssystems ARC/INFO vorgenommen. Aus Figur 19 ist der flächengewichtete Anteil der einzelnen Niederschlagspolygone an der Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes zu ersehen.

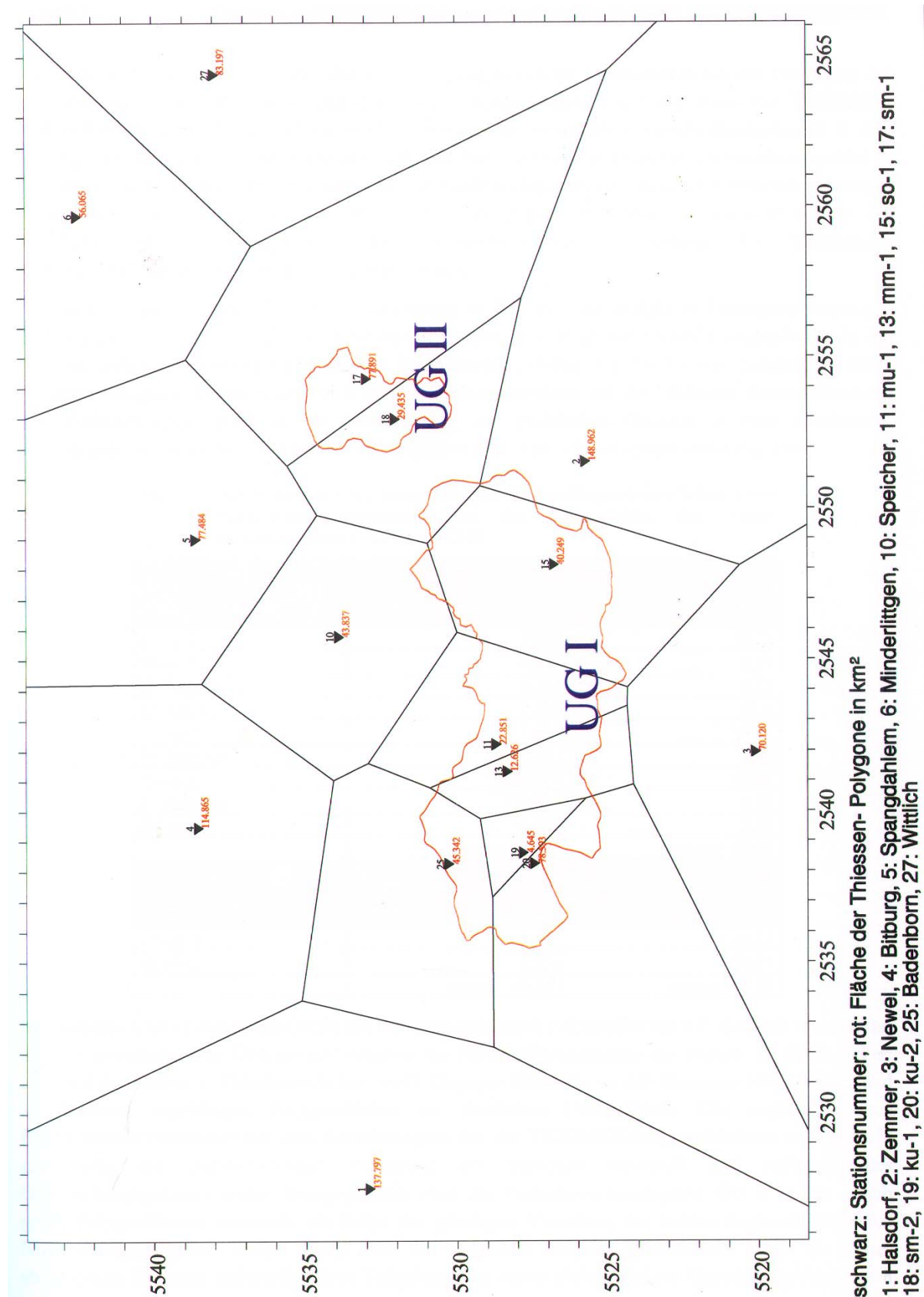


Fig. 19: Niederschlagspolygone im Untersuchungsgebiet mit Angabe der Meßstationen sowie der einzelnen Polygonflächengrößen [km²]

Deutlich ist zu erkennen, daß nicht alle zur Verfügung stehenden Meßstationen bei der Ermittlung des Gebietsniederschlags für die Fläche des Untersuchungsgebietes - auf der Basis der THIESSEN-POLYGON-Methode - berücksichtigt werden konnten: Als wesentliches Ausschlußkriterium ist in dem vorliegenden Beispiel die Entfernung der amtlichen Stationen vom eigentlichen Untersuchungsgebiet zu nennen. Letztendlich konnten zusätzlich - zu den Niederschlagsstationen an den Lysimeteereinrichtungen - eine DWD-Station (Zemmer), eine Station des LPP Mainz (Badenborn) sowie eine Station des Staatlichen Wasserwirtschaftsamtes Trier (Speicher) zur Verdichtung des bestehenden Niederschlagsstationsnetzes hinzu genommen werden.

Die nachfolgende Tabelle 15 zeigt - in Anlehnung an Fig. 19 - die endgültige Festlegung derjenigen Stationen, die zur Aufteilung der Fläche des insgesamt 79 km<sup>2</sup> großen Untersuchungsgebietes in die stationszugehörigen Niederschlagspolygone herangezogen werden. Da das Untersuchungsgebiet keine zusammenhängende Fläche bildet, wird dieses, im Zusammenhang mit der flächenanteiligen Berechnung der Niederschlagspolygone an der Gesamtfläche, aus praktischen Gründen in zwei voneinander

Tab. 15: Ausweisung der stationszugehörigen Niederschlagspolygonflächen sowie Niederschlagspolygonanteile an der Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes (UG I und UG II)

Stationen	stationszugehörige Polygonfläche [km <sup>2</sup> ]	Polygonflächenanteil an der Gesamtfläche des UG I [%]
20 <i>ku-2</i>	7,05	10,23
19 <i>ku-1</i>	4,64	6,73
25 Badenborn	6,36	9,23
13 <i>mm-1</i>	9,23	13,4
11 <i>mu-1</i>	11,89	17,26
10 Speicher	0,89	1,29
15 <i>so-1</i>	26,07	37,86
2 Zemmer	0,94	1,36
18 <i>sm-2</i>	1,78	2,58
	<i>gesamt: 68,85</i>	<i>gesamt: 99,94</i>
Stationen	stationszugehörige Polygonfläche [km <sup>2</sup> ]	Polygonflächenanteil an der Gesamtfläche des UG II [%]
17 <i>sm-1</i>	5,11	49,32
18 <i>sm-2</i>	5,25	50,67
	<i>gesamt: 10,36</i>	<i>gesamt: 99,99</i>

unabhängige Teilbereiche (UG I und UG II) aufgeteilt (vgl. Tab. 15 und entsprechend Fig. 19).

Im Teilbereich UG I weicht die Größe der stationszugehörigen Polygonflächen z.T. deutlich voneinander ab. Ein unverkennbares Übergewicht erhalten die Polygonflächenanteile der Station 15 (Radt-Acker: *so1*) und der Station 11 (Idenheim-Acker: *mu1*). Dagegen bilden die zu den Stationen 10 (Speicher) und 2 (Zemmer) zugehörigen Polygonflächen ein deutliches Untergewicht. Die ungleich großen Flächenanteile resultieren aus dem Berechnungsmodus der THIESSEN-Polygon-Methode und spiegeln gleichzeitig die ungleichförmige Verteilung der Stationen innerhalb und außerhalb des Untersuchungsgebietes wider. Demgegenüber wird das Teiluntersuchungsgebiet UG II in fast gleich große Polygonflächen unterteilt, als Folge der günstigen Verteilung der beiden zugrunde liegenden Niederschlagsstationen. Zudem dürfte auch die wesentlich kleinere Gesamtfläche sowie die weiter abgelegenen Stationen außerhalb dieses Teilgebietes zu dieser gleichförmigen Unterteilung beigetragen haben.

Für die Berechnung des Gebietsniederschlags bedeutet dies, daß der Meßwert jeder einzelnen Station mit einem Flächengewicht versehen wird. Ferner ergibt sich daraus, daß jeder Punkt im Untersuchungsgebiet (UG I und UG II) der jeweils nächstgelegenen Niederschlagsstation zugeordnet wird. Die jeweils eine Station umgebende und in Prozent der beiden Untersuchungsgebiete (UG I und UG II) ausgedrückte Polygonfläche ist das Flächengewicht (vgl. MANIAK 1988, S. 114). Die Gleichung nach der sich der Gebietsniederschlag errechnet findet sich unter Kap. 4.3.1. (Gl. 2).

## **5.2.2 Verdunstung**

Die Verdunstung, als Funktion der Lufttemperatur, des Niederschlags, der Windgeschwindigkeit und des Sättigungsdampfdruckes, geht als Verlustgröße (= negativer Term) in die Wasserhaushaltsberechnung ein, und somit der Sickerwasserbildung bzw. der Grundwasserneubildung verloren. Unter Kap. 4.3.2 wurde bereits darauf verwiesen, daß diese meteorologische Bilanzgröße meßtechnisch schwierig zu ermitteln ist, insbesondere da der Verdunstungsprozeß in komplexen Wechselwirkungen mit der Atmo-, Hydro-, Pedo- und Biosphäre steht (vgl. hierzu auch DISSE 1995, S. 18).

### **5.2.2.1 Berechnung der potentiellen Evapotranspiration nach HAUDE**

Im Zusammenhang mit der in dieser Arbeit durchzuführenden vergleichenden GIS-gestützten flächenhaften Modellierung der Jahressickerwassermengen nach den Berechnungsverfahren von RENGGER et al. (1990) und NIBIS (1992) (vgl. Kap. 4.3.3.2) mußte neben anderen flächenbasierten Eingangsgrößen auch die potentielle Evapotranspiration nach HAUDE (1955) in Form eines gebietsspezifischen Jahressummenwertes für den Beobachtungszeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998 für die Fläche des Untersuchungsgebietes ermittelt werden. Für die Ausweisung der räumlichen Variabilität dieser Bilanzgröße stehen verschiedene Regionalisierungsansätze (Interpolationsverfahren) zur Verfügung. Damit diese Verfahren zur Anwendung kommen können, ist jedoch eine bestimmte - über den Raum verteilte - Anzahl an Meßstationen erforderlich (vgl. auch Kap. 4.3.1), für die zunächst - punktuell - die Berechnung der HAUDE-Verdunstung als Jahressummenwert vorzunehmen ist.

In einem ersten Schritt wurde geprüft, von welchen Klimastationen im Bereich des Untersuchungsgebietes die Stationsreihen der benötigten meteorologischen Parameter für den oben genannten Bearbeitungszeitraum verwendet werden konnten. Die Tabelle 16 gibt - in Ergänzung zu Tabelle 4 (Kap. 4.3) - die maximal verfügbare Anzahl der Klimastationen mit den Informationen über die räumliche Einordnung sowie die zeitliche Datenverfügbarkeit wieder.

Nach Durchsicht der dieser Arbeit zur Verfügung stehenden Stationsdaten reduzierte sich - im Vergleich zur Meßnetzdicke der Niederschlagsstationen (vgl. Fig. 19) - die Anzahl an Klimastationen für die rechnerische Abschätzung der Gebietsverdunstung auf lediglich drei Stationen. Dies begründet sich im wesentlichen durch die eingeschränkte zeitliche Datenverfügbarkeit an fast allen amtlichen Stationen im weiteren Umkreis des Untersuchungsgebietes. Gleiches gilt für die projekteigenen Stationen Idenheim-Acker und Rodt-Acker, die zum einem erst in der zweiten Hälfte des Bearbeitungszeitraumes in Betrieb genommen wurden, zum anderen hohe Meßausfälle aufweisen.



Tab. 16: Lageangabe der amtlichen Klimastationen mit Hinweis auf die zeitlich begrenzte Datenverfügbarkeit

Station	Betreiber	Höhe ü. NN	Rechtswert	Hochwert	Datenverfügbarkeit
Badenborn	LPP	348	2538230	5530260	1994-1998
Daun	DWD	430	2559163	5562500	1991-1995
Halsdorf	DWD	305	2526975	5532825	1991-1998
Hersdorf-Weißenseifen	DWD	530	2539530	5557300	1991-1995
Manderscheid	DWD	403	2557560	5550770	1991-1995
Nürburg	DWD	627	2567770	5577780	1991-1995
Schneifel-Forsthaus	DWD	657	2530030	5573391	1991-1995
Trier-Petrisberg	DWD	265	2547500	5512600	1991-1995
Trier-Stadt	DWD	144	2546620	5512860	1991-1995
Greverath-Acker	Projekt	300	2554280	5532980	seit 1994*
Idenheim-Acker	Projekt	330	2541300	5528330	seit 1996
Rodt-Acker	Projekt	365	2548130	5526780	seit 1996

\*zeitweise Datenverlust durch Betriebsausfälle

Demnach stehen für den Bearbeitungszeitraum vom 1.4.1994 bis 31.3.1998 lediglich die beiden amtlichen Stationen Halsdorf und Badenborn sowie die projekteigene Station Greverath-Acker zur Verfügung, anhand derer zunächst die stationsspezifische Berechnung der Jahressummen der potentiellen Verdunstung nach HAUDE (1955) für die insgesamt vier hydrologischen Jahre vorgenommen werden konnte.

Basierend auf den 14.00 Uhr-Tageswerten (MOZ) der relativen Luftfeuchte und der Lufttemperatur sowie unter Berücksichtigung der monatlichen Proportionalitätsfaktoren (vgl. Kap. 4.3.2.1, Tab. 5) wurden die monatlichen Summen der potentiellen Verdunstung nach HAUDE - unter Verwendung der in Kap. 4.3.2.1 genannten Gleichung 3 - für die Stationen Badenborn (LPP), Halsdorf (DWD) und Greverath (Projekt) errechnet. Anschließend wurden die Monatssummen der potentiellen Verdunstung zu Jahressummen der einzelnen Lysimeterjahre (= 1.4. bis 31.3) aufaddiert.

In Figur 20 werden die Verdunstungszeitreihen der drei Stationen für den Zeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998 vergleichend gegenübergestellt. Hierbei fällt auf, daß die Kurvenverläufe der Jahresgänge der berechneten Monatssummen der potentiellen Evapotranspiration - trotz z.T. starker Abweichungen zwischen den Monatssummen - eine gute Parallelität im zeitlichen Verlauf zeigen.

Die Kurvenläufe repräsentieren - einzeln für sich - die berechneten Verdunstungsverhältnisse der unmittelbaren Umgebung einer jeden Meßstation. Während die Stationen Badenborn und Halsdorf relativ ähnliche Werte bzw. geringere Abweichungen untereinander aufweisen, ergeben sich im Vergleich dazu zur Station Greverath-Acker deutlich größere mengenmäßige Unterschiede. Vor allem ragen die wesentlich höheren Werte zu Beginn eines jeden hydrologischen Sommerhalbjahres heraus. Da sich in der näheren Umgebung dieses Standortes keine weitere Klimastation befindet, lassen sich für die insgesamt höheren Werte über den gesamten Beobachtungszeitraum keine Begründungen finden.

Die aus den Monatssummen aufaddierten Jahreswerte der potentiellen Verdunstung (HAUDE) finden sich in der nachfolgenden Tabelle 17.

In der Jahrestabelle treten die zuvor beschriebenen mengenmäßigen Schwankungen beim Vergleich der Stationen untereinander ebenfalls klar hervor. Über die Jahressummenwerte wird der Unterschied zwischen der Station Greverath-Acker und den beiden anderen Meßstationen noch deutlicher

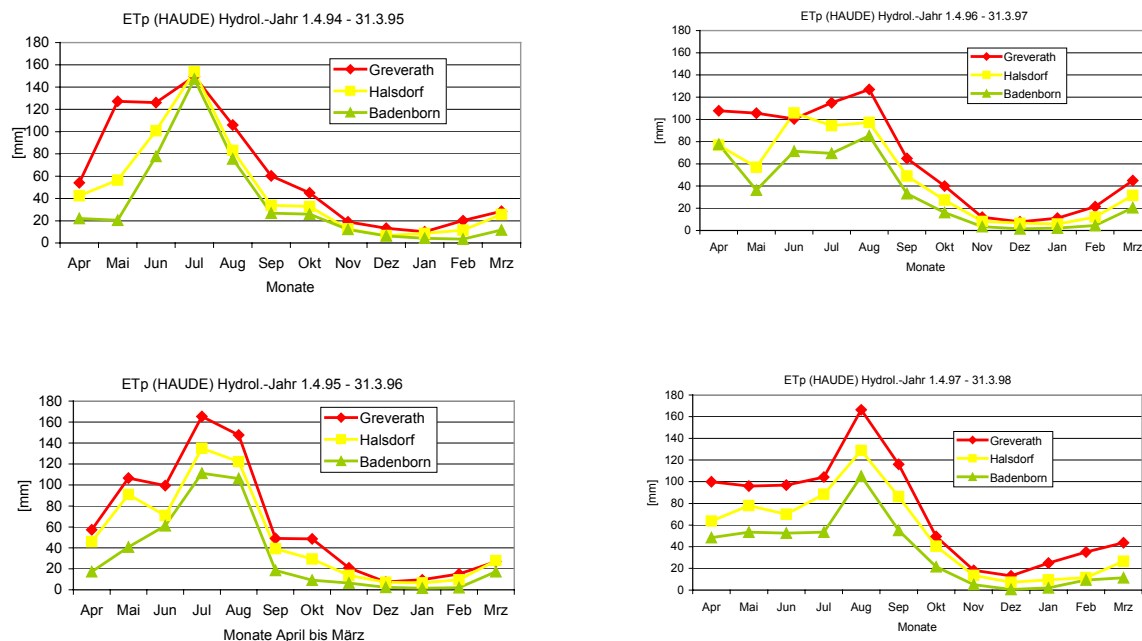


Fig. 20: Jahresganglinien der Monatssummen der potentiellen Evapotranspiration (HAUDE 1955) an den Stationen Greverath-Acker, Badenborn und Halsdorf im Bearbeitungszeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998

herausgestellt. Sicherlich lassen sich die Unterschiede in den Werten in Abhängigkeit von der standortspezifisch bedingten Variabilität der sie beeinflussenden Faktoren (u.a. Höhe, Exposition, Hangneigung) erklären. Eine Bewertung der mengenmäßigen Unterschiede kann jedoch auch hier nicht vorgenommen werden, da u.a. aufgrund fehlender Vergleichsstationen keine Untersuchungen durchgeführt werden konnten.

Tab. 17: Jahressummenwerte und Mittelwert der Jahressumme der potentiellen Verdunstung (ETp n. HAUDE)

Stationen	ETp (n. HAUDE) 1994/95	ETp (n. HAUDE) 1995/96	ETp (n. HAUDE) 1996/97	ETp (n. HAUDE) 1997/98	Mittelwert Jahressumme 1994/95-1997/98
	[mm/a]	[mm/a]	[mm/a]	[mm/a]	[mm]
Greverath	759,12	753,81	757,67	863,71	783,58
Halsdorf	568,27	598,47	571,48	623,63	590,46
Badenborn	433,61	393,76	421,10	417,63	416,53

Bedingt durch diese geringe Stationsdichte, die sich zudem durch eine zusätzlich ungünstige räumliche Verteilung der Stationen - bezogen auf die Fläche des Untersuchungsgebietes - auszeichnet (vgl. Fig. 19), konnte eine Regionalisierung für die potentielle Evapotranspiration nicht vorgenommen werden. Für die flächendifferenzierte Modellierung der Jahressickerwassermengen wird - als notwendiger Kompromiß für die flächendeckend geforderte Eingangsgröße - die Jahressumme der potentiellen Evapotranspiration, die an der im Westen des Untersuchungsgebietes gelegenen amtlichen Station Badenborn errechnet wurde als konstanter Wert über die gesamte Fläche des Untersuchungsgebietes gelegt (Flächencoverage der potentiellen Evapotranspiration) (vgl. Kap.7). Gründe für die Wahl dieser Station sind:

- \* die Station Halsdorf liegt in zu großer Entfernung vom eigentlichen Untersuchungsgebiet,
- \* die Station Badenborn liegt im Vergleich zu Halsdorf direkt an der Grenze des Untersuchungsgebietes,

- \* die Werte der Station Greverath erscheinen - zumindest als Gesamtgebietswert - zu hoch. Eine Absicherung der Werte mit Hilfe berechneter Werte anderer Stationen war aufgrund fehlender Nachbarstationen nicht möglich.

Im Zusammenhang mit der GIS-basierten Regionalisierung der Sickerwassermengen bedeutet dies, daß hierdurch bedingt die räumliche Variabilität der Verdunstung in Abhängigkeit von der Geländehöhe keine Berücksichtigung findet. Anders formuliert heißt dies, daß für die rasterbasierte Berechnung der Jahressickerwassermenge jeder Rasterfläche des Untersuchungsgebietes jeweils der errechnete Jahreswert der potentiellen Evapotranspiration der amtlichen Station Badenborn zugewiesen wird (vgl. Kap. 7.2). Dieser Nachteil relativiert sich jedoch, da die meteorologische Größe der potentiellen Evapotranspiration lediglich mit einer sehr geringen Gewichtung in die Berechnungen der Sickerwassermengen eingeht (vgl. Kap. 4.3.3.2, Tab. 7, vgl. auch Kap. 7).

Im Vergleich dazu konnte von SCHUSTER (1998) im Rahmen einer Diplomarbeit u.a. die Gebietsverdunstung nach HAUDE für den Beobachtungszeitraum 1991 bis 1995 auf der Basis einer höheren Stationsdichte und einer günstigeren räumlichen Verteilung für ein zwischen den Meßpegeln Densborn (Rechtswert: 2543000; Hochwert 5553510) und Kordel (2546280; Hochwert: 5522250) gelegenes Teileinzugsgebiet der Kyll im Bereich der Trier-Bitburger-Mulde (vgl. Tab. 16) abgeschätzt werden. Die Karte zeigt die Mittleren Jahressummen der potentiellen Evapotranspiration nach HAUDE (vgl. Anhang: Karte 3). Dargestellt ist die räumliche Variation der Höhe der Verdunstung im wesentlichen als Funktion der über die Geländehöhe bestimmten meteorologischen Grunddaten Temperatur und Dampfdruck. Die räumliche Differenzierung wird somit ganz entscheidend über den Faktor Relief erklärt. Für die hier betrachtete Fläche wurde über alle Rasterzellen ein Höhengradient für die Jahressumme der potentiellen Evapotranspiration von 77 mm auf 100 m Höhendifferenz errechnet. Im Kartenbild läßt sich dies deutlich an der Abnahme der potentiellen Verdunstung von den niedriger liegenden Bereichen im Südosten des Gebietes zu den Hochlagen im Norden erkennen (vgl. hierzu auch Anhang: Karte 2). Gleichzeitig spiegelt diese Abstufung neben dem reliefbedingten Höheneffekt zusätzlich auch die differenzierten Feuchteverhältnisse innerhalb der betrachteten Naturräume wider. Dies korreliert wiederum mit der für das Gebiet in Abhängigkeit von der Höhe festgestellten Temperaturabnahme und einem gleichzeitigen Anstieg der Luftfeuchte.

Die Ergebnisse dieser Arbeit wurden freundlicherweise vom Fach Klimatologie zur Verfügung gestellt. Aufgrund der unterschiedlichen Bearbeitungszeiträume sowie der voneinander abweichenden Untersuchungsgebietsausschnitte (vgl. Anhang: Karte 3) konnten die Ergebnisse der Regionalisierung der Jahressummen der potentiellen Evapotranspiration (1991 bis 1995) nicht für die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Berechnung der Jahressickerwassermengen (1994 bis 1998) verwendet werden.

#### **5.2.2.2 Standortspezifische Abschätzung der realen Evapotranspiration mit Hilfe der Lysimetertechnik und den bodenwasserhaushaltlichen Untersuchungen**

In Verbindung mit der Lysimetertechnik läßt sich eine direkte Ermittlung der realen Evapotranspirationsraten lediglich über sog. wägbare Lysimeter vornehmen. Im Rahmen dieser Studie konnte jedoch nur auf Meßstationen mit nicht-wägbaren Lysimetern zurückgegriffen werden (vgl. Kap. 4.1).

Dennoch war es möglich, eine Abschätzung der unbekannten Wasserhaushaltsbilanzgröße *reale Evapotranspiration* als Jahressummenwert für jeden Lysimeterstandort des stationären Meßnetzes unter Berücksichtigung der an den Stationen direkt gemessenen und entsprechend aufbereiteten Parameter *Niederschlag* (vgl. Kap. 5.2.1.1, Tab. 11), *Sickerwassermenge* (vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 20) und

*Bodenfeuchte* (vgl. Kap. 5.3.2, Tab. 30) vorzunehmen. Die Berechnung erfolgte zunächst nach der unter Kap. 4.3.2.2 aufgeführten Gleichung (Gl. 6). Ziel dieser stationsgebundenen kalkulatorischen Abschätzung ist vor allem die - im wesentlichen qualitative - Einschätzung der bislang noch unbekannten meteorologischen Größe der realen Evapotranspiration als weitere Einflußgröße (= negative Bilanzgröße im System Wasser-Boden-Pflanze) auf die Sickerwasserbildung (vgl. Fig. 11).

Für die Bewertung dieser Bilanzgröße auf Jahresbasis werden alle oben genannten Bilanzgrößen in den entsprechend aufbereiteten Stationstabellen einander gegenübergestellt. Hierdurch erhält man einen zusammenhängenden Einblick in die mengenmäßigen Aufteilung dieser Meßgrößen für den Betrachtungszeitraum der drei vollen hydrologischen Jahre (1995/96 bis 1997/98). Die Stationstabellen befinden sich in Kapitel 6.3.1 (Tab. 76 bis Tab. 84; vgl. auch Kap. 6.3.2, Tab. 85).

Anhand dieser Tabellen lassen sich deutliche Unterschiede in den Jahressummen der realen Evapotranspiration zwischen den einzelnen Standorten feststellen. Es scheint, daß nicht nur die Jahresmengen der Niederschläge, sondern auch die Witterungsverhältnisse der hydrologischen Halbjahre die Höhe der Jahressumme der realen Evapotranspiration mitbestimmen. Wenngleich der Niederschlag - als einzige *positive* Eingangsgröße - einen entscheidenden Einfluß auf die Bilanzgröße reale Evapotranspiration ausübt, lassen die Schwankungen zwischen den Stationswerten - jeweils gleiche Jahre miteinander verglichen - bereits die Annahme zu, daß auch über die Variabilität der Standorteigenschaften Einfluß auf diese Bilanzgröße des Wasserhaushaltes genommen wird. Gleiches zeigt sich an den Tabellen für die Sickerwassermengen der einzelnen Lysimeterstationen (vgl. auch Kap. 5.3.1.1, Tab. 20 u. Tab. 21).

Die eigentliche Interpretation dieser Ergebnisse folgt unter Kap. 6.3.1 im Zusammenhang mit den Ausführungen über die standortspezifischen Analysen der Sickerwasserdynamik (Kap. 6.1) sowie des innerjährlichen Bodenfeuchteganges (vgl. Kap. 6.2) in Abhängigkeit der jeweiligen klimatologischen, bodenphysikalischen und nutzungsspezifischen Standorteigenschaften.

In einem weiteren Berechnungsverfahren wurden die Jahreswerte der realen Evapotranspiration für die Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßstellen über den Regressionsansatz nach RENGGER & WESSOLEK (1996) ermittelt (vgl. Kap. 4.3.2.2, Gl. 8 und Tab. 6). Eingangsdaten sind die direkt an den Feldstationen gemessenen Niederschlagsmenge, differenziert nach Sommer- und Winterniederschlägen (vgl. Kap. 5.2.1.1, Tab. 11 u. Tab. 12), als pedologischer Kennwert, die stationspezifisch abgeleitete nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes (vgl. Kap. 5.4.1) und die an der Klimastation Badenborn errechnete Jahressumme der potentiellen Evapotranspiration nach HAUDE (vgl. Kap. 5.2.2.1, Tab. 17).

Die Ergebnistabellen zu dieser Berechnung befinden sich im Anhang (vgl. Anhang: Tab. 3). Die Variation in den Jahressummenwerten erklärt sich bei diesem Verfahren einerseits aus der Gewichtung der jahreszeitlich differenzierten Niederschlagsmengen und andererseits vor allem über die starke Gewichtung der pedologischen Eigenschaften. Zudem werden über den Einsatz dieser Regressionsgleichungen auch die Auswirkungen unterschiedlicher Nutzungsarten auf die reale Evapotranspiration in den z.T. stark voneinander abweichenden Stationsergebnissen ausgedrückt. Auch an diesen Ergebnissen zeigt sich deutlich, daß sich die einzelnen Bilanzglieder nur über die Interaktion zwischen den Parametern erklären lassen. Die weitere Interpretation dieser Ergebnisse erfolgt unter Kap. 6.3.2 zusammen mit den Ergebnissen der Jahressummen der realen Evapotranspiration aus der Kalkulation der bekannten Meßgrößen (vgl. Kap. 6.3.1, Tab. 76 bis Tab. 84).

### **5.3 Bodenhydrologische Messungen an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes**

Als bodenhydrologische Parameter wurden die Bilanzgrößen Sickerwasser und Bodenfeuchte für den Beobachtungszeitraum von vier hydrologischen Jahren (1.4.1994 bis 31.3.1998) an den stationären Meßeinrichtungen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes ermittelt.

Ziel dieser Untersuchungen war einerseits die quantitative Erfassung und graphische Umsetzung dieser Meßgrößen in ihrer zeitlichen und räumlichen Variabilität sowie deren Erklärung als Funktion der klimatologischen, boden- und nutzungsspezifischen Standort- bzw. Gebietseigenschaften.

#### **5.3.1 Sickerwassermengen aus der ungesättigten Bodenzone**

Die quantitative Ermittlung der Sickerwassermengen aus der ungesättigten Bodenzone erfolgte, wie bereits unter Kap. 4.3.3 dargelegt, über die nachfolgend genannten unterschiedlichen Arbeitsansätze: die direkte Erfassung der standortgebundenen Sickerwassermengen wurde mittels der Lysimetertechnik an repräsentativen Standorten des Untersuchungsgebietes innerhalb der Trier-Bitburger-Mulde vorgenommen. Demgegenüber wurden die gebietsspezifischen, d.h. die räumlich verteilten, Sickerwassermengen auf der Basis eines - über die Fläche des Untersuchungsgebietes gelegten - dichten Punktnetzes über nutzungsabhängige Regressionsgleichungen nach RENGIER et al. (1990) und NIBIS (1992) rechnerisch (also indirekt) abgeleitet (vgl. Kap. 4.3.3.2, Tab. 7). Die Resultate der mit dem Geographischen Informationssystem ARC/INFO durchgeführten Regionalisierung der gebietsspezifischen Jahressickerwassermengen werden im Kapitel 7 anhand der kartographischen Umsetzung der Ergebnisse vorgestellt und diskutiert. Im Vordergrund dieses Kapitels stehen die Auswertungen der Lysimeterdaten sowie die Darstellung und eine erste vergleichende Diskussion der Stationsergebnisse untereinander.

##### ***5.3.1.1 Ergebnisse und Interpretation der standortspezifisch erfaßten Sickerwassermengen an den Referenzstandorten im Untersuchungsgebiet***

Die Auswertungen der standortspezifisch erfaßten Sickerwassermengen aus den nicht-wägbaren Sickerwasserlysimetern beziehen sich auf die neun stationär eingerichteten Lysimeterstationen im Untersuchungsgebiet. Mit der Standortwahl konnte ein wesentlicher Teil der räumlichen Heterogenität der naturräumlichen Ausstattung der Trier-Bitburger-Mulde berücksichtigt werden (vgl. Kap. 3 u. Kap. 4.1).

##### ***Datengrundlage, Datenverwaltung, Datenaufbereitung und Datenüberprüfung***

Wie bereits in Kap. 4.1 dargelegt, stehen an jeder Referenzstation jeweils drei Lysimeterparallelen für die Erfassung der Sickerwassermengen zur Verfügung. Die Sickerwassermengen wurden im wöchentlichen Rhythmus aus den jeweils drei installierten Lysimeterparallelen direkt volumetrisch erfaßt. Die Wochenwerte stellen die Basisdaten für die späteren Lysimeterauswertungen dar. Alle Meßwerte wurden in die speziellen Stations-Datenblätter der entsprechenden Feldstationen übertragen und so für die weitere Datenaufbereitung sowie Datenanalyse verwaltet.

Bevor die Meßdaten der Lysimeter zur eigentlichen Analyse herangezogen wurden, mußte zunächst die Tauglichkeit der jeweils drei eingebauten Lysimeterparallelen überprüft werden (vgl. DVWK 1980). Erste Kontrollen hinsichtlich der Funktionsfähigkeit der Lysimeterparallelen (als L1, L2 und L3 benannt) erfolgten bereits während der laufenden Datenerfassung, indem die Datenreihen der wöchentlich erfaßten Sickerwassermengen der jeweils drei Lysimeterparallelen in regelmäßigen Zeitabständen in Form von

Ganglinien-Diagrammen einander gegenübergestellt wurden. Gleichzeitig erlaubte diese Art der Datenaufbereitung die Überprüfung der Stationsdaten auf Vollständigkeit sowie Ausreißer. Datenausfälle bzw. starke mengenmäßige Abweichungen zwischen den einzelnen Parallelen ließen sich hierdurch meist auf Betriebsstörungen der Lysimeter zurückführen. Nicht zu behebende Funktionsmängel bzw. langwierige Reparaturarbeiten, die i.d.R. einen erhöhten Datenausfall zur Folge hatten, führten dazu, daß die entsprechend betroffenen Lysimeter schon sehr früh von der weiteren Datenaufbereitung ausgeschlossen werden mußten.

Exemplarisch hierfür seien an dieser Stelle lediglich die Stationen Rodt-Acker (Rechtswert: 25 48130, Hochwert: 55 26780) und Idenheim-Acker (*mm*) (Rechtswert: 25 41300, Hochwert: 55 28830) genannt. An der Station Rodt traten in der ersten Hälfte des Beobachtungszeitraumes insbesondere am Lysimeter L3 gehäuft technische Störungen im Betriebsablauf auf, die - trotz mehrmaliger Reparaturarbeiten am ausgebauten Lysimeterbehälter - nicht vollständig behoben werden konnten. Dies führte dazu, daß die Lysimeterparallele L3 bereits im Laufe des hydrologischen Winterhalbjahres 1995/96 als Sickerwassersammler nicht mehr zur Verfügung stand. Ähnliche Betriebsausfälle konnten anhand der Datenüberprüfung an der Station Idenheim-Acker (*mm*) aufgedeckt werden. Materialschäden am Lysimeterbehälter L2 konnten nicht gänzlich beseitigt werden, so daß dieser Behälter ebenfalls ab dem hydrologischen Winterhalbjahr 1995/96 von der weiteren Datenermittlung ausgeschlossen werden mußte (vgl. u.a. Tab. 18 u. Tab. 19).

### ***Statistische Auswertungen der Lysimeterdaten***

In einem nächsten Schritt wurden - entsprechend den Empfehlungen von OLBRISCH (1975a) sowie des DVWK (1980) - die zu Summenreihen fortlaufend aufsummierten Wochendaten der Lysimeterparallelen bezüglich ihrer mengenmäßigen Sickerwasserabläufe auf Homogenität und Konsistenz durch das Verfahren der Doppelsummenanalyse überprüft. Die Überprüfung erfolgte jeweils stationsbezogen für den gesamten Beobachtungszeitraum. Durch die graphische Umsetzung der Doppelsummenanalyse in Form von sog. Doppelsummenkurven, in denen die aufsummierten Sickerwasserabläufe aus jeweils zwei Lysimeterparallelen einander gegenübergestellt (L1/L2, L2/L3, L1/L3) sind, lassen sich Übereinstimmungen bzw. Abweichungen (z.B. in Form von Krümmungen bzw. Sprüngen) zwischen den Sickerwassermengen klar herausstellen. Anhand der Erkenntnisse aus der Doppelsummenanalyse wurde die Entscheidung gefällt, welche der Lysimeterparallelen letztendlich von der eigentlichen Datenanalyse ausgeschlossen werden sollte. Wie oben angedeutet, können über die Kurvenverläufe der Lysimeterparallelen bereits visuell Inkonsistenzen innerhalb der Datenreihen aufgedeckt werden (vgl. auch PROKSCH 1994). Exemplarisch für die graphische Umsetzung dieser statistischen Datenanalyse werden einige Graphiken der Summenkurven der Lysimeterparallelen im Anhang aufgezeigt (vgl. Anhang: Fig. 1 bis Fig. 3b), anhand deren Kurvenverläufe auf mögliche Unstimmigkeiten im Betriebsablauf geschlossen werden konnte: Deutliche Sprünge in den Doppelsummenkurven der gegeneinander getesteten Lysimeterparallelen (L1/L2, L2/L3, L1/L3) zeigen sich z.B. an den Stationen Greverath-Grünland (vgl. Anhang: Fig. 1), Idenheim-Acker (*mu*), Idenheim-Acker (*mm*) (vgl. Anhang: Fig. 2), Meckel-Grünland (vgl. Anhang: 3a) und Meckel-Wald. Diese Abweichungen wurden zunächst auf ein unterschiedliches Sickerwasserverhalten innerhalb der Bodenmonolithe der jeweils einander gegenübergestellten Lysimeterparallelen zurückgeführt (vgl. OLBRISCH 1975a, S. 121). Unter Einbeziehung der wöchentlichen Stationsaufzeichnungen konnten Hinweise für mögliche Ursachen derartiger Veränderungen im Kurvenverlauf gefunden werden:

a) Geringfügige Abweichungen innerhalb der einzelnen Summenkurven belegen i.d.R. lediglich kurzfristig aufgetretene Funktionsstörungen einzelner Lysimeter, die durch Reparaturarbeiten behoben werden konnten. In diesem Falle konnte ein langfristiger Datenverlust vermieden werden. Die betroffenen

Lysimeterparallelen wurden lediglich für die Zeit des entsprechenden hydrologischen Halbjahres, in dem die Störungen auftraten, bei der späteren Datenanalyse ausgeschlossen (vgl. Anhang: Fig. 3b; vgl. auch Tab. 19: u.a. Station Greverath-Wald).

b) Konnten dagegen keine eindeutigen Hinweise auf Betriebsstörungen bzw. -ausfälle in den wöchentlichen Stationsaufzeichnungen festgestellt werden, wurden die Abweichungen als natürliche Folge der individuellen Sickerwasserdynamik innerhalb der einzelnen Bodenmonolithe gewertet. Diese Lysimeterparallelen wurden bei der Datenanalyse berücksichtigt.

c) Stärkere Abweichungen waren dagegen in fast allen Fällen eindeutig die Folge langfristiger Funktionsstörungen, die zudem i.d.R. längere betriebliche Ausfallzeiten mit entsprechend hohen Datenverlusten nach sich zogen. Die hiervon betroffenen Lysimeterparallelen fanden i.d.R. bei der sich daran anschließenden Datenaufbereitung und Datenanalyse keine Berücksichtigung (vgl. Anhang: Fig. 2; vgl. auch Tab. 19: Station Rodt-Acker).

Um die Stärke des Zusammenhanges zwischen den Lysimeterparallelen der einzelnen Stationen besser bewerten zu können, wurden schließlich für die ermittelten Datenreihen auf der Basis von Monatssummenwerten Korrelations- und Regressionsanalysen durchgeführt. Die Signifikanzprüfung der Korrelationskoeffizienten erfolgte sowohl nach PEARSON als auch nach SPEARMAN-RHO, einem - im Vergleich zu PEARSON - weichen Test, welcher ebenfalls die Stärke des Zusammenhanges zwischen den beiden Variablen mißt (vgl. u.a. OLBRISCH 1975a, S. 80, 1975b), auf dem Signifikanzniveau von 99% bzw. 95% (vgl. auch SIEGEL 1976, BAHRENBERG et al. 1990, SCHÖNWIESE 1992, BORTZ 1999). Die Ergebnisse dieser statistischen Überprüfung sind in der nachfolgenden Tabelle 18 ausgewiesen. In den Spalten Korrelationskoeffizient 'r' (Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient nach PEARSON) sowie Rangkorrelationskoeffizient 'rs' sind zusätzlich noch die entsprechend errechneten Signifikanzwerte angegeben. Die kommentierten Bemerkungen zu den Abweichungen der Lysimeterparallelen resultieren im wesentlichen aus den wöchentlichen Stationsaufzeichnungen. Sie dienen als Unterstützung für die Erklärung der Schwankungen zwischen den Korrelationskoeffizienten beim Vergleich der Feldstationen untereinander.

Tab. 18: Überprüfung der Lysimeterparallelen anhand der Regressions- und Korrelationsanalyse für den Beobachtungszeitraum vom 1.4.1994 bis 31.3.1998

Stationen	r (errechneter Signifikanzwert n. PEARSON)	adj.r <sup>2</sup>	Regressionsgleichung	n	Rangkorrelations-Koeffizient 'rs' (Signifikanzwert n. SPEARMAN-RHO)	Bemerkungen
Grev-Acker L1/L2	0,949 ( $\alpha = 0,000$ )	0,899	$y = -0,374 + 0,958x$	48	0,923 ( $\alpha = 0,000$ )	untersch. Reaktionsverhalten der Lysimeterparallelen ohne Befunde auf Betriebsausfälle bzw. -störungen
Grev-Acker L2/L3	0,878 ( $\alpha = 0,000$ )	0,766	$y = 2,459 + 1,048x$	47	0,884 ( $\alpha = 0,000$ )	
Grev-Acker L1/L3	0,848 ( $\alpha = 0,000$ )	0,713	$y = 1,740 + 1,023x$	47	0,818 ( $\alpha = 0,000$ )	
Grev-Grünland L1/L2	0,978 ( $\alpha = 0,000$ )	0,956	$y = 1,379 + 0,985x$	46	0,934 ( $\alpha = 0,000$ )	Betriebsstörungen sowie z.T. kurzzeitige Betriebsausfälle bei L3; z.T. abweichende Mengenabgaben bei L1 ohne Befund auf Betriebsstörungen
	0,928 ( $\alpha = 0,000$ )	0,860	$y = 0,588 + 0,919x$	198	0,836 ( $\alpha = 0,000$ )	
Grev-Grünland L2/L3	0,643 ( $\alpha = 0,000$ )	0,401	$y = 5,311 + 0,426x$	46	0,875 ( $\alpha = 0,000$ )	
	0,904 ( $\alpha = 0,000$ )	0,474	$y = 0,349 + 0,696x$	198	0,761 ( $\alpha = 0,000$ )	
Grev-Grünland L1/L3	0,649 ( $\alpha = 0,000$ )	0,408	$y = 5,6729 + 0,433x$	46	0,904 ( $\alpha = 0,000$ )	Betriebsstörungen sowie kurzzeitige; Betriebsausfälle bei L3
	0,652 ( $\alpha = 0,000$ )	0,422	$y = 0,676 + 0,589x$	198	0,816 ( $\alpha = 0,000$ )	
Grev-Wald L1/L2	0,950 ( $\alpha = 0,000$ )	0,901	$y = 2,546 + 0,821x$	43	0,926 ( $\alpha = 0,000$ )	
Grev-Wald L2/L3	0,918 ( $\alpha = 0,000$ )	0,863	$y = 1,344 + 0,972x$	43	0,910 ( $\alpha = 0,000$ )	
Grev-Wald L1/L3	0,820 ( $\alpha = 0,000$ )	0,665	$y = 4,732 + 0,737x$	43	0,874 ( $\alpha = 0,000$ )	

Stationen	r (errechneter Signifikanzwert n. PEARSON)	adj.r <sup>2</sup>	Regressionsgleichung	n	Rangkorrelations-Koeffizient 'r <sub>s</sub> ' (Signifikanzwert n. SPEARMAN-RHO)	Bemerkungen
Rodt-Acker L1/L2	0,973 ( $\alpha = 0,000$ ) 0,915 ( $\alpha = 0,000$ )	0,947 0,837	$y = -0,178 + 1,013x$ $y = 0,331 + 0,944x$	45 195	0,861 ( $\alpha = 0,000$ ) 0,885 ( $\alpha = 0,000$ )	L1 störanfällig in der zweiten Hälfte des Bearbeitungszeitraumes häufige Betriebsstörungen und Totalausfall von L3; auf Basis der Wochenmessung werden Störungen besser dokumentiert
Rodt-Acker L2/L3	0,941 ( $\alpha = 0,000$ ) 0,464 ( $\alpha = 0,000$ )	0,881 0,211	$y = 6,740 + 1,188x$ $y = 1,794 + 0,444x$	45/29 195	0,861 ( $\alpha = 0,000$ ) sig. für 29 Fälle 0,608 ( $\alpha = 0,000$ )	
Rodt-Acker L1/L3	0,962 ( $\alpha = 0,000$ ) 0,502 ( $\alpha = 0,000$ )	0,924 0,248	$y = 3,541 + 1,237x$ $y = 1,558 + 0,504x$	29/45 195	sig. für 29 Fälle 0,936 ( $\alpha = 0,000$ ) 0,684 ( $\alpha = 0,000$ )	
Id-mu-Acker L1/L2	0,984 ( $\alpha = 0,000$ )	0,968	$y = 0,110 + 0,740x$	48	0,942 ( $\alpha = 0,000$ )	
Id-mu-Acker L2/L3	0,850 ( $\alpha = 0,000$ )	0,717	$y = 1,970 + 1,048x$	48	0,796 ( $\alpha = 0,000$ )	mengenmäßige Abweichungen bei L3 ohne Befund; auf Störungen
Id-mu-Acker L1/L3	0,826 ( $\alpha = 0,000$ )	0,675	$y = 2,287 + 0,766x$	48	0,764 ( $\alpha = 0,000$ )	
Id-mm-Acker L1/L2	0,947 ( $\alpha = 0,000$ ) 0,646 ( $\alpha = 0,000$ )	0,895 0,415	$y = 0,862 + 1,459x$ $y = 1,215 + 0,803x$	46/36 201	sig. für 36 Fälle 0,824 ( $\alpha = 0,000$ ) 0,769 ( $\alpha = 0,000$ )	häufige Betriebsstörungen und schließlich Totalausfall von L2 im Laufe des Bearbeitungszeitraumes
Id-mm-Acker L2/L3	0,947 ( $\alpha = 0,000$ ) 0,681 ( $\alpha = 0,000$ )	0,894 0,462	$y = -0,788 + 0,777x$ $y = 2,156 + 0,596x$	36/46 201	sig. für 36 Fälle 0,851 ( $\alpha = 0,000$ ) 0,743 ( $\alpha = 0,000$ )	
Id-mm-Acker L1/L3	0,980 ( $\alpha = 0,000$ ) 0,941 ( $\alpha = 0,000$ )	0,960 0,886	$y = -1,863 + 1,208x$ $y = 0,413 + 1,022x$	46 203	0,956 ( $\alpha = 0,000$ ) 0,892 ( $\alpha = 0,000$ )	
Me-Acker L1/L2	0,831 ( $\alpha = 0,000$ )	0,683	$y = 3,055 + 0,856x$	44	0,764 ( $\alpha = 0,000$ )	zeitweise Betriebsstörungen L2
Me-Acker L2/L3	0,823 ( $\alpha = 0,000$ )	0,670	$y = 7,936 + 0,758x$	44	0,773 ( $\alpha = 0,000$ )	
Me-Acker L1/L3	0,954 ( $\alpha = 0,000$ )	0,909	$y = 2,870 + 0,906x$	44	0,932 ( $\alpha = 0,000$ )	
Me-Grünland L1/L2	0,993 ( $\alpha = 0,000$ ) 0,952 ( $\alpha = 0,000$ )	0,986 0,907	$y = 0,447 + 0,962x$ $y = 0,286 + 0,929x$	43 189	0,969 ( $\alpha = 0,000$ ) 0,923 ( $\alpha = 0,000$ )	seit Untersuchungsbeginn häufige Betriebsstörungen und schließlich Totalausfall von L3 im Laufe des Bearbeitungszeitraumes
Me-Grünland L2/L3	0,839 ( $\alpha = 0,000$ ) 0,719 ( $\alpha = 0,000$ ) 0,706 ( $\alpha = 0,000$ )	0,696 0,506 0,496	$y = 5,582 + 1,595x$ $y = 4,094 + 1,319x$ $y = 2,817 + 1,127x$	43/38 43 189	sig. für 38 Fälle 0,895 ( $\alpha = 0,000$ ) sig. ( $\alpha = 0,000$ ) 0,820 ( $\alpha = 0,000$ )	
Me-Grünland L1/L3	0,821 ( $\alpha = 0,000$ ) 0,709 ( $\alpha = 0,000$ ) 0,714 ( $\alpha = 0,000$ )	0,666 0,490 0,508	$y = 6,860 + 1,506x$ $y = 4,976 + 1,260x$ $y = 2,695 + 1,118x$	43/38 43 189	sig. für 38 Fälle 0,940 ( $\alpha = 0,000$ ) ( $\alpha = 0,000$ ) 0,828 ( $\alpha = 0,000$ )	
Me-Wald L1/L2	0,721 ( $\alpha = 0,000$ )	0,508	$y = 17,611 + 0,744x$	43	0,605 ( $\alpha = 0,000$ )	zeitweise Betriebsstörungen L1
Me-Wald L2/L3	0,984 ( $\alpha = 0,000$ )	0,968	$y = -1,673 + 1,005x$	43	0,982 ( $\alpha = 0,000$ )	
Me-Wald L1/L3	0,743 ( $\alpha = 0,000$ )	0,541	$y = 15,137 + 0,783x$	43	0,615 ( $\alpha = 0,000$ )	

n = Anzahl der betrachteten Monatssummenwerte, in Einzelfällen auch Anzahl der Wochenwerte; r = multiples r; adj.r<sup>2</sup> = angepaßter Determinationskoeffizient adj.r<sup>2</sup>;  $\alpha$  = Signifikanzniveau; die Reparaturarbeiten an den ausgebauten Lysimeterbehältern wurden hauptsächlich während den niederschlagsarmen Wochen der hydrologischen Sommerhalbjahre durchgeführt, um hierdurch die Ausfallzeiten - quantitativ - sehr gering halten zu können.

Betrachtet man insgesamt die Ergebnisse der Regressions- und Korrelationsanalyse in der obigen Tabelle, läßt sich zunächst allgemein feststellen, daß sowohl hohe als auch geringe Korrelationen zwischen den Lysimeterparallelen der einzelnen Feldstationen bestehen. Die Werte der Korrelationskoeffizienten der getesteten Lysimeterparallelen schwanken zwischen einem höchsten Wert von  $r = 0,993$ ,  $\text{adj.r}^2 = 0,986$  ( $r_s = 0,982$ ) und einem niedrigsten Wert von  $r = 0,643$ ,  $\text{adj.r}^2 = 0,401$  ( $r_s = 0,605$ ). Aus der Tabelle ist zu ersehen, daß sich die beiden Korrelationskoeffizienten im annähernd gleichen Wertebereich bewegen. Der Signifikanztest für die Korrelationskoeffizienten auf dem gewählten Signifikanzniveau von 99%



bestätigt, daß die Korrelation zwischen den überprüften Lysimeterparallelen in allen Fällen als hochsignifikant zu bewerten ist.

Vergleicht man anschließend die Einzelergebnisse der gegeneinander getesteten Lysimeterparallelen je Standort untereinander, fällt auf, daß auch zwischen den drei Korrelationswerten eines Standortes z.T. erhebliche Abweichungen auftreten können: Ganz deutlich zeigt sich dies für die Station Greverath-Grünland hinsichtlich der Überprüfung des Zusammenhangs zwischen L2 und L3 sowie L1 und L3. Bezieht man in die Erklärung des statistisch errechneten schlechten Zusammenhangs zwischen den beiden Lysimeterparallelen die wöchentlichen Stationsaufzeichnungen ein, so stellt man fest, daß die Sickerwassermengen aus Lysimeter 3 (109 mm) im Vergleich zu den Abgabemengen aus den beiden anderen Lysimeterparallelen (L1: 336 mm bzw. L2: 284 mm) besonders im hydrologischen Winterhalbjahr 1994/95 erheblich geringer ausfallen. Gründe hierfür waren Betriebsstörungen unterschiedlichster Art (undichter Sickerwasserauffangbehälter, undichte Lysimeter etc.) am Lysimeter L3 in den ersten Monaten des zuvor genannten Winterhalbjahres, die schließlich zur Außerbetriebnahme des Lysimeters L3 ab der zweiten Januarhälfte 1995 führten. Nach den durchgeführten Reparaturen wurden die Lysimeterdaten allerdings erst mit Beginn des hydrologischen Sommerhalbjahres 1995 für die Auswertungen wieder aufgenommen. Ausfallzeiten und Betriebsstörungen schlagen sich somit in dem schlechten Korrelationsergebnis nieder.

Ähnliche Gründe führten auch an den Standorten Greverath-Wald (Lysimeter L3), Meckel-Acker (Lysimeter L2), Meckel-Grünland (Lysimeter L3) und Meckel-Wald (Lysimeter L1) zu hohen Abweichungen in den Sickerwasserabgaben. Hieraus resultieren - ebenfalls störungsbedingt - die niedrigen Korrelationskoeffizienten, anhand derer der schlechte bzw. nur mäßige Zusammenhang zwischen den entsprechend überprüften Lysimeterparallelen ausgedrückt wird.

Häufige Betriebsstörungen, verbunden mit meist längerfristigen Betriebsausfällen traten verstärkt an den Stationen Rodt-Acker und Idenheim-mm-Acker (Id-mm-Acker) auf. Diese Tatsache läßt sich jedoch zunächst anhand der hohen Werte der Korrelationskoeffizienten nicht vermuten. Eine Erklärung hierfür kann mit Hilfe der Angaben in der Spalte *n* (= Anzahl der getesteten Fälle auf Güte des Zusammenhanges) gefunden werden: Der starke Zusammenhang zwischen den Lysimeterparallelen L2/L3 und L1/L3 der Station Rodt sowie der Parallelen L1/L2 und L2/L3 der Station Idenheim-mm-Acker bezieht sich nicht auf den vollen Beobachtungszeitraum (1.4.1994 bis 31.3.1998). Dies belegen die voneinander abweichenden Zahlenangaben der jeweils betrachteten Wertepaare. Die Regressions- und Korrelationsanalyse betrachtet im vorliegenden Fall die Ausfallzeiten der betroffenen Lysimeter als 'missing value', so daß lediglich die real gültigen vorhandenen Meßdaten der Parallelen zueinander auf Linearität getestet werden. Der Korrelationskoeffizient drückt somit die Stärke des Zusammenhanges zwischen den 'akzeptierten' Wertepaaren aus der Stichprobe aus. Hieraus könnte geschlossen werden, daß an der Station Rodt für das Lysimeter L3 eine gute Linearität zu den beiden anderen Lysimeterparallelen zumindest während 29 Monaten (= gültige Fälle) des insgesamt 45 Monate umfassenden Meßzeitraumes gegeben ist. Betriebsausfälle, verbunden mit Datenverlusten, die gleichzeitig eine Verkürzung des Beobachtungszeitraumes nach sich ziehen (vgl. Spalte 'Bemerkungen' in Tab. 18) bedingen somit - anders als z.B. im Falle der Stationen Meckel-Grünland bzw. Greverath-Grünland - nicht zwangsweise eine Verschlechterung der Korrelation zwischen den betrachteten Variablen. Anders formuliert bedeutet dies, daß trotz Fehlzeiten die Werte der Korrelationskoeffizienten nicht nach unten gedrückt werden müssen. Ähnliches trifft am Standort Idenheim-mm-Acker für das Lysimeter L2 zu.

Ein davon abweichendes Ergebnis zeigt sich an der Station Meckel-Grünland für die Überprüfung der Güte des Zusammenhanges zwischen den Lysimeterparallelen. Auch hier mußte vorzeitig die

Sickerwassermengenerfassung aus dem Lysimeter L3 auf Grund der häufig auftretenden Betriebsstörungen und dem totalen Betriebsausfall im Laufe des hydrologischen Jahres 1996/97 abgebrochen werden. Die Korrelationsberechnung weist für den verkürzten Beobachtungszeitraum ( $n = 38$ ) einen niedrigen Wert für den Korrelationskoeffizienten aus. Hieraus leitet sich die Bestätigung ab, daß auch während der berücksichtigten Laufzeit ein nur mäßiger Zusammenhang zwischen dem sehr störanfälligen Lysimeter L3 und den Lysimetern L1 und L2 bestanden hat.

Wählt man für die statistische Überprüfung hinsichtlich der Stärke des Zusammenhanges zwischen den Lysimeterparallelen eine zeitlich höhere Auflösung (= Wochenwerte), lassen sich die Betriebsstörungen bzw. längerfristige Ausfallzeiten in den Korrelationskoeffizienten der hiervon betroffenen Stationen - im Vergleich zur monatlichen Auflösung - deutlich wiederfinden. Exemplarisch hierfür sind insbesondere die Lysimeterstationen Rodt-Acker sowie Idenheim-*mm*-Acker zu nennen (vgl. stark voneinander abweichende Ergebnisse in Tabelle 18).

Schwankungen zwischen den errechneten Werten der Korrelationskoeffizienten der Lysimeterparallelen, die nicht durch Funktionsstörungen bzw. Betriebsausfälle erklärt werden können - wie z.B. an den Stationen Greverath-Acker oder Idenheim-*mu*-Acker - werden, gleiche Witterungseinflüsse an den jeweiligen Standorten vorausgesetzt, auf ein unterschiedliches (individuelles) Reaktionsvermögen der Bodenkörper in den Lysimeterbehältern zurückgeführt. Daraus resultiert sowohl eine unterschiedliche Sickerwasserbewegung als auch eine mengenmäßig unterschiedlich hohe Sickerwasserabgabe. Dies bedeutet wiederum, daß sich in den monolithischen Bodenfüllungen - der auf der gleichen Testfläche nach dem 'Stechringprinzip' gezogenen Lysimetergefäße - eine gewisse Variabilität der Bodeneigenschaften widerspiegelt. Vergleichbare Rückschlüsse werden von OLBRISCH (1975a) im Rahmen der statistischen Überprüfung für die Stärke des Zusammenhanges zwischen Sickerwasserspenden verschiedener Lysimeterparallelen, deren Bodenfüllungen von der gleichen Fläche stammen, gezogen (vgl. OLBRISCH 1975a, S. 117).

Die ausgewerteten feldbodenkundlichen Kartierungen im engeren Umfeld der Feldstationen (vgl. Kap. 5.4.1) bestätigen eine z.T. sehr hohe kleinräumige Variabilität der Bodeneigenschaften. In welchem Maße die Bodeneigenschaften die Sickerwasserdynamik steuern, wird in Kap. 6.1 anhand der - in hoher zeitlicher Auflösung - vorgenommenen standortspezifischen Untersuchung der innerjährlichen Differenzierung der Sickerwasserbildung als Funktion der Niederschläge, der Nutzung und der Bodeneigenschaften diskutiert (vgl. auch Kap. 8.2.2.3).

Aus den Regressionsgleichungen lassen sich über die Regressionskoeffizienten (= Steigungsmaß der Regressionsgeraden) ebenfalls Aussagen über die Straffheit der Zusammenhänge zwischen den einzelnen Lysimeterparallelen eines Standortes treffen. Die unterschiedliche Wertigkeit für die Steigung in den Regressionsgleichungen (vgl. Tab. 18) wird - gleiche Witterungsverhältnisse vorausgesetzt - in Anlehnung an OLBRISCH (1975a) auf den Einfluß der Bodeneigenschaften auf die Sickerleistung zurückgeführt, worüber sich wiederum das individuelle (= unterschiedliche) Reaktionsvermögen der Bodenmonolithe hervorheben läßt.

OLBRISCH kommt in der bereits oben angesprochenen Fallstudie (Datenanalyse bei Lysimeteruntersuchungen) u.a. anhand der Ergebnisse der statistischen Überprüfung der Zusammenhänge zwischen einzelnen Sickerwasserabläufen für die Steigungen der Regressionsgeraden nach der Doppelsummenanalyse und der Regressionsanalyse zu folgendem Schluß: 'Es zeigt sich in der Tendenz ein gleichartiges Verhalten, wobei die Unterschiede in der Steigung - und damit in der Sickerleistung [...] im langfristigen Verhalten - nur aus den Eigenschaften der verschiedenen Bodenfüllungen herrühren können' (OLBRISCH 1975a, S. 126).

Daß insgesamt ein überwiegend funktionaler und im wesentlichen linearer Zusammenhang zwischen den Sickerwasserabläufen der Lysimeterparallelen an den meisten Feldstationen besteht, konnte ebenfalls über die Regressionskoeffizienten bestätigt werden. Die Prüfung der Regressionskoeffizienten auf Signifikanz wurde mit Hilfe der kommentierten SPSS-Protokollausdrucke der Regressionsanalyse über den angegebenen Wert für das tatsächliche Signifikanzniveau direkt vorgenommen. In allen Fällen wurden die Regressionskoeffizienten auf dem gewählten Signifikanzniveau von 99% (nach PEARSON) bestätigt. Auch hier bewirken die Betriebsstörungen offensichtlich keine Minderung des statistisch nachgewiesenen Zusammenhanges zwischen den jeweils überprüften Wertepaaren der Lysimeterparallelen.

Die graphische Umsetzung dieser Regressionsanalysen befindet sich im Anhang (vgl. Fig. 4 bis Fig. 15). Beim Vergleich der Graphiken untereinander spiegeln sich in der Verteilung der Punkte um die Regressionsgeraden die Abweichungen zwischen den Lysimeterparallelen wider. Durch die in den Punktschwärmen auftretenden Ausreißer werden die Betriebsstörungen der entsprechenden Lysimeter visualisiert (vgl. Anhang: Fig. 5, Fig. 7, Fig. 13, Fig. 14 u. Fig. 15). Insbesondere über die wöchentlich aufgelösten Datenreihen werden die Betriebsstörungen der entsprechenden Lysimeter durch die unregelmäßige Verteilung der Punktwolke um die Regressionsgerade besonders deutlich herausgestellt. Hierüber wird herausgestellt, daß eine unpräzise lineare Beziehung zwischen den entsprechenden Lysimeterparallelen besteht (vgl. auch BORTZ 1999, S. 176).

Als Fazit der statistischen Überprüfung der Lysimeterparallelen kann abschließend festgehalten werden: Anhand der graphischen Aufbereitung der Sickerwasserabläufe konnte sowohl über die Doppelsummenkurven als auch über die Überprüfung der Sickerwasserabläufe aus den Lysimeterparallelen mittels Korrelations- und Regressionsanalyse die Stärke des Zusammenhanges zwischen den Lysimeterparallelen der einzelnen Stationen für den gesamten Bearbeitungszeitraum statistisch überprüft werden. In Verbindung mit den regelmäßigen Prüfungen und Aufbereitungen der wöchentlichen Stationsaufzeichnungen (u.a. in Form von Gangliniendiagrammen) im Sinne von Plausibilitätskontrollen konnten die Ergebnisse dieser statistischen Verfahren die Bewertung der Funktionsfähigkeit der Lysimeterbehälter unterstützen. Sie bieten damit gleichzeitig eine Funktionskontrolle (vgl. auch OLBRISCH 1975a, DVWK 1980, PROKSCH 1990).

Aus der Aufdeckung der Inkonsistenzen innerhalb der Meßzeitreihen der Lysimeterparallelen durch die oben beschriebenen Möglichkeiten der Datenüberprüfung resultiert schließlich die Festlegung der Anzahl der Lysimeterparallelen an jeder einzelnen Station, die Eingang in die weitere Datenanalyse finden. Je nach Art bzw. zeitlicher Länge des Betriebsausfalles wurden die entsprechenden Lysimeterparallelen

Tab. 19: Übersicht über die für die Datenanalyse zur Verfügung stehenden Lysimeterparallelen im Bearbeitungszeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998

zeitliche Aufteilung	Meckel (ku)			Idenheim (mm)		Rodt (so)	Greverath (sm)		
	Acker	Grünland	Wald	Acker	Acker	Acker	Acker	Grünland	Wald
**Hydr.-Jahr '94/95	L1, *L2, L3	L1, L2, *L3	*L1, L2, L3	L1, *L2, L3	*L1, L2, L3	L1, L2, *L3	L1, L2, *L3	*L1, L2, *L3	L1, L2, *L3
Hydr.-Jahr '95/96	L1, L2, L3	L1, L2	L2, L3	L1, L3	L1, L2, L3	L1, L2	L1, L2	L2	L1, L2
Hydr.-Jahr '96/97	L1, L2, L3	L1, L2	L2, L3	L1, L3	L1	L1, L2	L1, L2, L3	L1, L2, L3	L1, L2, L3
Hydr.-Jahr '97/98	L1, L2, L3	L1, L2	L1, L2, L3	L1, L3	L1, L2, L3	L2	L2, L3	L1, L2, L3	L1, L2, L3

\*Betriebsausfall /-störungen im Laufe des ersten Meßjahres; \*\* Hydr.-Jahr '94/95: unvollständige Meßreihe; der Meßbetrieb im hydrologischen Jahr '94/95 wird als Test- und Konsolidierungsphase für die Bodenmonolithe bewertet

gänzlich bzw. für den von häufigeren Betriebsausfällen betroffenen Zeitraum eines bestimmten hydrologischen Jahres aus der eigentlichen Datenanalyse herausgenommen.

Die Tabelle 19 weist somit lediglich die funktionsfähigen Lysimeterparallelen aus, auf Basis derer die nachfolgende Datenauswertung erfolgt. Sie stellen zudem auch die Datengrundlage für die standortgebundene Analyse der unter besonderer Berücksichtigung der innerjährlichen Dynamik der Sickerwasserbildung bzw. der Bodenspeicheränderung dar. Eine intensive Auseinandersetzung mit diesem komplexen Wirkungsgefüge erfolgt in Kap. 6.1 und 6.2 dieser Arbeit.

### **Darstellung der ermittelten Sickerwassermengen**

Ein wesentliches Ziel der Lysimeteruntersuchungen bestand darin, die Sickerwassererträge an den verschiedenen Standorten des Meßnetzes in Abhängigkeit von der räumlichen sowie zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge zu erfassen und zu bewerten. Um eine solche Beziehung zwischen zeitgleich ermittelten Niederschlags- (vgl. Kap. 5.2.1.1) und Sickerwassermengen ableiten zu können, mußten daher zunächst die - über die Grundfläche der Lysimeterbehälter von 0,5 m x 0,5 m volumetrisch erfaßten (und zu Mittelwerten zusammengefaßten) - Sickerwasser-Rohdaten auf die geeichte Auffangfläche des Hellmann Niederschlagsmeßgerätes mit Sammelbehälter (als definierte Größe: horizontale, kreisrunde Auffangfläche von 200 cm<sup>2</sup>) hochgerechnet werden. Erst hierdurch ist der mengenmäßige Vergleich zwischen den Meßgrößen Niederschlag und Sickerwasser, bezogen auf 1 m<sup>2</sup> möglich.

Im Anschluß an diese Umrechnung wurden schließlich die wöchentlich ermittelten Sickerwassermengen der als tauglich befundenen Lysimeterparallelen zu Stationsmittelwerten - in zeitlich unterschiedlich hoher Auflösung - zusammengefaßt. Somit stehen die Lysimeterdaten in Form von Wochen-, Monats-, Halbjahres- und Jahressummen in chronologischer Reihe für jeweils abgeschlossene hydrologische Jahre (= Lysimeterjahre, vgl. Kap. 4.3.1) zur weiteren Bearbeitung zur Verfügung.

In der Tabelle 20 sind die gemittelten Sickerwassermengen als Halbjahres- und Jahressummenwerte aufgelistet. Eine entsprechende Zusammenstellung für die Monatssummenwerte befindet sich im Anhang (Anhang: Tab. 4a).

Tab. 20: Verteilung der Sickerwassermengen (= Mittelwerte der Lysimeterparallelen) in [mm] an den Feldstationen für den Betrachtungszeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998, getrennt nach hydrologischen Halbjahren (HHJ) und hydrologischen Jahren (Hydr.-Jahr)

zeitliche Aufteilung	Meckel (ku)			Idenheim (mm)	Idenheim (mu)	Rodt (so)		Greverath (sm)	
HHJ / Hydr.-Jahr	Acker	Grünland	Wald	Acker	Acker	Acker	Acker	Grünland	Wald
	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]
HSHJ '94	*34,43	*3,30	*64,73	*25,59	*26,17	*2,80	*38,31	*5,80	
HWHJ '94/95	382,81	298,70	330,84	323,90	258,42	345,50	*200,28	284,85	*
Hydr.-Jahr 94/95	*417,24	*302,00	*395,57	*349,49	*284,59	*348,30	*238,59	290,65	*
HSHJ '95	20,89	49,30	110,18	19,80	38,66	42,30	4,20	25,20	
HWHJ '95/96	186,09	146,06	141,94	112,30	110,32	94,66	162,62	81,68	
Hydr.-Jahr '95/96	206,99	195,36	252,12	132,10	148,66	136,96	166,82	108,88	
HSHJ '96	17,97	9,48	86,00	0,08	0,13	0,14	15,96	0,65	
HWHJ '96/97	211,93	233,39	273,18	205,74	177,68	237,22	284,25	182,59	
Hydr.-Jahr '96/97	229,90	242,87	359,18	205,82	177,81	237,36	300,21	183,24	
HSHJ '97	139,56	226,54	244,85	31,22	57,52	57,44	118,28	55,57	
HWHJ '97/98	269,60	230,46	232,41	244,50	159,59	193,28	258,33	200,89	
Hydr.-Jahr '97/98	409,16	457,00	477,26	275,72	217,11	250,72	376,61	256,47	

\* = unvollständige Meßreihe; k.M. = keine Messungen; HSHJ = hydrologisches Sommerhalbjahr, HWHJ = hydrologisches Winterhalbjahr

Aus dieser Datenzusammenführung lassen sich innerhalb der Meßergebnisse deutliche Schwankungen sowohl zwischen den einzelnen Stationen - unter Beachtung des gleichen Bearbeitungszeitraumes - als auch zwischen den einzelnen hydrologischen Halbjahren und Jahren - bezogen auf jeweils die gleiche Station - feststellen. Die graphische Umsetzung der Gegenüberstellung der Summenwerte der hydrologischen Halbjahre in den nachfolgenden Gangliniendiagrammen heben nicht nur die mengenmäßigen Unterschiede zwischen den Jahreszeiten an den Stationen, sondern gleichzeitig auch die räumliche Variabilität der Sickerwassermengen zwischen den einzelnen Stationen deutlich hervor (Fig. 21).

Zudem zeigt sich in Figur 21, daß die Maxima der Jahressickerwassermengen jeweils in den hydrologischen Winterhalbjahren auftreten. Aussagen hinsichtlich einer Feststellung eines Jahresganges der Sickerwasserbildung lassen sich jedoch anhand dieser zeitlichen Auflösung nicht treffen. Diesbezüglich kann die im Anhang befindliche tabellarische Auflistung der Monatssummenwerte einen ersten Eindruck liefern (vgl. Anhang: Tab. 4a). Detaillierte Untersuchungen für die Erklärung der innerjährlichen Sickerwasserbildung an den einzelnen Standorten erfolgen unter Kap. 6.1 im Zusammenhang mit der Analyse der Sickerwasserbildung als Funktion der standortspezifischen Eigenschaften wie Niederschlag, Nutzung und Boden (vgl. auch Kap. 6.2).

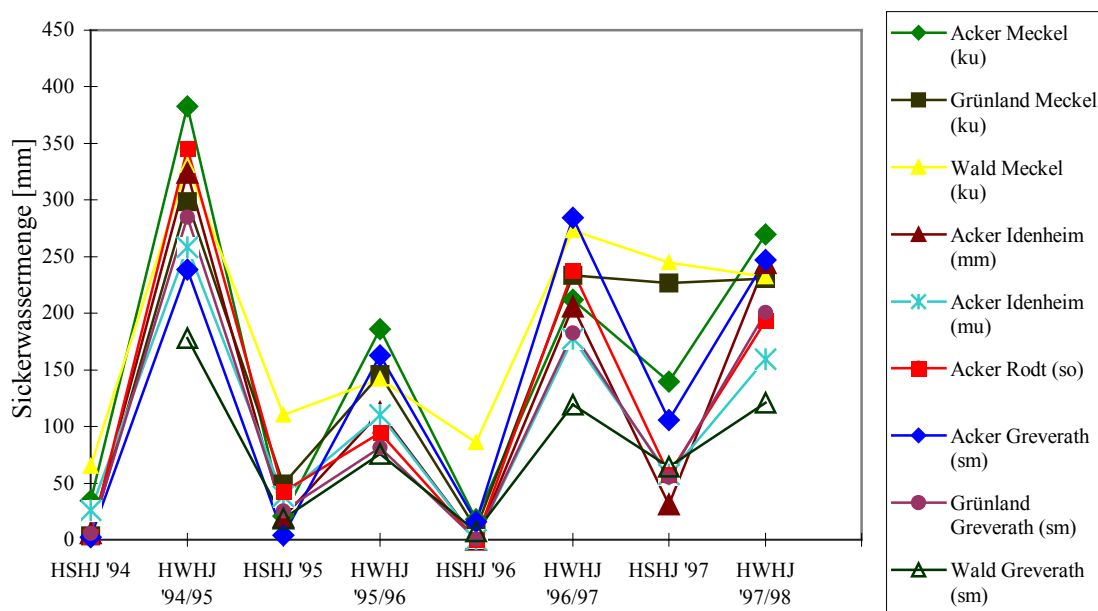


Fig. 21: Verteilung der Sickerwassermengen an den Feldstationen für die einzelnen hydrologischen Halbjahre im Beobachtungszeitraum 1.4.94 bis 31.3.98; (Datenreihen für das hydrologische Jahr '94/95 sind unvollständig)

Die räumliche Differenzierung (vgl. Anhang: Karte 2 und Kap. 5.2.1.2, Fig. 19) läßt sich in der nachfolgenden Graphik (Fig. 22) durch die gesonderte Gegenüberstellung aller Lysimeter des Stationsnetzes mit der Bewirtschaftungsform 'Acker' deutlich dokumentieren.

Im Zusammenhang mit dem räumlichen Aspekt wird die unterschiedliche Verteilung der Sickerwassermengen an den Feldstationen *gleicher Nutzungsart* auf die *heterogenen* Verhältnisse der *Bodeneigenschaften* der Bodenfüllungen in den Lysimeterbehältern zurückgeführt, die die hohe Variabilität der Bodeneigenschaften im Untersuchungsgebiet widerspiegeln (vgl. Kap. 5.4.1, Kap. 8.1.3 u. Kap. 8.2.2.3). Es scheint, als ob die unterschiedlichen Bodeneigenschaften der Bodenmonolithe - gleiche

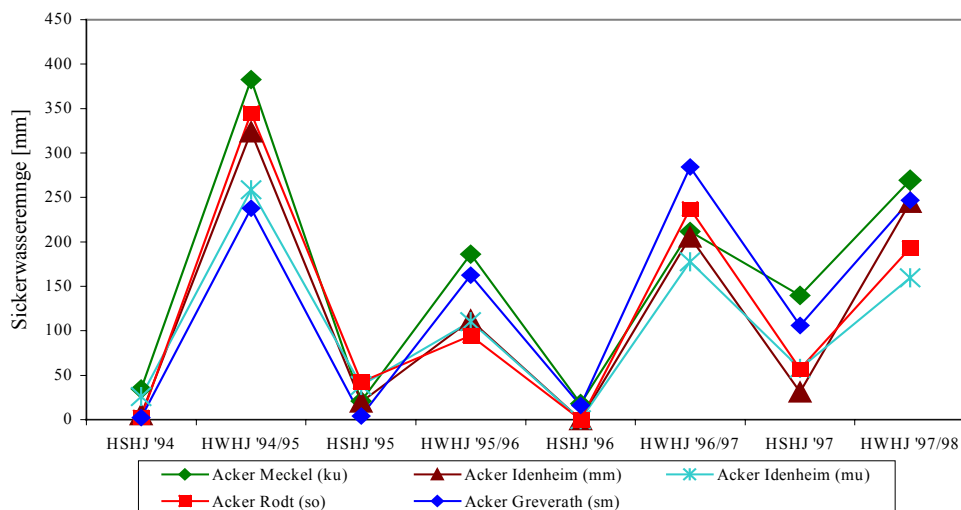


Fig. 22: Verteilung der Sickerwassermengen an den Ackerstationen des Lysimetermeßnetzes für die einzelnen hydrologischen Halbjahre im Beobachtungszeitraum 1.4.94 bis 31.3.98; (Datenreihen für das hydrologische Jahr '94/95 sind unvollständig)

Bewirtschaftungsart und gleiche Witterungsverhältnisse als gegeben vorausgesetzt - unterschiedliche Reaktionen in der Sickerwasserbildung bewirken.

Weiterhin läßt sich noch eine Differenzierung hinsichtlich der mengenmäßigen Verteilung der Sickerwassermengen in Verbindung mit der Nutzungsart (Acker, Grünland, Wald) erkennen. Dies zeigt sich insbesondere beim Vergleich der gemarkungsbezogen aufbereiteten Graphiken für die jeweils unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeter in den Gemarkungen Greverath und Meckel (vgl. Fig. 23 und Fig. 24): Diese Diagramme lassen zwar einen Nutzungseinfluß auf die Sickerwassermenge erkennen, jedoch läßt sich auf der Basis dieser einfachen Datengegenüberstellung letztendlich keine eindeutige Bewertung - hinsichtlich der Frage welche der Art der Nutzungen den stärksten Einfluß auf die Sickerwasserbildung nimmt - vornehmen (vgl. Kap. 8.2.2.2).

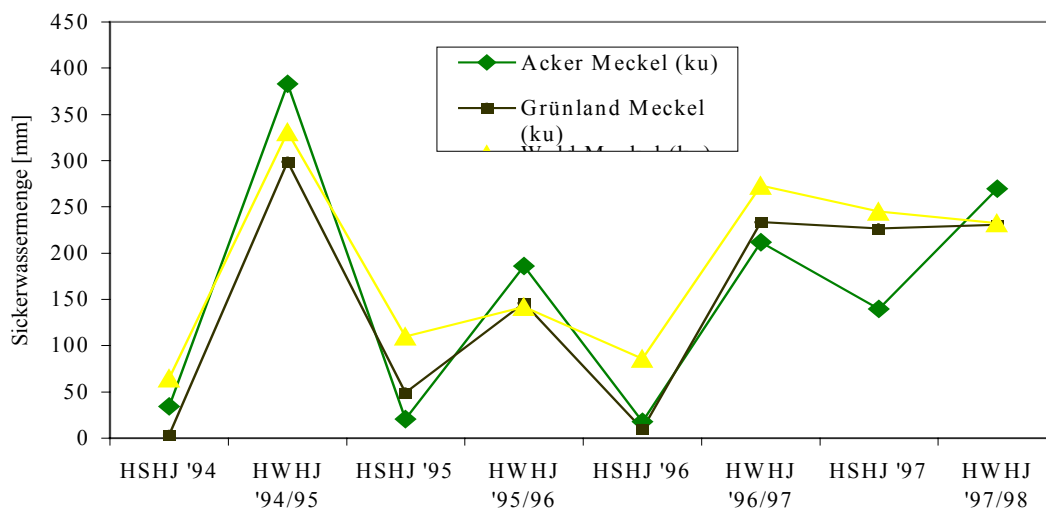


Fig. 23: Verteilung der Sickerwassermengen an den unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeterstationen (Acker, Grünland, Wald) in der Gemarkung Meckel für die einzelnen hydrologischen Halbjahre im Beobachtungszeitraum 1.4.94 bis 31.3.98

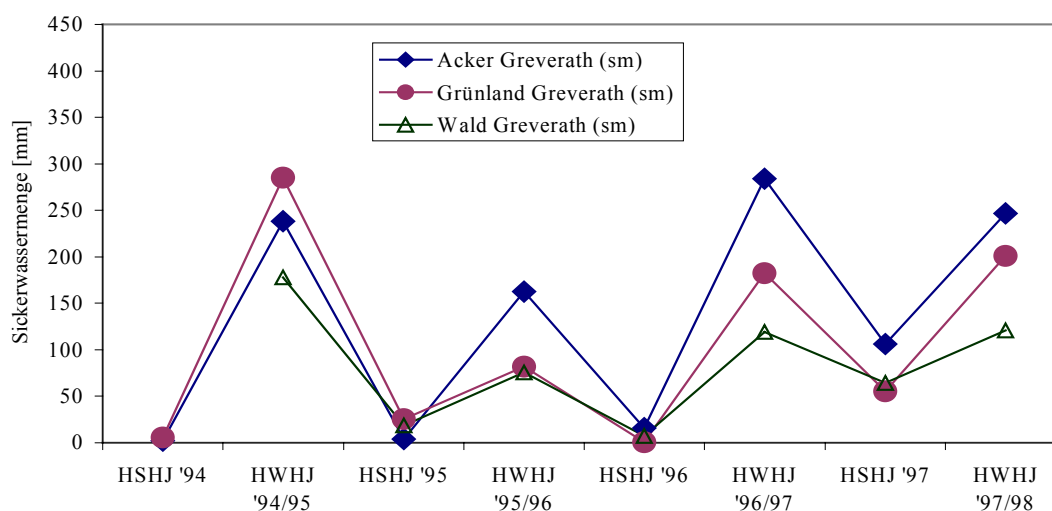


Fig. 24: Verteilung der Sickerwassermengen an den unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeterstationen (Acker, Grünland, Wald) in der Gemarkung Greverath für die einzelnen hydrologischen Halbjahre im Beobachtungszeitraum 1.4.94 bis 31.3.98; (Datenreihen für das hydrologische Jahr '94/95 sind unvollständig)

Die tabellarische Gegenüberstellung der Lysimeterdaten sowie deren graphische Umsetzung an einigen ausgewählten Beispielen hat gezeigt, daß sowohl der räumliche Aspekt (gleichbedeutend mit der Heterogenität in der naturräumlichen Ausstattung wie Geologie, Boden, Niederschlag) als auch der Nutzungsaspekt (also unterschiedliche Nutzungsarten) eine entscheidende Rolle bei der Sickerwasserbildung spielen. Die an dieser Stelle lediglich in aller Kürze betrachteten Einflußgrößen werden in Kap. 6.1 unter besonderer Berücksichtigung ihres komplexen Wirkungsgefüges (vgl. auch Kap. 4.2) ausführlich beschrieben und in Kap. 8.2.1 u. Kap. 8.2.2 abschließend diskutiert.

### ***Zusammenführung der zeitgleich gemessenen Niederschlags-und Sickerwassermengen***

Um eine quantitative und nicht zuletzt auch qualitative Bewertung der unterschiedlich hohen Sickerwassermengen an den einzelnen Feldstationen in Abhängigkeit der oben angesprochenen Standorteigenschaften vornehmen zu können, werden zunächst die an den entsprechenden Feldstationen jeweils zeitgleich erfaßten Niederschlagsmengen - als wichtigste Eingabegröße in das System Wasser-Boden-Pflanze (vgl. Kap. 4.2) - den Sickerwassermengen in entsprechend aufbereiteten Stationstabellen mit unterschiedlicher zeitlicher Auflösung gegenübergestellt.

Wie bereits unter Kap. 5.2.1.1 ausgeführt, unterliegen die zeitparallel zu der Sickerwassermengenerfassung durchgeführten Niederschlagsmessungen gewissen systematischen Meßfehlern. Auf die notwendige Korrektur der Niederschläge im Zusammenhang mit wasserhaushaltlichen Studien über die Lysimetertechnik weisen u.a. GLUGLA & TIEMER (1971), HELLEKES (1985), PROKSCH (1990), SCHWABACH & ROSENKRANZ (1996) in ihren regionalen Studien hin (vgl. auch Kap. 4.3.1). Um eine Fehleinschätzung für die wichtigste Eingabegröße Niederschlag im Rahmen lysimetrischer Auswertungen möglichst minimieren zu können, wurden deshalb auch in dieser Arbeit die gemessenen Niederschlagsmengen an den Feldstationen um den Zuschlag von 11% korrigiert (vgl. RICHTER 1995; vgl. auch Kap. 4.3.1 u. Kap. 5.2.1.1).

In der tabellarischen Übersicht (Tab. 21) sind die Jahressummen der Sickerwassermengen (als Mittelwerte der Lysimeterparallelen) den entsprechenden Jahressummen der Niederschlagsmengen (als korrigierte Werte) zahlenmäßig einander gegenübergestellt.

Tab. 21: Zusammenfassende Übersicht der standörtlich gemessenen Jahressummen von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwasser (= Mittelwert) im Betrachtungszeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998

Stationen	Geol.	Hydrol. Jahr	Acker			Grünland			Wald		
			N [mm]	Siwa [mm].....	N/Siwa (%)	N [mm]	Siwa [mm]	N/Siwa (%)	N(NB) [mm]	Siwa [mm]	N/Siwa (%)
Greverath	sm										
		1994/95	1109,8	*238,59	k.A.	1101,2	*290,6	k.A.	806,4	*178,0	k.A.
		1995/96	594,1	166,8	28	634,8	108,9	17	481,6	94,1	19
		1996/97	647,8	300,2	46	652,1	183,3	28	505,0	126,5	24
		1997/98	807,2	376,6	46	825,5	256,5	31	595,6	185,3	31
Rodt	so										
		1994/95	932,9	*348,3	k.A.		k.M.			k.M.	
		1995/96	619,5	137,0	22		k.M.			k.M.	
		1996/97	619,6	237,2	38		k.M.			k.M.	
		1997/98	798,0	250,7	31		k.M.			k.M.	
Idenheim	mu										
		1994/95	990,7	*284,6	k.A.		k.M.			k.M.	
		1995/96	617,1	148,7	24		k.M.			k.M.	
		1996/97	640,5	177,8	28		k.M.			k.M.	
		1997/98	792,6	217,1	27		k.M.			k.M.	
Idenheim	mm										
		1994/95	1038,7	*349,5	k.A.		k.M.			k.M.	
		1995/96	613,5	132,1	22		k.M.			k.M.	
		1996/97	662,5	205,8	31		k.M.			k.M.	
		1997/98	808,9	275,7	34		k.M.			k.M.	
Meckel	ku										
		1994/95	**1032,1	*417,2	k.A.	**1022,1	*302,0	k.A.	**646,3	*395,6	k.A.
		1995/96	627,4	207,0	33	647,54	195,4	30	503,0	252,1	50
		1996/97	706,9	229,9	32	720,50	242,9	34	597,2	359,2	60
		1997/98	850,6	409,2	48	850,0	457,0	54	733,5	477,2	65

\* unvollständige Meßreihe; \*\*Niederschlag über Station Badenborn ergänzt; N = Freilandniederschlag; NB = Bestandsniederschlag an den Waldstandorten; Siwa = Sickerwassermengen der Lysimeter (gemittelte Werte der Lysimeterparallelen); k.M. = keine Messungen bzw. keine Lysimeterstationen; k.A. = keine Angaben möglich, da unvollständige Meßreihe;

Die direkte Gegenüberstellung der zeitparallel gemessenen Jahresniederschlags- und Jahressickerwassermengen an den einzelnen Standorten läßt eine offensichtliche mengenmäßige Abhängigkeit der Höhe der Sickerwassermengen von den entsprechenden Niederschlagsmengen erkennen: Ansteigende Niederschlagsmengen bedingen ansteigende Sickerwassermengen und umgekehrt. Aus dieser Jahresübersicht lassen sich jedoch keine Hinweise für eine mögliche Begründung der unterschiedlich hohen Sickerwassermengen bei einem Vergleich der Stationen untereinander und unter Beachtung jeweils gleicher Zeiträume ableiten.

Über die zeitlich höher aufgelösten Daten in Form von Halbjahressummenwerten läßt sich bereits eine stärkere Differenzierung in der jahreszeitlichen Aufteilung der Sickerwassermengen (vgl. Anhang: Tab. 4b) feststellen. Anhand der Aufsplittung der Jahresmengen von Niederschlag und Sickerwasser zu Halbjahressummen zeigt sich, daß die zuvor angeführte einfache - aus der Sicht der Jahresbilanz resultierende - Schlußfolgerung, daß hohe Niederschläge auch hohe Sickerwassermengen bedingen, nicht gezogen werden darf. Deutlich ist zu erkennen, daß den z.T. über den Winterhalbjahren liegenden Niederschlagsmengen der hydrologischen Sommerhalbjahre nur sehr geringe Sickerwassermengen entsprechen. Ein Zusammenhang zwischen Niederschlag und Sickerwasser während der Sommerhalbjahre kann somit nicht abgeleitet werden. Es müssen weitere Einflüsse vorhanden sein, die



eine einfache Beziehung zwischen Niederschlag und Sickerwasser - zumindest auf der Basis einer zeitlich hohen Auflösung - verhindern.

Aufgrund dieser Erkenntnisse bietet es sich im nächsten Schritt an, die Stärke des Zusammenhanges zwischen den zeitgleich erfaßten Meßgrößen Niederschlag als unabhängige Variable und Sickerwasser als abhängige Variable mit Hilfe der statistischen Datenanalyse - auf der Basis unterschiedlich hoher zeitlicher Auflösung - zu überprüfen (vgl. Kap. 4.10). Die aus den statistischen Auswertungen resultierenden Ergebnisse werden anschließend in diesem Kapitel unter Einbeziehung weiterer Einflußgrößen einer ersten Bewertung unterzogen und abschließend in Kap. 8.2.1 vergleichend diskutiert.

### ***Statistische Überprüfung der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung***

Die Überprüfung des statistischen Zusammenhanges zwischen der einfachen Beziehung Niederschlags-/Sickerwassermenge wurden, in Anlehnung u.a. an OLBRISCH (1975a), DVWK (1980) und PROKSCH (1990), standortgebunden, d.h. getrennt für jede einzelne Station - auf der Basis unterschiedlich definierter Zeiträume - über die einfache Regressions- und Korrelationsanalyse vorgenommen. Die hierüber ermittelten Ergebnisse werden in den Tabellen 22 bis 27 vorgelegt. In Verbindung mit der graphischen Umsetzung werden die Ergebnisse der statistischen Datenanalyse bewertet.

Der Schwerpunkt dieser statistischen Auswertungen liegt dabei im wesentlichen auf der Frage, ob und wie stark sich die jeweils gewählte zeitliche Datenauflösung auf die Stärke des angenommenen einfachen linearen Zusammenhanges zwischen den beiden zu prüfenden Parametern auswirkt.

Zunächst wurde die Regressions- und Korrelationsanalyse auf der Basis der Jahressummen von Niederschlag und Sickerwasser (vgl. Tab. 21) vorgenommen (vgl. Tab. 22). Aufgrund der z.T. unvollständigen Stationsmeßreihen für das erste Beobachtungsjahr (hydrologisches Jahr 1994/95) konnten der Betrachtung des Zusammenhanges auf Jahresbasis lediglich drei abgeschlossene hydrologische Jahre zugrunde gelegt werden. Die Ergebnisse dieser Analyse zeigt Tabelle 22. Die errechneten Korrelationen für die Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung wurden trotz einer überwiegend nicht-parametrischen Verteilung mit dem Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient nach PEARSON (PMK) auf dem 99%- bzw. 95%-Signifikanzniveau getestet. Zusätzlich wurde noch – v.a. bedingt durch den sehr geringen Stichprobenumfang - der Signifikanztest nach SPEARMAN-RHO, einem im Vergleich zu PEARSON weniger harten Testverfahren, durchgeführt (vgl. OLBRISCH 1975a, S. 72 u. 73, S. 80-83, SIEGEL 1976, BAHRENBURG et al. 1990, BORTZ 1999). Die geringe Stichprobenzahl von lediglich  $n = 3$  (für die zeitliche Auflösung eines abgeschlossenen hydrologischen Jahres) läßt allerdings im streng-statistischen Sinne keine statistisch abgesicherte Aussage zu, ob bzw. in welcher Weise die Voraussetzung einer linearen Beziehung der Variablen untereinander gegeben ist. Die Ergebnisse dieser statistischen Analyse werden daher vor dem Hintergrund des kurzen Untersuchungszeitraumes vorsichtig interpretiert und anhand vergleichbarer regionaler Studien, die die Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung auf der Basis von Langzeitmessungen überprüfen, bewertet (vgl. Kap. 8.2.1).

Aus Tabelle 22 läßt sich zunächst herauslesen, daß die Werte der Korrelationskoeffizienten 'r' insgesamt einen sehr starken Zusammenhang zwischen der unabhängigen Variablen Jahresniederschlag und der abhängigen Variablen Jahressickerwassermenge bestätigen. Lediglich an der Station Rodt-Acker zeigt die Berechnung, daß der Jahresniederschlag und die Jahressickerwasserabläufe nur auf einem sehr geringen Niveau miteinander korreliert sind. Vergleicht man die hohen Korrelationskoeffizienten untereinander sind dennoch Schwankungen zwischen diesen Korrelationskoeffizienten festzustellen.

Tab. 22: Ergebnisse der Korrelations- und Regressionsanalyse auf Basis der Jahressummen von Niederschlag- (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) an den Standorten des Lysimeter- und Bodenfeuchtestationsnetzes für den Zeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998

Station	Nutzung	r (errechneter Signifikanzwert n. PEARSON)	adj.r <sup>2</sup>	Regressionsgleichung	n	Signifikanzprüfung (errechneter Signifikanzwert n. SPEARMAN-RHO)
Greverath	Acker	0,905 ( $\alpha = 0,279$ )	0,638	$y = -318,915 + 0,877x$	3	( $\alpha = 0,000$ )
Greverath	Grünland	0,902 ( $\alpha = 0,284$ )	0,627	$y = -261,604 + 0,631x$	3	( $\alpha = 0,000$ )
Greverath	Wald	*0,986 ( $\alpha = 0,048$ )	0,947	$y = -264,330 + 0,757x$	3	( $\alpha = 0,000$ )
Rodt	Acker	-0,591 ( $\alpha = 0,597$ )	-0,300	$y = -33,869 + 0,356x$	3	( $\alpha = 0,597$ )
Idenheim (mu)	Acker	0,950 ( $\alpha = 0,201$ )	0,807	$y = -53,027 + 0,342x$	3	( $\alpha = 0,000$ )
Idenheim (mm)	Acker	0,956 ( $\alpha = 0,188$ )	0,830	$y = -265,061 + 0,675x$	3	( $\alpha = 0,000$ )
Meckel	Acker	0,967 ( $\alpha = 0,163$ )	0,872	$y = -407,653 + 0,946x$	3	( $\alpha = 0,000$ )
Meckel	Grünland	0,981 ( $\alpha = 0,123$ )	0,926	$y = -687,875 + 1,334x$	3	( $\alpha = 0,000$ )
Meckel	Wald	*0,997 ( $\alpha = 0,049$ )	0,988	$y = -229,256 + 0,968x$	3	( $\alpha = 0,000$ )

\*Korrelation ist auf dem Niveau von 0,05 (= 95%) signifikant

Das höchste Korrelationsergebnis für die Stationen mit Freilandniederschlägen konnte für die Station Meckel-Grünland, das niedrigste Ergebnis - Station Rodt sowie die beiden Waldstationen mit Bestandsniederschlag nicht eingerechnet - für die Station Greverath-Grünland ausgewiesen werden. Hieran zeigt sich, daß die Sickerwassermengen offensichtlich nicht allein in Abhängigkeit von den Niederschlagsmengen - vergleichbare Witterungsverhältnisse an den einzelnen Stationen vorausgesetzt - erklärt werden können. Diese Erkenntnisse wurden bereits weiter oben bei der Datenaufbereitung und der graphischen Umsetzung der Datenzusammenführung herausgestellt (vgl. Fig. 21 bis Fig. 24 und Tab. 21).

Die auf Jahresbasis errechneten Korrelationskoeffizienten für die Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung sind - wie oben erwähnt - sowohl nach PEARSON als auch nach SPEARMAN-RHO (als weniger scharfes Testkriterium gegenüber dem Test nach PEARSON) auf dem 99%-Signifikanzniveau getestet worden. Während der Signifikanztest nach PEARSON die Korrelation zwischen Niederschlag und Sickerwasser nicht wiedergibt, wird demgegenüber die Überprüfung des Zusammenhangs über den 'weicheren' Test nach SPEARMAN-RHO, mit Ausnahme für die Station Rodt, in allen Fällen als hochsignifikant ( $\alpha < 0,01$ ) bestätigt. Bereits an anderer Stelle wurde darauf hingewiesen, daß nach OLBRISCH (1975a, S. 72-73) gerade parameterfreie statistische Verfahren - im Rahmen einer statistischen Bewertung der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung - Vorteile bei der Überprüfung der Korrelationskoeffizienten auf einem gewählten Signifikanzniveau bieten, und damit ebenfalls zeigen können, ob die errechnete Korrelation zwischen Niederschlagsmenge und Sickerwassermenge als gesichert angesehen werden kann (vgl. auch OLBRISCH 1975a, S. 80). Ein weiterer Vorteil dieser Signifikanzprüfung liegt darin, daß auch bei kleinen Stichprobenumfängen die Prüfung auf Zusammenhang erfolgen kann (vgl. OLBRISCH 1975a, S. 80). Dennoch muß im Rahmen der vorliegenden Auswertungen bedacht werden, daß aufgrund des nur sehr geringen Stichprobenumfanges ( $n = 3$  Beobachtungsjahre) die Ergebnisse sowohl für die Regressions- und Korrelationsanalyse als auch für die Überprüfung des Signifikanzniveaus - wie zuvor schon erwähnt - als statistisch nicht abgesichert und demnach sehr kritisch zu bewerten sind. Hier werden die in der Weiterführung befindlichen Langzeitmessungen erst nach Ablauf einer längeren Meßzeitreihe eindeutige Ergebnisse hinsichtlich der Bewertung eines linearen Zusammenhanges zwischen Niederschlag und Sickerwasser liefern können.

In einem weiteren Schritt wurden die Ergebnisse der Regressionsanalyse (vgl. Tab. 22) in Form von stationsbezogenen Streudiagrammen graphisch umgesetzt. Die Visualisierung dieser statistischen Analyse läßt ebenfalls eine Bewertung der Stärke des Zusammenhanges zwischen den

Jahresniederschlagsmengen und den Jahressickerwassermengen zu. Die hierzu entsprechenden Stations-Graphiken befinden sich im Anhang (vgl. Anhang: Fig. 16 bis Fig. 20).

Folgende Erkenntnisse können anhand dieser Graphiken im Anhang (Fig. 16 bis Fig. 20) herausgestellt werden: Die Verteilung der Punkte in den einzelnen Stationsdiagrammen lassen einen relativ engen Zusammenhang - hiervon wiederum ausgenommen die Station Rodt (Fig. 20) - zwischen den Meßgrößen Niederschlag und Sickerwasser vermuten. Legt man die Regressionsgerade durch die Punkteaansammlung erkennt man, daß die Abstände der Punkte von der Geraden - wiederum mit Ausnahme der Station Rodt - relativ klein sind. Dies zeigt, daß ein funktionaler Zusammenhang gegeben ist. Weiterhin ist beim Vergleich der angegebenen Regressionsgleichungen untereinander zu erkennen, daß die Angaben für die Steigungen der Geraden in den Regressionsgleichungen z.T. erheblich voneinander abweichende Werte aufweisen. Die Schwankungen bewegen sich zwischen den Werten 1,33 und 0,34. Die Unterschiede in den Schwankungen werden - vergleichbar mit den Ausführungen zu den Ergebnissen der Regressionsanalyse für die Lysimeterparallelen - auf den Einfluß der standortspezifischen Eigenschaften, vor allem der unterschiedlichen Nutzungsart und den heterogenen Bodeneigenschaften der Testflächen zurückgeführt (vgl. Kap. 8.2.1, Kap. 8.2.2.1, Kap. 8.2.2.2 u. Kap. 8.2.2.3). Vergleichbare Ergebnisse finden sich u.a. bei PROKSCH (1990, S. 36-37). Auch hier muß bedacht werden, daß aufgrund des nur sehr geringen Stichprobenumfangs ( $n = 3$  Beobachtungsjahre) auch die Ergebnisse der Regressionsanalyse und die entsprechende Überprüfung der gewählten Signifikanzniveaus (vgl. Tab. 22) nicht statistisch abgesichert und deshalb sehr kritisch zu bewerten sind. Erst nach Ablauf einer längeren Meßzeitreihe werden die in der Weiterführung befindlichen Langzeitmessungen eindeutige Ergebnisse hinsichtlich der Bewertung eines linearen Zusammenhanges zwischen Niederschlag und Sickerwasser liefern können.

Neben der statistischen Bewertung des Zusammenhanges auf Jahresbasis wurden zusätzlich noch statistische Analysen an den zeitlich höher aufgelösten Daten auf der Basis der Monatssummenwerte, der Wochensummenwerte sowie schließlich noch über alle hydrologischen Halbjahre, alle hydrologischen Sommerhalbjahre und alle hydrologischen Winterhalbjahre vorgenommen. Durch die höhere zeitliche Auflösung wird gleichzeitig der zu überprüfende Stichprobenumfang wesentlich erhöht. Dies wiederum bedingt eine statistisch besser abgesicherte Aussagekraft der Analyseverfahren. Die aus der höheren Auflösung resultierenden Ergebnisse sind in den entsprechenden Tabellen 23 und 24 festgehalten.

Anhand der Ergebnisse der Regressions- und Korrelationsanalyse für die zeitliche Auflösung nach Monaten (Tab. 23) und Wochen (Tab. 24) kann deutlich gemacht werden, daß bei einer Verkürzung des Beobachtungsintervalls die Zusammenhänge zwischen den beiden Variablen - statistisch - wesentlich schlechter zu beweisen sind:

Je höher die zeitliche Auflösung ist, um so schlechter läßt sich ein Zusammenhang zwischen Niederschlag und Sickerwasser beweisen. Eine ähnliche Verschlechterung in Verbindung mit der zunehmend höheren zeitlichen Auflösung läßt sich auch aus den Regressionsgleichungen über den Vergleich der Steigungswerte in den entsprechenden Tabellen 23 und 24 für jeweils gleiche Stationen feststellen. Die Korrelationskoeffizienten, die nur einen geringen Zusammenhang zwischen den beiden Parametern ausdrücken, belegen somit, daß die bodenhydrologische Meßgröße Sickerwasser nicht allein in Abhängigkeit vom Niederschlag erklärt werden kann. Demnach müssen weitere Einflußgrößen vorhanden sein, die den Niederschlagseinfluß deutlich verringern bzw. überlagern. Eine Ausnahme hiervon bildet die Station Meckel-Wald. Die Ergebnisse der Regressions- und Korrelationsanalyse für diese Station zeigen, daß die Parameter Niederschlag und Sickerwasser auch auf der Basis der zeitlich höheren Auflösung miteinander hoch korreliert sind. Mögliche Ursachen die diese Abweichung von den übrigen Stationsergebnissen begründen, werden im Zusammenhang mit der Überprüfung des komplexen

Wirkungsgefüges zwischen den Bilanzgrößen Niederschlag und Sickerwasser und den Einflußgrößen der Standorteigenschaften in Kap. 8.2.1 u. Kap. 8.2.2 vergleichend diskutiert.

Tab. 23: Regressionsgleichungen, Korrelationskoeffizienten und ausgewählte Signifikanzprüfungen auf der Basis der Monatssummen von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) für die Lysimeterstationen im Beobachtungszeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998

Station	Nutzung	r (errechneter Signifikanzwert n. PEARSON, 99%)	adj.r <sup>2</sup>	Regressionsgleichung	n*	Signifikanzprüfung (errechneter Signifikanzwert n. SPEARMAN-RHO)
Greverath	Acker	0,528 ( $\alpha = 0,004$ )	0,263	$y = -0,009 + 0,338x$	48	sig. 95%-Niveau ( $\alpha = 0,019$ )
Greverath	Grünland	0,672 ( $\alpha = 0,000$ )	0,439	$y = -14,726 + 0,475x$	46	sig. 95%-Niveau ( $\alpha = 0,013$ )
Greverath	Wald	0,717 ( $\alpha = 0,000$ )	0,502	$y = -4,922 + 0,404x$	42	sig. 99%-Niveau ( $\alpha = 0,000$ )
Rodt	Acker	0,600 ( $\alpha = 0,000$ )	0,360	$y = -10,937 + 0,524x$	45	sig. 95%-Niveau ( $\alpha = 0,048$ )
Idenheim (mu)	Acker	0,557 ( $\alpha = 0,000$ )	0,295	$y = -5,905 + 0,351x$	48	sig. 99%-Niveau ( $\alpha = 0,007$ )
Idenheim (mm)	Acker	0,641 ( $\alpha = 0,000$ )	0,398	$y = -17,404 + 0,592x$	46	sig. 95%-Niveau ( $\alpha = 0,012$ )
Meckel	Acker	0,649 ( $\alpha = 0,000$ )	0,407	$y = -5,359 + 0,499x$	44	sig. 99%-Niveau ( $\alpha = 0,001$ )
Meckel	Grünland	0,738 ( $\alpha = 0,000$ )	0,534	$y = -15,375 + 0,653x$	43	sig. 95%-Niveau ( $\alpha = 0,002$ )
Meckel	Wald	0,920 ( $\alpha = 0,000$ )	0,843	$y = -1,817 + 0,664x$	43	sig. 95%-Niveau ( $\alpha = 0,000$ )

\* Unterschiede in den Angaben für den Stichprobenumfang der einzelnen Stationen belegen zeitlich unterschiedliche Inbetriebnahme der Stationen

Tab. 24: Regressionsgleichungen, Korrelationskoeffizienten und ausgewählte Signifikanzprüfungen auf der Basis der Wochenwerte von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwert der Lysimeterparallelen) für die Lysimeterstationen im Beobachtungszeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998

Station	Nutzung	r (errechneter Signifikanz n. PEARSON)	adj.r <sup>2</sup>	Regressionsgleichung	n*	Signifikanzprüfungen (errechneter Signifikanzwert n SPEARMAN-RHO)
Greverath	Acker	0,396 ( $\alpha = 0,000$ )	0,152	$y = 1,577 + 0,217x$	212	( $\alpha = 0,000$ )
Greverath	Grünland	0,389 ( $\alpha = 0,000$ )	0,147	$y = 1,160 + 0,167x$	206	( $\alpha = 0,001$ )
Greverath	Wald	0,518 ( $\alpha = 0,000$ )	0,264	$y = 0,118 + 0,291x$	182	( $\alpha = 0,001$ )
Rodt**	Acker	0,436 ( $\alpha = 0,000$ )	0,186	$y = 0,857 + 0,291x$	195	( $\alpha = 0,001$ )
Idenheim (mu)	Acker	0,411 ( $\alpha = 0,000$ )	0,165	$y = 0,686 + 0,224x$	211	( $\alpha = 0,000$ )
Idenheim (mm)**	Acker	0,490 ( $\alpha = 0,000$ )	0,236	$y = 0,281 + 0,309x$	203	( $\alpha = 0,001$ )
Meckel	Acker	0,510 ( $\alpha = 0,000$ )	0,256	$y = 1,008 + 0,365x$	190	( $\alpha = 0,000$ )
Meckel	Grünland	0,615 ( $\alpha = 0,000$ )	0,375	$y = -0,828 + 0,472x$	188	( $\alpha = 0,000$ )
Meckel	Wald	0,902 ( $\alpha = 0,000$ )	0,812	$y = -0,692 + 0,631x$	193	( $\alpha = 0,000$ )

\* Unterschiede in den Angaben für den Stichprobenumfang der einzelnen Stationen belegen zeitlich unterschiedliche Inbetriebnahme der Stationen; \*\* Station Rodt = L3 ganz aus der statistischen Berechnung herausgenommen; \*\* Station Idenheim (mm) = L2 ganz aus der statistischen Berechnung herausgenommen

In Anlehnung an die statistischen Analysen von Lysimeterdaten durch OLBRISCH (1975a) und PROKSCH (1990, 1994) werden die in den obigen Tabellen auf einem sehr niedrigen Niveau ausgewiesenen Korrelationskoeffizienten auf den stationsbedingten Einfluß der unterschiedlichen Bodenfüllungen, der unterschiedlichen Nutzungsarten und den dadurch bedingten unterschiedlichem Einfluß der Evapotranspiration zurückgeführt. Hinweise hierfür können zum Beispiel die Vergleiche von Ergebnissen bestimmter Stationen untereinander liefern: Vergleicht man in den Tabellen (23 und 24) die Korrelationsergebnisse der Ackerstandorte untereinander fällt auf, daß am Standort Greverath-Acker (Monatsbasis:  $r = 0,528$  mit  $\alpha < 0,01$ ) für die beiden unterschiedlich kurzen Beobachtungsintervalle die niedrigsten Korrelationskoeffizienten errechnet wurden. Die besten Korrelationsergebnisse treten am Standort Meckel-Acker (Monatsbasis:  $r = 0,649$  mit  $\alpha < 0,01$ ) auf.



Abb. 3: Lysimeterstation Meckel-Acker: Schrumpfrisse (abgebildeter Maßstab ca. 10 cm)

Hier scheinen besonders die Bodeneigenschaften einen erheblichen Einfluß auf die Sickerwasserbildung auszuüben. In diesem Zusammenhang wird vor allem der Eindruck erweckt, daß sich an den Stationen, die durch eher 'schwerere' Böden charakterisiert sind (Meckel, Idenheim *mm*), Niederschlag und Sickerwasser auch bei höherer Auflösung durch einen wesentlich besseren Zusammenhang erklärt werden können. Eine mögliche Erklärung hierfür sind die im Rahmen der feldbodenkundlichen Aufnahmen gemachten Feststellungen, daß gerade an den letztgenannten Standorten über charakteristische Standorteigenschaften wie z.B. 'überdimensionierte' Trockenrisse, die die Sickerwasserdynamik begünstigt wird (vgl. Abb. 3 u. Abb. 4).

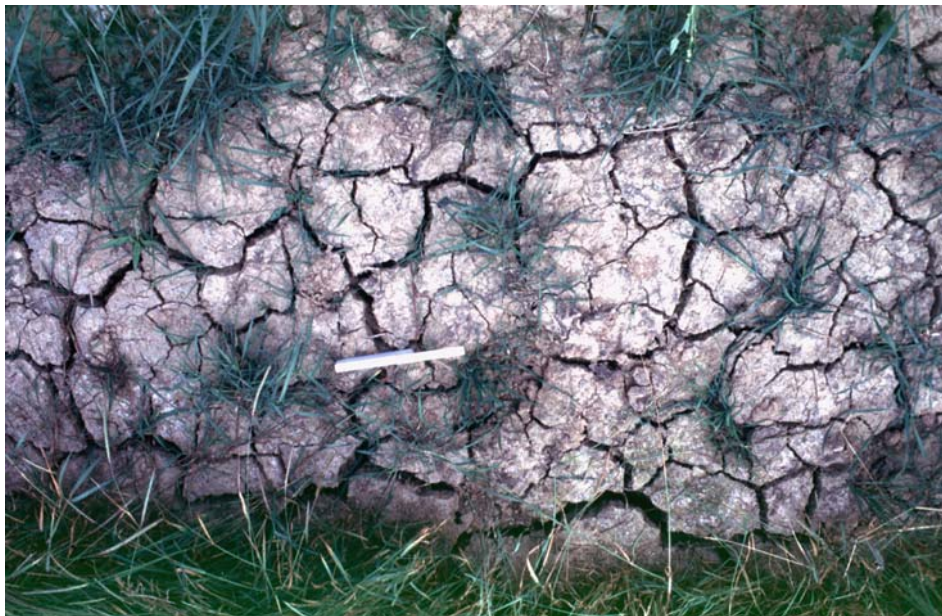


Abb. 4: Lysimeterstation Idenheim-Acker (*mm*): Schrumpfrisse (abgebildeter Maßstab ca. 10 cm)

Unterstützung findet diese Feststellung u.a. bei OLBRISCH (1975a) und PROKSCH (1990, 1994). Hieran anknüpfend stellt sich die Frage, in wie weit sich die Erkenntnisse aus der statistischen Analyse

der zeitlich höher aufgelösten Daten in den Ausführungen der standörtlichen Untersuchungen zur innerjährlichen Sickerwasserdynamik in Abhängigkeit vom Niederschlag - auf der Basis monatlich aufgelöster Datenreihen - wiederfinden (vgl. hierzu Kap. 6.1).

Im Vergleich zu den Korrelationsüberprüfungen der Stationen für die Jahressummen (Tab. 22) zeigt sich in den Tabellen der Monatssummen und Wochenwerte (Tab. 23 und 24), daß für alle Stationen die Korrelationen auf den beiden gewählten Signifikanzniveaus als gesichert ausgewiesen werden.

Die Ergebnisse der Regressionsanalyse lassen ebenfalls erkennen, daß je höher aufgelöst die zeitliche Datenbasis gewählt wurde, der funktionale Zusammenhang zwischen Sickerwassermengen und Niederschlag um so schlechter herausgestellt werden konnte. Dies zeigt sich besonders deutlich anhand der weiter unten dargestellten graphischen Umsetzungen der in den Tabellen 23 und 24 aufgeführten Regressionsgleichungen.

Mögliche Ursachen für die schlechten Zusammenhänge bei höherer zeitlicher Auflösung der Daten, wie z.B. der Einfluß von Nutzung und Bodeneigenschaften, die steuernd in die niederschlagsanteilige Sickerwasserbildung eingreifen, wurden bereits an anderer Stelle genannt. Um auch den Einfluß der jahreszeitlich bedingten Witterungsverhältnisse (vgl. Tab. 25) über die statistische Analyse herausstellen zu können, werden nachfolgend Regressions- und Korrelationsanalysen auf der Basis der Summe aller hydrologischen Halbjahre sowie getrennt nach der Summe der hydrologischen Sommer- und der hydrologischen Winterhalbjahre durchgeführt (vgl. Tab. 25 und 26). Somit wurden auch für diese Betrachtungen jeweils unterschiedliche zeitliche Auflösungsintervalle gewählt.

Die Ergebnisse der Korrelationsanalyse für die auf der Basis der Halbjahressummen jeweils getrennt durchgeführten Überprüfungen hinsichtlich der Stärke des Zusammenhanges zwischen den beiden Bilanzgrößen zeigt, daß beide Parameter sowohl für die Summe der hydrologischen Sommerhalbjahre als auch für die hydrologischen Winterhalbjahre jeweils auf einem hohen (zwischen  $r = 0,7 - 0,9$ ) bis sehr hohen ( $r > 0,9$ ) Niveau miteinander korrelieren. Aufgrund des geringen Stichprobenumfanges dürfen diese Ergebnisse jedoch nur unter Vorbehalt einer Bewertung unterzogen werden (vgl. hierzu Anmerkungen zum geringem Stichprobenumfang weiter vorne). Über den Signifikanztest für den Korrelationskoeffizienten nach PEARSON bzw. über den weichen Test nach SPEARMAN-RHO, mit den gewählten Signifikanzniveaus von 95% bzw. 99%, wurde die Korrelation der Sickerwassermengen mit den Niederschlagsmengen häufig jedoch als nicht gesichert bestätigt. Als eine mögliche Erklärung hierfür, kann der sehr geringe Stichprobenumfang ( $n = 3$  bzw.  $n = 4$ ) genannt werden (vgl. BORTZ 1999, S. 12-13).



In den Halbjahreswerten ( $n = 7$ ) kommen die stärkeren Abweichungen zwischen den niederschlagsanteiligen Sickerwassermengen der unterschiedlichen hydrologischen Halbjahre zum Tragen (vgl. Anhang: Tab. 4b), die in den Jahressummen nicht zum Ausdruck kommen, wodurch sich für

Tab. 25: Ergebnisse der Korrelations- und Regressionsanalyse auf Basis der Summen von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) der hydrologischen Halbjahre an den Lysimeterstationen im Zeitraum 1.10.1994 bis 31.3.1998

Station	HHJ HSHJ HWHJ	r (errechneter Signifikanzwert n. PEARSON)	adj.r <sup>2</sup>	Regressionsgleichung	n	Signifikanzprüfungen  errechneter Signifikanzwert n SPEARMAN-RHO
Greverath Acker	alle HHJ	0,347 ( $\alpha = 0,500$ )	-0,099	$y = -30,989 + 0,490x$	6	( $\alpha = 0,544$ )
	HSHJ	0,671 ( $\alpha = 0,531$ )	0,351	$y = -103,281 + 0,422x$	3	( $\alpha = 0,667$ )
	HWHJ	0,973 ( $\alpha = 0,147$ )	0,895	$y = 15,631 + 0,626x$	3	( $\alpha = 0,000$ )
Greverath Grünland	alle HHJ	0,699 ( $\alpha = 0,080$ )	0,387	$y = -109,740 + 0,586x$	7	( $\alpha = 0,482$ )
	HSHJ	0,936 ( $\alpha = 0,228$ )	0,755	$y = -71,272 + 0,270x$	3	( $\alpha = 0,000$ )
	HWHJ	0,974 ( $\alpha = 0,026$ )*	0,924	$y = -25,914 + 0,521x$	4	( $\alpha = 0,020$ )*
Greverath Wald	alle HHJ	0,672 ( $\alpha = 0,098$ )	0,342	$y = -52,784 + 0,473x$	7	( $\alpha = 0,337$ )
	HSHJ	0,783 ( $\alpha = 0,426$ )	0,229	$y = -56,417 + 0,320x$	3	( $\alpha = 0,000$ )
	HWHJ	0,976 ( $\alpha = 0,023$ )*	0,930	$y = 3,821 + 0,349x$	4	( $\alpha = 0,020$ )*
Rodt Acker	alle HHJ	0,679 ( $\alpha = 0,093$ )	0,353	$y = -151,423 + 0,787x$	7	( $\alpha = 0,482$ )
	HSHJ	0,992 ( $\alpha = 0,076$ )	0,971	$y = -76,748 + 0,312x$	3	( $\alpha = 0,000$ )
	HWHJ	0,982 ( $\alpha = 0,017$ )*	0,949	$y = -85,177 + 0,795x$	4	( $\alpha = 0,020$ )*
Idenheim (mu) Acker	alle HHJ	0,642 ( $\alpha = 0,120$ )	0,295	$y = -81,424 + 0,5299x$	7	( $\alpha = 0,253$ )
	HSHJ	0,997 ( $\alpha = 0,043$ )*	0,990	$y = -77,582 + 0,310x$	3	( $\alpha = 0,000$ )
	HWHJ	0,997 ( $\alpha = 0,002$ )	0,993	$y = -2,026 + 0,461x$	4	( $\alpha = 0,000$ )
Idenheim (mm) Acker	alle HHJ	0,545 ( $\alpha = 0,205$ )	0,157	$y = -94,329 + 0,601x$	7	( $\alpha = 0,337$ )
	HSHJ	0,835 ( $\alpha = 0,165$ )	0,546	$y = -17,817 + 0,0893x$	3	( $\alpha = 0,200$ )
	HWHJ	0,940 ( $\alpha = 0,059$ )	0,827	$y = -9,395 + 0,590x$	4	( $\alpha = 0,200$ )
Meckel Acker	alle HHJ	0,601 ( $\alpha = 0,153$ )	0,233	$y = -94,910 + 0,682x$	7	( $\alpha = 0,337$ )
	HSHJ	0,853 ( $\alpha = 0,349$ )	0,457	$y = -182,119 + 0,636x$	3	( $\alpha = 0,000$ )
	HWHJ	0,895 ( $\alpha = 0,105$ )	0,702	$y = 39,031 + 0,546x$	4	( $\alpha = 0,200$ )
Meckel Grünland	alle HHJ	0,731 ( $\alpha = 0,062$ )	0,442	$y = -111,334 + 0,705x$	7	( $\alpha = 0,094$ )
	HSHJ	0,902 ( $\alpha = 0,284$ )	0,627	$y = -327,316 + 1,110x$	3	( $\alpha = 0,000$ )
	HWHJ	0,980 ( $\alpha = 0,020$ )*	0,940	$y = 37,836 + 0,457x$	4	( $\alpha = 0,000$ )
Meckel Wald	alle HHJ	0,900 ( $\alpha = 0,006$ )	0,772	$y = -48,900 + 0,749x$	7	( $\alpha = 0,014$ )*
	HSHJ	0,956 ( $\alpha = 0,188$ )	0,830	$y = -121,824 + 0,872x$	3	( $\alpha = 0,000$ )
	HWHJ	0,986 ( $\alpha = 0,014$ )*	0,959	$y = 28,799 + 0,604x$	4	( $\alpha = 0,000$ )

das erste hydrologische Sommerhalbjahr 1994 fällt aus dieser Betrachtung bei allen Stationen heraus, da die meisten Stationen erst im Laufe des HSHJ '94 in Betrieb genommen wurden, hieraus erklärt sich  $n = 3$ ; \* sig. auf dem Niveau von 95%

die Jahressummen bessere Korrelationen ergeben. Als Beispiel für den geringeren Zusammenhang zwischen den Niederschlags- und Sickerwassermengen - auf der Basis aller zusammengeführten Halbjahreswerte - läßt sich die häufig nach längeren Frostperioden verstärkt einsetzende Sickerwasserbildung (nach Auftauen des im Bodenspeicher durch Frost gebundenen Wassers) trotz geringer Niederschlagsmengen anführen. Die allgemeingültige Vorstellung daß 'die zeitparallel gemessene Sickerwassermenge nicht höher sein kann, als die zeitgleich gemessene Niederschlagsmenge' läßt sich somit nicht uneingeschränkt bestätigen. Weiterhin fällt in der Tabelle 25 auf, daß die Korrelationsanalyse für die zusammengefaßten Halbjahre (= HHJ) der einzelnen Standorte - im Vergleich

zu der gesplitteten Betrachtung nach Sommer- und Winterhalbjahren - insgesamt z.T. wesentlich schlechtere Korrelationen ausweist. Die Signifikanz der Korrelationen wird in einem noch geringerem (Stations-) Umfang als zuvor dargelegt erklärt. Die errechneten Korrelationskoeffizienten liegen i.d.R. deutlich unter denen der beiden anderen Korrelationskoeffizienten.

Offensichtlich wird bei der Konstellation der Datenzusammenführung aus Sommer- und Winterhalbjahr der Zusammenhang zwischen den beiden Meßgrößen wesentlich intensiver durch weitere, nicht berücksichtigte Einflußgrößen (wie z.B. die Verdunstung im Zusammenhang mit der Wechselwirkung zwischen Niederschlag, Verdunstung, Sickerwasser während der Sommerhalbjahre) in seiner Stärke vermindert (vgl. hierzu die Bewertung der jahreszeitlich bedingten Sickerwasserbildung in Kap. 6.1 sowie Kap. 6.3).

Die geringsten Schwankungen zwischen den drei Korrelationskoeffizienten (alle HHJ, HSHJ und HWHJ) eines Standortes treten an der Lysimeterstation Meckel-Wald auf. An dieser Station scheinen

Tab. 26: Ergebnisse der Korrelations- und Regressionsanalyse auf Basis der Monatssummen (in chronologischer Reihenfolge) von Niederschlag und Sickerwassermengen für die Betrachtung aller hydrologischen Halbjahre, aller hydrologischen Sommer- und aller hydrologischen Winterhalbjahre im Zeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998

Station	HHJ HSHJ HWHJ	r (errechneter Signifikanzwert n. PEARSON)	adj.r <sup>2</sup>	Regressionsgleichung	n	Signifikanzprüfungen (errechneter Signifikanzwert n. SPEARMAN-RHO)
Greverath Acker	alle HHJ	0,528 ( $\alpha = 0,004$ )	0,263	$y = -0,009 + 0,338x$	48	( $\alpha = 0,019$ )*
	HSHJ	0,344 ( $\alpha = 0,099$ )	0,078	$y = -0,701 + 0,107x$	24	( $\alpha = 0,070$ )
	HWHJ	0,725 ( $\alpha = 0,007$ )	0,504	$y = 7,407 + 0,461x$	24	( $\alpha = 0,011$ )*
Greverath Grünland	alle HHJ	0,672 ( $\alpha = 0,000$ )	0,439	$y = -14,726 + 0,475x$	46	( $\alpha = 0,013$ )*
	HSHJ	0,503 ( $\alpha = 0,017$ )*	0,216	$y = -4,365 + 0,126x$	22	( $\alpha = 0,046$ )*
	HWHJ	0,804 ( $\alpha = 0,000$ )	0,631	$y = -13,333 + 0,611x$	24	( $\alpha = 0,022$ )*
Greverath Wald	alle HHJ	0,717 ( $\alpha = 0,000$ )	0,502	$y = -4,922 + 0,404x$	42	( $\alpha = 0,000$ )
	HSHJ	0,702 ( $\alpha = 0,001$ )	0,461	$y = -5,654 + 0,242x$	18	( $\alpha = 0,003$ )
	HWHJ	0,795 ( $\alpha = 0,000$ )	0,615	$y = -0,948 + 0,445x$	24	( $\alpha = 0,000$ )
Rodt Acker	alle HHJ	0,600 ( $\alpha = 0,000$ )	0,345	$y = -10,937 + 0,524x$	45	( $\alpha = 0,048$ )*
	HSHJ	0,325 ( $\alpha = 0,117$ )	0,078	$y = -2,599 + 0,117x$	21	( $\alpha = 0,035$ )*
	HWHJ	0,746 ( $\alpha = 0,000$ )	0,536	$y = -7,286 + 0,683x$	24	( $\alpha = 0,049$ )*
Idenheim (mu) Acker	alle HHJ	0,557 ( $\alpha = 0,000$ )	0,295	$y = -5,905 + 0,351x$	48	( $\alpha = 0,007$ )
	HSHJ	0,245 ( $\alpha = 0,247$ )	0,017	$y = -0,180 + 0,079x$	24	( $\alpha = 0,054$ )
	HWHJ	0,823 ( $\alpha = 0,000$ )	0,662	$y = -6,670 + 0,559x$	24	( $\alpha = 0,000$ )
Idenheim (mm) Acker	alle HHJ	0,641 ( $\alpha = 0,000$ )	0,398	$y = -17,405 + 0,592x$	46	( $\alpha = 0,012$ )*
	HSHJ	0,414 ( $\alpha = 0,055$ )	0,130	$y = -3,553 + 0,109x$	22	( $\alpha = 0,078$ )
	HWHJ	0,826 ( $\alpha = 0,000$ )	0,668	$y = -14,197 + 0,784x$	24	( $\alpha = 0,002$ )
Meckel Acker	alle HHJ	0,649 ( $\alpha = 0,000$ )	0,407	$y = -5,359 + 0,499x$	44	( $\alpha = 0,001$ )
	HSHJ	0,643 ( $\alpha = 0,002$ )	0,381	$y = -15,611 + 0,404x$	20	( $\alpha = 0,026$ )*
	HWHJ	0,779 ( $\alpha = 0,000$ )	0,589	$y = 5,817 + 0,539x$	24	( $\alpha = 0,000$ )
Meckel Grünland	alle HHJ	0,738 ( $\alpha = 0,000$ )	0,534	$y = -15,375 + 0,653x$	43	( $\alpha = 0,002$ )
	HSHJ	0,760 ( $\alpha = 0,000$ )	0,552	$y = -28,436 + 0,698x$	19	( $\alpha = 0,144$ )
	HWHJ	0,755 ( $\alpha = 0,000$ )	0,551	$y = -3,463 + 0,598x$	24	( $\alpha = 0,003$ )
Meckel Wald	alle HHJ	0,920 ( $\alpha = 0,000$ )	0,843	$y = -1,817 + 0,664x$	43	( $\alpha = 0,000$ )
	HSHJ	0,950 ( $\alpha = 0,000$ )	0,897	$y = -9,699 + 0,729x$	19	( $\alpha = 0,000$ )
	HWHJ	0,918 ( $\alpha = 0,000$ )	0,837	$y = 4,468 + 4,468x$	24	( $\alpha = 0,000$ )

\*sig. auf dem Niveau von 95%



offensichtlich die jahreszeitlich bedingten Witterungsverhältnisse keinen Einfluß auf den Zusammenhang zwischen Niederschlag und Sickerwassermenge auszuüben. Erklärungen hierfür lassen sich unter Kap. 6.1 im Zusammenhang mit den standörtlichen Untersuchungen der innerjährlichen Sickerwasserdynamik finden (vgl. auch Kap. 8.2). Bis auf das hydrologische Sommerhalbjahr werden die Korrelationen auf den beiden gewählten Signifikanzniveaus bestätigt.

Wählt man schließlich jeweils kürzere Beobachtungsintervalle für die hydrologischen Sommer- und Winterhalbjahre, wie z.B. auf Monatsbasis unter Beachtung der entsprechenden chronologischen Reihenfolge (vgl. Tab. 26), verschlechtert sich der Zusammenhang ganz entscheidend im Vergleich zu den oben gezeigten Ergebnissen der Korrelationsanalyse in Tabelle 25 auf der Basis der Halbjahressummenwerte. Die Unterschiede zwischen den Korrelationskoeffizienten der jeweiligen Halbjahre, die sich aus der unterschiedlichen zeitlichen Auflösung ergeben, lassen sich durch die nachfolgende Tabelle 26 gut belegen. Die Korrelationskoeffizienten für die Überprüfung des Zusammenhanges für alle hydrologischen Halbjahre auf Monatsbasis sind hierbei konsequenterweise in den beiden Tabellen 23 und 26 identisch.

Insgesamt läßt sich anhand dieser Tabelle zeigen, daß die Korrelationen zwischen Niederschlag und den Sickerwasserabläufen - auch bei einer zeitlich höheren Auflösung - am besten für die Winterhalbjahre ausgewiesen werden. Es besteht ein mittlerer bis hoher Zusammenhang zwischen der abhängigen Meßgröße Sickerwasser und der unabhängigen Meßgröße Niederschlag. Wesentlich schlechter fallen dagegen - mit Ausnahmen der Stationen Meckel-Grünland und Meckel-Wald - die Korrelationsergebnisse der hydrologischen Sommerhalbjahre auf. Bis auf die Stationen in der Gemarkung Meckel wird nur ein geringer Zusammenhang zwischen den beiden Parametern erklärt. Die Ergebnisse der kurzfristigen Betrachtung der auf Monatsbasis und in chronologischer Reihenfolge zusammengefaßten hydrologischen Halbjahre liegen hierbei - im Gegensatz zu den in Tabelle 25 ausgewiesenen Korrelationskoeffizienten der zusammengefaßten Halbjahre - allerdings über denen der Sommerhalbjahre. Hierdurch wird herausgestellt, daß sich - auf der Basis zeitlich höher aufgelöster Datenreihen - für das Sommerhalbjahr der funktionale Zusammenhang zwischen Niederschlag und Sickerwasser (z.B. bei den Ackerstandorten) nicht nachgewiesen werden kann. Dies bedeutet, daß der Niederschlagseinfluß durch andere Parameter überdeckt werden muß (vgl. Kap. 6.1 und Kap. 8.2).

Die Signifikanzprüfung auf den gewählten Niveaus ergeben, daß für alle Konstellationen der Zusammenstellung der Halbjahre unter Beibehaltung der jeweils chronologischen Reihenfolge, die Korrelationen für die einzelnen Stationen überwiegend als gesichert gelten können. Hiervon ausgenommen sind lediglich die Korrelationsergebnisse der hydrologischen Sommerhalbjahre für die Stationen Greverath-Acker ( $r = 0,344$ ;  $\alpha = 0,099$ ), Rodt-Acker ( $r = 0,325$ ;  $\alpha = 0,117$ ) und Idenheim-Acker (mu) ( $r = 0,245$ ;  $\alpha = 0,247$ ).

Ähnliche Ergebnisse wie die in den Tabellen 23 bis einschließlich Tab. 26 werden von OLBRISCH im Rahmen seiner Fallstudie zur statistischen Auswertung von Lysimeterdaten vorgelegt. Die Erkenntnisse aus seinen Untersuchungen faßt er wie folgt zusammen: „Der Zusammenhang zwischen den Sickerwasserabläufen  $S_i$  und dem Niederschlag  $N$  ist bei den Monatssummen erheblich geringer als bei den Jahres- bzw. Halbjahreswerten. Die Korrelationsergebnisse [...] zeigen, daß weitere Einflußgrößen an Bedeutung gewinnen und das Sickerwasserverhalten nur noch unvollständig aus dem Niederschlag  $N$  allein erklärbar ist.“ (OLBRISCH 1975a, S. 163) (vgl. auch PROKSCH 1990, 1994).

Zudem zeigen auch die Ergebnisse der Regressionsanalysen in den vorgelegten Tabellen, daß sich die unterschiedlich hoch gewählte zeitliche Auflösung entscheidend auf die Güte des Zusammenhanges zwischen Sickerwasser und Niederschlag auswirkt. Die graphischen Umsetzungen der für die mit

unterschiedlicher zeitlicher Auflösung durchgeführten Regressionsanalysen verdeutlichen die zuvor getroffene Aussage. Im Folgenden werden die - somit auflösungsbedingt - stark voneinander abweichenden Ergebnisse der Korrelations- und Regressionsanalyse mit Hilfe der graphischen Umsetzungen exemplarisch an einigen Stationsbeispielen vorgestellt (vgl. hierzu Fig. 25 bis Fig. 29).

Deutlich ist zu erkennen, daß je höher die zeitliche Auflösung gewählt wird, um so stärker die Punkte um die Regressionsgerade streuen. Die Graphiken werden in der Reihenfolge Jahressummen von Niederschlag und Sickerwasser der vollen hydrologischen Jahre (Fig. 25), Monatssummen aller hydrologischen Halbjahre (HHJ gesamt; Fig. 26), Monatssummen der hydrologischen Sommerhalbjahre (HSHJ; Fig. 27), Monatssummen der hydrologischen Winterhalbjahre (HWHJ; Fig. 28) und Wochenwerte (Fig. 29) über den gesamten Beobachtungszeitraum (1994 bis 1998) dargestellt.

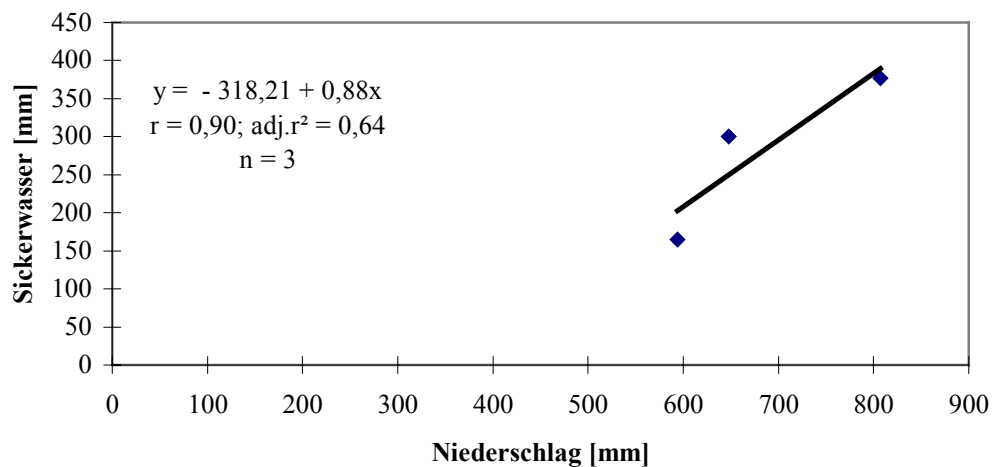


Fig. 25: **Lysimeterstation Greverath-Acker:** Abhängigkeiten zwischen den Jahressummen von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermenge (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) im Zeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998

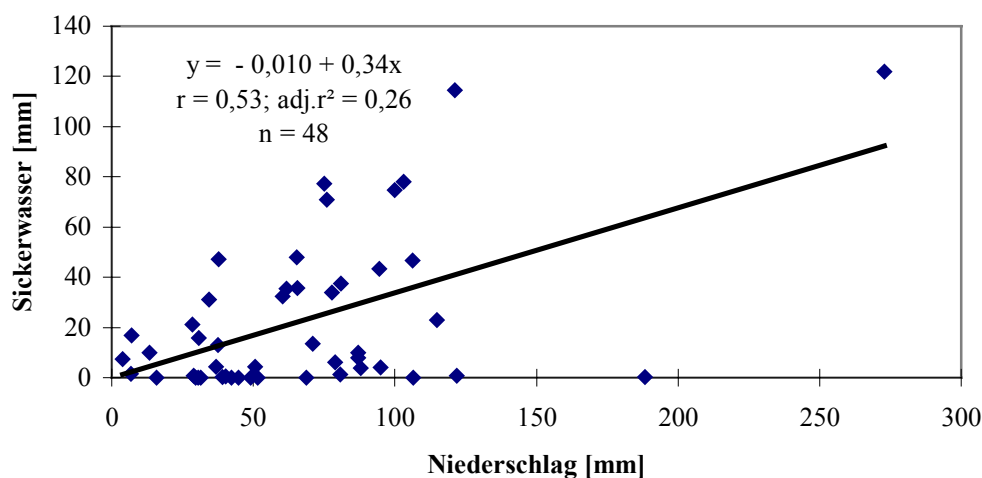


Fig. 26: **Lysimeterstation Greverath-Acker:** Abhängigkeiten zwischen den Monatssummen der hydrologischen Halbjahre (in chronologischer Reihenfolge) von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermenge (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) im Zeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998

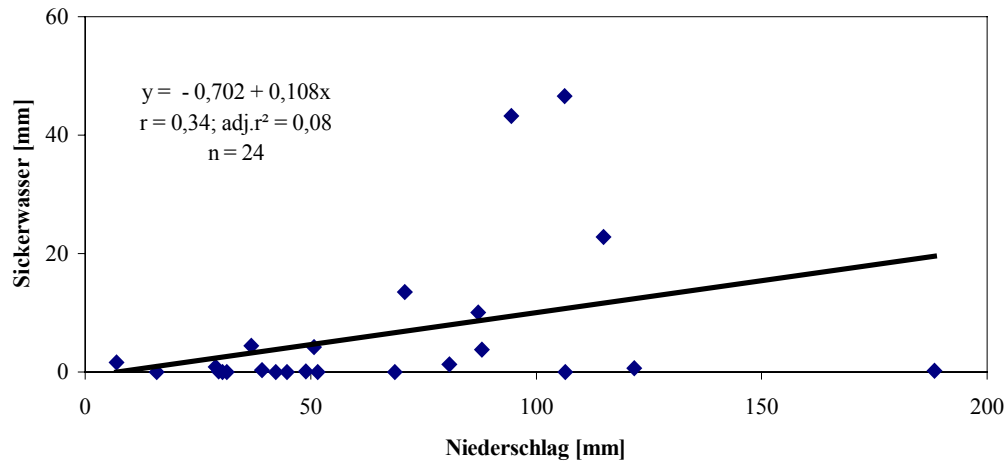


Fig. 27: **Lysimeterstation Greverath-Acker:** Abhängigkeiten zwischen den Monatssummen der hydrologischen Sommerhalbjahre (in chronologischer Reihenfolge) von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermenge (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) im Zeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998

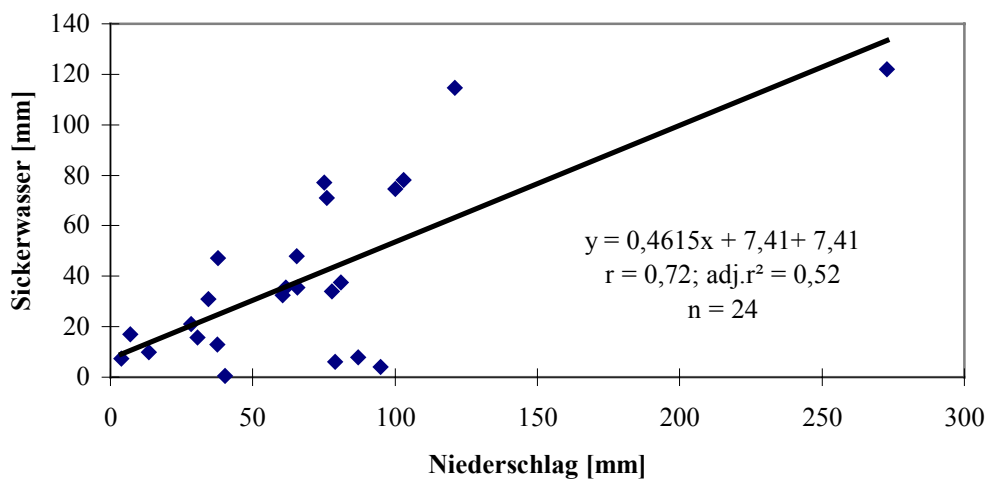


Fig. 28: **Lysimeterstation Greverath-Acker:** Abhängigkeiten zwischen den Monatssummen der hydrologischen Winterhalbjahre (in chronologischer Reihenfolge) von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermenge (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) im Zeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998

Die Beispiele der graphischen Umsetzung (Fig. 25 bis 29) für die Halbjahressummen getrennt nach HHJ, HSHJ und HWHJ auf Monatsbasis sowie in chronologischer Reihenfolge der Beobachtungsintervalle verdeutlichen die oben ausgeführten Interpretationen in Verbindung mit den tabellarischen Übersichten der Ergebnisse der Korrelations- und Regressionsanalyse (vgl. Tab. 22-26).

Erhebliche Unterschiede in der Verteilung der Punkteschar um die Regressionsgerade sowie unterschiedliche Steigungsfaktoren der Regressionsgerade lassen vermuten, daß - je nach zeitlichem Auflösungsgrad - die Sickerwassermenge nicht allein von der wichtigsten Eingabegröße Niederschlag abhängig ist. Je kürzer die Betrachtungsintervalle, umso weniger läßt sich ein eindeutiger funktionaler Zusammenhang zwischen Niederschlag und Sickerwasser erklären:

Während für die hydrologischen Sommerhalbjahre die Regressionsgeraden einen sehr flachen Anstieg zeigen, treten die steilsten Geraden in den hydrologischen Winterhalbjahren auf. Etwas abgeflachter, aber

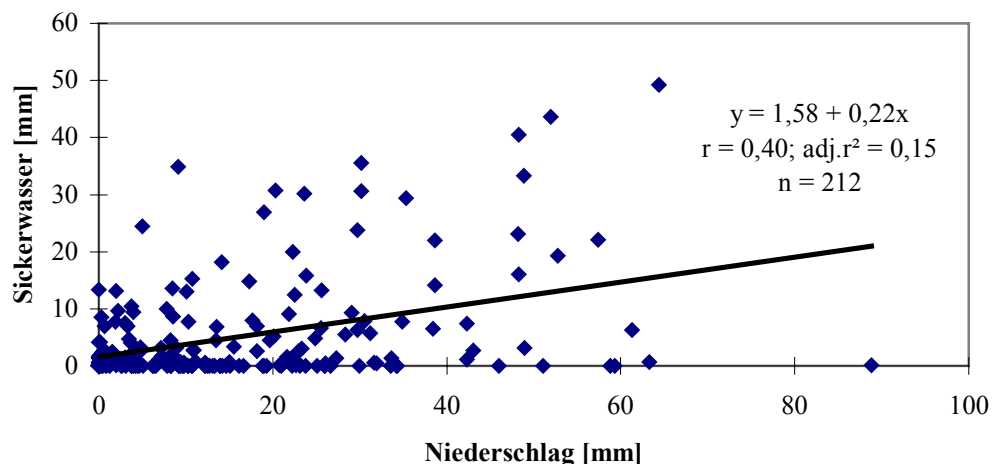


Fig. 29: **Lysimeterstation Greverath-Acker:** Abhängigkeiten zwischen den Wochenwerten (in chronologischer Reihenfolge) von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermenge (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) im Zeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998

deutlich über denen der Sommerhalbjahre liegend, zeigt sich die Regressionsgerade für die chronologische Reihenfolge der Monate der gesamt betrachteten hydrologischen Halbjahre.

Die schlechtesten Ergebnisse zeigen sich bei der Überprüfung des Zusammenhanges dieser beiden Parameter für die hydrologischen Sommerhalbjahre sowie für die sehr hoch aufgelösten Wochendaten. Bei diesen gewählten Beobachtungsintervallen wird der Niederschlagseinfluß offensichtlich durch andere Faktoren (Nutzung, Boden, Evapotranspiration) überlagert (vgl. auch Kap. 6.3).

Ob diese anhand der statistischen Datenanalyse vorgebrachten Aussagen Gültigkeit besitzen, wird im Rahmen der jeweils standortspezifisch vorgenommenen Intensivuntersuchungen zu verifizieren sein (vgl. hierzu Kap. 6.1, Kap. 8.2 u. Kap. 8.3). Die oben dargelegten beispielhaften Feststellungen hinsichtlich der Bewertung der über die statistische Datenanalyse erzielten Ergebnisse lassen sich im Prinzip auch auf alle anderen Lysimeterstationen übertragen (vgl. Tab. 22 bis Tab. 26). Hinweise auf ähnliche Fälle finden sich z.B. auch bei PROKSCH (1990) und HELLEKES (1985): Sie stellen ebenfalls das unterschiedliche Verhalten der Sickerwasserabläufe in Abhängigkeit der Witterungsverhältnisse sowie weiterer Faktoren deutlich anhand der Regressions- und Korrelationsanalysen heraus (vgl. OLBRISCH 1975a, S. 163-164).

Aus den tabellarischen Aufzeichnungen der Regressions- und Korrelationsergebnisse geht hervor, daß die drei unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeter in der Gemarkung Meckel - insbesondere wenn man die Stationen mit jeweils gleicher Nutzungsart untereinander vergleicht - eine Sonderstellung einnehmen. Die Korrelationsergebnisse der unterschiedlich gewählten zeitlichen Auflösungen lassen - jeweils auf die gleiche Station bezogen - nur geringe Abweichungen untereinander erkennen. Vergleichbare Ergebnisse zeigen sich lediglich noch an der Waldstation Greverath (vgl. Tab. 26).

In weiteren Beispielen werden deshalb die Streudiagramme mit den jeweiligen Regressionsgeraden für die Station Meckel-Acker (vgl. Fig. 30 bis Fig. 34), parallel zu den zeitgleichen Streudiagrammen der Station Greverath-Acker (Fig. 25 bis Fig. 29), vorgelegt. Aus den verschiedenen Tabellen mit unterschiedlich hohen zeitlichen Auflösungen konnte herausgelesen werden, daß die Korrelationsergebnisse der Station Meckel-Acker u.a. im Vergleich zu den Ergebnissen für die Station Greverath-Acker wesentlich besser ausfielen (vgl. Tab. 22 bis Tab. 26). Durch die nachfolgenden Graphiken lassen sich die Abweichungen zwischen diesen beiden Stationen auch visuell deutlich erkennen.

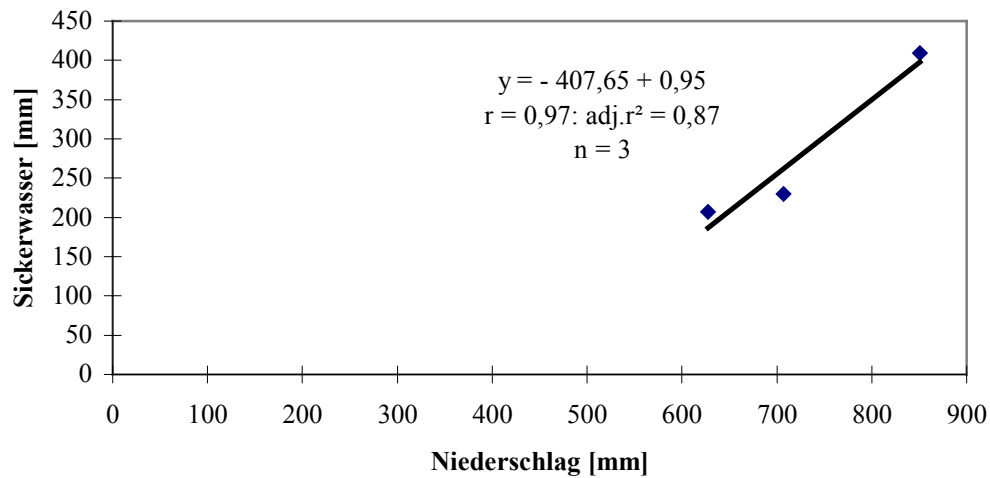


Fig. 30: **Lysimeterstation Meckel-Acker:** Abhängigkeiten zwischen den Jahressummen von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) im Zeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998

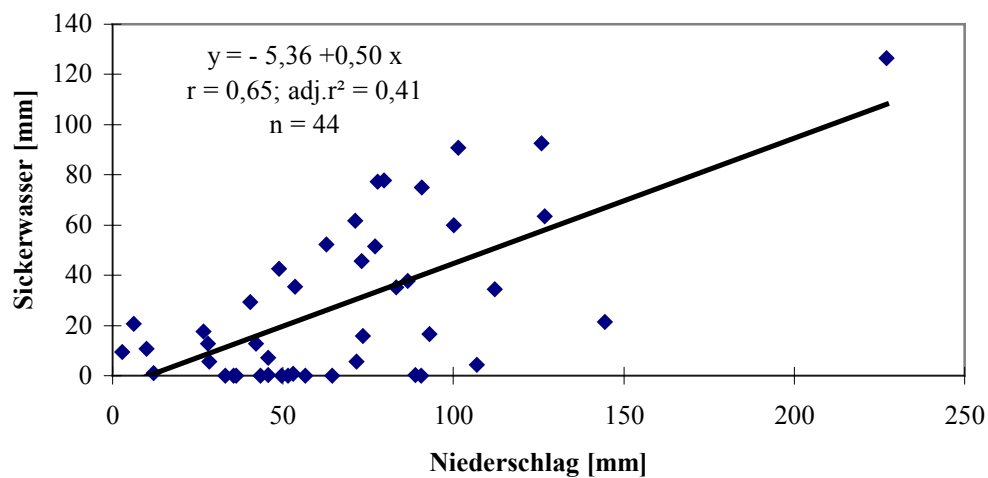


Fig. 31: **Lysimeterstation Meckel-Acker:** Abhängigkeiten zwischen den Monatssummen der hydrologischen Halbjahre (in chronologischer Reihenfolge) von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) im Zeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998

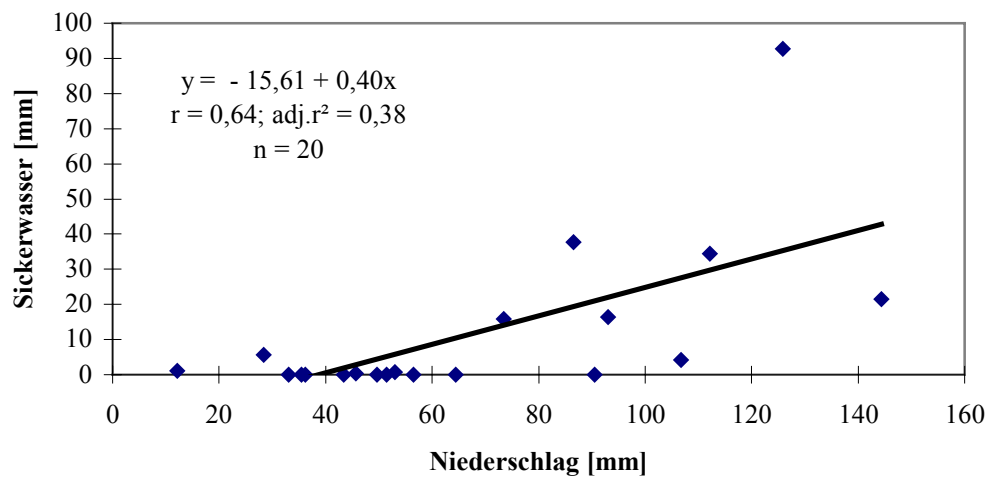


Fig. 32: **Lysimeterstation Meckel-Acker:** Abhängigkeiten zwischen den Monatssummen der hydrologischen Sommerhalbjahre (in chronologischer Reihenfolge) von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) im Zeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998

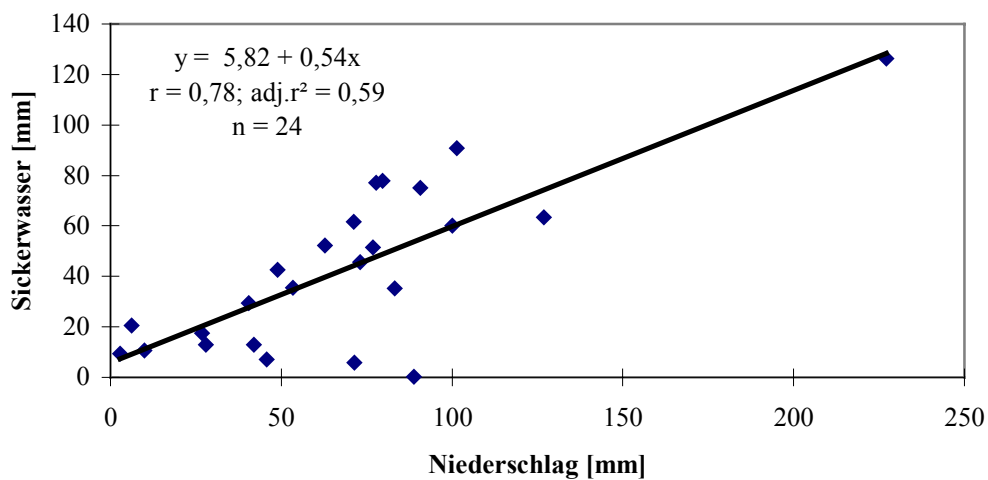


Fig. 33: **Lysimeterstation Meckel-Acker:** Abhängigkeiten zwischen den Monatssummen der hydrologischen Winterhalbjahre (in chronologischer Reihenfolge) von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) im Zeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998

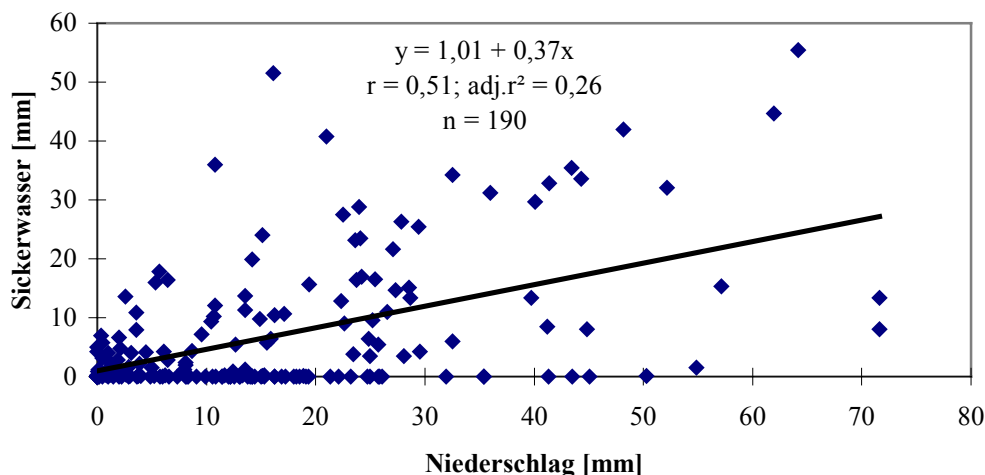


Fig. 34: **Lysimeterstation Meckel-Acker:** Abhängigkeiten zwischen den Wochenwerten (in chronologischer Reihenfolge) von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) im Zeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998

Vergleicht man in den einzelnen Graphiken die Werte der Steigungen der Regressionsgleichungen bezüglich der Differenzierung nach Sommer- und Winterhalbjahr für die beiden ausgewählten Stationen Greverath-Acker und Meckel-Acker zeigt sich, daß an der Station Meckel-Acker erwartungsgemäß die geringste Steigung in den hydrologischen Sommerhalbjahren, die stärkste Steigung in den hydrologischen Winterhalbjahren auftritt. Die Steigung der Wochenwerte liegt auf dem Niveau der Sommerhalbjahre; der Steigungsfaktor für die hydrologischen Halbjahre an der Station Meckel-Acker ist etwas über den zuvor genannten Werten und deutlich unter dem Wert der Winterhalbjahre einzuordnen. Dies trifft auch für die Ergebnisse an der Station Greverath-Acker zu. Insgesamt liegen jedoch die Steigungswerte aller getesteten Konstellationen an der Station Meckel-Acker deutlich über den Ergebnissen für die Station Greverath-Acker. Da im vorliegenden Vergleich der beiden Standorte gleiche Nutzungsart sowie nur geringfügig abweichende Witterungsflüsse gegeben sind (vgl. Kap. 5.2.1.1, Tab. 11 und Tab. 12), müssen die unterschiedlichen Ergebnisse der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung auf andere Einflüsse zurückgeführt werden.

Wie bereits beim Vergleich der Sickerwasserabläufe zwischen den einzelnen Standorten herausgestellt werden konnte, wird das Sickerwasserverhalten - jeweils gleiche Nutzung und vergleichbare Witterungsverhältnisse an den Standorten vorausgesetzt - auch über die standortspezifischen Bodeneigenschaften gesteuert. Über die feldbodenkundlichen Standortaufnahmen an den Lysimeterstationen konnte vor allem an den drei unterschiedlich bewirtschafteten Stationen (Acker, Grünland und Wald) in der Gemarkung Meckel für die ungestörten Bodenfüllungen der Lysimeter eine besondere Eigendynamik der sog. *schweren* Böden bezüglich der Sickerwasserbildung erkannt werden. Über die Einflußgröße 'Bodeneigenschaft' wird an diesen drei Stationen die Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung ganz offensichtlich im positiven Sinne beeinflusst. Dies schlägt sich in den Ergebnissen der statistischen Analysen für die drei Stationen durch die jeweils guten Korrelationsergebnisse zwischen Niederschlag und Sickerwassermenge nieder. Alle errechneten Korrelationskoeffizienten wurden auf einem sehr hohen Signifikanzniveau bestätigt (vgl. Tab. 23 und Tab. 26). Gründe hierfür konnten insbesondere durch die intensiven feldbodenkundlichen Untersuchungen an den Standorten des Lysimetermeßnetzes aufgedeckt werden. Verantwortlich für diesen statistisch erklärten guten funktionalen Zusammenhang zwischen Niederschlag und Sickerwassermenge sind u.a. die auffallend hohen Anteile der sekundären Makroporen und eine dadurch gesteigerte Wasserwegsamkeit in den Böden

dieser Standorte (vgl. Kap. 5.4.1 und Kap. 8.2.2.3). Auch die Einbautiefe der Lysimeter muß, besonders im Falle der flachgründigen Waldlysimeter in Meckel, in die Bewertung der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung einbezogen werden. Auf diese Art von 'positiver' Einflußnahme auf die Sickerwasserbildung wird in Kap. 6.1 noch näher einzugehen sein. Die letztgenannten Beispiele machen deutlich, daß sich erst mit den über intensive Feldarbeiten erzielten Erkenntnissen letztendlich die Ergebnisse der statistischen Datenanalyse (vor allem was die Überprüfung der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung betrifft) verifizieren und interpretieren lassen (vgl. Kap. 6.1 und Kap. 8.2) (vgl. u.a. OLBRISCH 1975a, PROKSCH 1990, 1994).

Um den Einfluß weiterer Parameter - wie z.B. der unterschiedliche Nutzungsaspekt bzw. die räumliche Heterogenität der Bodeneigenschaften - stärker herausstellen zu können, wurde schließlich noch die Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung anhand unterschiedlich zusammengestellter Stationskonstellationen (u.a. alle Stationen des Meßnetzes, alle Stationen mit gleicher Nutzungsart und unterschiedlichen Böden, alle Ackerstationen mit geringen Unterschieden hinsichtlich der Bodeneigenschaften) auf der Basis der Jahressummen von Niederschlag und Sickerwasser in die statistische Überprüfung hinein genommen. Die Ergebnisse dieser Regressions- und Korrelationsanalysen sind der nachfolgenden Tabelle 27 zu entnehmen.

Tab. 27: Korrelationskoeffizienten und Regressionsgleichungen für die Betrachtung der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung unterschiedlich zusammengestellter Stationskonstellationen auf Basis der Jahressummen von Niederschlag und Sickerwasser für den Zeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998

Station	Nutzung	r (errechneter Signifikanzwert n. PEARSON)	adj.r <sup>2</sup>	Regressionsgleichung	n	Signifikanzprüfungen (errechneter Signifikanzwert n. SPEARMAN-RHO)
alle Stationen	Acker, Grünland, Wald	0,633 ( $\alpha = 0,000$ )	0,376	$y = -176,703 + 0,616x$	27	( $\alpha = 0,000$ )
Greverath, Rodt, Id (mu), Id (mm), Meckel	Acker	0,764 ( $\alpha = 0,001$ )	0,553	$y = -232,860 + 0,667x$	15	( $\alpha = 0,000$ )
Rodt, Id (mu), Id (mm), Meckel	Acker	0,836 ( $\alpha = 0,015^*$ )	0,610	$y = -245,330 + 0,666x$	12	( $\alpha = 0,002$ )
Rodt, Id (mu), Id mm)	Acker	0,768 ( $\alpha = 0,000$ )	0,532	$y = -117,604 + 0,460x$	9	( $\alpha = 0,000$ )
Greverath, Meckel	Acker, Grünland, Wald	0,695 ( $\alpha = 0,001$ )	0,450	$y = -208,86 + 0,699x$	18	( $\alpha = 0,001$ )
Greverath, Meckel	Acker	0,911 ( $\alpha = 0,011^*$ )	0,789	$y = -323,316 + 0,887x$	6	( $\alpha = 0,005$ )
Greverath, Meckel	Grünland	0,858 ( $\alpha = 0,028^*$ )	0,671	$y = -533,130 + 1,071x$	6	( $\alpha = 0,005$ )
Greverath, Meckel	Wald	0,868 ( $\alpha = 0,025^*$ )	0,693	$y = -517,674 + 1,346x$	6	( $\alpha = 0,042^*$ )
Greverath, Rodt	Acker	0,701 ( $\alpha = 0,121$ )	0,364	$y = -191,513 + 0,640x$	6	( $\alpha = 0,019^*$ )
Id (mu), Id (mm)	Acker	0,897 ( $\alpha = 0,015^*$ )	0,756	$y = -170,404 + 0,527x$	6	( $\alpha = 0,000$ )
Greverath	Acker, Grünland, Wald	0,789 ( $\alpha = 0,011^*$ )	0,569	$y = -206,309 + 0,636x$	9	( $\alpha = 0,016^*$ )
Greverath	Acker, Grünland	0,675 ( $\alpha = 0,141$ )	0,320	$y = -241,471 + 0,682x$	6	( $\alpha = 0,156$ )
Greverath	Grünland, Wald	0,853 ( $\alpha = 0,030^*$ )	0,661	$y = -100,192 + 0,421x$	6	( $\alpha = 0,111$ )
Greverath	Acker, Wald	0,963 ( $\alpha = 0,020$ )	0,910	$y = -313,543 + 0,882x$	6	( $\alpha = 0,005$ )
Meckel	Acker, Grünland, Wald	0,584 ( $\alpha = 0,098$ )	0,247	$y = -83,673 + 0,576x$	9	( $\alpha = 0,154$ )
Meckel	Acker, Grünland	0,962 ( $\alpha = 0,002$ )	0,907	$y = -533,725 + 1,122x$	6	( $\alpha = 0,019^*$ )
Meckel	Grünland, Wald	0,569 ( $\alpha = 0,239$ )	0,154	$y = -48,172 + 0,563x$	6	( $\alpha = 0,329$ )
Meckel	Acker, Wald	0,466 ( $\alpha = 0,351$ )	0,021	$y = 56,491 + 0,406x$	6	( $\alpha = 0,329$ )

\*Korrelation ist auf dem Niveau von 95% signifikant



Die Ergebnisse aus dieser unterschiedlichen Zusammenführung der Stationen zeigen, daß der Einfluß von Nutzung und Boden auf die Sickerwasserbildung für den auf Jahresbasis überprüften statistischen Zusammenhang zwischen Niederschlag und Sickerwasser - bei jeweils gleichen klimatischen Bedingungen und unter weitgehendem Ausschluß eines jahreszeitlich unterschiedlichen Effektes - deutlich zu erkennen ist. Anhand der Korrelationskoeffizienten läßt sich insbesondere für die Gruppierung der Stationen mit sehr heterogenen Eigenschaften (u.a. unterschiedliche Nutzung und Bodenvariabilität, vgl. Spalte alle Stationen) lediglich ein geringer bis mittlerer Zusammenhang zwischen den Bilanzgrößen Niederschlag und Sickerwasser feststellen. Zudem fällt auf, daß über die statistische Datenanalyse bezüglich der Gemarkung Meckel die Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung für die Überprüfung der Konstellationen *alle Stationen* (Acker, Grünland und Wald) und die Zusammenstellung *Grünland* und *Wald* sowie *Acker* und *Wald* ein nur mäßiger Zusammenhang ausgewiesen wird, indes ein starker Zusammenhang für die Überprüfung der Konstellation *Acker* und *Grünland* bewiesen wird. Vergleicht man diese Ergebnisse mit denen der Stationskonstellationen für die Gemarkung Greverath, wird deutlich, daß die statistische Datenanalyse zu insgesamt gegenläufigen Ergebnisse geführt hat. Der stärkste Zusammenhang wird hier für die Konstellation *Grünland* und *Wald* sowie *Acker* und *Wald* bestätigt, wogegen ein nur mittlerer Zusammenhang für die Konstellationen *Acker* und *Grünland* errechnet werden konnte. Dies wird besonders deutlich, wenn man die Ergebnisse aus Tab. 27 mit den Ergebnissen der - getrennt für die einzelnen Stationen - auf Jahresbasis durchgeführten Regressionsanalyse in Tab. 22 vergleicht. Diese zuvor geschilderten Gegensätze werden im Zusammenhang mit den ausführlichen Untersuchungen zur standörtlichen Sickerwasserbildung in Abhängigkeit der zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung (Kap. 6.1) sowie der vergleichenden Diskussion dieser Ergebnisse in Kap. 8.2 wieder aufgegriffen und dort einer Bewertung unterzogen.

Die Auswirkung der Zusammenführung von räumlicher Heterogenität und der Nutzungsvielfalt auf den funktionalen Zusammenhang von Niederschlag und Sickerwassermengen läßt sich ebenfalls über die Streudiagramme und die Regressionsgeraden dokumentieren. Nachfolgend werden einige ausgewählte Ergebnisse der durchgeführten Regressions- und Korrelationsanalysen anhand der graphischen Umsetzung vorgelegt (Fig. 35 bis Fig. 38).

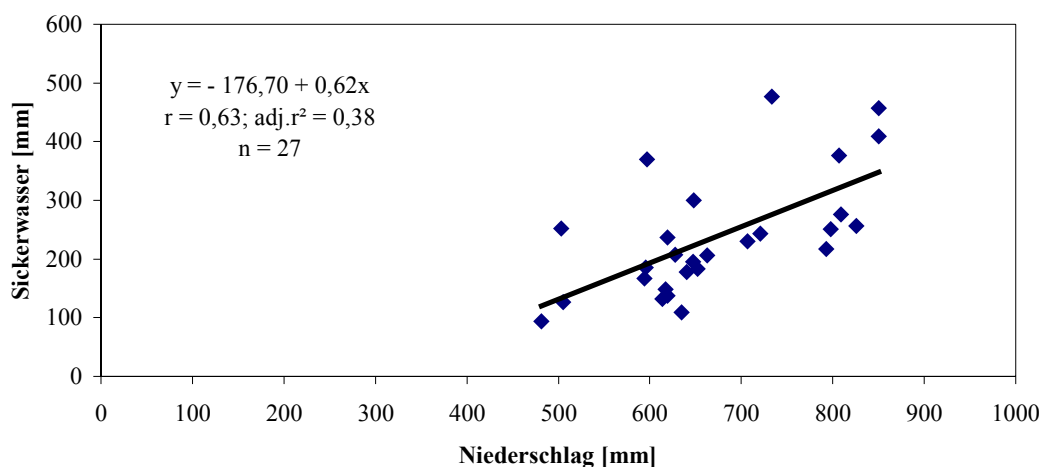


Fig. 35: Abhängigkeiten zwischen den Jahressummenwerten von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) aller Stationen des Lysimetermeßnetzes (unterschiedliche Nutzungsarten und Bodeneigenschaften) im Zeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998

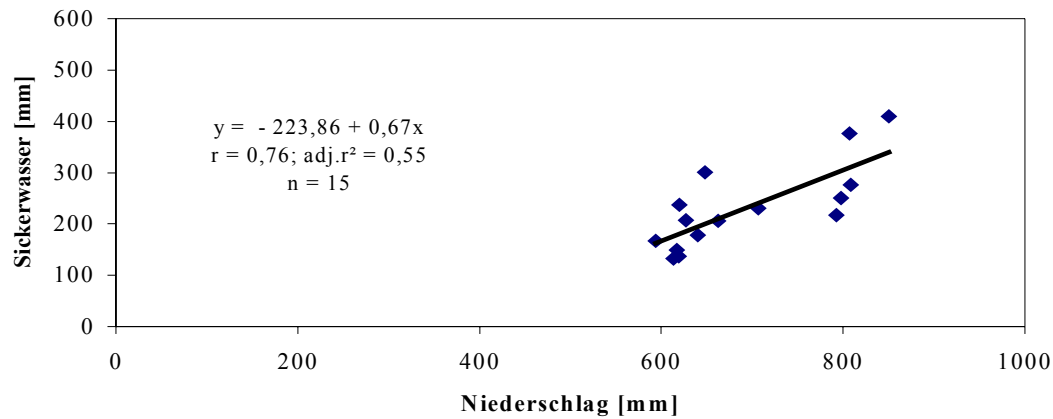


Fig. 36: Abhängigkeiten zwischen den Jahressummenwerten von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) aller Ackerstationen des Lysimetermeßnetzes (mit unterschiedlichen Bodeneigenschaften) im Zeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998

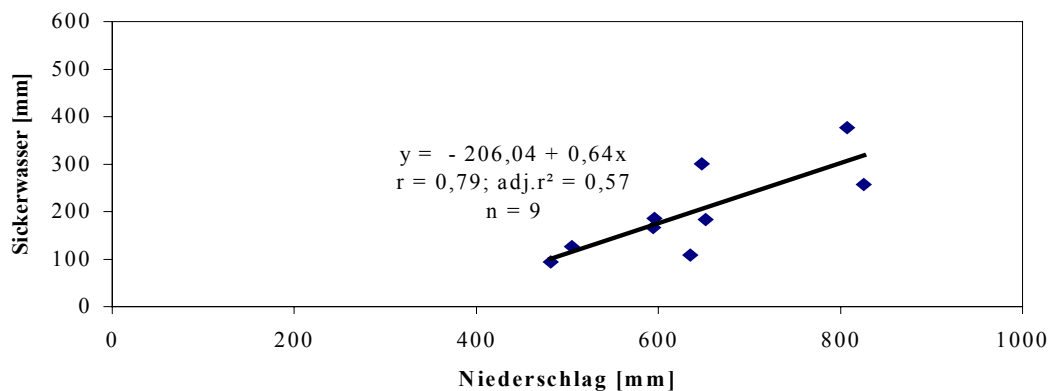


Fig. 37: Abhängigkeiten zwischen den Jahressummenwerten von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) der Lysimeterstationen unterschiedlicher Nutzungsart in der Gemarkung Greverath (mit vergleichbaren Bodeneigenschaften) im Zeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998

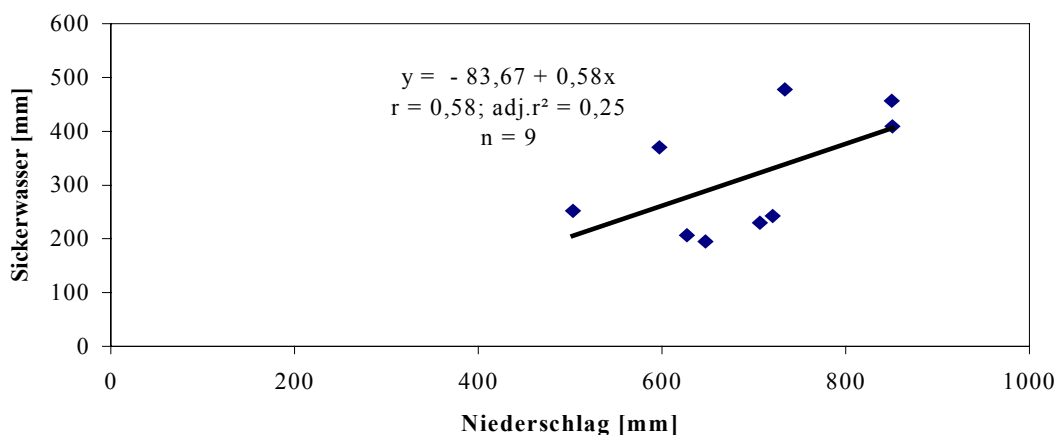


Fig. 38: Abhängigkeiten zwischen den Jahressummenwerten von Niederschlag (korrigiert) und Sickerwassermengen (Mittelwerte der Lysimeterparallelen) der Lysimeterstationen unterschiedlicher Nutzungsart in der Gemarkung Meckel (mit vergleichbaren Bodeneigenschaften) im Zeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998

Aus der Abhängigkeitsüberprüfung zwischen der unabhängigen Variablen Niederschlag und der abhängigen Variablen Sickerwasser auf der Basis von jeweils drei abgeschlossenen hydrologischen Jahren für die Stationen mit unterschiedlicher Nutzung (Acker, Grünland, Wald), jedoch vergleichbaren klimatischen Bedingungen (Bezugsgrößen sind hier die Niederschlagsmengen an den einzelnen Feldstationen) resultiert lediglich ein mittlerer Zusammenhang ( $r = 0,63375$ ,  $\alpha = 0,000$ ) zwischen diesen beiden Meßgrößen. Hierüber läßt sich der Nutzungseinfluß bestätigen. Betrachtet man zum Vergleich die Ergebnisse der Korrelations- und Regressionsanalyse für Stationen unter gleicher Nutzung fällt zwar ein leichter Anstieg des Korrelationskoeffizienten (z.B. bei Ackernutzung:  $r = 0,76483$ ,  $\alpha = 0,001$ ) auf. Trotz gleicher Nutzung ist im vorliegenden Beispiel die Korrelation zwischen Niederschlag und Sickerwasser dennoch lediglich als mittel zu bewerten. Als eine mögliche Erklärung auf die Frage, weshalb bei gleicher Nutzung und vergleichbaren klimatischen Bedingungen die Korrelationsergebnisse sich nicht wesentlich verbessern, können die heterogenen Bodeneigenschaften, die an den einzelnen Feldstationen festgestellt werden konnten (vgl. Kap. 5.4.1) und durch die Lysimeter repräsentiert werden, vorgebracht werden. Die Ergebnisse der statistischen Überprüfung bestätigen somit die bereits weiter vorne - im Zusammenhang mit der tabellarischen Gegenüberstellung der zeitgleich erfaßten Meßgrößen Niederschlag und Sickerwasser sowie einiger graphischer Darstellungen (vgl. Fig. 22) - getroffenen Aussagen hinsichtlich der Sickerwassermengen in Abhängigkeit der Haupteinflußgröße Niederschlag und weiterer Parameter wie Nutzung und Bodeneigenschaften insbesondere vor dem Hintergrund unterschiedlich hoher zeitlicher Auflösungen (vgl. auch Kap. 8.2).

Die in diesem Kapitel vorgenommene Abhängigkeitsüberprüfung und die daraus abgeleiteten Erklärungen sind statistischer Art, d.h. rein auf die Datengrundlage bezogen und sagen nichts über die dynamischen Abläufe in Abhängigkeit von der zeitlichen Betrachtung (also der innerjährlichen Dynamik) aus.

### ***Empirische standörtliche Untersuchungen***

Aus den Ergebnissen der ausgewählten statistischen Analysen leiten sich die weiteren, nachfolgend genannten Arbeitsschritte ab, deren Erkenntnisse unter Kap. 6 interpretiert werden.

Die direkt über die Lysimeter gemessenen Sickerwassermengen - in zeitlich hoher Auflösung - werden anhand folgender Fragestellung beschrieben, interpretiert und abschließend bewertet:

- a) Standörtliche Untersuchungen der innerjährlichen Sickerwasserbildung als Funktion der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung des Niederschlages im jeweils gleichen Betrachtungszeitraum (vgl. Kap. 6.1).
- b) Die standörtliche Untersuchung des Jahresganges der Bodenfeuchtedynamik (als Zeit-Tiefen-Funktion) in Abhängigkeit von der innerjährlichen Verteilung des Niederschlages sowie des Nutzungs und Bodeneinflusses. Diese Untersuchung dient gleichzeitig der vergleichenden standortspezifischen Bewertung der innerjährlichen Versickerungswirksamkeit der Niederschläge an den Lysimeterstationen (vgl. Kap. 6.2).
- c) Indirekte Abschätzung der unbekannten, standörtlich technisch nicht direkt meßbaren Bilanzgröße der realen Evapotranspiration an den einzelnen Lysimeterstationen (vgl. 6.3) über die direkt gemessenen Bilanzgrößen Niederschlag, Sickerwasser und Bodenfeuchte.

### 5.3.1.2 Berechnung der Jahressickerwassermengen für die Feldstationen auf der Basis nutzungsabhängiger Regressionsgleichungen

Zusätzlich wurde im Rahmen des Regionalisierungsansatzes für alle Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes der standortbezogene Wert der Jahressickerwassermenge über den Berechnungsansatz nach RENGIER et al. (1990) mittels nutzungsabhängiger multipler Regressionsgleichungen (vgl. Kap. 4.3.3.2, Kap. 7) abgeleitet und mit den direkt gemessenen Werten der entsprechenden Lysimeterstation verglichen (vgl. Tab. 28).

Tab. 28: Vergleich der gemessenen (Lysimeter) und berechneten (nach RENGIER et al. 1990) Jahressickerwassermengen [mm/a] an den Feldstationen über einen Zeitraum von vier hydrologischen Jahren (1994/95 bis 1997/98)

Stationen	Geol.	Hydrol.- Jahr	Acker		Grünland		Wald	
			Lysimeter	RENGIER	Lysimeter	RENGIER	Lysimeter	RENGIER
Greverath	sm							
		1994/95	238,59*	539,9	290,6*	429,64	178,0*	399,6
		1995/96	166,8	147,6	108,9	85,14	94,1	111,5
		1996/97	300,2	222,0	183,3	144,57	126,5	123,2
		1997/98	376,6	305,6	256,5	222,99	185,3	228,1
Rodt	so							
		1994/95	348,3*	437,0	k. M.	347,4	k. M.	k. M.
		1995/96	137,0	182,1	k. M.	97,2	k. M.	k. M.
		1996/97	237,2	220,7	k. M.	145,6	k. M.	k. M.
		1997/98	250,7	320,2	k. M.	230,8	k. M.	k. M.
Idenheim								
		1994/95	284,6*	439,6	k. M.	413,6	k. M.	411,2
		1995/96	148,7	148,3	k. M.	131,4	k. M.	90,8
		1996/97	177,8	202,8	k. M.	194,3	k. M.	111,3
		1997/98	217,1	277,8	k. M.	255,1	k. M.	241,0
Idenheim	mm							
		1994/95	349,5*	469,9	k. M.	413,0	k. M.	452,2
		1995/96	132,1	146,5	k. M.	62,9	k. M.	59,4
		1996/97	205,8	217,5	k. M.	140,8	k. M.	130,4
		1997/98	275,7	285,4	k. M.	194,1	k. M.	255,3
Meckel	ku							
		1994/95	417,2*	467,1	302,0*	422,8	395,6*	438,8
		1995/96	207,0	153,1	195,4	140,1	252,1	117,5
		1996/97	229,9	243,4	242,9	233,8	359,7	179,0
		1997/98	409,2	311,3	457,0	275,2	477,2	290,5

\* unvollständige Meßreihe für das hydrologische Jahr 1994/95; \* k. M. = keine Messungen

Die Gegenüberstellung von gemessenen und berechneten Jahressickerwassermengen weisen beim direkten Vergleich jeweils gleicher Stationen untereinander deutliche mengenmäßige Unterschiede auf, die - da stationsbezogen gleiche Witterungs- und Nutzungsverhältnisse bestehen - auf die unterschiedliche Einflußnahme der Bodencharakteristik zurückgeführt werden können. Diese Abweichungen werden wie folgt begründet: Die Datenermittlung erfolgte unter grundsätzlich unterschiedlichen Ausgangsbedingungen, die bei der Bewertung der Abweichungen zwischen den gegenübergestellten Ergebnissen Berücksichtigung finden müssen. Es kann davon ausgegangen werden, daß die Sickerwassermengen aus den Bodenmonolithen im Vergleich zu den gerechneten Werten, die dynamischen Abläufe im System Atmosphäre - Boden - Pflanze wesentlich besser widerspiegeln, wogegen sich die berechneten Sickerwassermengen aus empirisch ermittelten multiplen Regressionsgleichungen ableiten, in denen lediglich in sehr eingeschränkter Form (insbesondere den Faktor Boden betreffend über die *nFKWe*) die physikalischen Zusammenhänge im komplexen Wirkungssystem Boden - Wasser - Pflanze berücksichtigt werden.

Die Tabelle 29 zeigt die über Regressions- und Korrelationsanalyse erzielten Ergebnisse für die Überprüfung der Stärke des Zusammenhanges zwischen den gemessenen (Lysimeter) und berechneten Jahressickerwassermengen an den einzelnen Stationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes.

Setzt man die gemessenen und gerechneten Werte stationsbezogen ( $n = 3$ ) zueinander in Beziehung, so

Tab. 29: Ergebnisse der Korrelations- und Regressionsanalyse zur Überprüfung der Beziehung zwischen den gemessenen und gerechneten Sickerwassermengen

Station	Nutzung	r (errechneter Signifikanzwert n. PEARSON)	adj.r <sup>2</sup>	Regressionsgleichung	n	(errechneter Signifikanzwert n. Spearman-Rho)
Greverath	Acker	0,982 ( $\alpha = 0,020$ )	0,929	$y = 19,444 + 0,731x$	3	( $\alpha = 0,000$ )
Greverath	Grünland	0,996 ( $\alpha = 0,051$ )	0,985	$y = -19,839 + 0,933x$	3	( $\alpha = 0,000$ )
Greverath	Wald	0,964 ( $\alpha = 0,167$ )	0,861	$y = -26,867 + 1,338x$	3	( $\alpha = 0,000$ )
Rodt	Acker	0,784 ( $\alpha = 0,425$ )	0,231	$y = 54,792 + 0,895x$	3	( $\alpha = 0,000$ )
Idenheim (mu)	Acker	0,999 ( $\alpha = 0,004$ )	0,999	$y = -133,562 + 1,894x$	3	( $\alpha = 0,000$ )
Idenheim (mm)	Acker	0,999 ( $\alpha = 0,002$ )	0,999	$y = 18,634 + 0,967x$	3	( $\alpha = 0,000$ )
Meckel	Acker	0,875 ( $\alpha = 0,020$ )	0,532	$y = 139,8952 + 0,6288x$	3	( $\alpha = 0,000$ )
Meckel	Grünland	0,840 ( $\alpha = 0,364$ )	0,413	$y = 91,784 + 0,417x$	3	( $\alpha = 0,000$ )
Meckel	Wald	0,981 ( $\alpha = 0,128$ )	0,927	$y = -84,503 + 0,764x$	3	( $\alpha = 0,000$ )
alle Stationen	Nutzungs- und Bodenvariabilität	0,679 ( $\alpha = 0,000$ )	0,440	$y = 92,974 + 0,509x$	27	( $\alpha = 0,000$ )
alle Acker	gleiche Nutzung und Bodenvariabilität	0,817 ( $\alpha = 0,002$ )	0,642	$y = 71,562 + 0,736x$	15	( $\alpha = 0,000$ )

zeigt sich - mit Ausnahme der Station Rodt - eine hohe Korrelation zwischen diesen beiden unterschiedlich ermittelten Stationswerten (vgl. Tab. 29 u. Anhang: Fig. 21 bis Fig. 31). Die statistische Analyse für die gemessenen und berechneten Werte aller Stationen zeigt gegenüber den Einzelergebnissen ein deutlich verändertes Bild. Aus der Tabelle ist zu ersehen, daß die Ergebnisse aller gemessenen und berechneten Sickerwassermengen (= alle Stationen) lediglich einen mäßigen Zusammenhang aufweisen. Dagegen verbessert sich die Korrelation, wenn der Zusammenhang zwischen den berechneten und den gemessenen Sickerwassermengen auf der Basis aller Stationen mit gleicher Nutzungsart überprüft wird. Hieran wird deutlich, daß über die beiden unterschiedlich ermittelten Parameter weitere Einflüsse (Nutzung und Boden) in die Abhängigkeitsüberprüfung einfließen, was ebenfalls im Rahmen der Abhängigkeitsüberprüfung zwischen Niederschlag und gemessenen Sickerwassermengen auf der Basis unterschiedlicher Stationskonstellationen gezeigt werden konnte (vgl. Tab. 27 und Fig. 35 bis Fig. 38).

Wie bereits im Zusammenhang mit der Überprüfung der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung - auf der Basis der Jahressummenwerte ( $n = 3$ ) - herausgestellt wurde, können die hier erzielten Ergebnisse ebenfalls nur unter Vorbehalt als statistisch bewiesen bewertet werden (vgl. Ausführungen in Verbindung mit Tab. 22; vgl. auch Kap. 8.2.3).

### 5.3.2 Bodenfeuchtemessungen an den Feldstationen

Als weiterer bodenhydrologischer Kennwert wurde durch gravimetrische Messungen (als direkte Methode) die Bodenfeuchte - als Funktion von Tiefe und Zeit - an allen Stationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes für die standortspezifisch festgelegten Bodentiefen (in 10 cm Schritten) festgestellt. Das Meßintervall zwischen den Meßterminen betrug i.d.R. sieben Tage, so daß die Ermittlung der Bodenfeuchte zeitparallel zu den Messungen der Niederschlags- und Sickerwassermengen über den gesamten Beobachtungszeitraum von vier hydrologischen Jahren (1.4.1994 bis 31.3.1998) erfolgen konnte. Die Beschreibung der Methodik der Probennahme sowie der Durchführung der gravimetrischen Wassergehaltsbestimmung wurde bereits in Kap. 4.3.4.1 vorgestellt.

Für den hier untersuchten Zeitraum ergab sich aus der wöchentlichen Erfassung der Bodenfeuchte an den insgesamt 14 beprobten Standorten - mit jeweils einer Mindestprofiltiefe zwischen 60 und 80 cm und einer Beprobung im 10 cm Abstand - eine Datenmenge von circa 23.300 Bodenfeuchtemeßwerten. Aufgrund dieser umfangreichen Datenansammlung muß an dieser Stelle auf eine Übersicht der tabellarischen Zusammenstellung dieser Meßergebnisse verzichtet werden.

Mit den Untersuchungen wurde das Ziel verfolgt, standortbezogen eine quantitative Abschätzung der Wasserhaushaltsgröße 'Bodenfeuchte' im Bereich der ungesättigten Bodenzone vorzunehmen. Von besonderem Interesse war dabei die Beobachtung der jahreszeitlich bedingten Schwankungen (Zeit-Tiefen-Variation, vgl. ZEPP, 1995, S. 16) der Bodenfeuchte in Abhängigkeit der Niederschlagsverhältnisse und der Standorteigenschaft wie Nutzungsart und Bodeneigenschaften. Zudem stellte sich im Zusammenhang mit den zeitparallelen Messungen der Sickerwassermengen die Frage, ob zwischen den beiden Bilanzgrößen *Sickerwasser* und *Bodenfeuchte* eine wechselseitige Beziehung besteht und ob die Sickerwasserbildung auch als Funktion der Bodenfeuchte erklärt werden kann. An anderer Stelle wurde bereits darauf hingewiesen, daß - technisch bedingt - diese beiden Bilanzgrößen des Wasserhaushaltes nicht in ein und demselben System ermittelt werden konnten. Dies begründet auch die getrennt voneinander vorgenommene Auswertung dieser beiden bodenhydrologischen Kennwerte, sowie insbesondere die getrennt voneinander durchgeführten Standortanalysen zur innerjährlichen Sickerwasserbildung (vgl. Kap. 6.1) und Bodenfeuchtedynamik nach Tiefe und Zeit (Kap. 6.2).

Vor der eigentlichen Standortanalyse wurden die Resultate der Bodenfeuchtemessungen - vergleichbar mit den Auswertungen der Sickerwassermengen - zunächst einer statistischen Überprüfung hinsichtlich der Bewertung der Stärke des Zusammenhangs zwischen den beiden Parametern Niederschlag (unabhängig) und Bodenfeuchte (= berechnete Mittelwerte über die jeweilige Profiltiefe als abhängige Variable) unterzogen. Dies geschah auf der Basis der wöchentlichen Messungen sowie getrennt nach hydrologischen Halbjahren. Die Ergebnisse dieser Korrelationsberechnungen zeigten insgesamt, daß kein linearer Zusammenhang zwischen diesen beiden Parametern besteht. Die Schwankungen der errechneten Korrelationskoeffizienten ('*r*' und '*adj. r*<sup>2</sup>') der 14 Stationen bewegen sich zwischen  $r = 0,025$ ;  $\text{adj. } r^2 = -0,042$  und  $r = 0,362$ ;  $\text{adj. } r^2 = 0,093$ . Aufgrund dieser schlechten Korrelationsergebnisse wurde weder eine weitere Regressionsberechnung noch eine graphische Umsetzung in Form von Streuungsdiagrammen vorgenommen.

Im Anschluß an die statistische Datenanalyse wurden die Meßwerte zum Vergleich der einzelnen Stationen zunächst anhand der Stationstabellen einander gegenübergestellt. Auffallend hierbei war, daß sich die Feuchteverhältnisse (einschließlich der Feuchteverteilung im Bodenspeicherraum) an den drei Stationen in der Gemarkung Greverath (Acker, Grünland und Wald) deutlich von denen der übrigen Stationen in den Gemarkungen Meckel, Idenheim und Rodt abheben. Während an den drei Standorten in Greverath die Werte der Wassergehalte innerhalb der beprobten Tiefenprofile in der Regel nicht über Wassergehaltswerte von 25 Gew.-% ansteigen - die Schwankungsbreite bewegt sich jahreszeitlich bedingt zwischen 9 Gew.-% und 25 Gew.-% - liegen die Feuchteverhältnisse an den übrigen Stationen zwischen Werten von 15 Gew.-% und 30 Gew.-% (Rodb, Idenheim (*mm*) und Idenheim (*mu*)) bzw. zwischen 20 Gew.-% bis z.T. 35 Gew.-% in der Gemarkung Meckel. Unter Berücksichtigung der Standortergebnisse der bodenphysikalischen Untersuchungen werden die Unterschiede in den Wassergehalten der einzelnen Bodenfeuchtemeßfelder zunächst auf die nachgewiesene standortbezogene, d.h. räumlich bedingte Variabilität der Bodeneigenschaften (vgl. Kap. 5.4.1) zurückgeführt. Detailliertere Ausführungen zu den hier nur kurz aufgezeigten heterogenen Feuchteverhältnissen - vor allem auch vor dem Hintergrund der Nutzungsdifferenzierung zwischen Acker, Grünland und Wald - erfolgen erst in Kap. 6.2, im Zusammenhang mit einer ausführlichen Standortanalyse zur Bewertung der innerjährlichen

Bodenfeuchteänderung (als Zeit-Tiefen-Funktion) in Abhängigkeit von Niederschlag und Bodeneigenschaften (vgl. oben; vgl. auch Kap. 8.2.4).

Ferner konnte aus der chronologischen Aufzeichnung der Meßergebnisse in den Stationsdatenblättern sowohl eine tiefen-differenzierte als auch eine zeit-differenzierte Verteilung der Wassergehalte festgestellt werden. Für die weitere Datenanalyse wurden deshalb sog. Zeitreihen-Diagramme zur Darstellung der klassifizierten Schichttiefenverteilung der Bodenfeuchte - auf der Basis der wöchentlichen Grunddaten für jeweils abgeschlossene hydrologische Jahre - erstellt (vgl. Kap. 4.3.4.1).

Die gewählte Form zur graphischen Umsetzung der wöchentlichen Meßdaten und die sich daraus ergebenden Möglichkeiten für die Interpretation der Meßergebnisse wird nachfolgend exemplarisch an einem Stationsdiagramm für das Bodenfeuchtemeßfeld Greverath-Acker (Fig. 39) vorgestellt.

Das Diagramm bildet den eindimensionalen (= vertikalen) Feuchtetransport über den definierten Zeitraum eines hydrologischen Jahres (hier gleichgesetzt mit dem Zeitraum eines Lysimeterjahr 1.4. bis 31.3.) ab.

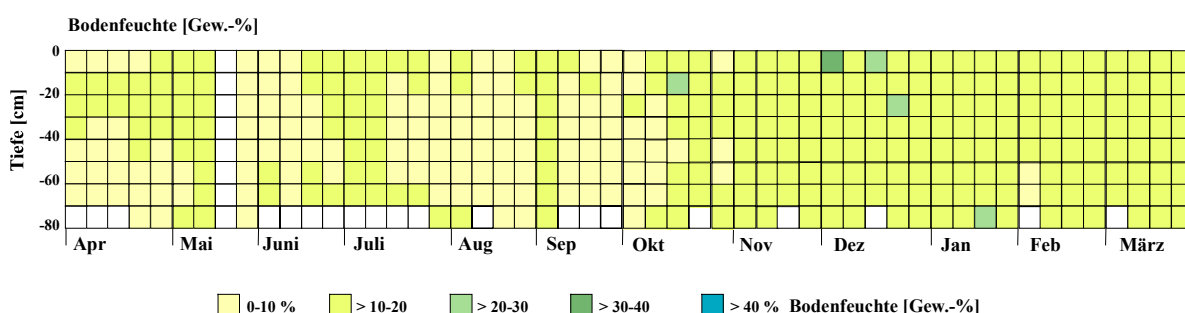


Fig. 39: Klassifizierte Zeit-Tiefen-Verteilung der Bodenfeuchte an der Station Greverath-Acker für das hydrologische Jahr 1997/98

Durch die zeitlich hohe Auflösung der klassifizierten, schichtparallel ausgewerteten Meßergebnisse (hier als Gew.-%) lassen sich die Feuchteänderungen nach der Tiefe und der Zeit (= innerjährliche Feuchtedynamik) deutlich dokumentieren. Hiermit verbunden ist die Ausbildung unterschiedlicher Strukturen im Feuchtebild (u.a. Feuchtezapfen, Feuchtefront), anhand derer - im Vergleich zu einer rein tabellarischen (chronologischen) Auflistung der gemessenen (= absoluten) Werte - z.B. der zeitliche Beginn und die sich anschließende Fortentwicklung der Bodenspeicherentleerung, der zeitliche Beginn und der zeitliche Verlauf der Speicherauffüllung sowie die Ausbildung und Wanderung von sog. Feuchtefronten markant herausgestellt werden können. Durch die zeitparallele Gegenüberstellung der Niederschlagsmengen bot zudem diese Art der graphischen Datenaufbereitung die Möglichkeit, die vielfältigen Ursächlichkeiten eines solchen innerjährlichen Feuchteganges aufzudecken. Daß die Steuerung der Feuchtedynamik nicht ausschließlich über die innerjährliche Niederschlagsverteilung erklärt werden kann, wurde bereits durch die schlechten Korrelationsergebnisse unter Beweis gestellt. Hieraus ergab sich, daß für die Interpretation der Feuchtebilder weitere Faktoren wie z.B. boden- und nutzungsspezifische Eigenschaften herangezogen werden mußten.

Für den Standort Greverath-Acker konnte anhand der Ergebnisse der bodenphysikalischen Kennwerte (vgl. Kap. 5.4.1) gezeigt werden, daß sich in den Feuchteverhältnissen u.a. die Körnungsverhältnisse und die Porengrößenverteilung (hier das Primärporensystem) deutlich widerspiegeln. Diese Eigenschaften übernehmen eine wichtige Steuerfunktion im Bodenspeicherraum hinsichtlich der Fähigkeit Bodenfeuchte aufzunehmen, zu speichern und das Wasser wieder abzugeben. Der Wasserumsatz im Bodenspeicher ist jedoch nicht ausschließlich als Funktion der eingetragenen Niederschlagsmenge und der bodenphysikalischen Eigenschaften zu erklären. Der dynamische Verlauf wird daneben auch über die Nutzungsart gesteuert. Dies zeigt sich im oben abgebildeten Diagramm (Fig. 39) besonders deutlich in

der auffälligen, jahreszeitlich bedingten Zweiteilung des Feuchteprofils für den Ackerstandort Greverath. Die Bodenspeicheraufzehrung (belegt mit der Feuchteklasse 0-10 Gew.-%) im Verlaufe des Sommerhalbjahres ist eng an den zeitlichen Verlauf der phänologischen Phasen der Nutzungsart des bewirtschafteten Ackers gekoppelt. Nicht unbedeutend ist in diesem Zusammenhang die Rolle der Anfangswassergehalte zu Beginn eines Sommerhalbjahres (Funktion der Bodeneigenschaften und der Witterungsverhältnisse) sowie die Feuchteverhältnisse am Ende des vorangegangenen Winterhalbjahres.

Anhand dieser Ausführung bezüglich der Möglichkeiten der Interpretation eines derartigen Feuchteprofils zeigt sich jedoch auch, daß sich die Feuchteverhältnisse - sowohl im Jahresgang als auch für das Vertikalprofil nach der Tiefe - nur im Rahmen einer intensiven komplexen Standortanalyse beschreiben und begründen lassen (vgl. Kap. 6.2 u. Kap. 8.2.4; vgl. auch TRETER 1970, OLBRISCH 1975a, KLAUSING & SALAY 1976, GERMANN 1981, ERNSTBERGER 1987).

### ***Berechnung der Bodenspeicheränderung an den Feldstationen***

Ein weiteres Ziel der Bodenfeuchtemessungen bestand darin, den Betrag der Bodenspeichervorratsänderung (positiv oder negativ) für den Zeitraum eines abgeschlossenen hydrologischen Jahres zu kalkulieren. Hierfür mußten die schichtweise nach der Tiefe und Zeit als Gew.-% wöchentlich ermittelten Wassergehalte über die festgelegten Bodentiefen zunächst in Vol.-% bzw. in mm Wassersäule umgerechnet werden (vgl. Kap. 4.3.4.2). Anhand der umgerechneten Bodenfeuchtwerte in Vol.-% wurde schließlich - aus der Aufsummierung der wöchentlich errechneten Wassergehaltsmenge (mm) - der Bodenspeicherwert am Ende eines hydrologischen Jahres über die definierte Bodentiefe für jeden Standort des Bodenfeuchtemeßnetzes ermittelt (vgl. Kap. 4.3.2.2, Gl. 7). Aus entsprechend angelegten Datenblättern, die diese Ergebnisse verwalten, lassen sich neben den berechneten Bodenwasserbilanzen (Bodenspeicherzuwachs bzw. Bodenspeicherabnahme) am Ende eines hydrologischen Jahres zusätzlich auch die Zu- bzw. Abnahmen der Bodenwassergehalte im Bodenspeicher zwischen den beiden Terminen eines wöchentlichen Meßintervalls abrufen. Bodenfeuchte-Fehlwerte in einzelnen Tiefenstufen des Bodenspeichers bzw. Ausfälle ganzer Wochenmessungen machten die Berechnung der Bodenwasserbilanzen z.T. problematisch. Die Fehlwerte konnten i. d. R. über Interpolation zwischen dem Meßtermin vor und dem Meßtermin nach der Ausfallzeit ergänzt werden.

In der Tabelle 30 sind die Ergebnisse der Kalkulation der Bodenwasserbilanz auf der Basis der Bodenwassersäulen zu Beginn und am Ende des jeweils betrachteten hydrologischen Jahres für die 14 Bodenfeuchtemeßstellen im Untersuchungsgebiet aufgelistet. Diese tabellarische Übersicht läßt erkennen, daß zum einen die Bodenspeicherverhältnisse der einzelnen Stationen erheblich voneinander abweichen. Zum anderen fällt auf, daß aber auch zwischen den Jahresergebnissen jeder einzelnen Station erhebliche Schwankungen auftreten.

Vergleicht man zunächst in Tabelle 30 die Werte der Bodenwassersäulen zwischen den einzelnen Stationen so kann zunächst festgestellt werden, daß an allen drei Stationen der Gemarkung Greverath die ermittelten Wassergehalte sowohl am Anfang als auch am Ende eines hydrologischen Jahres deutlich niedriger liegen als die der übrigen Standorte.



Tab. 30: Bodenwassersäulen zu Beginn und am Ende der hydrologischen Halbjahre und daraus errechnete Jahresbilanzwerte

Stationen	hydrol. Jahr	Acker			Grünland			Wald		
		BWS	BWS [mm]	BSW	BWS	BWS [mm]	BSW	BWS	BWS [mm]	BSW
		HSHJ	HWHJ	Bilanz	HSHJ		Bilanz	HSHJ	HWHJ	Bilanz
<b>Greverath</b>	1994/95	155,4	184,4	29,0	209,6	214,6	5,0	175,6	184,6	9,0
	1995/96	184,4	161,2	-23,2	214,6	210,7	-3,9	184,6	166,6	-18,0
	1996/97	161,2	115,9	-45,3	210,7	208,7	-2,0	166,6	146,4	-20,2
	1997/98	115,9	161,6	45,7	207,7	263,7	55,0	146,4	129,5	-16,9
<b>Rodt</b>	1994/95	245,1	263,3	18,2	k.M.	k.M.	k.M.	k.M.	k.M.	k.M.
	1995/96	263,3	244,3	-19,0	224,5	234,4	9,8	k.M.	k.M.	k.M.
	1996/97	244,3	248,3	4,0	232,4	226,8	-7,5	k.M.	k.M.	k.M.
	1997/98	248,3	242,0	-6,3	226,8	271,8	45,0	k.M.	k.M.	k.M.
<b>Idenheim (mu)</b>	1994/95	248,0	247,6	-0,4	k.M.	k.M.	k.M.	255,7	260,4	4,8
	1995/96	247,6	231,1	-16,5	269,2	267,4	-1,8	260,4	239,1	-21,4
	1996/97	231,1	221,1	-10,0	267,4	289,1	21,7	239,1	248,5	9,4
	1997/98	221,1	238,7	17,6	289,1	294,7	5,6	248,5	259,7	11,1
<b>Idenheim (mm)</b>	1994/95	338,5	339,0	-4,9	k.M.	k.M.	k.M.	261,1	216,4	-44,7
	1995/96	333,9	321,5	-12,4	300,2	291,1	-9,2	216,4	189,5	-26,9
	1996/97	321,5	302,8	-18,7	291,1	240,7	-50,3	189,5	208,3	18,8
	1997/98	302,8	363,5	60,6	240,7	243,1	2,4	208,3	198,6	-9,7
<b>Meckel</b>	1994/95	257,7	344,6	86,9	282,2	277,1	-5,0	242,2	231,4	-10,8
	1995/96	344,6	290,3	-54,3	277,1	257,0	-20,1	231,4	277,1	45,7
	1996/97	290,3	269,6	-20,7	257,0	263,0	6,0	277,1	272,0	-5,1
	1997/98	269,6	307,5	37,8	263,0	258,3	-4,7	272,0	279,3	7,3

BWS = Bodenwassersäule, BSW = Bodenspeicherwert errechnet aus der Differenz zwischen den Bodenwassersäulen HWHJ und HSHJ; HSHJ = hydrologisches Sommerhalbjahr, HWHJ = hydrologisches Winterhalbjahr; k.M. = keine Messungen

Diese Feststellung bestätigt die bereits weiter vorne getroffene Aussage hinsichtlich der unterschiedlichen Feuchteverhältnisse zwischen diesen Stationen, die im Zusammenhang mit der graphischen Aufbereitung der Daten in Form von klassifizierten Feuchtebildern vorgenommen wurde. Die deutlich niedrigeren Werte der Bodenwassersäulen an den Stationen der Gemarkung Greverath sind eindeutig auf die insgesamt sandigeren Böden und die damit verbundenen dynamischen Prozesse wie begünstigte Wasseraufnahme-, ungünstige Wasserspeicher- und gute Wasserabgabefähigkeit zurückzuführen. Demzufolge sind die höheren Werte der Bodenwassersäulen der übrigen Stationen, deren Böden sich durch einen geringeren Sand- und wesentlich höheren Ton- und Schluffgehalt auszeichnen (vgl. Kap. 5.4.1) - vergleichbare Witterungsverhältnisse vorausgesetzt - das Resultat einer besseren Wasserspeicherkapazität und einer verminderten Wasserabgabefähigkeit.

An dieser Stelle werden die Unterschiede der Bodenwassergehalte lediglich über die unterschiedlichen Böden mit ihren charakteristischen bodenhydraulischen Eigenschaften erklärt. Dies bedeutet, daß die Wasseraufnahmefähigkeit mit zunehmender Feinkörnigkeit zwar steigt, die Wasserabgabefähigkeit und Wasserleitfähigkeit jedoch sinkt. Anders formuliert bedeutet dies, daß die Durchlässigkeit bei Sanden hoch, dagegen bei Tonen sehr gering ist.

Die Bewertung weiterer Einflußfaktoren - wie Niederschlag oder Bewuchs - auf die Bodenfeuchteverhältnisse wird unter Kap. 6.2 im Rahmen der standörtlichen Betrachtung der innerjährlichen Feuchtedynamik diskutiert. Hierbei werden die zuvor gemachten Aussagen hinsichtlich des Bodeneinflusses wieder aufgegriffen. In diesem Zusammenhang wird die Bedeutung des Sekundärporensystems für die Wasserwegsamkeit zu diskutieren sein (vgl. auch Kap. 8.2.4).

Betrachtet man die errechneten Bodenspeicherbilanzwerte (BSW) aus der Differenz zwischen der Höhe der Bodenwassersäulen am Ende und zu Beginn des hydrologischen Jahres in der Tabelle 30, fallen besonders die negativen Werte der hydrologischen Jahre 1995/96 und 1996/97 auf. Obwohl statistisch

gesehen kein eindeutiger Zusammenhang zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag nachgewiesen werden konnte, spiegeln sich in den Speicherwerten dieser beiden hydrologischen Jahre die deutlich geringeren Niederschlagsmengen im Vergleich zu den Jahren 1994/95 und 1997/98 wider. Sicherlich nicht unbedeutend ist dabei die Verteilung der Niederschlagsmengen im Verlaufe eines Jahres.

Besonders die Ackerstandorte weisen im Vergleich zu den Grünland- und Waldstandorten für diese beiden Jahre erheblich höhere Feuchteverluste auf. Hierdurch wird deutlich, daß nicht nur der Niederschlag sondern offensichtlich auch der Bewuchs die Bodenfeuchteänderung erheblich beeinflußt. Besonders der sich wandelnde Bedeckungsgrad auf der Ackerfläche im zeitlichen Verlauf eines hydrologischen Jahres spielt - im Vergleich zu den Bodenbedeckungsverhältnissen der Grünland- und Waldstandorte - für die Feuchteentwicklung ebenfalls eine entscheidende Rolle. Dies herauszustellen ist ebenfalls Aufgabe der standörtlichen Bewertung der zeitlichen und räumlichen Variabilität der Bodenfeuchteverhältnisse, die in Kap. 6.2 vorgenommen wird.

Die stationsbezogene Kalkulation der Höhen der Bodenwassersäulen diene – wie bereits unter Kap. 4.3.2.2, Gl. 7 und 4.3.4.2 dargelegt - zusätzlich der Abschätzung der Jahressumme der realen Evapotranspiration aus der Wasserhaushaltsgleichung (vgl. Kap. 4.3.2.2, Gl. 6 und Kap. 5.2.2.2). In diesem Zusammenhang muß noch erwähnt werden, daß sich die Berechnung der Speicherwerte für die Grünland- und Waldstandorte nicht ganz unproblematisch gestaltete, da die Wassergehalte - besonders in niederschlagsreichen Zeiten - im Bereich der Meßtiefe von 0 bis 10 cm (unter Wald z.T. auch bis 20 cm) häufig zu hoch eingeschätzt wurden. Insbesondere durch den hohen Anteil an Wurzelfilz in den Feuchteproben der oberen 10 bis 20 cm wird über einen längeren Zeitraum hinweg das infiltrierte Niederschlagswasser zwischengespeichert und nur langsam an die unteren Bodentiefen abgegeben. Diese Meßtiefen wurden deshalb insgesamt aus der Kalkulation herausgenommen (vgl. SCHLICHTING et al. 1995, WEGEHENKEL 1992, 1995).

## 5.4 Boden

Im folgenden werden die wichtigsten Bodenkenndaten dargestellt, die den Bodenwasserhaushalt und damit verbunden den Prozeß der Sickerwasserbildung beeinflussen.

Zunächst werden die Ergebnisse der feldbodenkundlichen und bodenphysikalischen Untersuchungen standortspezifisch für die Meßstationen präsentiert (Kap. 5.4.1). Daran anschließend wird die Auswertung der bohrpunktbezogenen, feldbodenkundlichen Kartierungen für die gesamte Fläche des Untersuchungsgebietes aufgezeigt (Kap. 5.4.2).

### 5.4.1 Ergebnisse der feldbodenkundlichen und bodenphysikalischen Untersuchungen an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtestationsnetzes

Um die wöchentlich erfaßten Sickerwassermengen und Bodenfeuchtegehalte in ihrer zeitlichen und räumlichen Verteilung nach der Tiefe standortspezifisch bewerten zu können, wurden die nachfolgend aufgeführten bodenphysikalischen Parameter für jeden einzelnen Standort getrennt labortechnisch ermittelt:

- \* Korngrößenverteilung und Bestimmung der Bodenart an den Profilgruben in 10 cm Abständen über die standortspezifische Profiltiefe
- \* Porenvolumen, Porengrößenverteilung
- \* Wasserleitfähigkeit
- \* Trockenraumgewicht.

Die hierzu notwendige Stechringprobenentnahmen erfolgte an offenen Profilgruben i.d.R. aus der Horizontmitte der jeweils festgelegten Tiefenabschnitte der einzelnen Horizonte (vgl. Spalte: Stechringentnahmetiefe [cm] in den nachfolgenden Standorttabellen). Diese wurden - in unmittelbarer Nachbarschaft zu den jeweiligen Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßstationen - auf den Flächen angelegt, aus denen die ungestörten Bodenmonolithe der Lysimeterparallelen gezogen wurden und auf denen die Bodenfeuchtemessungen im Untersuchungszeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998 durchgeführt wurden. Zusätzlich wurden an der Profilwand noch weitere wichtige diagnostische Merkmale (z.B. Schrumpfrisse, Wurzelbahnen, Wurmgänge, Durchwurzelungstiefe) - horizontbezogen - nach den Richtlinien der Bodenkundlichen Kartieranleitung, KA4 (AG Boden 1994) erfaßt, die ebenfalls den Bodenwasserhaushalt beeinflussen und somit Aufschluß über die bodenhydrologischen Verhältnisse geben können.

Die Methodik und Vorgehensweise zur Gewinnung der zuvor aufgeführten Bodendaten wurde bereits unter Kapitel 4.5.3 eingehend dargelegt. Die vergleichende Diskussion für die Ergebnisse der statistischen Datenanalyse (anhand der Korrelations- und Regressionsanalysen) zur Überprüfung der Stärke eines Zusammenhanges zwischen den verschiedenen bodenphysikalischen Parameter untereinander findet im wesentlichen in den Kapiteln 8.1.3 und 8.1.4 statt (vgl. auch Anhang: Tab. 61 bis Tab. 63 u. Anhang: Fig. 39 bis Fig. 56).

### Feldstationen in der Gemarkung Greverath

Die Tabelle 31 beschreibt im Überblick die standörtlichen Lageparameter sowie einige charakteristische physisch-geographische Verhältnisse an den drei Lysimeter- und Bodenfeuchtestationen in der Gemarkung Greverath.

Tab. 31: Standörtliche Angaben zu den Feldstationen in der Gemarkung Greverath

Standortangaben:	Greverath	Greverath	Greverath
Top. Karte: 1:25.000	6006 Landscheid	6006 Landscheid	6006 Landscheid
Rechts- und Hochwert:	25 54280, 55 32980	25 52950, 55 32030	25 53080, 55 32130
Naturraum*:	Moselleifel (270)	Moselleifel (270)	Moselleifel (270)
Lage im Relief:	Höhenrücken, ebene Fläche	Höhenrücken, ebene Fläche	Höhenrücken, ebene Fläche
Ausgangsgestein:	Mittlerer Buntsandstein	Mittlerer Buntsandstein	Mittlerer Buntsandstein
Bodentyp:	Braunerde	Pseudogley-Braunerde	flachgründige, podsolige Braunerde
Nutzung:	Acker, Lysimeterstation	Grünland, Lysimeterstation	Wald, Lysimeterstation

\* nach MEYNEN & SCHMITHÜSEN 1959-1962

Die drei nachfolgend aufgeführten tabellarischen Übersichten (Tab. 32 bis Tab. 34) geben die Profilbeschreibungen für die Meßstationen Acker, Grünland und Wald in der Gemarkung Greverath wieder. Die in den Tabellen aufgeführten Angaben zu den Bodenarten resultieren aus den Ergebnissen der Korngrößenanalysen (vgl. Tab. 35). In den Tabellen sind als weitere Anmerkungen auch die technischen Probleme, die während der Probennahme auftraten, vermerkt. Diese werden als Erklärungshilfe für die Interpretation nicht ganz schlüssiger Ergebnisse der Datenanalyse hergezogen.

Tab. 32: Profilbeschreibung für die Profilgrube der Lysimeterstation Greverath-Acker

Greverath: Acker Aufnahmedatum: 9.4.1996					Bodentyp: Braunerde aus Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins
Horizontdaten					
Horizont	Tiefe [cm]	Munsell	Bodenart Labor- analyse	Stechring- entnahme- tiefe	diagnostische Merkmale innerhalb der Horizonte
Ap	0-26	7.5 YR 3/4	SI2	13	braun bis rötlich braun/orange, stark durchwurzelt, skeletthaltig, sehr locker, geringe Lagerungsdichte, Übergang schwach wellig bis fließend;
Ap-Bv	26-35	Farbwechsel : 7.5 YR 3/4 5 YR 4/6	SI2/St2	30	Übergangshorizont: rötlich braun bis gelb/orange, stark durchwurzelt, skelettreich bis steinig, Wurmgänge, vereinzelt Mn-Konkretionen, mittlere Lagerungsdichte;
Bv	35-49	5 YR 4/6 – 10 YR 4/6	St2/SI3	37	farblich uneinheitlich, durchwurzelt, zunehmend skelettreicher, höherer Steinchengehalt, kaum Wurmgänge, mittlere bis hohe Lagerungsdichte;
Bv-ICv	49- 60	10 YR 4/6	SI4	55	rötlich-organe/gelb, z.T. marmoriert, abnehmende Durchwurzelung, steinig, kiesig, mit z.T. größeren Sandsteinblöcken, kaum Wurmgänge, locker bis bröckelig, geringe Lagerungsdichte;
ICv	> 60+	5 YR 5/6 - 7.5 YR 6/8	SI3	k. E.	gelb bis rötlich, keine Durchwurzelung, keine Wurmgänge, locker bis bröckelig;

**Anmerkungen:** k. E. = keine Entnahme; über die gesamte Profiltiefe treten z.T. größere Blöcke bis kantige Steine (Sandsteine), z.T. Steinplatten auf; dieses Vorkommen verstärkt sich besonders in einer Tiefe zwischen 40-54 cm; hierdurch wurde die Stechringprobennahme erheblich erschwert

Tab. 33: Profilbeschreibung für die Profilgrube der Lysimeterstation Greverath-Grünland

Greverath: Grünland Aufnahmedatum: 9.4.1996					Bodentyp: Pseudogley-Braunerde aus lößlehmhaltiger Fließerde über Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins
Horizontdaten					
Horizont	Tiefe [cm]	Munsell	Bodenart Labor- analyse	Stechring- entnahme- tiefe [cm]	diagnostische Merkmale innerhalb der Horizonte
Ah	0-18	7.5 YR 3/4	Su3	10	dunkelbraun/braun, gut durchwurzelt, skelettreich, Wurmgänge, vereinzelt Fe- u. Mn-Konkretionen, locker;
Bv	18-40	10 YR 4/6	Su3/ Su3-Sl3	25	gelblich braun, stark durchwurzelt, Wurzelgänge ziehen vertikal nach unten, skelettreich bis steinig, Wurmröhren, einige Fe- u. Mn-Konkretionen, mittlere Lagerungsdichte;
II Sw	40-51	10 YR 5/2- 2.5 YR 5/1 5 YR 5/1	Sl3	45	grau/braun bis leicht gelb, gut durchwurzelt, mittlerer Skelettanteil, große Wurmröhren, verstärkt Fe- u. Mn-Konkretionen, hohe Lagerungsdichte;
II Sw-Sd	51-70	YR 5/2- 5 YR 6/6	Slu/Ls2	60	grau-gelb, gering durchwurzelt, mittlerer Skelettgehalt, vereinzelt noch große Wurmröhren, Fe- u. Mn-Konkretionen, z.T. rissige Struktur, hohe Lagerungsdichte;
III (Sd)- ICv	70-93+	5 Y 6/6 - 10 YR 6/6	Lt2	80	grau bis ocker, stark marmoriert, mittlerer Skelettanteil, Wurmröhren, Fe- u. Mn-Konkretionen, mittlere Lagerungsdichte;

Tab. 34: Profilbeschreibung für die Profilgrube der Lysimeterstation Greverath-Wald

Greverath: Wald Aufnahmedatum: 3.4.1996					Bodentyp: flachgründige podsolige Braunerde aus lößlehmhaltiger Fließerde über Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins
Horizontdaten					
Horizont	Tiefe [cm]	Farbe Munsell	Bodenart Labor- analyse	Stechring- entnahme- tiefe [cm]	diagnostische Merkmale innerhalb der Horizonte
Of-Oh	4cm+			k. E.	Streureste, Wurzelfilz, organische Feinsubstanz, sehr locker;
Ah	0-6	10 YR 5/6	Slu	k. E.	braun/gelbbraun, skelettreich, stark durchwurzelt, Wurmgänge; sehr locker;
Ahe	6-10	10 YR 6/2- 7/3	Slu	6	Farbwechsel: grau/schwärzlich bis violett-grau, starke Durchwurzelung, steinig, Wurmgänge, locker, geringe Lagerungsdichte;
Bv	10-32	10 YR 7/3- 7/4	Uls	25	braun/ocker- bis gelblich, deutlich durchwurzelt, steinig, vereinzelt Wurmgänge, locker;
IIBv- ICv1	32-40	10 YR 7/2- 7/3	Ls2	35	brau/ocker- bis gelblich, z.T. Rotfärbung, gut durchwurzelt, z.T. Reste von verrotteten Baum- u. Strauchwurzeln, z.T. steinig, vereinzelt Wurmgänge, vereinzelt Mn-Konkretionen, schwach pseudovergleyt, mittlere Lagerungsdichte;
IIBv- ICv2	>40+	10 YR 7/2- 7/3	Slu/Sl4	k. E.	braun/ocker- bis rötlich-gelb, z.T. weißlich, abnehmende Wurzelreste, kaum Wurmgänge, mittlere bis hohe Lagerungsdichte,

Anmerkungen: k. E. = keine Entnahme; in den unteren beiden Horizonten treten leicht pseudovergleyte Merkmale auf

### **Korngrößenverteilung und Bodenartendifferenzierung an den Feldstationen Greverath Acker, Grünland und Wald**

Die Ergebnisse der Korngrößenanalysen für die drei Lysimeterstationen in der Gemarkung Greverath sind in der Tabelle 35 aufgeführt. Die unterschiedliche beprobte Profiltiefe ergibt sich aus der jeweils standörtlich bedingten Tiefenlage des Übergangsbereich vom Bv-ICv bzw. Sd-ICv zum stark verwitterten anstehenden Mittleren Buntsandstein, der an dieser Profilgrube als *sm3* in der geologischen Karte von NEGENDANK & WAGNER (1988) ausgewiesen wird (vgl. auch Kap. 5.1.1.1, Fig. 13).

Die Bestimmung des Korngrößenspektrums erfolgte nicht nach der festgestellten Horizontunterteilung, sondern im 10 cm Abstand für die Profiltiefe. Durch diese Abstufung wird ein direkter Zusammenhang mit den wöchentlichen Bodenfeuchtemessungen auf den entsprechenden Testflächen der Feldstationen,

die ebenfalls über die definierten Profiltiefen im 10 cm Abstand erfolgt, hergestellt. Weiterhin sind in der Tabelle 35 die jeweils aus dem Korngrößenspektrum abgeleiteten Bodenarten aufgeführt. Über diese schichtweise durchgeführte Ermittlung des Kornverteilungsspektrums erhält man eine räumlich stärker differenzierte Auflösung hinsichtlich der Bodenartendifferenzierung nach der Tiefe.

Aus der schichtweisen Bestimmung der Korngrößenverteilungen und Bodenarten der drei Standorte erklärt sich, daß in den Tabellen 32 bis 34 den einzelnen Horizontabschnitten jeweils die zugehörige schichtweise festgestellte Korngrößenzusammensetzung zugeordnet wurde. Dadurch ist es möglich, daß einem Horizont zwei verschiedene Bodenarten zugeteilt sind.

Unterschiedliche Angaben der Bodenarten treten z.T. auch in den Ergebnistabellen der Korngrößenanalyse auf (vgl. Tab. 35, jeweils letzte Spalte). Die voneinander abweichenden Ergebnisse einzelner Bodenarten ergeben sich aus den Parallelmessungen bei denen die Kornfraktionen (M.-%) im Übergangsbereich zwischen zwei Bodenartenuntergruppen liegen. Die entsprechende graphische Umsetzung der Verteilung der Korngrößenanteile (in M.-%) nach der Tiefe kann im Anhang eingesehen werden (Anhang: Fig. 32).

Tab. 35: Prozentuale Korngrößenverteilung und Bodenartendifferenzierung der Standortprofile in der Gemarkung Greverath

Lysimeterstation Acker								
Profiltiefe [cm]	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	Bodenart
	[M.-%]							
0-10	0,9	38,6	40,9	5,0	4,9	2,7	7,0	SI2
10-20	1,2	41,0	39,1	6,2	4,0	2,4	6,3	SI2
20-30	1,0	42,9	37,9	4,7	4,8	2,3	6,5	SI2
30-40	0,2	40,9	38,4	4,0	2,4	1,9	12,3	St2
40-50	0,5	33,7	43,3	5,5	2,4	2,7	11,9	St2/SI3
50-60	0,9	29,7	45,6	6,1	3,8	1,3	12,6	SI4
60-70	0,7	33,5	40,8	10,0	2,8	1,9	10,3	SI3

Lysimeterstation Grünland								
Profiltiefe [cm]	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	Bodenart
	[M.-%]							
0-10	1,2	35,0	25,2	17,3	10,2	3,9	7,4	Su3
10-20	1,4	36,1	23,7	18,5	9,9	3,6	6,9	Su3
20-30	1,7	37,1	20,6	14,2	9,5	4,2	5,8	Su3
30-40	1,2	34,0	25,1	15,0	12,6	4,1	7,9	Su3/SI3
40-50	0,8	29,9	21,5	15,6	16,4	6,7	9,1	SI3
50-60	0,6	24,1	16,9	18,2	19,6	8,3	12,3	Slu
60-70	0,4	19,3	14,7	18,9	19,4	8,8	18,6	Ls2
70-80	0,4	16,0	12,7	18,0	17,0	6,9	28,9	Lt2

Lysimeterstation Wald								
Profiltiefe [cm]	gS	mS	fS	gU		fU	T	Bodenart
	[M.-%]							
0-10	1,2	25,8	14,4	17,6	21,8	8,3	10,9	Slu
10-20	0,5	20,0	13,8	14,4	26,0	7,1	18,3	Slu/Sl4
20-30	0,4	16,6	8,13	18,4	27,1	12,2	17,0	Uls
30-40	0,5	18,9	10,5	13,5	19,5	13,6	23,6	Ls2
40-50	2,2	33,3	12,3	12,9	16,3	7,6	15,5	Slu/Sl4
50-60	3,0	44,9	16,1	10,1	10,0	4,8	10,8	Sl3

Die nach der Tiefe differenzierte Korngrößenverteilung für den **Ackerstandort** zeigt, daß das Korngrößenspektrum hauptsächlich der Bodenartenhauptgruppe der Sande angehört. Die abgeleiteten Bodenarten sind der Bodenartengruppe der Lehmsande zuzuordnen. Lediglich im Bereich zwischen 50-60 cm Tiefe tritt als Vertreter der Bodenartenhauptgruppe Lehm die Bodenartengruppe Sandlehme auf. Die Bodenarten ergeben sich aus den anstehenden Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins als Ausgangssubstrat der Bodenbildung (vgl. Kap. 5.1.1.1).

Die Ergebnisse der Korngrößenanalyse für den **Grünlandstandort** zeigen andere Verhältnisse: Über den Tiefenabschnitt 0 bis 60 cm dominiert als Bodenartenhauptgruppe zwar ebenfalls der Sand, im Vergleich zum Ackerstandort ist jedoch eine deutliche Abnahme zugunsten der Schluffanteile festzustellen. Hierdurch bedingt sind die Bodenarten im wesentlichen der Bodenartengruppe der Schluffsand- bzw. der Lehmsande zuzurechnen. Im Bereich der Schichttiefen von 60 bis 80 cm tritt der Lehm - einhergehend mit einem Anstieg des Tonanteils auf bis zu 28,9 M.-% gegenüber 7,4 - 9,1 M.-% im Tiefenbereich zwischen 0 bis 50 cm - als Bodenartenhauptgruppe deutlich hervor: hier sind die Bodenartengruppen der Sandlehme bzw. Normallehme ausgebildet. Die Bodenartendifferenzierung zeigt auch an diesem Standort, daß die Gesteine des Mittleren Buntsandsteins als dominierendes Ausgangssubstrat für die Bodenbildung anzusehen sind.

Die Laboranalysen für den **Waldstandort** ergaben im Vergleich zu den Ergebnissen des Acker- sowie des Grünlandstandortes hinsichtlich der Korngrößenverteilung eine stärkere Differenzierung innerhalb der beprobten Schichttiefen, entsprechend groß ist die Variabilität der Bodenartenuntergruppen über die gesamte Profiltiefe. Innerhalb der Tiefenstufe 0 bis 30 cm tritt verstärkt die schluffige Komponente auf, die hier - erosionsgeschützt - unter Wald auf eine Löß- bzw. lößlehmartige Überdeckung schließen läßt (vgl. Kap. 5.4.2). In den tieferen Bodenschichten dominieren wiederum die Bodenartengruppen der Sandlehme bzw. Lehmsande, die sich aus dem verwitterten Buntsandstein entwickelt haben.

Die Frage nach dem Zusammenhang zwischen den geologischen Ausgangsbedingungen und einer daraus resultierenden Vielfaltigkeit bezüglich des Bodenartenspektrums im Bereich der Gemarkung Greverath wird in Kap. 5.4.2 im Kontext mit der Interpretation der feldbodenkundlichen Bohrstock-Kartierungen ausführlicher dargestellt.

### ***Bodenphysikalische Eigenschaften***

Zur standortgebundenen Bewertung der Sickerwassermengen sowie der Bodenfeuchteverhältnisse der Feldstationen (vgl. hierzu Kap. 6.1 und Kap. 6.2) wurden neben der Korngrößenanalyse und der Bodenartenbestimmung weitere, den Bodenwasserhaushalt bestimmende bodenphysikalische Kennwerte labortechnisch ermittelt (vgl. Kap. 4.5.1) und ausgewertet. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen werden für die Standorte mit unterschiedlicher Bewirtschaftungsart anhand der Ergebnistabellen vorgelegt und interpretiert. Vorgestellt werden die Auswertungen der horizontbezogenen Kenndaten Gesamtporenvolumen, Porengrößenverteilung, gesättigte Wasserleitfähigkeit (Kf-Wert), Trockenraumdichte und die am Standort abgeleitete Stufe der Lagerungsdichte nach den Vorgaben der Bodenkundlichen Kartieranleitung KA4 (AG BODEN 1994, S. 127). Die Gegenüberstellung der graphischen Darstellung für das Gesamtporenvolumen und die Porengrößenanteile (in Vol.-%) der Standortprofile befindet sich im Anhang (vgl. Anhang: Fig. 33).

Die Werte für das Gesamtporenvolumen und die Porengrößenverteilungen sind arithmetische Mittelwerte der ausgewerteten Anzahl an Stechringen (i.d.R. 6 Parallelen je Horizont). Demgegenüber handelt es sich bei den Kf-Werten um geometrische Mittelwerte, da im Falle der Wasserleitfähigkeit nicht von normalverteilten Daten ausgegangen werden kann (vgl. SCHLICHTING et al. 1995, S. 109, HARTGE & HORN 1991, S. 158). Die Abschätzung der möglichen Zusammenhänge zwischen den einzelnen

bodenphysikalischen Eigenschaften erfolgt in diesem Kapitel lediglich deskriptiv. Die Diskussion der Ergebnisse der statistischen Datenanalyse bezüglich der Überprüfung der Stärke eines Zusammenhanges zwischen bestimmten bodenphysikalischen Eigenschaften (z.B. horizontbezogen zwischen Kf-Wert und den verschiedenen Porengrößen, zwischen Tonanteil und Feinporenanteil etc.) untereinander wird im Rahmen der Bewertung der bodenphysikalischen Parameter als Einflußgrößen auf die Sickerwasserbildung und die Bodenfeuchtedynamik in Kapitel 8.1.3 und Kapitel 8.1.4 geführt (vgl. auch Anhang: Tab. 61 bis Tab. 63 u. Anhang: Fig. 44 bis Fig. 47 u. Fig. 52).

Die Tabelle 36 für den **Ackerstandort** der Lysimeterstation Greverath dokumentiert wichtige Kennwerte des Bodenwasserhaushaltes, die auf der Ackerfläche in unmittelbarer Nachbarschaft der entsprechend bewirtschafteten Sickerwasserlysimeter gewonnen wurden. Bereits im Zusammenhang mit der Beschreibung der diagnostischen Merkmale des Profils (vgl. Tab. 32) wurde deutlich gemacht, daß aufgrund eines hohen Skelettanteils, der in fast allen Horizonttiefen anzutreffen war, die Stechringprobennahme nicht unproblematisch erfolgen konnte. So konnte z. B. die Bestimmung der einzelnen Kenndaten für den vierten Horizont (aus der Horizontmitte in 55 cm Tiefe) lediglich über einen Stichprobenumfang von  $n = 3$  ermittelt werden, da die übrigen drei Stechringproben bereits während der Probenvorbereitung für die Laboruntersuchungen schon bei leichter mechanischer Beanspruchung (z.B. Oberflächenbearbeitung) zerfielen.

Die Tabelle 36 mit den bodenphysikalischen Kenndaten zeigt über das gesamte Profil sowohl für das Gesamtporenvolumen als auch für die prozentuale Verteilung der Porenklassen ein relativ einheitliches Bild. Lediglich im Bv-Horizont treten Abweichungen hervor, die sich besonders in den Werten des Gesamtporenvolumens, der Porenklassen der Fein- und Mittelporen und des Trockenraumgewichtes niederschlagen. Das Gesamtporenvolumen ist insgesamt als hoch zu charakterisieren. Die Trockenraumgewichte schwanken über die gesamte Profiltiefe zwischen der Einstufung gering bis mittel. Im Übergangsbereich vom Ap- zum Bv-Horizont steigt der Wert von  $1,43 \text{ g/cm}^3$  (Ap) bis zunächst auf  $1,46 \text{ g/cm}^3$  (Ap-Bv) an, um schließlich im Bereich des Bv, bereits in einer Tiefe von nur 35 cm auf  $1,56 \text{ g/cm}^3$  anzusteigen. Unterhalb von 49 cm, im Bereich des Bv-lCv-Horizontes, fällt der Wert wieder deutlich ab ( $1,42 \text{ g/cm}^3$ ).

Tab. 36: Bodenphysikalische Kenndaten: Lysimeterstation Greverath-Acker

Horizont	Stechring- entnahme- tiefe [cm]	Bodenart	Ges.PV [Vol.-%]	Poren [ $\mu\text{m}$ ]				Kf- Wert [cm/d]	Rt	Ld-Stufe KA4, S. 127)
				>50	50-10	10-0,2	<0,2			
Ap	13	Sl2	46,1	20,1	8,6	12,6	4,5	19,7	1,43	2
Ap-Bv	30	Sl2	44,8	21,4	7,9	6,9	8,4	15,5	1,46	3
Bv	37	St2	41,2	19,1	6,9	2,6	12,5	19,5	1,56	3
Bv-lCv	55	Sl4	46,2	25,9	6,2	6,7	7,3	16,1	1,42	2

Die starke Zunahme des Trockenraumgewichtes innerhalb des Bv-Horizonts könnte durch eine Pflugsohlenverdichtung auf der Ackerfläche bedingt sein. Entsprechend gering ist der Betrag für den Wert des Gesamtporenvolumens. Auffällig ist ebenfalls der deutliche Bodenartenwechsel im Bv-Horizont im Vergleich zu den darüber- bzw. darunterliegenden Horizonten. Der Wechsel von Sl2 nach St2 belegt ein abnehmendes Gesamtporenvolumen und einen abnehmenden Grobporenanteil zugunsten eines deutlich ansteigenden Feinporenanteils im direkten Vergleich mit den anderen Horizontabschnitten. Der höhere Porenvolumenanteil der Klasse  $< 0,2 \mu\text{m}$  korreliert dabei mit dem höheren Tongehalt (vgl. auch Kap. 8.1.3 u. Anhang: Tab. 62 u. Anhang: Fig. 47a). Der Kf-Wert übersteigt den Wert der Horizonte 2 und 4, obwohl in dieser Tiefe der höchste Wert für die Trockenraumdichte ausgewiesen ist. Durchwurzlung und ein hoher Skelettanteil schaffen offenbar innerhalb dieses Horizontabschnittes



Hohlräume, die eine verbesserte Wasserwegsamkeit bedingen. Die Kf-Werte sind jedoch - trotz der ausgewiesenen hohen Anteile an fein- und mittelkörnigen Sanden (vgl. Tab. 35) - nur insgesamt als mittel einzustufen (vgl. AG BODEN 1994, KA4, S. 306). Somit kann davon ausgegangen werden, daß die Porenkontinuität zwischen den einzelnen Horizonten nicht gut ausgebildet ist. Die Regressions- und Korrelationsanalyse weist dagegen mit  $r = -0,70$  einen guten Zusammenhang zwischen den über die Profiltiefe ermittelten Wasserleitfähigkeitswerten und den Grobporenvolumen aus (vgl. Anhang: Tab. 63b u. Anhang: Fig. 52a).

Die bodenphysikalischen Kenndaten des **Grünlandstandortes** zeigen - wie aus der Tabelle 37 ersichtlich - gegenüber den Verhältnissen am Ackerstandort - ein abgewandeltes Bild.

Tab. 37: Bodenphysikalische Kenndaten: Lysimeterstation Greverath Grünland

Horizont	Stechring- entnahme- tiefe [cm]	Bodenart	Ges.PV [Vol.-%]	Poren [µm]				Kf-Wert [cm/d]	Rt [g/cm³]	Ld-Stufe (n. KA4, S. 127)
				>50	50-10	10-0,2	0,2			
Ah	10	Su3	42,3	6,9	8,7	18,2	8,3	20,4	1,47	2
Bv	25	Su3	42,1	21,2	8,1	3,7	8,5	26,9	1,53	3
II Sw	45	Sl3	36,1	9,4	4,8	13,2	8,6	60,2	1,69	4
II Sw-Sd	60	Slu	31,9	5,6	2,2	12,6	11,4	33,9	1,80	4
III (Sd)-ICv	80	Lt2	37,3	6,8	3,0	15,4	12,0	47,4	1,65	3

Mit dem Bodenartenwechsel ab dem Bv-Horizont stellt sich eine Abnahme des Gesamtporenvolumen sowie eine deutliche Zunahme der Trockenraumdichte mit zunehmender Tiefe ein (vgl. Anhang: Tab. 61b u. Anhang: Fig. 45a). Beim Vergleich der Porenklassenverteilung zwischen den einzelnen Horizonten fällt besonders der hohe Wert des Porenanteils >50 Vol.-% für den Bv-Horizont auf. Dieser hohe Anteil an weiten Grobporen wird auf den hohen Skelettanteil, die gute Durchwurzelung sowie die große Anzahl an Wurmgängen zurückführt (vgl. Tab. 33), die sich auch in den Stechringproben wiederfinden lassen konnten. Demgegenüber steht der sehr geringe Anteil an weiten Grobporen im obersten Horizont. Dieser Wert läßt sich möglicherweise durch die nicht ganz unproblematische Probengewinnung innerhalb dieses Horizontabschnittes begründen: Die Probennahme, die unter sehr feuchten Bedingungen stattgefunden hatte, könnte zu einer Verdichtung der Proben im Stechring geführt haben, wodurch das Porengrößenverteilungsspektrum beeinflusst wurde. Eine weitere Erklärungsmöglichkeit für eine Verdichtung der Oberfläche kann im Zusammenhang mit der Nutzungsart dieser Fläche gesehen werden: Auf der überwiegend als Viehweide genutzten Fläche könnte über den Viehtritt, der sich im wesentlichen oberflächennah auswirkt, der obere Horizont verdichtet sein.

Für die tieferen Horizonte zeigt sich eine Abnahme der Porenanteile >50 Vol.-% und 50-10 Vol.-% zugunsten der feineren Porenklassen bei gleichzeitigem Anstieg der Trockenraumdichte. Die Überprüfung der Beziehung zwischen Feinporenanteil und Tonanteil ergab eine gute Korrelation zwischen diesen beiden Parametern (vgl. Anhang: Tab. 62 sowie Anhang: Fig. 47b).

Die Kf-Werte zeigen über die gesamte Profiltiefe deutliche Sprünge, wobei in den tieferen Horizonten, unterhalb von ca. 40 cm, höhere Werte erreicht werden als in den Horizonten des Oberbodens. Eine Ausnahme bildet der Übergangsbereich des II Sw-Horizontes zum II Sw-Sd-Horizont. Deutlich erkennbar ist hier der Sprung in den Kf-Werten von einem hohen (60,2 cm/d) zu einem deutlich niedrigeren (33,9 cm/g) Wert. Damit einhergehend zeigt sich auch die Zunahme des Dichtewertes mit Erreichen des IISw-Sd-Horizontes. Im untersten Horizont (III (Sd)-ICv) ist schließlich wieder ein Anstieg des Kf-Wertes festzustellen. Der nach unten abnehmende Einfluß der Durchwurzelung wird durch eine zunehmende rissige Struktur innerhalb der Horizonte II Sw-Sd sowie III (Sd)-ICv aufgefangen bzw. noch verstärkt,

wodurch die Wasserwegsamkeit positiv beeinflusst wird. Insgesamt kann über die Kf-Werte eine - im Vergleich zum Ackerstandort - bessere Kontinuität zwischen den Porenanteilen der einzelnen Horizonte festgestellt werden, wenngleich der statistische Zusammenhang zwischen den Kf-Werten und den Grobporen - im Vergleich zum Ackerstandort - nicht bestätigt werden kann (vgl. Anhang: Tab. 63b u. Anhang: Fig. 52b).

Die starke Variation der Wasserleitfähigkeitswerte zwischen den einzelnen Bodentiefen (vgl. Tab. 37) wird auf die bereits oben beschriebene charakteristische Ausprägung der Bodenstruktur (vgl. Tab. 33) in den einzelnen Horizonten zurückgeführt. Anders formuliert bedeutet dies, daß der Skelettanteil, die vertikal nach unten ziehenden Wurmröhren, die z.T. noch deutlich vorhandenen Wurzelbahnen und die z.T. rissige Bodenstruktur (in ihrer Funktion als Sekundärporen) - vor allem in den mittleren und unteren Horizonten trotz ansteigender Trockenraumdichte und abnehmendem Grobporenvolumenanteil - zu einer Verbesserung der Wasserwegsamkeit im Bodenprofil führen.

Die Stechringprobennahme am **Waldstandort** wurde vor allem durch die zahlreichen Baumwurzeln, die sich über die gesamte Profiltiefe erstreckten, erheblich erschwert. Es zeigt sich in der Tabelle 38, daß die Werte für das Gesamtporenvolumen zwischen den einzelnen Horizonten stark variieren, wobei der höchste Wert im Bv-Horizont auftritt. Ein ähnliches Bild dokumentiert sich auch in den Anteilen der Porenklasse >50 Vol.-%. Die niedrigsten Werte für das Gesamtporenvolumen, für die weiten und engen Grobporen sowie für die Mittelporen treten im untersten Horizont auf. Gleichzeitig zeigt sich hier im Vergleich mit den beiden darüberliegenden Horizonten eine deutliche Zunahme der Feinporenanteile, was wiederum gut mit der Zunahme des Tongehaltes innerhalb dieses Horizontes korreliert (vgl. Anhang: Tab. 62 u. Anhang: Fig. 47c). Im gleichen Zusammenhang ist für diesen Horizont auch der höhere Wert der Trockenraumdichte im Vergleich mit den darüber liegenden Horizonten zu sehen (vgl. Tab. 38).

Tab. 38: Bodenphysikalische Kenndaten: Lysimeterstation Greverath Wald

Horizont	Stechring- entnahme- tiefe [cm]	Bodenart	Ges.PV [Vol.-%]	Poren [µm]				Kf- Wert [cm/d]	Rt [g/cm³]	Ld-Stufe (n. KA4, S. 127)
				>50	50-10 [Vol.-%]	10-0,2	<0,2			
Ah	keine	Slu								
Ahe	6	Slu	46,3	21,1	6,6	10,8	7,6	32,3	1,37	2
Bv	25	Uls	49,5	25,4	7,1	8,7	8,1	11,2	1,34	2
II Bv-lCv1	35	Ls2	41,0	16,9	4,6	4,9	14,4	82,2	1,56	3

Die Kf-Werte des Waldstandortes sind, über die einzelnen Horizontabschnitte betrachtet, als mittel bis hoch einzustufen. Mit dem Wechsel der Bodenart im Bv-Horizont ist trotz eines sehr hohen Anteils an weiten Grobporen und einer geringen Lagerungsdichte gleichzeitig eine sprunghafte Abnahme des Kf-Wertes festzustellen. Dieser Werteabfall wird jedoch weniger auf den höheren Schluffgehalt und einer damit verbundenen Verschlechterung der Kontinuität der Poren untereinander - z.B. durch die Verschlammung des Bodenmaterials - zurückgeführt, sondern vielmehr ist davon auszugehen, daß während der nicht ganz unproblematischen Probenentnahme am Waldstandort und bei der anschließenden Probenaufbereitung im Labor die Proben verdichtet wurden, wodurch eine künstlich verursachte Unterbrechung der Porenkontinuität herbeigeführt wurde.

Der höchste Kf-Wert stellt sich innerhalb des II Bv-lCv1-Horizontes trotz geringerem Gesamtporenvolumen und Grobporenanteil sowie höherem Feinporenanteil und gleichzeitig angestiegener Trockenraumdichte ein. Diese sich im untersten Horizont deutlich verbesserten Wasserleitfähigkeitsverhältnisse stehen offensichtlich in einem engem Zusammenhang mit der starken Durchwurzelung, der deutlich erkennbaren Bodenlebewesenaktivität sowie dem hohem Skelettanteil

innerhalb dieses Horizontes, wodurch sekundäre Grobporen geschaffen werden, die die Wasserleitfähigkeit begünstigen (vgl. Anhang: Tab. 63b u. Anhang: Fig. 52c).

### ***Effektive Durchwurzelungstiefe, nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes***

Die Ermittlung dieser beiden Kenngrößen steht im Zusammenhang mit der rechnerischen Ableitung der Sickerwasserrate auf der Basis des Bodenwasserhaushaltsansatzes nach RENGGER et al. (1990) für die Testflächen der Feldstationen des stationären Meßnetzes. Hierdurch können die Ergebnisse der direkt gemessenen Sickerwassermengen aus den Lysimetern an den entsprechenden Standorten mit denen der berechneten Sickerwassermengen verglichen und bewertet werden (vgl. Kap. 5.3.1.2).

Die Kenngrößen effektive Durchwurzelungstiefe ( $We$ ) und nutzbare Feldkapazität ( $nFKWe$ ) wurden nach den Vorgaben der Bodenkundlichen Kartieranleitung KA4 (AG BODEN 1994, S. 295) abgeschätzt bzw. errechnet (vgl. Kap. 4.5.1). Die hierfür notwendigen Grunddaten wie Durchwurzelungstiefe, effektive Lagerungsdichte, Skelettgehalt und organische Substanz wurden über die Feldbefunde an den offenen Profilgruben der Feldstationen ermittelt. Die Feststellung der Bodenarten erfolgte über die Korngrößenanalyse.

Zudem wurde zusätzlich anhand der feldbodenkundlichen Kartierungen in unmittelbarer Nachbarschaft zur Schürfgrube eine Abschätzung der  $nFKWe$  über die Bohrstockprobe vorgenommen. Hierbei zeigte sich, daß über die reine Bohrstockansprache zum einen die Bestimmung der Durchwurzelungstiefe häufig nicht ganz unproblematisch war, und zum anderen die Bodenartenansprache mittels Fingerprobe nicht immer mit der Analyse der Bodenarten im Labor übereinstimmte.

Aus der unterschiedlichen Art der Ermittlung der Grunddaten resultieren z.T. unterschiedlich stark voneinander abweichende Angaben für die Durchwurzelungstiefe und die errechneten  $nFKWe$ -Werte an ein und demselben Standort. In der nachfolgenden Ausführung zur Bestimmung der  $We$  und  $nFKWe$  werden deshalb beide Werte einander vergleichend gegenübergestellt. Dieses Verfahrensprinzip gilt gleichermaßen für die bodenkundlichen Aufnahmen an allen Standorte des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes.

Um am **Ackerstandort** die  $nFKWe$  für die entsprechende Profiltiefe errechnen zu können, mußte zunächst die Bestimmung des Wurzelraumes an der Profilwand der Schürfgrube vorgenommen werden. Die Durchwurzelung reichte nur knapp bis in den Bv-ICv-Horizont hinein, daraus ergab sich für die effektive Durchwurzelungstiefe eine Mächtigkeit von 5 dm. Die über diese Tiefe horizontweise abgeleitete  $nFKWe$  - unter Zugrundelegung der horizontspezifischen Merkmale wie Bodenart (über Laboranalyse), Lagerungsdichte, organische Substanz und Skelettgehalt (vgl. KA4, S. 295) - erhält an diesem Standort einen Wert von 97 mm.

Im Vergleich hierzu wurden über die Bohrstockbeprobung folgende Werte ermittelt: Für die  $We$  wurde am Bohrstockprofil eine Mächtigkeit von 6 dm festgestellt. Die horizontweise Bestimmung der Bodenart mittels Fingerprobe ergab im Vergleich zu den Laborwerten einen insgesamt höheren Schluffanteil. Diese unterschiedlichen Werte spiegeln sich in der errechneten  $nFKWe$  wider: Für das Bohrstockprofil wurde schließlich bei einer  $We$  von 6 dm eine  $nFKWe$  von 109 mm errechnet.

Am **Grünlandstandort** erreichte die effektiven Durchwurzelungstiefe ( $We$ ), mit dem Übergang vom II Sw-Horizont (mit noch guter Durchwurzelung) zum II Sw-Sd-Horizont (bei fast völligem Fehlen von Wurzelbahnen) eine Mächtigkeit von fast 6 dm. Hieraus errechnet sich eine  $nFKWe$  von 106 mm. Anhand der Kennwertermittlung der notwendigen Grunddaten über die Bohrstockansprache ergibt sich bei einer  $We$  von 5,5 dm eine  $nFKWe$  von 99,5 mm.

Die effektive Durchwurzelbarkeit am **Waldstandort** reichte an diesem flachgründigen Profil bis in den II Bv-ICv1-Horizont hinein. An der Schürfgrube wurde aufgrund der gut erkennbaren Durchwurzelung eine *We* von 5 dm bestimmt. Die darüber errechnete *nFKWe* beträgt 99 mm (Kennwertermittlung über Bohrstockansprache: *We* = 6 dm, *nFKWe* = 110 mm).

### **Feldstationen in der Gemarkung Schleidweiler/Rodt**

Im Bereich des Oberen Buntsandsteins konnte lediglich eine Lysimeterstation für die Nutzungseinheit Acker eingerichtet werden. In direkter Nachbarschaft zur Lysimeterstation wurde je eine Acker- und Grünlandfläche angepachtet, die als Bodenfeuchtemeßfelder dienen.

Die nachfolgende Tabelle 39 gibt einen Überblick über die wesentlichen physisch-geographischen Kenndaten für die Feldstationen in der Gemarkung Schleidweiler/Rodt.

Tab. 39: Standortliche Angaben zu den Feldstationen in der Gemarkung Schleidweiler/Rodt

Standortangaben:	Rodt	Rodt
Top. Karte: 1:25.000	6105 Welschbillig / 6106 Schweich	6106 Schweich
Rechts- und Hochwert:	25 48130, 55 26780	25 48230, 55 26780
Naturraum:	Übergangsbereich: Bitburger Gutland (261), Moseleifel (270)	Übergangsbereich: Bitburger Gutland (261), Moseleifel (270)
Lage im Relief:	ebene Muldenlage	ebene Muldenlage
Ausgangsgestein:	Oberer Buntsandstein	Oberer Buntsandstein
Bodentyp:	schwach pseudovergleyte Braunerde	schwach pseudovergleyte Braunerde
Nutzung:	Acker, Lysimeterstation	Grünland, Testfläche Bodenfeuchtemeßfeld

Die Profilgrube zur Stechringprobennahme wurde im Falle des Ackerstandortes (Tab. 40) auf dem Acker ausgehoben, aus dem auch der ungestörte Bodenmonolith des Lysimeters gezogen wurde.

Tab. 40: Profilbeschreibung für die Profilgrube Lysimeterstation Rodt-Acker

Rodt: Acker Aufnahmedatum: 14.10.1995					Bodentyp: schwach pseudovergleyte Braunerde aus lößlehmhaltiger Fließerde über Sandsteinen des Oberen Buntsandsteins
Horizontdaten					
Horizont	Tiefe [cm]	Farbe Munsell	Bodenart Labor-analyse	Stechring-entnahme-tiefe [cm]	diagnostische Merkmale innerhalb der Horizonte
Ap	0-20	5YR 3/4	Ls2/Lu	10	dunkelbraun/rötlichbraun, stark durchwurzelt, geringer bis mittlerer Skelettanteil, z.T. grusig u. kleine Sandsteinbröckchen, Wurmgänge, lockerer Krumenbereich, geringe Lagerungsdichte;
Bv1	20-35	5 YR 4/6	Lu/Lt2	25	stark schwankender Übergangsbereich, braun/rötlich-braun, gut durchwurzelt, steiniger als Ap, Sandsteinbröckchen, viele Wurmröhren, vereinzelt Mn-Konkretionen, bröselig, geringe Lagerungsdichte;
Bv2	35-50	5 YR 4/4	Lt2/Lu	40	rotbraun, leicht marmoriert, abnehmende Durchwurzelung, zunehmender Skelettanteil, Wurmgänge, vereinzelt Mn-, z.T. Fe-Konkretionen, deutlich verfestigt, mittlere Lagerungsdichte;
Bv-ICv	50-80	5 YR 5/8-4/4	Ls2/Lu	70	rotbraun/gelbbraun, nach unten eindeutig zunehmender Rotanteil, z.T. marmoriert, nur vereinzelt Wurzelvorkommen, hoher Skelettanteil, steinig, runde Mn-Konkretionen, stark wechselnd innerhalb der Konsistenzverhältnisse zwischen deutlich dichteren und lockeren Partien, mittlere Lagerungsdichte;
II ICv	80+	5 YR 4/4 2.5 YR 3/6	Ls2*	k. E.	dunkel rotbraun, steinig, mittlere Lagerungsdichte;

\* Bodenartenbestimmung über Fingerprobenansprache, im Labor nicht analysiert; k. E. = keine Entnahme;

Die Stechringbeprobung der Station Rodt-Grünland (vgl. Tab. 41) wurde auf der Grünlandfläche durchgeführt, die als stationäres Meßfeld für die wöchentlichen Bodenfeuchtemessungen ausgewählt wurde.

Tab. 41: Profilbeschreibung für die Profilgrube Bodenfeuchtemeßfeld Rodt-Grünland

Rodd: Grünland Aufnahmedatum: 16.10.1995					Bodentyp: schwach pseudovergleyte Braunerde aus lößlehmhaltiger Fließerde über Sandsteinen des Oberen Buntsandsteins
Horizontdaten					
Horizont	Tiefe [cm]	Farbe Munsell	Bodenart Labor- analyse	Stechring- entnahme- tiefe [cm]	diagnostische Merkmale innerhalb der Horizonte
Ah	0-15	5 YR 3/4	Lu	10	dunkelbraun/rotbraun, stark durchwurzelt, mittlerer Skelettanteil, vereinzelt Wurmgänge, locker bis mäßig verfestigt, hoher Wurzelanteil, geringe Lagerungsdichte;
rAp	15-26	5 YR 3/4	Lu	18	Übergangsbereich: ehemalige Pflugsohle, stark durchwurzelt, höherer Skelettanteil als im 1. Horizont, Wurmgänge, locker, an der Basis im Übergangsbereich zum Bv, vereinzelt deutlich verfestigt, dennoch überwiegend geringe Lagerungsdichte;
Bv	27-45	5 YR 4/4	Lu / Tu3	35	rotbraun/hellbraun, durchwurzelt, zunehmender Skelettanteil, z.T. kleine Kiese, Wurmgänge, Anzeichen von Mn-Konkretionen, gering verfestigt, am Übergang zum Cv deutlich dichter werdend, mittlere bis hohe Lagerungsdichte;
Bv-ICv	45-80	5 YR 4/4 / 5 YR 5/6- 4/6	Tu 3	55	rotbraun mit gelblichem Einfluß, Wurzelbahnen, vereinzelt Wurmrohren, Zunahme an größeren Sandsteinbröckchen, wenig Hydromorphiemarken, mittlere Lagerungsdichte; unterhalb 75 cm deutlich fester und verstärkt rötlicher Farbanteil;
II ICv	80+	5 YR 4/4 / YR 3/6-4/6	Lt3/Tu3*	k. E.	dunkel rotbraun bis rot, mittlere bis hohe Lagerungsdichte;

Anmerkungen: erschwerte Stechringprobennahme aufgrund der hohen Wurzelanteile; \*Bodenartenbestimmung nicht über Laboranalyse sondern über Fingerprobenansprache vorgenommen; k. E. = keine Entnahme;

### **Korngrößenverteilung und Bodenartendifferenzierung an den Feldstationen Rodt Acker und Grünland**

Die Laborauswertungen der Korngrößenverteilung für den Acker- und Grünlandstandort erfolgten für beide Standorte über eine Profiltiefe von 70 bzw. 80 cm (vgl. Tab. 42). Die zu beprobende Profiltiefe ergab sich an diesen Standorten jeweils aus der Tiefenlage des Übergangsbereiches vom Bv-ICv-Horizont zum stark verwitterten II ICv-Horizont, der sich hauptsächlich aus einem überwiegend groben, z.T. steinig bis stark absandenden Sandsteinmaterial zusammensetzt. Der prozentuale Anteil der schichtweise ermittelten Kornverteilung sowie die daraus ableitbare Bodenartenverteilung nach der Tiefe wird in den nachfolgenden Tabellen dargestellt. Die zusätzliche graphische Umsetzung der Ergebnisse der Korngrößenanalysen ist im Anhang (vgl. Anhang: Fig. 32) aufgeführt.

Tab. 42: Prozentuale Korngrößenverteilung und Bodenartendifferenzierung der Standortprofile in der Gemarkung Schleidweiler/Rodt

Lysimeterstation Acker								
Profiltiefe [cm]	GS	mS	fS	gU	mU	fU	T	Bodenart
	[M.-%]							
0-10	3,9	5,0	21,4	30,2	12,3	7,3	19,9	Ls2/Lu
10-20	3,2	4,5	20,5	28,0	12,7	7,7	23,4	Ls2/Lu
20-30	2,2	3,3	20,6	27,4	11,3	7,9	27,2	Lt2
30-40	0,8	1,3	11,1	31,5	15,1	9,5	30,7	Lt2
40-50	3,1	1,9	14,0	34,2	11,2	6,9	28,6	Lu
50-60	6,0	3,9	16,5	29,2	11,7	7,5	25,4	Ls2
60-70	6,3	3,6	15,1	33,9	11,5	7,4	22,2	Lu

Bodenfeuchtemeßfeld Grünland

Profiltiefe [cm]	GS	mS	fS	gU	mU	fU	T		Bodenart
	[M.-%]								
0-10	1,3	4,6	15,8	27,9	16,4	10,1	23,9		Lu
10-20	2,0	4,4	15,8	26,0	17,9	9,8	24,1		Lu
20-30	2,0	4,0	13,8	25,9	18,7	11,0	24,5		Lu
30-40	1,6	2,6	9,7	22,8	22,6	12,7	27,9		Lu
40-50	0,6	0,9	6,4	21,5	25,2	13,8	31,7		Tu3
50-60	0,7	0,8	6,9	20,7	25,4	14,2	31,4		Tu3
60-70	1,7	1,2	12,1	23,6	20,5	13,2	27,7		Lu
70-80	0,7	0,8	9,5	23,7	19,5	16,1	29,7		Tu3

Das Korngrößenspektrum des *Ackerstandortes* weist einen hohen Grobschluffanteil auf, der über die gesamte Tiefe hinweg nur sehr geringen Schwankungen unterliegt. Hohe Werte liegen auch für die Ton- und Feinsandanteile im Tiefenbereich zwischen 0-30 cm vor, wohingegen insgesamt nur sehr geringe Sandanteile (Grob- und Mittelsand) für das Ackerprofil ausgewiesen werden. Hieraus leiten sich über das gesamte Profil Bodenarten ab, die im wesentlichen in die Bodenartenhauptgruppe der Lehme einzuordnen sind, bzw. die im Grenzbereich zwischen den beiden Gruppen Lehm und Schluff liegen. Betrachtet man die Differenzierung nach der Tiefe, so ist festzustellen, daß innerhalb dieses Profils die - über das Korngrößenspektrum abgeleiteten Bodenartenuntergruppen - zwar deutlich variieren, aber in der Korngrößenverteilung nur geringfügige Variationen aufweisen.

Das Korngrößenspektrum des *Grünlandprofils* wird ebenfalls durch einen hohen Grob- und Mittelschluff- sowie einen hohen Tonanteil geprägt. Im direkten Vergleich mit den Werten des Ackerstandortes sind die Grobschluffanteile niedriger, wohingegen die Mittelschluffanteile deutlich höher liegen. Während die Grobschluffanteile mit der Tiefe abnehmen, nehmen die Anteile des Mittelschluffs mit der Tiefe eher zu. Die Sandanteile fallen dagegen - bei Betrachtung der gemittelten Werte über die gesamte Profiltiefe - auch im Vergleich zum Ackerstandort eindeutig niedriger aus. Vergleichbar mit dem Ackerstandort fällt die Abnahme des Feinsandanteils im Unterboden gegenüber dem Oberboden auf, hier jedoch in deutlich geringerem Maße. Hinsichtlich der Bodenartendifferenzierung läßt sich am Grünlandstandort eine klare Zweischichtung erkennen: Bis zu einer Tiefe von 40 cm tritt der schluffige Lehm auf, darunter wechselt die Bodenartenhauptgruppe von Lehm zu Ton, gleichzeitig verbunden mit einem stark nachlassenden Sandanteil. Der deutlich erkennbare Substratwechsel innerhalb des Profils wird auf die Fließerdedynamik und die damit häufig verbundene kryoturbate Einarbeitung der Lößauflagen zurückgeführt. Dieses Phänomen konnte im Rahmen der feldbodenkundlichen Bohrstock-Kartierung auf den stärker reliefierten Flächen u.a. in der Gemarkung Schleidweiler/Rodt (vgl. Kap. 5.4.2) häufig festgestellt werden.

Im Vergleich zum Kornverteilungsspektrum und der Bodenartendifferenzierung der Standorte über dem Mittleren Buntsandstein (Gemarkung Greverath) (vgl. Tab. 35) zeigt sich für das Kornverteilungsmuster und die Bodenartendifferenzierung über dem Oberen Buntsandstein als Ausgangsmaterial in allen Schichten ein insgesamt höherer Ton- und Schluffanteil. Dies belegt zum einen die Vielfältigkeit des geologischen Ausgangsmaterials des Buntsandsteins mit seinen unterschiedlichen Ablagerungsbedingungen (vgl. Kap. 5.1.1.1 und Kap. 5.1.1.2), zum anderen dokumentiert sich in den beiden Profilen der Gemarkung Schleidweiler/Rodt eine für dieses Untersuchungsgebiet weitflächig anzunehmende Lößlehmüberdeckung, die an den zuvor besprochenen Stationsprofilen der Gemarkung Greverath lediglich für den Waldstandort angesprochen werden konnte.

### Bodenphysikalische Eigenschaften

In den nachfolgenden Tabellen sind die wesentlichen bodenphysikalischen Kenndaten getrennt nach Acker- (vgl. Tab. 43) und Grünlandstandort (vgl. Tab. 44) aufgeführt.

Tab. 43: Bodenphysikalische Kenndaten: Lysimeterstation Rodt-Acker

Horizont	Stechring- entnahme- tiefe [cm]	Bodenart	Ges.PV [Vol.-%]	Poren [µm]				Kf- Wert [cm/d]	Rt [g/cm³]	Ld-Stufe (n. KA4, S. 127)
				>50	50-10 [Vol.-%]	10-0,2	<0,2			
Ap	10	Ls2/Lu	41,2	5,5	2,9	19,3	13,4	30,5	1,57	2
Bv1	25	Lt2	41,5	8,7	3,5	15,8	13,3	24,0	1,56	2
Bv2	40	Lu	38,8	3,8	3,1	14,0	17,7	25,8	1,63	3-4
Bv-ICv	70	Lu	41,8	4,1	4,3	14,9	18,4	6,4	1,55	3

Am **Ackerstandort** weisen die Ergebnisse der bodenphysikalischen Untersuchungen über das gesamte Profil ein überwiegend einheitliches Bild für die Werte des Gesamtporenvolumens und der Trockenraumdichte auf (vgl. Anhang: Tab. 61b u. Anhang: Fig. 44b). Eine Ausnahme bildet lediglich der stärker verdichtete Bv2-Horizont. In diesem Horizontabschnitt nimmt ebenfalls das Gesamtporenvolumen ab. Gleichzeitig verringern sich die Porenanteile der Klassen >50 µm und 10-0,2 µm und der Anteil der Feinporen steigt an (vgl. Anhang: Fig. 33). Als Ursache hierfür könnte der in dieser Tiefenlage ausgebildete Pflughorizont angenommen werden, woraus ein entsprechender Verdichtungseffekt resultiert. Zudem ergibt sich eine gute Korrelation zwischen dem Feinporenanteil und dem Tonanteil (vgl. Anhang: Tab. 62 u. Fig. 48a). Die Kf-Werte sind für die ersten drei Horizontabschnitte als mittel zu bezeichnen. Demgegenüber ist im Vergleich dazu die Wasserleitfähigkeit im untersten Horizont als gering einzuschätzen. Eine hierfür mögliche Erklärung wird darin gesehen, daß in diesem Tiefenabschnitt offensichtlich sehr schlecht leitende Porenverhältnisse auftreten. Zudem führt auch das Fehlen einer Durchwurzelung bzw. die nachlassende Regenwurmakktivität (vgl. Tab. 40) zu einer verringerten Wasserleitfähigkeit (vgl. Anhang: Tab. 63b u. Anhang: Fig. 53a).

Die Stechringprobennahme am **Grünlandstandort** gestaltete sich aufgrund eines sehr hohen Wurzelanteils in den oberen Bodenschichten äußerst schwierig. Hierdurch bedingt traten auch während der Laborarbeiten Probleme auf, die sich z.T. in den unten aufgeführten Ergebnissen wiederfinden (vgl. hierzu die Anmerkungen zur Tabelle 44). Wie beim Ackerstandort zeigt sich für den Grünlandstandort

Tab. 44: Bodenphysikalische Kenndaten: Bodenfeuchtemeßfeld Rodt-Grünland

Horizont	Stechring- entnahme- tiefe [cm]	Bodenart	Ges.PV [Vol.-%]	Poren [µm]				Kf- Wert [cm/d]	Rt [g/cm³]	Ld-Stufe (n. KA4, S. 127)
				>50	50-10 [Vol.-%]	10-0,2	<0,2			
Ah	10	Lu	48,4	8,4	6,2	19,1	14,7	25,5	1,32	2
rAp	18	Lu	46,8	6,9	6,2	19,6	14,9	51,4	1,42	2
Bv	35	Lu/Tu3	38,9	8,3	3,7	10,9	15,9	47,2	1,63	3-4
Bv-ICv	55	Tu 3	42,1	0,0	0,0	18,9	23,2	19,6	1,54	3

Für den Bv-ICv-Horizont mußten die Porenanteile der Klassen >50 und 50-10 µm auf den Wert 0 gesetzt werden, da die Laboruntersuchungen negative Werte erbracht haben

eine sprunghafte Veränderung des Trockenraumgewichtes mit dem Wechsel der Bodenart beim Übergang vom rAp in den Bv-Horizont. Der Anstieg des Trockenraumgewichtes in diesem Abschnitt wird - wie im Falle des in unmittelbarer Nachbarschaft gelegenen Ackerstandortes - auf eine ehemalige Pflugschleife im heutigen Grünland zurückgeführt. Insgesamt ist für die Trockenraumdichte ein Wertanstieg von oben nach unten zu erkennen. Entsprechend verringert sich auch das Gesamtporenvolumen in diesem Profilabschnitt (vgl. Anhang: Tab. 61b u. Anhang: Fig. 45b). Innerhalb der Porengrößenverteilung ist eine relativ gute Übereinstimmung in den oberen drei Horizonten zu erkennen. Ebenso wie am

Ackerstandort überwiegen bei der Porengrößenverteilung die Fein- und Mittelporenanteile gegenüber den Grobporenanteilen. Im Bv-ICv-Horizont steigt der Feinporenanteil deutlich stärker an (vgl. Anhang: Fig. 33). Gleichzeitig hiermit verbunden ist - im Vergleich zu den darüberliegenden Horizonten - eine Verringerung der Wasserleitfähigkeit. Die Kf-Werte sind in den mittleren Horizontabschnitten als hoch und im obersten wie auch im untersten Horizont jeweils als mittel zu bewerten. Die Überprüfung der Stärke des Zusammenhanges zwischen Grobporenanteil und Kf-Wert belegt nur eine mäßige Korrelation zwischen diesen beiden Parametern (vgl. Anhang: Tab. 63b u. Fig. 53b).

### **Effektive Durchwurzelungstiefe, nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes**

Am **Ackerstandort** endet die Durchwurzelung bereits innerhalb des Bv-Horizontes, so daß unter Acker an diesem Standort für die effektive Durchwurzelungstiefe lediglich eine Mächtigkeit von ca. 4,5 dm angegeben werden kann. Die darüber abgeleitete *nFKWe* beträgt 68 mm und ist somit als gering einzustufen (Kennwertermittlung über Bohrstockansprache: *We* = 4 dm; *nFKWe* = 70 mm).

Die effektive Durchwurzelbarkeit konnte an der offenen Profilgrube des **Grünlandstandortes** - im Vergleich zum Ackerstandort - bis in den oberen Tiefenabschnitt des Bv-ICv-Horizont hinein festgestellt werden. Hieraus ergibt sich eine Mächtigkeit von 5,5 dm für die effektive Durchwurzelungstiefe. Über die *We* errechnet sich somit eine *nFKWe* von 91 mm (Kennwertermittlung über Bohrstockansprache: *We* = 3,5 dm; *nFKWe* = 64 mm).

Die an den offenen Profigruben ermittelten Werte der *nFKWe* für die Standorte mit unterschiedlicher Nutzung spiegeln in diesem Beispiel eindeutig den Einfluß der besseren Durchwurzelungsverhältnisse am Grünlandstandort wider. Die Variabilität der Bodenarten wirkt sich dagegen bei der rechnerischen Ableitung nicht aus (vgl. AG BODEN 1994, Tab. 55, S. 297).

### **Feldstationen in der Gemarkung Idenheim**

Im Bereich der Untersuchungsgebiete, deren Untergrund von den Muschelkalkablagerungen aufgebaut sind, konnten - auf der orographisch linken Seite der Kyll - lediglich über dem Unteren und Mittleren Muschelkalk für die Nutzungsart Acker jeweils eine Lysimeterstation mit dem daran gekoppelten Bodenfeuchtemeßfeld eingerichtet werden. Für die Bewirtschaftungsformen Grünland und Wald wurden Flächen angepachtet, auf denen ausschließlich die standortspezifischen Bodenwasserverhältnisse über die gravimetrischen Bodenfeuchtemessungen untersucht und bewertet wurden. An allen Stationen wurden zur Ermittlung der bodenphysikalischen Kennwerte Profilgruben aufgeschlossen. Die Beschreibung der Standortprofile sowie die Darlegung der Ergebnisse aus den Laboranalysen erfolgen getrennt für die stationären Meßeinrichtungen im Bereich des Unteren (*mu*) und Mittleren (*mm*) Muschelkalkes.

#### **Das Lysimeter- und Bodenfeuchtestationsmeßnetz Idenheim (*mu*)**

Die Tabellen 45-48 beschreiben die standortspezifischen Verhältnisse an der Lysimeterstation Idenheim Acker (*mu*) und den Bodenfeuchtemeßfelder unter Grünland und forstwirtschaftlicher Nutzung.

Tab. 45: Standörtliche Angaben zu den Feldstationen in der Gemarkung Idenheim (*mu*)

Standortangaben:	Idenheim ( <i>mu</i> )	Idenheim ( <i>mu</i> )	Idenheim ( <i>mu</i> )
Top. Karte: 1:25.000	6105 Welschbillig	6105 Welschbillig	6105 Welschbillig
Rechts- und Hochwert	25 42200, 55 28700	25 42350, 55 28600	25 42100, 55 28080
Naturraum:	Bitburger Gutland (261)	Bitburger Gutland (261)	Bitburger Gutland (261)
Lage im Relief:	ebene Fläche auf Oberhang	ebene Fläche auf Oberhang	ebene Fläche/leichte Muldenlage
Gestein:	Unterer Muschelkalk	Unterer Muschelkalk	Unterer Muschelkalk
Bodentyp:	Pseudogley-Braunerde	Braunerde-Pseudogley	Braunerde-Pseudogley
Nutzung:	Acker, Lysimeterstation	Grünland, Testfläche Bodenfeuchtemeßfeld	Wald, Testfläche Bodenfeuchtemeßfeld



Tab. 46: Profilbeschreibung für die Profilgrube Lysimeterstation Idenheim-Acker (*mu*)

Idenheim: Acker ( <i>mu</i> ) Aufnahmedatum: 18.10.1995					Bodentyp: Pseudogley-Braunerde aus lößlehmhaltiger Fließerde über Muschelsandstein des Unteren Muschelkalkes
Horizontdaten					
Horizont			Bodenart	Stechring- entnahme- tiefe [cm]	diagnostische Merkmale innerhalb der Horizonte
	[cm]	Munsell	Labor- analyse		
Ap	0-30	10 YR 4/4	Ut4/Lu	15	braun, stark durchwurzelt, mittlerer Skelettanteil, z.T. kleine Muschelkalkplättchen und Steinchen, deutliche Wurmgänge, locker da Krumenbereich, geringe Lagerungsdichte;
Bv	30-35	10 YR 5/6	Lu	30	hellbraun/gelbbraun, mäßig durchwurzelt, mittlerer Skelettanteil, kleine Muschelkalkplättchen und Steine, Wurmrohren, vereinzelt Mn-Konkretionen, z.T. locker, mittlere Lagerungsdichte;
Sw-Bv	35-49	10 YR 5/6-4/6	Lu	40	gelblich braun, z.T. marmoriert, gering durchwurzelt, geringer bis mittlerer Skelettanteil, Muschelkalkplättchen, Wurmrohren, vereinzelt Mn-Konkretionen, mittlere Lagerungsdichte;
Sw	49-60	10 YR 5/6	Lu	55	gelblich braun, z.T. stärker marmoriert, gering durchwurzelt, zunehmender Skelettanteil, Wurmrohren, Mn-Konkretionen zunehmend, mittlere bis hohe Lagerungsdichte;
II Sd-ICv	>60+	7.5 YR 4/3 - 10 YR 5/6, 5/8	Tu3/Lt3	k. E.	überwiegend Verwitterungszone, zunehmender Anteil an Muschelkalkbruchstücken, hohe Lagerungsdichte;

Anmerkungen: die Probennahme erfolgte kurz nach der Wintereinsaat, hierdurch z.T. hoher Saatgutanteil im Probenmaterial des obersten Horizontes; k. E. = keine Entnahme;

Tab. 47: Profilbeschreibung für die Profilgrube Bodenfeuchtemeßfeld Idenheim-Grünland (*mu*)

Idenheim: Grünland ( <i>mu</i> ) Aufnahmedatum: 19.10.1995					Bodentyp: Braunerde-Pseudogley aus lößlehmhaltiger Fließerde über Muschelsandstein des Unteren Muschelkalkes
Horizontdaten					
Horizont	Tiefe	Farbe	Bodenart	Stechring- entnahme- tiefe [cm]	diagnostische Merkmale innerhalb der Horizonte
	[cm]	nach Munsell	Labor- analyse		
Ah	0-10	10 YR 6/6	Tu3	5	braun/gelbbraun, zahlreiche Wurzelbahnen, geringer Skelettgehalt, Wurmrohren, mittlere Lagerungsdichte;
Ah-Bv	10-23	10 YR 4/4	Tu3/Tu2	18	z.T. Übergangshorizont, nicht eindeutig abgrenzbar, braun/gelbbraun, leicht marmoriert, Wurzelbahnen u. verrottete Wurzelreste, geringer bis mittlerer Skelettanteil (z.T. Muschelkalkplättchen), Wurmgänge, vereinzelt Mn-Konkretionen, mittlere Lagerungsdichte;
Bv	23-35	10 YR 5/4 - 2.5 Y 4/3	Tu3	30	gelblich braun, z.T. grau-gelb marmoriert, kleine Wurzelbahnen, mäßiger Skelettanteil, steiniges, plattiges Material aus Muschelkalk, zur Basis hin deutlich zunehmend, Wurmgänge, vereinzelt Mn-Konkretionen, mittlere bis hohe Lagerungsdichte;
Bv-Sw1	35-40	10 YR 5/6, 2.5 Y 6/3 - YR 6/3	Tu3	keine	dünne Lage mit eingeschalteten plattigen Steinchen, jedoch nicht durchgehend, braun-grau, bis grau-grün/oliv, marmoriert, Wurmgänge, mittlere Lagerungsdichte;
Bv-Sw2	40-45	2.5 Y 6/3 - 7.5 YR 6/3	Lu	42	marmoriert, grau/hellbraun bis grünlich-oliv, kleine Wurzelbahnen, stark schwankender Skelettanteil, Mn- u. Kalk-Konkretionen, z.T., grusige Einschaltungen, deutliche vertikale Risse. Größere Hohlräume, hohe Lagerungsdichte;
Bv-Sw3	45-55	2.5 Y 6/3-4, 5 Y 6/2-3, 7.5 YR 6/3- 10 YR 6/3	Tu3	50	marmoriert, hellbraun bis grau/grün-oliv, vereinzelt Wurzelgänge, vermehrt Kalksteinbröckchen, Konkretionen, zahlreiche Wurmrohren, z.T. rissige Struktur u. kleinere Hohlräume, vergleichbar mit Tiefenbereich 40-45cm, hohe Lagerungsdichte;
Bv-Sw4	55-66	10 YR 5/3 - 6/3, 2.5 Y 6/3-4, 5 Y 6/2-3	Tu3	60	marmoriert, hellbraun bis ocker, z.T. grünlich-oliv, vereinzelt Wurzelgänge, geringeres Vorkommen von Kalksteinbröckchen, große Wurmrohren, verstärkt Konkretionen, dicht, daneben Risse und Hohlräume, hohe Lagerungsdichte;
II ICv-Sd	>66+	2.5 Y 6/3-4, 2.5 Y 7/4-6	Tu3/Lu	k. E.	marmoriert, vereinzelt Wurmrohren, deutlich dichter als darüberliegende Horizonte, Lagerungsdichte hoch bis sehr hoch;

Anmerkungen: k. E. = keine Entnahme;

Tab. 48: Profilbeschreibung für die Profilgrube Bodenfeuchtemeßfeld Idenheim-Wald (*mu*)

Idenheim: Wald ( <i>mu</i> ) Aufnahmedatum: 2.4.1997					Bodentyp: Braunerde-Pseudogley aus lößlehmhaltiger Fließerde über dem Ausgangsmaterial des Unteren Muschelkalkes
Horizontdaten					
Horizont	Tiefe [cm]	Farbe Munsell	Bodenart Labor- analyse	Stechring- entnahme- [cm]	diagnostische Merkmale innerhalb der Horizonte
Of	+3				Laub- / Nadelstreuauflage;
Ah	0-10	10 YR 3/2	Tu3	5	braun mit leicht braun-gelblichem Einfluß, deutliche Wurzelbahnen, Baumwurzeln, geringer Anteil an Skelett, Wurmgänge, sehr geringe Lagerungsdichte;
Bv-Sw	10-37	10 YR 4/4, 2.5 Y 4/4	Tu3/Lt3	22	braun/gelbbraun, leicht marmoriert, Wurzelbahnen u. verrottete Baumwurzelreste, z.T. humoses Material des Oberbodens eingeschaltet, kleinere Steinchen, Wurmgänge, Mn- u. Fe-Konkretionen, geringe Lagerungsdichte;
II Sw-Sd1	37-62	5 Y 6/3	Lt3/Tu3	44	marmoriert, gelblich braun, z.T. grau-oliv, deutlich geringer durchwurzelt, größere plattige Steine, z.T. Gesteinsbrocken des Festgesteins, weniger Wurmgänge, Mn- u. Fe-Konkretionen, mittlere bis hohe Lagerungsdichte;
II Sw-Sd2	62-80	2.5 Y 5/4-6	Tu3	k. E.	bereits teilweise stark verwittertes Ausgangsmaterial des Unteren Muschelkalkes;
II cCv	>80+	2.5 Y 5/4; 6/4	k. A.	k. E.	Ausgangsmaterial des Unteren Muschelkalkes;

Anmerkungen: k. E. = keine Entnahme; k. A. = keine Analyse; Maximum der Konkretionen an der Basis des Sw-Horizontes

### ***Korngrößenverteilung und Bodenartendifferenzierung an den Feldstationen Acker, Grünland und Wald***

Die Korngrößenanalyse konnte für alle drei Standorte jeweils über eine Gesamtprofiltiefe von 80 cm durchgeführt werden. Unterhalb dieser Tiefe setzt bereits deutlich sichtbar das stark verwitterte Ausgangsmaterial des Unteren Muschelkalkes - am Acker- und Grünlandstandort - ein, was durch den hohen Anteil an Muschelkalkbruchstücken belegt wird. Die Gesteinsbröckchen finden sich im Ackerprofil auch schon im unteren Tiefenabschnitt des II Sd-ICv-Horizontes und beim Grünlandstandort ebenfalls bereits im unteren Abschnitt des II ICv-Sd-Horizontes. Am Waldprofil erreicht man unmittelbar in 80 cm das anstehende Gestein des Muschelkalkes.

Der prozentuale Anteil der schichtweise ermittelten Kornverteilung sowie die Bodenartenverteilung nach der Tiefe sind in der nachfolgenden Tabelle 49 dargestellt. Die zusätzliche graphische Umsetzung der unten aufgeführten Ergebnisse der Korngrößenanalyse befindet sich im Anhang (vgl. Anhang: Fig. 32).

Das Profil am **Ackerstandort** wird hinsichtlich des Korngrößenspektrums hauptsächlich durch die hohen Schluff- (Grob- und Mittelschluff) und Tonanteile geprägt. Während die Prozentanteile der beiden Schluffkomponenten jeweils mit der Tiefe abnehmen, steigt der Tonanteil deutlich an. Die übrigen Korngrößenanteile zeigen dagegen über die gesamte Profiltiefe hinweg nur geringe Schwankungen zwischen den einzelnen Schichten. Die Variation innerhalb des Korngrößenspektrums bedingt das Bodenartenspektrum. Die Bodenartendifferenzierung mit der Tiefe läßt deutliche Sprünge zwischen den Schichttiefen 10-20 und 20-30 cm erkennen, mit einem Wechsel der Bodenartenhauptgruppen von Schluff zu Lehm, sowie zwischen den Schichttiefen 50-60 und 60-70 cm von Lehm zu Ton. Aus der Bodenartendifferenzierung ergeben sich Hinweise auf das Ausgangsmaterial der Bodenbildung. Die Bodenarten der oberen Horizonte lassen eindeutig den Einfluß einer ehemaligen Lößüberdeckung erkennen, wohingegen nach unten hin, mit stärker anwachsendem Tongehalt, der Einfluß der geologischen Ausgangsbedingungen (Fließerde über Muschelsandsteinen des Unteren Muschelkalkes) in den Bodenarten deutlich wird (vgl. Kap. 5.1.1.3). Auch hier ist wie bereits für die Standortuntersuchungen im Bereich der Lysimeterstation Rodt (so) davon auszugehen, daß der Löß kryoturbat in die obersten Zentimeter der Böden eingearbeitet wurde.

Tab. 49: Prozentuale Korngrößenverteilung und Bodenartendifferenzierung der Standortprofile in der Gemarkung Idenheim (*mu*)

Lysimeterstation Acker								
Profiltiefe [cm]	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	Bodenart
	[M.-%]							
0-10	1,7	2,4	10,7	37,8	20,0	7,6	19,8	Ut4
10-20	2,1	2,4	11,2	37,4	19,9	7,3	19,7	Ut4
20-30	1,9	2,2	10,2	34,0	21,4	8,0	22,3	Lu
30-40	2,0	1,9	8,5	33,3	21,3	8,6	24,3	Lu
40-50	2,3	1,9	8,0	32,7	19,9	8,7	26,5	Lu
50-60	2,1	1,7	8,6	31,0	18,8	8,7	29,2	Lu
60-70	1,9	1,7	9,6	29,1	16,4	9,1	32,3	Tu3
70-80	1,8	1,3	11,3	25,7	13,9	9,4	36,6	Lt3

Bodenfeuchtemeßfeld Grünland								
Profiltiefe [cm]	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	Bodenart
	[M.-%]							
0-10	1,0	1,5	8,0	25,8	19,4	10,8	33,6	Tu3
10-20	0,8	1,3	7,5	25,5	18,9	11,9	34,1	Tu3
20-30	0,2	0,3	3,0	20,9	16,7	12,7	46,1	Tu2
30-40	0,5	0,4	4,0	28,8	15,1	11,2	39,8	Tu3
40-50	0,9	0,6	13,6	33,3	15,2	8,0	28,4	Lu
50-60	0,3	0,4	10,8	34,2	12,7	9,5	32,1	Tu3
60-70	1,2	0,8	2,3	19,1	29,9	10,3	36,4	Tu3
70-80	1,6	1,8	3,8	21,5	33,5	9,0	28,8	Lu

Bodenfeuchtemeßfeld Wald								
Profiltiefe [cm]	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	Bodenart
	[M.-%]							
0-10	0,2	0,7	7,3	28,3	17,0	11,1	35,3	Tu3
10-20	0,6	0,8	6,9	28,4	16,9	11,1	35,3	Tu3
20-30	2,3	1,4	9,7	29,3	14,1	9,4	33,8	Tu3
30-40	3,1	1,9	11,2	26,6	12,2	8,1	36,9	Lt3
40-50	3,6	1,9	10,1	28,1	11,9	9,0	35,4	Lt3
50-60	1,6	1,8	8,7	27,2	14,1	10,4	36,2	Tu3
60-70	1,9	1,3	5,4	26,0	25,1	10,0	30,4	Tu3
70-80	2,6	2,9	10,7	24,8	23,6	9,3	26,0	Lu

Das Korngrößenspektrum des **Grünlandstandortes** zeigt im Vergleich zum Ackerstandort ein andersartiges Bild. Der Boden wird hier vor allem durch einen hohen - wenn auch innerhalb der Schichten schwankenden - Tonanteil geprägt. Als zweitstärkste Gruppe treten die Schluffanteile (Grobschluff und untergeordnet Mittelschluff) auf. Die Sandanteile nehmen im Vergleich zum Ackerstandort - gemittelt über die Profiltiefe - deutlich ab (vgl. Acker: Sandanteil gemittelt = 13,7%; Grünland: Sandanteil gemittelt = 8,3%).

Entsprechend dem Kornverteilungsspektrum zeigt sich hier - wiederum verglichen mit dem Ackerstandort - eine sehr geringe Variabilität für die Bodenartendifferenzierung mit der Tiefe. Lediglich zwei Bodenartenhauptgruppen, nämlich Ton und Schluff, prägen die Verhältnisse an diesem Standort. Auch an dieser Profilaufnahme fällt auf, daß sich in 40-50 cm Tiefe ein Horizont aus schluffigem Lehm (Lu) befindet. Belegen die oberen Horizonte im Bodenartenspektrum die lößartige bzw. lößlehmartige Überdeckung, wird in den Unterböden der Einfluß der unterlagernden Gesteine (Residualtonkomponente des anstehenden und verwitterten Muschelkalkes) für die Bodenentwicklung deutlich.

Am **Waldstandort** entspricht das Korngrößenspektrum - mit lediglich geringen Abweichungen - dem des Grünlandstandortes. Über alle Schichten hinweg überwiegt deutlich der Tonanteil, gefolgt von den Grob- und Mittelschluffanteilen. Die Sandanteile - ähnlich hoch wie am Ackerstandort - steigen im Vergleich zum Grünlandstandort stärker an. Die höchsten Sandanteile finden sich in einer Bodentiefe zwischen 30 bis 50 cm. Entsprechend zeigt die Bodenartendifferenzierung ähnliche Verhältnisse wie am Grünlandstandort. Seitens der Bodenartenhauptgruppe überwiegt der Ton: Während die oberen Bodenschichten, mit hohen Prozentanteilen der Kornfraktion Schluff, durch die Bodenartenuntergruppe Tu3 geprägt wird, kommt es in den beiden Schichttiefen 30-40 cm und 40-50 cm aufgrund des höheren Sandanteils zu einem Wechsel in der Bodenartenuntergruppe von Tu3 (Schichttiefe 20-30 cm) zu Lt3 (Tiefenabschnitt 30-50 cm).

Der verbraunte Bv-Sw-Horizont sowie die oberen Bereiche des II Sw-Sd1 weisen einen hohen Grusanteil auf, der auf ehemals periglaziäre Verhältnisse hindeutet. Auch für dieses Profil gilt, daß der hohe Schluffanteil der obersten Schichten auf eine löß- bzw. lößlehmartige Überdeckung zurückzuführen ist. Die Bodenarten innerhalb der unteren Schichten sind wiederum das Resultat aus der Verwitterung des Unteren Muschelkalkes als Ausgangsgestein.

### **Bodenphysikalische Eigenschaften**

Die nachfolgenden Stationstabellen beschreiben - jeweils getrennt für die drei unterschiedlichen Bewirtschaftungsformen - die wesentlichen bodenphysikalischen Kenndaten. Für die tabellarisch aufgeführten Daten der Porengrößenverteilung sind im Anhang die entsprechenden graphischen Darstellungen aufgeführt (vgl. Anhang: Fig. 33).

Für die Trockenraumdichte ist - am **Ackerstandort** - mit zunehmender Tiefe des Bodens ein Anstieg von 1,41 g/cm<sup>3</sup> im Bereich des Bearbeitungshorizontes auf 1,67 g/cm<sup>3</sup> im Sw-Horizont zu verzeichnen. Entsprechend reduziert sich das Gesamtporenvolumen von 47 Vol.-% auf 37,5 Vol.-% (vgl. Anhang: Tab. 61b u. Anhang: Fig. 44c). Besonders auffällig ist der deutliche Sprung zwischen dem Ap- (Bearbeitungshorizont) und dem sich nach unten hin anschließenden Bv-Horizont. Der Anstieg des Feinporenanteils mit der Tiefe korreliert wiederum gut mit der Textur des Bodens an diesem Standort. Der für alle Horizonte ausgewiesene hohe Feinporenanteil korreliert gut mit der Bodenart ( $r = 0,89$ ; adj.  $r^2 = 0,70$ ; vgl. auch Kap. 8.1.3 u. Anhang: Tab. 62 u. Anhang: Fig. 49a) und der relativ hohen Lagerungsdichte. Die graphische Umsetzung der Ergebnisse der Porengrößenverteilung befindet sich im Anhangsband (vgl. Anhang: Fig. 33).

Die Kf-Werte sind als sehr hoch bis äußerst hoch zu bewerten, was aufgrund der bodenphysikalischen Eigenschaften (vor allem Textur und Trockenraumdichte) nicht zu erwarten ist. Es scheint somit, daß die Wasserwegsamkeit in diesem Boden im wesentlichen über das Sekundärporensystem verläuft: Dies läßt

Tab. 50: Bodenphysikalische Kenndaten: Lysimeterstation Idenheim-Acker (*mu*)

Horizont	Stechring- Entnahme- tiefe [cm]	Bodenart	Ges.PV [Vol.-%]	Poren [µm]				Kf- Wert [cm/d]	Rt [g/cm <sup>3</sup> ]	Ld-Stufe (n. KA4, S. 127)
				>50	50-10	10-0,2	<0,2			
Ap	15	Ut4	47,3	13,8	2,6	18,3	12,6	308,5	1,41	2
Bv	30	Lu	41,1	8,4	3,6	13,7	15,4	255,3	1,57	3
Sw-Bv	40	Lu	42,0	11,0	2,8	12,2	16,0	862,3	1,55	3
Sw	55	Lu	37,5	6,2	2,2	11,8	17,3	333,9	1,67	3/4

Anmerkungen: bei folgenden Horizonten mußte die Anzahl der Parallelen für die Kf-Wertbestimmung reduziert werden, um extreme Ausreißer nicht mit zuberücksichtigen: Horizont 1: n = 4; Horizont 3: n = 5 und Horizont 4 n = 4;

sich anhand der Beschreibung der diagnostischen Merkmale nachvollziehen (vgl. Tab. 46), die über die Bodenhorizonte hinweg, bis einschließlich in den Sw-Horizont, eine Durchwurzelung sowie das

Vorhandensein zahlreicher Wurmgänge und -röhren belegen. Selbst im Sw-Horizont, mit hoher Trockenraumdichte, deutlich geringerem Gesamtporenvolumen und einem Anstieg von Feinporen, setzt zwar eine Verringerung des Kf-Wertes ein, dennoch ist auch hier noch von einer sehr guten Wasserwegsamkeit zu sprechen. Die guten Wasserleitfähigkeitsverhältnisse werden nicht auf die stauwasserleitenden Eigenschaften des Sw-Horizontes zurückgeführt, sondern im wesentlichen auf die bereits oben erwähnten Wurmröhren. Gefügebedingt ist somit über alle Horizonte hinweg eine kontinuierliche Wasserbewegung möglich. Die starken Schwankungen zwischen den Kf-Werten selbst lassen sich vielleicht durch eine unterschiedlich gute Porenkontinuität zwischen den einzelnen Horizonten erklären (vgl. auch Anhang: Tab. 63b u. Anhang Fig. 54a).

Auf dem **Grünlandstandort** fand die Stechringprobennahme aufgrund des hohen Anteils an verrotteten Wurzeln, einer starken Regenwurmakktivität sowie durch das Vorhandensein eines sehr hohen Skelett- und Steinanteils unter sehr erschwerten Bedingungen statt. Die Proben wurden im Labor vor den eigentlichen Analysedurchgängen sorgfältig aufbereitet. Hierbei konnten jedoch Risse und kleinere Hohlräume, die in den Stechringproben aus den unteren Horizonten vorhandenen waren, nur schwer bearbeitet werden, da ansonsten die Gefahr einer zu starken Beeinflussung nicht zu verhindern gewesen wäre. Demzufolge kann nicht ausgeschlossen werden, daß die hier beschriebenen Probleme Einfluß auf die Analyseergebnisse genommen haben (vgl. hierzu die Ergebnisse der Porengrößenverteilung, Tab. 51, vgl. auch Anhang: Fig. 33).

Der über alle Horizonte hinweg relativ geringe und mit zunehmender Tiefe abnehmende Wert für das Gesamtporenvolumen korreliert eng mit den hohen und nach unten hin ansteigenden Werten der Trockenraumdichte (vgl. Kap. 8.1.3 u. Anhang: Tab. 61b u. Anhang: Fig. 49b). Deutlich ist der Sprung für beide Werte im Übergangsbereich zwischen dem Ah-Bv-Horizont zum Bv-Horizont. Ein Grund für diese relativ geringen Werte könnte sein, daß sich der Boden zur Zeit der Stechringprobennahme in einem noch zu trockenen Zustand befand, so daß während der Laboruntersuchung durch die Wiederaufsättigung des Bodenmaterials der Effekt des Quellen und Schrumpfens verstärkt aktiviert wurde. Dieses Problem stellte sich besonders bei der Ermittlung der weiten Grobporen heraus. Das Analyseergebnis ergab negative Werte für die weiten Grobporen, woraus zu schließen ist, daß der Tongehalt der Proben offensichtlich bei der Aufsättigung zu einer verstärkten Quellung führte. Diese Werte wurden durch die Anhebung der negativen Werte auf Null bei gleichzeitiger Erniedrigung der Werte für die engen Grobporen um die entsprechende Differenz der Negativwerte korrigiert (nach freundlicher Mitteilung von Dr. R. Schneider, Fach Bodenkunde). Hierdurch bedingt ergeben sich Probleme im Zusammenhang mit

Tab. 51: Bodenphysikalische Kenndaten: Bodenfeuchtemeßfeld Idenheim-Grünland (*mu*)

Horizont	Stechring entnahme tiefe [cm]	Bodenart	Ges.PV [Vol.-%]	Poren [µm]				Kf- Wert	Rt [g/cm³]	Ld-Stufe (n. KA4, S. 127)
				>50	50-10	10-0,2	<0,2			
Ah	5	Tu3	36,3	0,0	0,8	16,4	19,1	13,7	1,60	2/3
Ah-Bv	18	Tu3	38,0	1,0	2,0	12,2	22,8	17,9	1,65	3
Bv	30	Tu2/Tu3	35,8	0,5	2,5	6,8	26,0	352,0	1,71	3
Bv-Sw2	42	Lu	32,2	0,5	1,8	4,5	25,4	22,4	1,81	4
Bv-Sw3	50	Tu3	31,7	0,0	1,2	4,0	26,6	20,2	1,82	4
Bv-Sw4	60	Tu3	31,3	0,8	1,3	7,6	21,6	21,5	1,83	4

Anmerkungen: aufgrund häufig auftretender negativer Werte über alle Horizonte für die Porenklasse >50µm wurden diese Werte auf Null gesetzt; bei folgenden Horizonten mußte die Anzahl der Parallelen für die Kf-Wertbestimmung reduziert werden, um extreme Ausreißer nicht mit zuberücksichtigten: Horizont 2: n = 5; H 3: n = 5 und H 6 n = 4;

der Erklärung der Kf-Werte, da durch die Wertstellung der Grobporen auf Null der Effekt der primären und sekundären Grobporeneffekt, der die Wasserbewegung im Boden maßgeblich bestimmt, herausgerechnet wurde (vgl. Anhang: Tab. 63b). Aufgrund dessen werden zur Erklärung der Kf-Werte an dieser Stelle die diagnostischen Merkmale (vgl. Tab. 47) herangezogen.

In der Tabelle 51 ist die Wasserleitfähigkeit für alle Horizonte - mit Ausnahme des Bv-Horizontes - trotz der relativ hohen Trockenraumdichtewerte und hohen Feinporenanteile, die dieses Standortprofil charakterisieren, als mittel zu bewerten (vgl. Anhang: Tab. 63b). Aus den Standortkenntnissen (diagnostische Horizontmerkmale) heraus werden hierfür - obwohl, wie bereits oben erwähnt, keine exakten Daten über die Grobporen vorliegen - die gute Durchwurzelung, die starke Regenwurmtätigkeit und die deutlich erkennbaren vertikal nach unten ziehenden Schrumpfrisse (die z.B. den präferentiellen Fluß begünstigen) in den unteren Horizonten (Bv-Sw2 bis Bv-Sw4) als Erklärung für die Kf-Werte angeführt, die in ihrer Funktion als sekundäre Grobporen einen kontinuierlichen Wasserdurchgang über alle Horizonte schaffen.

Aus diesem relativ einheitlichen Bild der Kf-Werte fällt der Bv-Horizont mit seinem sehr hohen Wert heraus. Eine Bewertung ist nur schwer vorzunehmen: Die Kf-Werte der sechs Parallelen streuen in diesem Horizont sehr stark. Der Schwankungsbereich, der in der Tabelle ( $n = 5$ ) zugrunde gelegt wurde, liegt zwischen 85,6 cm/d und 660,3 cm/d. Die sechste Stechringparallele ( $K_f = 1206,1$  cm/d) wurde als Ausreißer von der geometrischen Mittelwertbildung ausgeschlossen. Der Bv-Horizont ist - wie aus Tabelle 47 ersichtlich - von zahlreichen Wurzelbahnen durchzogen, zudem treten große Wurmgänge auf, die sich durch den gesamten Bv- und den Bv-Sw-Horizont vertikal nach unten ziehen. Hierdurch könnte die hohe Wasserleitfähigkeit - wie oben vorgenommen - als Funktion der sekundären Grobporen erklärt werden. Zusätzlich treten innerhalb dieses Horizontes kleinere Steinchen von meist plattigem Gefüge sowie grusiges Gesteinsmaterial - meist bandartig eingeschaltet - auf. Diese inhomogene Materialzusammensetzung erschwerte in außerordentlichem Maße die Probennahme innerhalb dieses Horizontes, so daß hierdurch der Kf-Wert eventuell als Meßfehler einzuschätzen ist.

Im II ICv-Sd-Horizont konnten keine Stechringproben gezogen werden. Wie aus der Standortbeschreibung ersichtlich ist (vgl. Tab. 47), lassen sich jedoch auch in dieser Tiefe noch deutlich ausgebildete Wurmröhren sowie größere, vertikal nach unten ziehende Risse - als Zeichen der Schrumpfungs- und Quellungsvorgänge - innerhalb dieses tonreichen Horizontes erkennen. Somit kann auch in diesem Horizont noch von einer relativ guten Wasserwegsamkeit ausgegangen werden.

Die Bodenhorizonte des **Waldstandortes** zeichnen sich - besonders innerhalb des Tiefenabschnittes zwischen dem Ah- und Bv-Sw-Horizont - durch eine starke Durchwurzelung aus. Auffällig war zudem der hohe Anteil an Grobskelett (vgl. Tab. 48). Diese Standortverhältnisse erschwerten die Stechringprobennahme.

Entsprechend der Nutzungsart Wald (Tab. 52) stellt sich in den ersten beiden beprobten Horizonten ein hohes Gesamtporenvolumen ein, wobei der Werte für den Ah-Horizont - resultierend aus der geringen Trockenraumdichte - deutlich über dem des Bv-Sw-Horizontes, mit höherer Trockraumdichte, liegt (vgl. Tab. 52; vgl. auch Anhang: Tab. 61b u. Anhang: Fig. 46b). Der im Vergleich zu den anderen Porengrößenanteilen höhere Feinporenanteil ist texturbedingt (vgl. Anhang: Fig. 33). Über die Regressions- und Korrelationsanalyse wurde zwischen dem Feinporenanteil und dem Tongehalt (mit  $r = -0,68$ ) ein mittlerer negativer Zusammenhang nachgewiesen (vgl. Kap. 8.1.3 sowie Anhang: Tab. 62 u. Fig. 46b).

Mit dem Bodenartenwechsel im II SW-Sd1-Horizont tritt eine deutliche Verringerung des Gesamtporenvolumens ein. Diese Veränderungen lassen sich mit den für dieses Bodenprofil bereits zuvor beschriebenen Schichtungsverhältnissen in Zusammenhang bringen (Hauptlage über Basislage, vgl. auch Tab. 49).

Tab. 52: Bodenphysikalische Kenndaten: Bodenfeuchtemeßfeld Idenheim-Wald (*mu*)

Horizont	Stechring- entnahme- tiefe [cm]	Bodenart	Ges.PV [Vol.-%]	Poren [ $\mu$ m]*				Kf- Wert [cm/d]	Rt [g/cm <sup>3</sup> ]	Ld-Stufe (n. KA4, S. 127)
				>50	50-10	10-0,2	<0,2			
Ah	5	Tu3	57,9	10,0	4,7	17,6	25,5	428,6	1,07	1
Bv-Sw	22	Tu3	47,6	5,9	2,6	11,7	27,3	259,2	1,40	2
II Sw-Sd1	44	Lt3	34,1	1,8	1,7	10,7	19,8	61,7	1,76	3/4

für den 3. Horizonten mußte die Anzahl der Parallelen für die Kf-Wertbestimmung von n = 6 auf n = 5 reduziert werden, um extreme Ausreißer zu eliminieren; Stechring aus dem 3. Horizont waren z.T. mit kleineren Steinchen durchsetzt;

Vergleicht man die Kf-Werte der einzelnen Horizonte, unter Berücksichtigung der Trockraumdichte und des Porenklassenspektrums, so korreliert die Abnahme der Wasserleitfähigkeit von Horizont zu Horizont mit den entsprechenden bodenphysikalischen Eigenschaften. Die hohen Wasserleitfähigkeitswerte in den oberen beiden Horizonten sind aufgrund der guten Durchwurzelung (Baumwurzelreste, Strauchwurzeln) sowie den Wurmrohren zu erklären. Diese übernehmen die Funktion von sekundären Grobporen, wodurch der Anteil an gut drainierenden Poren innerhalb des Ah- und Bv-Sw-Horizontes erhöht wird. Zwischen dem Bv-Sw- und dem II SW-Sd1-Horizont stellt sich eine sprunghafte Abnahme für den Kf-Wert ein, was auf den sehr geringen Anteil an Grobporen und den hohen Anteil an Fein- und Mittelporen zurückzuführen ist. Die Abnahme korreliert zudem gut mit dem hohen Wert der Trockenraumdichte. Zudem wird die klare Abgrenzung zwischen dem höheren Kf-Wert des Bv-Sw-Horizontes und dem niedrigeren Kf-Wert des II Sw-SD1-Horizontes deutlich. Insgesamt sind die Wasserleitfähigkeitsverhältnisse am Waldstandort als äußerst hoch bis hoch einzustufen (vgl. AG BODEN 1994, KA4, S. 306) (vgl. auch Anhang: Tab. 63b u. Anhang: Fig. 54c).

#### **Effektive Durchwurzelungstiefe, nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes**

An der offenen Profilgrube des **Ackerstandortes** wurde für die effektive Durchwurzelungstiefe eine Mächtigkeit von 6 dm festgestellt. Die Durchwurzelung hörte - deutlich erkennbar - unmittelbar am Übergang zum II Sd-ICv-Horizont auf. Für den profilbezogenen Kennwert *nFKWe* leitet sich hieraus ein Wert von 118 mm ab (Kennwertermittlung über Bohrstockansprache: *We* = 7 dm; *nFKWe* = 110 mm).

Die Mächtigkeit der effektiven Durchwurzelungstiefe liegt am **Grünlandstandort** bei 5,5 dm. Bereits innerhalb des Bv-Sw4-Horizontes ist nur ein vereinzelter Wurzelvorkommen zu erkennen, obwohl diese im wesentlichen über die sekundären, gefügebedingten Veränderungen wie Schrumpfrisse weiter nach unten reichen könnten. Insgesamt wirken sich jedoch die nach unten zunehmende Trockenraumdichte und die Staunässeverhältnisse mindernd auf die effektive Durchwurzelungstiefe aus. Die über die *We* von 5,5 dm abgeleitete *nFKWe* beträgt 71 mm (Kennwertermittlung über Bohrstockansprache: *We* = 4,5 dm; *nFKWe* = 73 mm).

Am **Waldstandort** erreicht die effektive Durchwurzelungstiefe eine Mächtigkeit von nur knapp 5 dm. Der hierüber rechnerisch abgeleitete wasserhaushaltliche Kennwert der *nFKWe* beträgt 155 mm. In diesem Wert schlagen sich vor allem - im Vergleich zum Acker- und Grünlandstandort - die günstigeren Verhältnisse von Lagerungsdichte und der höhere Anteil an organischer Substanz in den Bodenhorizonten nieder (Kennwertermittlung über Bohrstockansprache: *We* = 5,5 dm; *nFKWe* = 113 mm).

Die Unterschiede zwischen den an der Profilgrube abgeleiteten *nFKWe*-Werten und denen der Bohrstockansprache ergeben sich auch an diesen Standorten nicht allein aus der unterschiedlichen Festlegung für die Mächtigkeit der *We*, sondern resultieren auch aus den z.T. abweichenden Ergebnissen der Bodenartenermittlung über die Korngrößenanalyse bzw. die an der Bohrstockbodenprobe vorgenommenen Fingerprobenansprache.

**Das Lysimeter- und Bodenfeuchtestationsmeßnetz Idenheim (mm)**

Die nachfolgenden Ausführungen zeigen Ergebnisse der bodenkundlichen und bodenphysikalischen Untersuchungen der Feldstationen Idenheim Acker, Grünland und Wald über den Ablagerungen des Mittleren Muschelkalks als geologischem Ausgangsmaterial.

Tab. 53: Standörtliche Angaben zu den Feldstationen in der Gemarkung Idenheim (mm)

Standortangaben:	Idenheim (mm)	Idenheim (mm)	Idenheim (mm)
Top. Karte: 1:25.000	6105 Welschbillig	6105 Welschbillig	6105 Welschbillig
Rechts- und Hochwert	25 41300, 55 28830	25 40900, 55 28450	25 41880, 55 28000
Naturraum:	Bitburger Gutland (261)	Bitburger Gutland (261)	Bitburger Gutland (261)
Lage im Relief:	Flachmuldenbereich / ebene Lage	Flachmuldenbereich / Unterhangbereich	Höhenrücken, ebene Lage
Gestein:	Mittlerer Muschelkalk	Mittlerer Muschelkalk	Mittlerer Muschelkalk
Bodentyp:	pseudovergleyter Braunerde- Kolluvisol	Pseudogley-Kolluvisol	Braunerde-Pseudogley
Nutzung:	Acker, Lysimeterstation	Grünland, Testfläche Bodenfeuchtemeßfeld	Laub- und Nadelwald, Bodenfeuchtemeßfeld

Tab. 54: Profilbeschreibung für die Profilgrube Lysimeterstation Idenheim-Acker (mm)

Idenheim Acker (mm) Aufnahmedatum: 18.10.1995					Bodentyp: pseudovergleyter Braunerde-Kolluvisol aus lößlehmhaltiger Fließerde über Ausgangsgesteinen des Mittleren Muschelkalkes
Horizont	Tiefe [cm]	Farbe Munsell	Bodenart Labor- analyse	Stechring- entnahme- tiefe [cm]	diagnostische Merkmale innerhalb der Horizonte
Ap	0-25	10 YR 4/4	Tu3	15	braun/hellbraun, gut durchwurzelt, Wurmgänge, locker, sehr geringe Lagerungsdichte;
Bv-M1-	25-35	10 YR 4/6	Lu	30	z.T. Übergangsbereich zwischen Ap und Bv-M1: dunkelbraun/gelblich-braun, gut durchwurzelt, deutliche Wurzelbahnen, geringer Skelettanteil, Wurmgänge, mäßig dicht, geringe Lagerungsdichte;
Bv-M2	35-45	10 YR 4/4-5/6	Lu	40	dunkelbraun/gelblich-braun, gut durchwurzelt, ansteigender Skelettanteil, Wurmgänge, vereinzelt Fe- u. Mn-Konkretionen, geringe bis mittlere Lagerungsdichte;
Sw-M	45-79	10 YR 4/4-3/4	Lu/Tu3	65	dunkelbraun/gelblich-braun, geringer durchwurzelt, Skelettanteil, Wurmgänge, dicke Wurmröhren, z.T. kugelförmige Fe- u. Mn-Konkretionen, zunehmend dichter, mittlere Lagerungsdichte;
II Sd	80-85	10 YR 4/4-5/4 5YR 4/4	Tu3	82	dunkelbraun/gelblich-braun, bis leicht rötlich-braun, nur noch vereinzelt Würzelchen, Skelettanteil (kleinere und größere Steinchen), kaum Wurmgänge, Fe- u. Mn-Konkretionen in Kugelform, deutlich dichter, z.T. auch lockere Partien, mittlere bis hohe Lagerungsdichte;
ICv-II Sd	> 85+	5YR 4/4 2.5 YR 3/6	*Tu3	k. E.	rötlich-braunes Ausgangsmaterial des Mittleren Muschelkalkes, überwiegend hohe Lagerungsdichte;

\* Bodenart ermittelt über Fingerprobenansprache, es wurde keine Laboranalyse durchgeführt; k. E. = keine Stechringprobenentnahme;



Tab. 55: Profilbeschreibung für die Profilgrube Bodenfeuchtemeßfeld Idenheim-Grünland (mm)

Idenheim Grünland (mm) Aufnahmedatum:15.10.1996					Bodentyp: Pseudogley-Kolluvisol aus löblehmhaltiger Fließerde über den Ausgangsgesteinen des Mittleren Muschelkalkes
Horizontdaten					
Horizont	Tiefe [cm]	Farbe	Bodenart Labor- analyse	Stechring- tiefe [cm]	diagnostische Merkmale innerhalb der Horizonte
Ah	0-18	10 YR 4/4	Tu3	13	braun/hellbraun, viele Wurzelbahnen, dicke Wurmrohren, gering verfestigt, z.T. bröselig, vertikale Risse, sehr geringe Lagerungsdichte;
(Bv-) M1	18-34	10 YR 5/4	Tu3	25	Übergangshorizont: nicht eindeutig abgrenzbar, mittelbraun z.T. gelblich, deutliche Wurzelbahnen, geringer Skelettanteil, dicke Wurmrohren, mäßig dicht, vertikale Risse, sehr geringe bis geringe Lagerungsdichte;
(Bv-) M2	34-57	10 YR 5/4- 7/6	Tu3/Lu	47	gelblich braun, gut durchwurzelt, mittlerer Skelettanteil, Wurmgänge, Fe- u. Mn-Konkretionen, wenig kompakt, 1-2cm breite Risse, die sich nach unten hin verbreitern, geringe bis mittlere Lagerungsdichte;
II Sw	57-75	10 YR 7/6 2.5 Y 4/2	Tu3	63	gelblich braun, grau-oliv, gut durchwurzelt, mittlerer Skelettanteil, Wurmgänge, Fe- u. Mn-Konkretionen, 3-4 cm breite Risse vertikal verlaufend, mittlere Lagerungsdichte;
II Sw-Sd	75-87	10 YR 7/6 2.5 Y 4/2	Tu3 *Lt3/Tu2	k. E.	grau-braun bis oliv-grün, keine Durchwurzlung, abnehmende Fe- u. Mn-Konkretionen an Grenze Sw nach Sd, deutlich dichter, mittlere bis hohe Lagerungsdichte;
II Sd-ICv	> 87		*Lt3/Tu2	k. E.	Übergang zum Ausgangsmaterial des Mittleren Muschelkalkes, Risse, mittlere bis hohe Lagerungsdichte;

\* Bodenart unterhalb von 80 cm Tiefe über Fingerprobenansprache ermittelt; k. E. = keine Stechringprobenentnahme;

Tab. 56: Profilbeschreibung für die Profilgrube Bodenfeuchtemeßfeld Idenheim-Laubwald (mm)

Idenheim Laubwald (mm) Aufnahmedatum:2.4.1997					Bodentyp: Braunerde-Pseudogley aus löblehmhaltiger Fließerde über den Ausgangsgesteinen des Mittleren Muschelkalkes
Horizontdaten					
Horizont	Tiefe [cm]	Farbe Munsell	Bodenart Labor- analyse	Stechring- entnahme- tiefe [cm]	diagnostische Merkmale innerhalb der Horizonte
L/Of	+4				Laubstreu, hoher Wurzelfilzanteil, locker;
Ah	0-12	10 YR 4/3	Ut3	7	braun/hellbraun, deutliche Wurzelbahnen, Reste von Baumwurzeln, vereinzelt kleine Steinchen, große Wurmrohren u. Mauselöcher, locker bis mäßig fest, sehr geringe bis geringe Lagerungsdichte;
Bv	12-28	7.5 YR 4/6	Ut3	20	braun/mittelbraun, Wurzelbahnen, z.T. noch Baumwurzeln, vereinzelt kleine Steinchen, Wurmgänge, Fe- u. Mn-Konkretionen locker bis mäßig fest, geringe Lagerungsdichte;
Bv-Sw	28-38	7.5 YR 3/4 - 4/4	Ut3	30	braun/leicht rötlich braun, marmoriert, Wurzelbahnen, kleine Steinchen, Wurmrohren, Fe- u. Mn-Konkretionen, mittlere Lagerungsdichte;
II Sd	38-71	2.5 Y 4/4	Tu4/Tu3	k. E.	auffallend: Wasseraustritt bei 45 cm entlang der Wurzelbahnen, mittlere Lagerungsdichte;
II Sd-ICv	> 71+	5 YR 4/6 - 7.5 YR 4/4	*Tu3/Tu2	k. E.	Übergangsbereich zum Ausgangsmaterial des Mittleren Muschelkalkes, mittlere Lagerungsdichte;

\* Bodenart ermittelt über Fingerprobenansprache; k. E. = keine Stechringprobenentnahme;

### **Korngrößenverteilung und Bodenartendifferenzierung an den Feldstationen Acker, Grünland und Wald**

Die Laborauswertungen der Korngrößenverteilung für den *Ackerstandort* (mm) in 10 cm-Abschnitten erfolgte über eine Gesamtprofiltiefe von 80 cm. Die Tiefgründigkeit beruht auf der Tatsache, daß sich in der Muldenlage ein mächtiges Bodenprofil als pseudovergleyter Braunerde-Kolluvisol durch Materialverlagerung aus dem Oberhangbereich der westlich gelegenen Muschelkalkstufe (*mo*) aufbauen konnte. Der stark verwitterte ICv-Horizont setzt an dieser Schürfgrube erst deutlich unterhalb einer Tiefe von 90 cm an.

Am **Grünlandstandort** (*mm*) konnte die Beprobung ebenfalls über eine Profiltiefe von 80 cm vorgenommen werden. Die Tiefgründigkeit dieses Standortes begründet sich - ähnlich wie am Ackerstandort - dadurch, daß sich auf der ebenen Fläche des Unterhanges ein mächtiges Bodenprofil durch Materialverlagerung aus dem Oberhangbereich der westlich gelegenen Muschelkalkstufe (*mo*) entwickeln konnte. Wie am Ackerstandort beginnt der ICv-Horizont erst unterhalb einer Tiefe von ca. 90 cm.

Die Laborauswertungen der Korngrößenverteilung für den **Waldstandort** (*mm*) erfolgte über eine Gesamtprofiltiefe von 70 cm. An dieser Schürfgrube setzt der ICv-Horizont unmittelbar unterhalb von 70 cm ein. Die prozentualen Anteile der schichtweise ermittelten Korngrößenverteilungen und die darüber abgeleiteten Bodenarten für die drei Feldstationen sind in der nachfolgenden Tabelle 57 dargestellt. Die graphische Umsetzung der Kornverteilungsspektren können im Anhang eingesehen werden (vgl. Anhang: Fig. 32).

Tab. 57: Prozentuale Korngrößenverteilung und Bodenartendifferenzierung der Standortprofile in der Gemarkung Idenheim (*mm*)

Lysimeterstation Acker								
Profiltiefe [cm]	gS	mS		gU	mU	fU	T	Bodenart
	[M.-%]							
0-10	0,7	1,5	4,0	23,0	25,1	15,1	30,6	Tu3
10-20	0,8	1,7	4,1	24,9	24,4	14,3	29,7	Tu3
20-30	0,7	1,7	4,2	23,9	24,3	14,5	30,3	Tu3
30-40	1,1	2,0	4,4	25,3	25,8	14,4	27,0	Lu
40-50	0,9	1,8	4,2	23,4	25,5	15,1	29,0	Lu
50-60	1,1	1,8	4,0	26,0	23,5	13,8	29,9	Tu3
60-70	1,2	1,9	4,1	24,2	24,4	14,9	29,3	Lu
70-80	2,9	2,4	5,0	20,3	22,1	14,4	32,9	Tu3
80-90	keine Laborergebnisse, Bestimmung der Bodenart erfolgte über Fingerprobe							Tu3

Bodenfeuchtemeßfeld Grünland								
Profiltiefe [cm]		mS	fS	gU	mU	fU	T	Bodenart
	[M.-%]							
0-10	0,4	0,9	3,3	17,3	24,4	17,5	36,3	Tu3
10-20	0,6	0,7	3,0	19,6	23,9	17,5	34,6	Tu3
20-30	0,6	0,7	3,1	16,5	27,5	19,0	32,6	Tu3
30-40	1,0	1,1	3,8	20,0	25,3	16,7	32,2	Tu3
40-50	1,2	1,7	4,4	23,5	24,7	15,3	29,2	Lu
50-60	0,8	1,2	3,8	21,0	26,0	16,5	30,7	Tu3
60-70	0,7	1,0	3,4	19,1	27,1	17,1	31,6	Tu3
70-80	0,7	1,6	3,9	25,1	22,2	13,8	32,6	Tu3

Bodenfeuchtemeßfeld Laubwald und Nadelwald*								
Profiltiefe [cm]	gS	mS	fS	gU	mU		T	Bodenart
	[M.-%]							
0-10	1,2 / 1,5	1,8 / 1,9	4,3 / 4,4	36,3 / 35,7	30,5 / 29,9	10,4 / 10,0	15,6 / 16,5	Ut3 / Ut4
10-20	1,3 / 2,4	1,8 / 1,8	4,6 / 3,9	38,7 / 36,1	30,0 / 29,6	9,6 / 10,2	14,1 / 16,1	Ut3 / Ut3
20-30	2,4 / 1,9	2,0 / 1,7	4,4 / 3,8	37,2 / 36,6	30,1 / 29,7	9,5 / 10,0	14,5 / 16,2	Ut3 / Ut3
30-40	1,9 / 2,3	1,9 / 1,7	4,0 / 3,6	36,7 / 35,4	28,4 / 28,2	9,8 / 9,9	17,3 / 18,9	Ut3 / Ut4
40-50	1,5 / 1,5	1,4 / 1,4	3,2 / 3,1	31,8 / 31,6	24,7 / 24,1	9,7 / 8,9	27,6 / 29,4	Tu4 / Lu
50-60	1,3 / 2,2	1,3 / 1,2	3,1 / 3,8	28,2 / 27,8	24,7 / 22,3	8,6 / 9,5	32,8 / 33,1	Tu3 / Tu3
60-70	1,2 / 2,2	1,0 / 1,3	2,9 / 3,3	30,8 / 27,1	21,7 / 21,3	8,6 / 8,2	33,8 / 36,6	Tu3 / Tu3

\* die Angaben für Nadelwald sind jeweils nach dem Schrägstrich aufgeführt

Die Korngrößenanalysen für den **Ackerstandort** zeigen als vorherrschende Kornfraktion den Ton. Gemittelt über die gesamte Profiltiefe liegt der Tonanteil bei 29,8 M.-%. Der zweitstärkste Anteil wird durch den Schluff belegt, wobei die Anteile des Grob- und Mittelschluffanteils - mit ähnlich hohen Prozentwerten - deutlich über denen des Feinschluffes liegen. Untergeordnet treten die Sandanteile hervor, wobei die Feinsandanteile deutlich die Grob- und Mittelsandanteile übertreffen. An diesem Standortprofil, mit dem Mittleren Muschelkalk als geologischem Ausgangsmaterial, zeigt sich bei der Bodenartendifferenzierung bis in eine Tiefe von 50 cm der Einfluß einer weitflächigen Löß- bzw. Lößlehmüberdeckung. Dieser Einfluß konnte auch an den Standortprofilen der Schürfgruben im Bereich des Unteren Muschelkalkes festgestellt werden. Die Bodenarten der unteren Bodenschichten weisen wiederum auf das Vorhandensein des Residualtones des verwitterten Muschelkalkes hin (vgl. Kap. 5.1.1.3). Anzudenken wäre auch die Möglichkeit, daß die jeweiligen Substrate der Ober- und Unterböden solimixtiv vermischt sein könnten. Für eine derartige Vermischung kann auch die Lage der Profilgrube im Flachmuldenbereich unterhalb der Schichtstufe des Oberen Muschelkalkes sprechen.

Das Korngrößenspektrum des **Grünlandstandortes** weist im Vergleich zum Ackerstandort höhere Tongehalte (Mittelwert über Profiltiefe = 32,4 M.-%) bei vergleichbar hohen Mittelschluffanteilen auf. Deutlich niedriger liegen dagegen die Grobschluff- und Sandanteile. Die höchsten Schluffanteile treten - wiederum vergleichbar mit dem Ackerstandort zwischen 30 und 50 cm Tiefe - in einer Tiefe von 40 bis 50 cm auf. Gleichzeitig ist in diesem Tiefenabschnitt auch eine Veränderung hinsichtlich der Bodenartenuntergruppe - innerhalb des ansonsten sehr einheitlich geprägten Profils - festzustellen. Auch an diesem Profil läßt die Bodenartencharakteristik der oberen Horizonte deutlich den Einfluß einer weitflächigen Löß- bzw. Lößlehmauflage erkennen.

Die Testfläche des Bodenfeuchtemeßfeldes **Idenheim-Wald** (mm) berücksichtigt als Bewirtschaftungsform sowohl den Laub- als auch den Nadelwald. Die Ergebnisse der Korngrößenanalyse beider Profilstandorte zeigen ein einheitliches Bild für die Korngrößenverteilungen über das gesamte Profil. Als vorherrschende Körnung tritt der Schluff (Grob- und Mittelschluff) an beiden Standorten hervor. Gemittelt über die Profiltiefen liegen die Prozentanteile für Grobschluff bei 34 M.-% (Laubwald) bzw. 33 M.-% (Nadelwald). Die gemittelten Mittelschluffanteile betragen 27 M.-% bzw. 26 M.-%. Festzuhalten ist, daß die Schluffanteile deutlich über denen des Acker- und Grünlandstandortes liegen. Wesentlich geringer - vor allem im Vergleich zum Acker- und Grünlandstandort - fallen in den oberen Horizonten die Tonanteile aus. Von untergeordneter Bedeutung sind auch - vergleichbar zu dem Acker- und Grünlandstandort - die Sandanteile in den Waldprofilen zu bewerten. Die Korngrößenzusammensetzung beider Waldstandorte zeichnen jeweils ein zweischichtiges Profil nach. Die Schichtgrenze liegt bei beiden Profilen in einer Tiefe von 40 cm. Während in den oberen Schichten die Schluffanteile eindeutig gegenüber den Tonanteilen überwiegen, kehrt sich dieses Verhältnis ab einer Tiefe von 40 cm um. Entsprechend zeigt sich auch in der Bodenartendifferenzierung nach der Tiefe ein Zweischichtprofil, mit Schluff (mittel toniger Schluff) über Ton (mittel schluffiger Ton). Somit zeigen die Bodenarten der Oberböden der Waldstandorte den Einfluß der Löß- bzw. lößlehmartigen Überdeckung, die Unterböden wiederum die Beeinflussung durch die unterlagernden geologischen Ausgangsbedingungen des Mittleren Muschelkalkes (Residualton) (vgl. auch Kap. 5.1.1.3).

### **Bodenphysikalische Eigenschaften**

Die Ergebnisse der bodenphysikalischen Untersuchungen auf den unterschiedlich bewirtschafteten Testflächen Acker, Grünland und Wald im Bereich des Mittleren Muschelkalkes sind in den nachfolgenden Tabellen beschrieben (vgl. Tab. 58 bis Tab. 60). Eine zusätzliche graphische Umsetzung der Daten für die Porengrößenverteilung befindet sich im Anhang (vgl. Anhang: Fig. 33).

Die Tabelle 58 belegt für den **Ackerstandort**, daß einhergehend mit dem Anstieg der Trockenraumdichte mit zunehmender Tiefe eine Abnahme des Gesamtporenvolumens erfolgt (vgl. Anhang: Tab. 61b u. Anhang: Fig. 44d). Zudem besteht eine gute Korrelation zwischen den Werten der Trockenraumdichte und der Textur (Zunahme des Tongehaltes mit der Tiefe) sowie mit den Anteilen an Feinporen, für die ebenfalls eine Zunahme mit der Tiefe zu verzeichnen ist. Gleichzeitig reduziert sich der Anteil an

Tab. 58: Bodenphysikalische Kenndaten: Lysimeterstation Idenheim-Acker (mm)

Horizont	entnahme- tiefe [cm]	Bodenart	Ges.PV [Vol.-%]	Poren [µm]				Kf- Wert [cm/d]	Rt [g/cm³]	Ld-Stufe (127)
				>50	50-10	10-0,2	<0,2			
Ap	15	Tu3	53,6	9,9	3,5	21,3	18,8	342,8	1,21	1
Bv-M1	30	Lu	49,7	11,7	3,2	11,6	23,1	257,2	1,34	2
Bv-M2	40	Lu	42,1	10,3	2,8	7,6	21,9	278,5	1,53	3
Sw-M	65	Lu/Tu3	39,5	7,7	1,8	5,5	24,3	387,9	1,61	3
II Sd	82	Tu3	38,3	3,8	1,5	13,3	19,6	75,3	1,65	3/4

bei folgenden Horizonten mußte die Anzahl der Parallelen für die Kf-Wertbestimmung reduziert werden, um extreme Ausreißer zu eliminieren: H 1: n = 4; H 2: n = 5; H 3: n = 4 und H 5: n = 4;

Grobporen. Besonders deutlich treten diese z.T. sprunghaften Veränderungen mit dem Übergang vom dritten zum vierten Horizont hervor. Zwischen den Feinporenanteilen und den Tonanteilen konnte über die statistische Datenanalyse eine mittlere (negative) Korrelation errechnet werden (mit  $r = -0,67$ ; vgl. Kap. 8.1.3 sowie Anhang: Tab. 62 u. Anhang: Fig. 50a).

Die Kf-Werte der oberen vier Horizonte sind als äußerst hoch bis sehr hoch und für den Bv-ICv-Horizont als hoch einzustufen. Diese guten Wasserleitfähigkeitsverhältnisse lassen sich im wesentlichen über die diagnostischen Merkmale dieser Horizonte begründen: Auffallend ist z.B. der Anstieg des Kf-Wertes im Sw-M-Horizont, obwohl sich dieser, wie bereits oben beschrieben, durch ein geringeres Gesamtporenvolumen, einen hohen Feinporenanteil und eine hohe Trockenraumdichte auszeichnet. Zu der guten Wasserleitfähigkeit tragen offensichtlich die deutlich vorhandenen Wurmgänge und gut dimensionierten Wurmröhren bei, die diesen Horizont vertikal durchziehen und somit sekundäre, gut dränende Grobporen ausbilden. Beim Übergang vom vierten zum fünften Horizont stellt sich eine sprunghafte Abnahme der Wasserleitfähigkeit ein, die durch die sich deutlich verschlechternden bodenphysikalischen Verhältnisse innerhalb dieses Horizontes (II Sd) erklärt wird. Zudem belegt die Beschreibung der diagnostischen Merkmale in diesem Horizont das Fehlen sekundärer Grobporen wie beispielsweise Wurzelbahnen und Wurmgänge, die in den oberen Schichten zu einer Unterstützung der Wasserleitfähigkeit führen (vgl. Anhang: Tab. 63b u. Fig. 55a).

Am **Grünlandstandort** gestaltete sich die Stechringprobennahme durch den hohen Anteil an verrotteten Graswurzeln in den beiden oberen Horizonten z.T. sehr problematisch. Als hinderlich erwies sich zudem die überaus hohe Regenwurmaktivität bis in eine Tiefe von 65 cm. Nicht zuletzt wurde die Beprobung auch durch die sich vertikal nach unten ziehenden Schrumpfrisse des sehr tonreichen Bodens erschwert. Da die Stechringbeprobung in vertikaler Richtung erfolgte, wurden diese Schrumpfrisse bei der Probengewinnung miterfaßt.

Vergleichbar mit den zuvor beschriebenen Verhältnissen am Ackerstandort zeigt sich auch am Grünlandstandort ein mit der Tiefe zunehmender Anstieg der Trockenraumdichte. Entsprechend reduzieren sich die Anteile für das Gesamtporenvolumen (vgl. Anhang: Tab. 61b u. Anhang: Fig. 45d). Die Werte für das Gesamtporenvolumen sind - von oben nach unten betrachtet - als hoch bis mittel zu charakterisieren. Deutliche Sprünge hinsichtlich der Abnahme des Gesamtporenvolumens sowie der weiten Grobporen zeigen sich besonders beim Vergleich zwischen dem Ah- und (Bv-)M1-Horizont sowie zwischen dem (Bv-)M1- und (Bv-)M2-Horizont. Bei der Porengrößenverteilung überwiegt insgesamt -

Tab. 59: Bodenphysikalische Kenndaten: Bodenfeuchtemeßfeld Idenheim-Grünland (mm):

Horizont	Stechring- entnahme- tiefe [cm]	Bodenart	Ges.PV [Vol.-%]	Poren [µm]				Kf- [cm/d]	[g/cm³]	Ld-Stufe (n. KA4, S. 127)
				>50	50-10 [Vol.-%]	10-0,2	<0,2			
Ah	13	Tu3	57,2	11,4	1,6	22,6	21,4	329,1	1,09	1
(Bv-) M1	25	Tu3	51,5	9,4	3,5	8,6	29,8	223,0	1,29	1/2
(Bv-) M2	47	Tu3/Lu	45,3	2,8	3,6	9,2	29,5	249,1	1,46	2/3
II Sw	63	Tu3	45,0	1,5	2,8	10,7	29,9	300,6	1,47	3

bei folgenden Horizonten mußte die Anzahl der Parallelen für die Kf-Wertbestimmung reduziert werden, um extreme Ausreißer zu eliminieren: H 1: n = 4; H 2: n = 5; H 3: n = 5 und H 4: n = 4

texturbedingt - der Feinporenanteil gegenüber den übrigen Porengrößenanteilen (vgl. auch Anhang: Fig. 33; vgl. auch Kap. 8.1.3 sowie Anhang: Tab. 62 u. Anhang: Fig. 50b).

Die Kf-Werte am Grünlandstandort sind - ähnlich wie am Ackerstandort - als äußerst hoch bis sehr hoch zu bewerten. Eine stetige Abnahme der Wasserleitfähigkeit mit der Tiefe ist jedoch - wie aus den bodenphysikalischen Kenndaten erwartet werden könnte - nicht festzustellen (vgl. Anhang: Tab. 63b u. Anhang: Fig. 55b).

Die die Wasserleitfähigkeit in der Regel hemmenden, ungünstigeren bodenphysikalischen Eigenschaften des dritten und vierten Horizontes (höhere Trockenraumdichte, geringeres Gesamtporenvolumen, Abnahme des Grobporenanteils zugunsten der Fein- und Mittelporen) werden durch diagnostische Merkmale wie eine gute Durchwurzelung und dicke Wurmrohre sowie breite, vertikal nach unten ziehende Schrumpfrisse - wodurch sekundäre Grobporen geschaffen werden - kompensiert.

Das **Waldbodenprofil** zeichnet sich über alle Horizonte hinweg durch hohe Gesamtporenvolumina aus. Während die Trockenraumdichte mit der Tiefe zunimmt, reduziert sich entsprechend das Gesamtporenvolumen (vgl. Anhang: Tab. 61b. u. Anhang: Fig. 46c). Ähnliche Verhältnisse zeigen sich für die Grobporenanteile mit einer nach unten deutlichen Abnahme zugunsten einer von oben nach unten stetigen Zunahme des Feinporenanteils. Der Mittelporenanteil ist - mit kleinen Schwankungen - in allen Horizonten fast gleich (vgl. Anhang: Fig. 33). Die Abnahme des Grobporenanteils von oben nach unten korreliert mit der Zunahme der Trockenraumdichte. Die Zunahme des Feinporenanteils in den tieferen Horizonten entspricht wiederum der Zunahme des Tongehaltes (vgl. Anhang: Tab. 62 u. Anhang: Fig. 50c). Die Mittelporen belegen besonders für die oberen Horizonte den höheren Schluffanteil.

Tab. 60: Bodenphysikalische Kenndaten: Bodenfeuchtemeßfeld Idenheim-Laubwald (mm)

Horizont	Stechring- entnahme- tiefe [cm]	Bodenart	Ges.PV [Vol.-%]	Poren [µm]				Kf- Wert [cm/d]	Rt [g/cm³]	Ld-Stufe (n. KA4, S. 127)
				>50	50-10 [Vol.-%]	10-0,2	<0,2			
Ah	7	Ut3	57,9	15,6	8,5	23,9	9,8	316,6	1,07	1
Bv	20	Ut3	48,7	12,5	4,8	20,2	11,3	303,4	1,37	2
Bv-Sw	30	Ut3	44,6	9,1	2,0	19,7	13,6	78,6	1,48	3

Ah-Horizont: Stechringprobennahme sehr problematisch durch verrottete Baumwurzeln sowie zahlreiche Wurmgänge;

Die Wasserleitfähigkeitsverhältnisse sind in den beiden oberen Horizonten als sehr hoch zu bezeichnen (vgl. Anhang: Tab. 63b u. Anhang: Fig. 55c). Mit dem Übergang vom Bv-Horizont in den Bv-Sw-Horizont kommt es zu einer sprunghaften Veränderung der Wasserleitfähigkeitsverhältnisse, die jedoch auch in diesem Horizont noch als hoch einzustufen sind. Für den sich darunter anschließenden Sd-Horizont können - auf der Basis der bodenphysikalischen Laboruntersuchungen - keine Angaben hinsichtlich der Kf-Werte gemacht werden, da in diesem Horizontabschnitt keine Stechringproben genommen werden konnten (vgl. Tab. 56). Über die an der offenen Profilgrube herausgearbeiteten diagnostischen Merkmale konnte jedoch festgestellt werden, daß die Wasserbewegung in diesem Horizont über die noch gut ausgebildeten Wurzelbahnen erfolgen kann. Während der Profilaufnahmen

konnte beobachtet werden, wie das Wasser entlang der Wurzelbahnen nach unten in die tieferen Horizonte weitergeleitet wurde.

### **Effektive Durchwurzelungstiefe, nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes**

Die effektive Durchwurzelungstiefe wurde am **Ackerstandort** mit einer Mächtigkeit von 6,5 dm festgelegt. Diese Mächtigkeit ist standortbedingt auf die kolluviale Überdeckung zurückzuführen. Sie ist jedoch nicht die Regel für das Untersuchungsgebiet im Bereich des Mittleren Muschelkalkes (vgl. Kap. 5.1.1.3). Bei der *We* von 6,5 dm errechnet sich somit ein *nFKWe*-Wert von 118 mm (Kennwertermittlung über Bohrstockansprache: *We* = 5,5; *nFKWe* = 100 mm).

Für den **Grünlandstandort** wurde über die offene Profilgrube eine effektive Durchwurzelungstiefe von 7 dm bestimmt. Auch diese Mächtigkeit ist standortspezifisch zu bewerten. Sie ist ebenfalls Folge der kolluvialen Überdeckung und nicht typisch für die Fläche des Untersuchungsgebietes im Bereich des Mittleren Muschelkalkes. Über die *We* mit einer Mächtigkeit von 7 dm errechnet sich für die *nFKWe* ein Wert von 120 mm (Kennwertermittlung über Bohrstockansprache: *We* = 6,5 dm; *nFKWe* = 121 mm).

An der offenen Profilgrube des **Waldstandortes** (mm) wurde für die effektive Durchwurzelungstiefe eine Mächtigkeit von 6 dm festgestellt. Unterhalb dieser Tiefe sind nur vereinzelt kleine Wurzelreste zu erkennen, so daß die Mächtigkeit der effektiven Durchwurzelung mit Erreichen des Sd-Horizontes ihre Begrenzung findet. Gleiche Bedingungen wurden im Bereich des Nadelwaldes über die Bohrstockbeprobung festgestellt. Die über die *We* abgeleitete *nFKWe* erreicht einen Wert von 120 mm (Kennwertermittlung über Bohrstockansprache: *We* = 7,5 dm; *nFKWe* = 139 mm).

### **Feldstationen in der Gemarkung Meckel**

Die stationären Meßeinrichtungen in der Gemarkung Meckel liegen im westlichsten Teil des in dieser Arbeit betrachteten Untersuchungsgebietes. Die unterlagernden Gesteine werden durch die Ablagerungen des Unteren Keupers gebildet (vgl. Kap. 5.1.1.4). In diesem Teiluntersuchungsgebiet sind die drei Bewirtschaftungsformen *Acker*, *Grünland* und *Wald* jeweils durch eine Lysimeterstation und ein Bodenfeuchtemeßfeld repräsentiert (vgl. Tab. 61 bis 64). An allen Standorten wurden sowohl bodenkundliche als auch bodenphysikalische Untersuchungen an offenen Profigruben durchgeführt, deren Ergebnisse nachfolgend getrennt für jede einzelne Station vorgelegt werden.

Tab. 61: Standörtliche Angaben zu den Feldstationen in der Gemarkung Meckel

<b>Standortangaben:</b>	<b>Meckel</b>	<b>Meckel</b>	<b>Meckel</b>
Top. Karte: 1:25.000	6105 Welschbillig	6105 Welschbillig	6105 Welschbillig
Rechts- und Hochwert	25 38600, 55 27800	25 38250, 55 27430	25 39100, 55 27430
Naturraum:	Bitburger Gutland (261)	Bitburger Gutland (261)	Bitburger Gutland (261)
Lage im Relief:	ebene Fläche auf leicht abfallendem Oberhang	ebene Fläche auf Hochfläche des Keupers	ebene Fläche auf Hochfläche des Keupers
Ausgangsgestein:	Unterer Keuper (Lößschleier über verwitterten bunten Mergeln des Unteren Keupers)	Unterer Keuper (Lößschleier über verwitterten bunten Mergeln des Unteren Keupers)	Unterer Keuper (Lößschleier über verwitterten bunten Mergeln des Unteren Keupers)
Bodentyp:	Pelosol-Pseudogley	Pelosol-Pseudogley	flachgründiger Pelosol-Pseudogley
Nutzung:	Acker	Grünland	Wald

Tab. 62: Profilbeschreibung für die Profilgrube Lysimeterstation Meckel-Acker

Meckel Acker Aufnahmedatum: 26.10.1995					Bodentyp: Pelosol-Pseudogley aus löblehmhaltiger Fließerde über den Ausgangsgesteinen des Unteren Keupers
Horizontdaten					
Horizont	Tiefe [cm]	Farbe Munsell	Bodenart Labor- analyse	Stechring- entnahme- tiefe [cm]	diagnostische Merkmale innerhalb der Horizonte
Ap	0-23	7.5 YR 4/3 - 3/4	Tu3	17	braun/dunkelbraun, stark durchwurzelt, z.T. hoher Anteil an untergepflügten Ernterückständen, kleine Steinbröckchen, Gesteinsplättchen, Wurmgänge, locker, kurz nach Wintereinsaat, geringe Lagerungsdichte;
(Bv-) P-Sw1	23-30	7.5 YR 4/3 - 5/4	Tu3	25	braun/hell- bis mittelbraun, stark durchwurzelt, hoher Strohanteil, steigender Skelettanteil, Wurmgänge, Hydromorphiemerkmale, dichter, z.T. vertikal nach unten verlaufende Risse, die sich z.T. nach unten hin deutlich verbreitern, Pflugsohlenbereich, mittlere Lagerungsdichte;
(Bv-) P-Sw2	30-39	7.5 YR 6/4 - 6/6	Tu2	35	nicht deutlich abgrenzbarer Horizont, ockergelb bis hellbraun, gut durchwurzelt, vereinzelt Gesteinsplättchen, kleine Steinchen, Wurmgänge, Hydromorphiemerkmale, zunehmend kompakter, Anteil an vertikalen Rissen nimmt zu, z.T. noch Pflugsohlenbereich, mittlere Lagerungsdichte;
II Sd-P	39-55	7.5 YR 6/4-6, 2.5 Y 6/3 - 5/6	Tu3	45	hellbraun mit leicht grünlichem Einfluß, marmoriert, nachlassende Durchwurzlung, vereinzelt Gesteinsplättchen, Wurmgänge, nachlassende Hydromorphiemerkmale, Ribbildung, geringe bis mittlere Lagerungsdichte;
II (Sd)-elCv	>55+	2.5 Y 6/2, 6/6	Tu3	60	grau-grün, mit nachlassendem braunen Farbeinfluß, marmoriert, keine bis wenige Wurzeln, vereinzelt Gesteinsplättchen, kaum Wurmgänge, keine eindeutigen Hydromorphiemerkmale, Ribbildung, mittlere Lagerungsdichte;

Anmerkungen: insgesamt starke Schwankungen innerhalb der Horizontmächtigkeiten

Tab. 63: Profilbeschreibung für die Profilgrube Lysimeterstation Meckel-Grünland

Meckel Grünland Aufnahmedatum: 3.4.1997					Bodentyp: Pelosol-Pseudogley aus löblehmhaltiger Fließerde über Ausgangsgesteinen des Unteren Keupers
Horizontdaten					
Horizont	Tiefe [cm]	Farbe Munsell	Bodenart Labor- analyse	Stechring- entnahme- tiefe [cm]	diagnostische Merkmale innerhalb der Horizonte
Ah	0-12	10 YR 4/3	Tu4	7	braun, gut durchwurzelt, kantige Steinchen, Wurmröhren u. Mauselöcher, rissige Struktur, geringe Lagerungsdichte;
(Bv-) P-Sw	12-36	10 YR 5/4 - 2.5 Y 5/4	Ut4/Lu	25	braun bis hell-/mittelbraun, leicht grünlich, durchwurzelt, skelettreich, z.T. Kiese u. kleine Steinchen, Wurmgänge, verstärkt Fe- u. Mn-Konkretionen, verstärkt rissig, geringe Lagerungsdichte;
P-Sw/Sd-	36-47	10 YR 5/3- 2.5 Y 5/4	Lu/Tu3	42	gelblichbraun bis olivbraun, marmoriert, gering durchwurzelt, sehr skelettreich, z.T. Kiese u. kleine Steinchen, Wurmröhren, über diese z.T. Humusmaterial aus Ah, Fe- u. Mn-Konkretionen, deutlich dichter werdend, z.T. aber auch stärker rissig mittlere Lagerungsdichte;
II P-Sd	47-60	2.5 Y 5/4 - 5 Y 5/4	Tu3	k. E.	farblich vergleichbar mit 3. Horizont, jedoch z.T. fleckig, stark marmoriert, zunehmend dichter, mittlere bis hohe Lagerungsdichte, z.T. bereits verwittertes Ausgangsmaterial des Unteren Keupers;
II elCv	>60+		*Lt3	k. E.	unterer Keuper als Ausgangsmaterial

Anmerkungen: insgesamt problematische Probennahme, Proben z.T. sehr naß, daher Gefahr der Verschmierung der Oberfläche bei der Stechringbearbeitung; k. E. = keine Entnahme; \*Bodenartenansprache über Fingerprobe;

Tab. 64: Profilbeschreibung für die Profilgrube Lysimeterstation Meckel-Wald

Meckel Wald Aufnahmedatum: 1.4.1997					Bodentyp: flachgründiger Pelosol-Pseudogley aus löslehmhaltiger Fließerde über Tonmergeln des Unteren Keupers
Horizontdaten					
Horizont	Tiefe [cm]	Farbe Munsell	Bodenart Labor- analyse	Stechring- entnahme- tiefe [cm]	diagnostische Merkmale innerhalb der Horizonte
L/Of	4cm				Laubstreu, Wurzelfilz, locker;
Ah	0-8	10 YR 3/4	Tu3	4	dunkelbraun, gut durchwurzelt, z.T. Baum- u. Strauchwurzeln, geringer Skelettanteil, z.T. kleine Steinchen, deutliche Wurmgänge, locker, sehr geringe

Meckel Wald Aufnahmedatum: 1.4.1997					Bodentyp: flachgründiger Pelosol-Pseudogley aus löslehmhaltiger Fließerde über Tonmergeln des Unteren Keupers
Horizont	Tiefe [cm]	Farbe Munsell	Bodenart Labor- analyse	Stechring- entnahme- tiefe	diagnostische Merkmale innerhalb der Horizonte
					Lagerungsdichte;
P-Bv	8-22	10 YR 4/4	Tu3	15	dunkel-/mittelbraun, gut durchwurzelt, z.T. Baum- u. Strauchwurzeln, kleine Steinchen u. Kiese, zahlreiche Wurmgänge, vereinzelt Mn-Konkretionen, geringe Lagerungsdichte;
II P-Sw	22-50	10 YR 5/6	Tu3/Tu2	30	gelblich-braun, marmoriert, z.T. fleckig, stark durchwurzelt, z.T. Baum- u. Strauchwurzeln, kleine Steinchen u. Kiese, Wurmrohren, Zunahme an Mn-Konkretionen, geringe bis mittlere Lagerungsdichte;
II P-Sd	50-61	10 YR 4/6	Tu2	55	dunkel gelblich-braun, noch vereinzelt Baum- u. Strauchwurzeln, skelettreich, sehr steinig (Keupermaterial), kaum Wurmgänge, Mn-Konkretionen, geringe bis mittlere Lagerungsdichte;
II elCv	61-84	10 YR 4/6	Tu2	keine	verwittertes Ausgangsmaterial des unteren Keupers;

### **Korngrößenverteilung und Bodenartendifferenzierung an den Feldstationen Acker, Grünland und Wald**

Die Laborauswertungen der Korngrößenverteilung für den **Acker-** und **Grünlandstandort** erfolgte über eine Gesamtprofiltiefe von 80 cm. Für den **Waldstandort** konnten die Untersuchungen über eine Gesamtprofiltiefe von 70 cm vorgenommen werden. An allen drei Feldstationen war deutlich festzustellen, daß der stark verwitterte elCv-Horizont teilweise schon unterhalb einer Tiefe von 60 cm einsetzte.

In der nachfolgenden Tabelle 65 sind die Korngrößenverteilungsspektren und die daraus ableitbaren Bodenarten - differenziert nach der Tiefe - aufgelistet. Im Anhang sind die standortspezifisch ermittelten Ergebnisse der Korngrößenanalyse noch zusätzlich graphisch dargestellt (vgl. Anhang: Fig. 32).

Tab. 65: Prozentuale Korngrößenverteilung und Bodenartendifferenzierung der Standortprofile in der Gemarkung Meckel

Lysimeterstation Acker								
Profiltiefe [cm]	gS		fS	gU	mU	fU	T	Bodenart
	[M.-%]							
0-10	6,0	2,2	3,8	22,2	20,4	12,9	32,4	Tu3
10-20	3,6	1,8	3,6	23,0	21,3	13,5	33,2	Tu3
20-30	3,5	1,6	3,1	20,9	18,3	13,8	38,8	Tu3
30-40	2,2	1,0	3,5	17,7	12,5	16,4	46,6	Tu2
40-50	1,8	1,2	4,7	25,8	16,2	13,2	37,1	Tu3
50-60	1,6	0,9	3,6	33,8	18,2	11,0	30,9	Tu3
60-70	1,9	1,0	3,6	24,5	16,9	14,4	37,7	Tu3
70-80	1,2	0,5	1,7	23,5	16,3	24,1	32,8	Tu3

Lysimeterstation Grünland								
Profiltiefe [cm]	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	Bodenart
	[M.-%]							
0-10	2,6	3,1	3,1	18,9	31,6	15,7	25,0	Tu4
10-20	7,6	3,4	3,3	19,5	29,6	15,6	21,0	Ut4
20-30	4,7	3,8	3,3	19,1	29,1	16,8	23,1	Ut4
30-40	5,3	2,7	2,6	15,3	29,4	15,3	29,5	Lu
40-50	4,2	2,7	2,6	13,2	25,9	17,7	33,5	Tu3
50-60	3,9	2,8	2,5	10,8	25,6	17,2	37,2	Tu3
60-70	3,6	2,4	2,3	10,2	25,2	17,4	39,0	Tu3
70-80	2,3	1,7	1,7	5,4	22,4	21,1	45,5	Lt3/Tu2



Lysimeterstation Wald

Profiltiefe [cm]	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	Bodenart
	[M.-%]							
0-10	0,4	1,5	2,6	16,5	22,5	20,5	35,9	Tu3
10-20	1,2	1,4	2,3	17,8	21,5	20,2	35,6	Tu3
20-30	2,3	1,2	2,0	13,5	21,3	18,4	41,4	Tu3
30-40	1,7	1,4	2,2	13,8	20,7	19,6	40,7	Tu3
40-50	1,3	1,4	2,1	12,1	18,2	18,8	46,1	Tu2
50-60	2,2	1,1	1,4	11,3	16,3	17,7	50,1	Tu2
60-70	0,6	0,2	0,6	4,0	15,0	18,9	60,9	Tu2

Am Standort Meckel-**Acker** zeigt die schichtweise durchgeführte Korngrößenanalyse über alle Tiefen hinweg ein sehr einheitliches Bild. Das Kornverteilungsspektrum wird hauptsächlich durch die Tonanteile geprägt. Als zweitstärkste Körnungsart tritt der Schluff (Grob- und Mittelschluff) hervor. Deutlich ist zu erkennen, daß besonders die Mittelschluffanteile mit dem Tiefenabschnitt 30-40 cm sprunghaft abnehmen. Die Sandanteile sind dagegen von untergeordneter Bedeutung. Entsprechend einheitlich präsentiert sich die Bodenartendifferenzierung über die Gesamtprofiltiefe. Als Hauptbodenart kommt der Ton (als Schluffton) - mit Ausnahme der Tiefenlage zwischen 30 und 40 cm - in allen Schichten vor. Im Tiefenabschnitt zwischen 30-40 cm ist - bedingt durch einen ansteigenden Ton- und einen abnehmenden Schluffanteil - der Tu2 (Lehmton) zwischengeschaltet. Auch hier entspricht die Bodenartenzusammensetzung der Unterböden den geologischen Ausgangsbedingungen des Unteren Keupers mit seinen typischen bunten Mergeln, die Bodenarten der Oberböden belegen - wenn auch mit geringerem Schluffanteil (vgl. Standorte Idenheim, Meckel-Grünland) - den Einfluß einer lößlehmartigen Überdeckung, die auf der offenen, welligen Keuperhochfläche bereits stark erodiert ist.

Am **Grünlandstandort** ist das Profil durch eine deutliche Schichtung - mehr oder weniger im Übergangsbereich zwischen Ober- und Unterboden in ca. 40 cm Tiefe - geprägt. Ab dieser Tiefe nehmen die Schluffanteile (Grob- und Mittelschluff) im Vergleich zu den Anteilsverhältnissen im Oberboden deutlich ab, während umgekehrt ab dieser Tiefe der Tonanteil sehr stark, der Feinschluffanteil geringfügig zunimmt. Die Schichtungsunterschiede im Kornverteilungsspektrum schlagen sich in einer - im Vergleich zum Ackerstandort - stärkeren Variabilität der Bodenartendifferenzierung mit der Tiefe nieder. Auch hier lassen sich wiederum Rückschlüsse auf die Ausgangssubstrate der Bodenentwicklung ziehen: Der höhere Schluffgehalt der Oberböden ist - wie bereits an den Standorten über Muschelkalk - auf den Einfluß einer weitflächigen Lößschleierauflage zurückzuführen, wohingegen sich die tonreicheren Unterböden aus den bunten Mergeln des Unteren Keupers entwickelt haben.

Eine klare Zweischichtigkeit hinsichtlich der Körnungsverhältnisse zeigt das **Waldbodenprofil**. Den Hauptanteil am Korngrößenspektrum nimmt - über das gesamte Profil hinweg - die Kornfraktion Ton ein. Ein jeweils sprunghafter Anstieg des Tonanteils ist zwischen den Tiefenabschnitten 20-30 cm, 40-50 cm und 60-70 cm festzustellen. Als zweitstärkste Kornfraktion ist der Schluff - vor allem als Mittel- und Feinschluff - vertreten. Die Bodenartendifferenzierung zeigt eine Zweischichtung innerhalb der Bodenartenhauptgruppe Ton, wobei die Schlufftone über den Lehmtonen liegen. Die Schichtgrenze liegt in einer Tiefe von 40 cm. Diese Tiefenlage ist im Prinzip in allen bisher vorgestellten Standortprofilen - mit leichten Abweichungen - wiederzufinden. Auszunehmen hiervon sind lediglich die Standorte Greverath-Acker und Greverath-Grünland. Begründet wurde die mehr oder weniger deutliche Zweischichtigkeit der Bodenprofile in allen Fällen durch den Einfluß der Löß- bzw. lößlehmartigen Überdeckung in den Oberböden, wohingegen die Unterböden einen starken Zusammenhang mit dem jeweiligen geologischen Ausgangsmaterial belegen (vgl. Kap. 5.1.1.4).

### Bodenphysikalische Eigenschaften

In den nachfolgenden Tabellen 66-68 finden sich die bodenphysikalischen Kennwerte der Standorte in der Gemarkung Meckel.

Bei der Entnahme der Stechringproben ergaben sich auf dem **Ackerstandort** aufgrund folgender Standortbedingungen zahlreiche Probleme: die beiden oberen Horizonte zeichneten sich durch einen hohen Anteil an untergepflügtem Stroh aus. Die Horizonte vier und fünf waren von zahlreichen Schrumpfrissen durchzogen, die teilweise eine Breite von bis zu 5 cm erreichten (vgl. Kap. 5.3.1.1, Abb. 3). Diese Merkmale sind in den Stechringproben ebenfalls wiederzufinden, was dazu führte, daß das Probenmaterial in den Stechringen relativ locker saß. Diese Tatsachen müssen bei der Auswertung der hier vorgelegten Analyseergebnisse mitberücksichtigt werden.

Die Werte der Trockenraumdichte zeigen beim Vergleich der einzelnen Horizonte untereinander eine gewisse Schwankungsbreite. Eine stetige Zunahme der Werte mit der Tiefe kann hierbei jedoch nicht festgestellt werden. Entsprechende Schwankungen sind auch für das Gesamtporenvolumen über die Profiltiefe zu erkennen (vgl. Anhang: Tab. 61b u. Anhang: Fig. 44e). Zwischen dem Ap- und dem (Bv-)P-Sw2-Horizont bedingt der sprunghafte Anstieg der Trockenraumdichte eine entsprechend markante Abnahme des Gesamtporenvolumens. Vergleichbares zeigt sich im Übergangsbereich vom II Sd-P- in den II (Sd)-elCv-Horizont. Während die deutliche Abnahme des Gesamtporenvolumens im

Tab. 66: Bodenphysikalische Kenndaten: Lysimeterstation Meckel-Acker

Horizont	Stechring- entnahme- tiefe [cm]	Bodenart	Ges.PV [Vol.-%]	Poren [µm]				Kf- Wert [cm/d]	Rt [g/cm³]	Ld-Stufe (n. KA4, S. 127)
				>50	50-10	10-0,2	<0,2			
Ap	17	Tu3	46,7	7,2	2,2	13,1	24,1	50,5	1,42	2
(Bv-)P-Sw1	25	Tu3	42,1	3,9	1,4	7,5	29,3	4,3	1,55	3
(Bv-)P-Sw2	35	Tu2	45,0	0,4	1,4	11,3	35,1	3,9	1,47	3
II Sd-P	45	Tu3	45,6	2,7	1,7	9,7	31,4	15,2	1,45	2
II (Sd)-elCv	60	Tu3	42,0	0,4	0,8	21,6	19,1	6,4	1,55	3

bei folgenden Horizonten mußte die Anzahl der Parallelen für die Kf-Wert Bestimmung reduziert werden, um extreme Ausreißer zu eliminieren: H 1: n = 4; H 2: n = 5; H 3: n = 5; H 4: n = 5 und H 5: n = 4

(Bv-)P-Sw1-Horizont sicherlich auf eine verdichtete Pflugsohle zurückzuführen ist, wird die Abnahme im untersten Horizont in Zusammenhang mit dem mergeligen Ausgangsmaterial des Unteren Keupers gesehen.

Bezüglich des Grobporenanteils läßt sich eine Abnahme zugunsten einer Zunahme des Feinporenanteils - mit Ausnahme des untersten Horizontes - dokumentieren. Die Zunahme des Feinporenanteils korreliert gut mit der Zunahme des Tongehaltes ( $r = 0,91$ ; adj.  $r^2 = 0,78$ ;  $\alpha < 0,05$ ) (vgl. auch Kap. 8.1.3 sowie Anhang: Tab. 62 u. Anhang: Fig. 51a). Anhand dieser Abhängigkeitsbetrachtung läßt sich wiederum der niedrigere Feinporenanteil im letzten Horizont durch den geringeren Tonanteil - jeweils im Vergleich zu den darüberliegenden Horizonten - begründen.

Die Porengrößenverteilung (vgl. Anhang: Fig. 33) in Verbindung mit der Trockenraumdichte erklärt auch die unterschiedlichen Kf-Werte beim Vergleich der Horizontabfolge von oben nach unten: Ansteigende Trockenraumdichte im (Bv-)P-Sw1-Horizont führt zu einer sprunghaften Abnahme der Wasserleitfähigkeit. Der höhere Kf-Wert des II Sd-P-Horizontes im Vergleich zum darüberliegenden (Bv-)P-Sw2-Horizont ist sicherlich neben den etwas günstigeren bodenphysikalischen Verhältnissen auch auf die diagnostischen Merkmale wie Wurmgänge und sich vertikal verbreiternde Risse zurückzuführen. Insgesamt sprechen die Schwankungen der Kf-Werte zwischen den einzelnen Horizonten für eine weniger gute Kontinuität der Poren untereinander. Statistisch gesehen wird eine gute Korrelation

zwischen Grobporenanteil und Kf-Werten über die Profiltiefe belegt (vgl. Anhang: Tab. 63b u. Anhang: Fig. 56a). Die Wasserleitfähigkeit ist für dieses Profil bis in eine Tiefe von 60 cm - mit Ausnahme des Ap- (= hoch) und II Sd-P- (= mittel) Horizontes als gering einzustufen.

Die bodenphysikalischen Auswertungen zeigen für das Profil des **Grünlandstandortes** (Tab. 67) eine Zunahme der Trockenraumdichte mit der Tiefe, wobei besonders der sprunghafte Anstieg am Übergang vom Ah- zum (Bv-)P-Sw-Horizont heraussticht. Entsprechend reduziert sich das Gesamtporenvolumen von oben nach unten. Daß eine gute (negative) Korrelation zwischen den beiden bodenphysikalischen Eigenschaften Trockenraumdichte und Gesamtporenvolumen ( $r = -0,99$ ;  $\text{adj.}r^2 = 0,99$ ;  $\alpha < 0,001$ ; vgl. Kap. 8.1.3 u. Anhang: Tab. 61b u. Anhang: Fig. 45e) besteht zeigt sich besonders an den Werten des (Bv-)P-Sw-Horizontes. Der starke Anstieg der Trockenraumdichte bedingt eine starke Abnahme des Gesamtporenvolumens. Die hohen Feinporenanteile sind texturbedingt (vgl. Anhang: Tab. 62 u. Anhang: Fig. 51b). Für die Abnahme der Mittelporenanteile mit der Tiefe kann die Abnahme des

Tab. 67: Bodenphysikalische Kenndaten: Lysimeterstation Meckel-Grünland

Horizont	Stechring- entnahme- tiefe [cm]	Bodenart	Ges.PV [Vol.-%]	Poren [µm]				Kf- Wert [cm/d]	Rt [g/cm³]	Ld-Stufe (n. KA4, S. 127)
				>50	50-10	10-0,2	<0,2			
Ah	7	Tu4	60,2	7,2	5,5	27,3	20,1	64,4	1,01	1
(Bv-)P-Sw	25	Ut4/Lu	46,6	6,2	3,2	17,1	20,0	27,9	1,43	2
P-Sw/Sd	42	Lu/Tu3	42,9	5,7	1,4	8,2	27,5	263,9	1,52	3

bei folgenden Horizonten mußte die Anzahl der Parallelen für die Kf-Wert Bestimmung reduziert werden, um extreme Ausreißer zu eliminieren: H 1: n = 4; H 2: n = 4; H 3: n = 4; aus dem Sd konnte aus probentechnischen Gründen keine Proben gewonnen werden;

Grobschluffanteils als Erklärung herangezogen werden (vgl. Anhang: Fig. 32 und Fig. 33).

Die Kf-Werte zeigen starke Schwankungen zwischen den einzelnen Horizonten. Sie stehen - mit Ausnahme des untersten Horizontes - in einem engen Zusammenhang zu den übrigen bodenphysikalischen Verhältnissen der einzelnen Horizonte. Entsprechend der höheren Trockenraumdichte fällt der Kf-Wert im stauwasserleitenden (Bv)P-Sw-Horizont sprunghaft ab. Der im untersten beprobten Horizont P-Sw/Sd wiederum sprunghafte Anstieg des Kf-Wertes widerspricht eigentlich den eher schlechten Dränverhältnissen eines solchen Horizontes aufgrund der ungünstigeren bodenphysikalischen Bedingungen. Die Werte lassen sich jedoch durch den Makroporeneffekt erklären, der im wesentlichen über ausreichend dimensionierte Wurmröhren sowie vertikal nach unten sich verbreiternde Schrumpfrisse im tonreichen Boden ausgelöst wird (vgl. Tab. 63). Ob die zuvor bereits angeführten Probleme bei der Probennahme zu einer Überschätzung des Kf-Wertes geführt haben, kann nicht geklärt werden, da die Analyseergebnisse der Stechringparallelen (n = 6) eine gute Übereinstimmung lieferten.

Die bodenphysikalischen Untersuchungen am **Waldstandort** (vgl. Tab. 68) zeigen vergleichbar mit den Ergebnissen des Grünlandstandortes, daß sich eine gute Korrelation zwischen den beiden Parametern Trockenraumdichte und Gesamtporenvolumen über die Profiltiefe belegen läßt (vgl. Anhang: Tab. 61b u. Anhang: Fig. 46d). Dem Anstieg der Trockenraumdichte in den oberen drei Horizonten folgt entsprechend die Abnahme des Gesamtporenvolumens, welches entsprechend der Nutzungsform in allen Horizonten als hoch einzustufen ist. Der Feinporenanteil erklärt sich texturbedingt: Deutlich zeigt sich, daß die Zunahme des Feinporenanteils eng mit der Zunahme des Tongehaltes korreliert ( $r = 0,93$ ,  $\text{adj.}r^2 = 0,89$ ;  $\alpha < 0,05$ ; vgl. auch Kap. 8.1.3 sowie Anhang: Tab. 62 u. Anhang: Fig. 51c).

Die Kf-Werte sind für das gesamte Profil als äußerst hoch bis hoch einzuschätzen (vgl. AG BODEN 1994, KA4, S. 306). Von oben nach unten ist eine Abnahme festzustellen. Diese äußerst günstigen Wasserleitfähigkeitsverhältnisse lassen sich nicht allein aus den übrigen in der Tabelle 68 ausgewiesenen

Tab. 68: Bodenphysikalische Kenndaten: Lysimeterstation Meckel-Wald

Horizont	Stechring- entnahme- tiefe [cm]	Bodenart	Ges.PV [Vol.-%]	Poren [µm]				Kf- Wert [cm/d]	Rt [g/cm³]	Ld-Stufe (n. KA4, S. 127)
				>50	50-10	10-0,2	0,2			
				[Vol.-%]						
Ah	4	Tu3	59,1	13,7	3,8	16,8	25,3	825,7	1,03	1
P-Bv	15	Tu3	51,6	9,3	2,6	15,4	24,2	370,0	1,29	2
II P-Sw	30	Tu3/Tu2	49,9	13,4	1,7	5,1	29,5	345,5	1,34	2
II P-Sd	55	Tu2	51,3	1,1	0,4	17,1	32,7	292,4	1,29	2

bei folgenden Horizonten mußte die Anzahl der Parallelen für die Kf-Wertbestimmung reduziert werden, um extreme Ausreißer zu eliminieren: H 2: n = 5; H 3: n = 5;

bodenphysikalischen Eigenschaften begründen. Daneben tragen die sekundären Grobporen sowie die starke Durchwurzelung und die zahlreichen Wurmrohre offensichtlich zu den guten Dränverhältnissen und der bestehenden guten Kontinuität der Poren untereinander bei. Da die Einzelergebnisse der Parallelen - nach dem Eliminieren extremer Ausreißer - nur geringe Abweichungen voneinander aufwiesen, wurden die Kf-Werte des Waldstandortes nicht als Meßfehler gewertet (vgl. Anhang: Tab. 63b u. Anhang: Fig. 56c).

#### **Effektive Durchwurzelungstiefe, nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes**

Die effektive Durchwurzelbarkeit des **Ackerstandortes** reichte bis in eine Tiefe von ca. 55 cm. Darunter waren nur vereinzelt kleine Wurzelreste zu erkennen. Hierdurch bedingt wird die Mächtigkeit der effektiven Durchwurzelung mit Erreichen des II(Sd)-elCv-Horizontes begrenzt. Der Ackerstandort ist somit im wesentlichen als mittelgründig anzusprechen, was sicherlich im Zusammenhang mit der Lage des Standortes an einem Oberhang zu sehen ist. Über die  $We$  von 5,5 dm errechnete sich eine  $nFKWe$  von 125 mm (Kennwertermittlung über Bohrstockansprache:  $We = 9$  dm;  $nFKWe = 138$  mm).

Die effektive Durchwurzelbarkeit des **Grünlandstandortes** erreichte dagegen lediglich eine Mächtigkeit von 40 cm. Sie wird mit Erreichen des P-Sw/Sd-Horizontes mit hoher Lagerungsdichte begrenzt. Die über die  $We$  abgeleitete  $nFKWe$  erreicht einen Wert von 78 mm (Kennwertermittlung über Bohrstockansprache:  $We = 3$  dm;  $nFKWe = 57$  mm).

Die effektive Durchwurzelungstiefe am **Waldstandort** zeichnete sich durch eine Mächtigkeit von 60 cm aus und zieht sich bis in den II P-Sd-Horizont hinein. Entsprechend der  $We$  errechnete sich für die  $nFKWe$  ein Wert von 113 mm (Kennwertermittlung über Bohrstockansprache:  $We = 5$  dm;  $nFKWe = 102$  mm).

Die Ergebnisse der statistischen Datenanalyse aus den Regressions- und Korrelationsberechnungen werden weiterhin in den Kapiteln 8.1.3 und 8.1.4 vor dem Hintergrund der Bewertung der Variabilität der bodenphysikalischen Eigenschaften zwischen den einzelnen Stationen und den standortgebundenen Horizontabschnitten der Profile vergleichend diskutiert.

### 5.4.2 Räumliche Variabilität der Bodenkennwerte im Untersuchungsgebiet

Für die Ableitung der räumlichen Verteilung der Sickerwassermengen im betrachteten Untersuchungsgebiet auf der Basis der Berechnungsansätze von RENGGER et al. (1990) und NIBIS (1992) (vgl. auch Kap. 4.3.3.2), muß als notwendiger bodenspezifischer Kennwert die nutzbare Feldkapazität im effektiven Wurzelraum (*nFKWe*) flächendeckend verfügbar sein. Da diese Flächeninformation nicht in Form von Datenreihen bzw. geeigneten Bodenkarten zur Verfügung stand, wurde dieser wichtige Kennwert des Wasserhaushaltes - auf der Grundlage eines dichten Bohrpunktnetzes (5.777 Profilaufnahmen) über die gesamte Fläche des Untersuchungsgebietes - profilbezogen ermittelt (vgl. Anhang: Karte 4a). Die Ableitung der *nFKWe* erfolgte in Anlehnung an die vorgeschlagene Methode nach KA4 (AG BODEN 1994, S. 295). Entsprechend den dort geforderten horizontspezifischen Basisdaten wurden zum einen über die Bohrstockmethode (Feldbodenkundliche Kartierung) zum anderen durch die Auswertungen der Bodenschätzungsaufnahmen des Finanzamtes (Grablochprofilaufnahmen) die erforderlichen Bodenkenndaten erfaßt (vgl. hierzu Kap. 4.5.1).

Im folgenden werden die - durch Auswertung von insgesamt 5.777 Bohrpunktprotokollen (davon 1.012 Profilaufnahmen über feldbodenkundliche Kartierungen und 4.765 Grablochaufnahmen der Bodenschätzung) - erzielten Ergebnisse der wichtigsten Bodenkennwerte für die Fläche des Untersuchungsgebiet dargestellt. In Kap. 4.5.1 wurde darauf hingewiesen, daß zur Übernahme der Bodenarten aus den Unterlagen der Bodenschätzung ein der feldbodenkundlichen Terminologie (= Bodenkundlichen Kartieranleitung) angepaßter Übersetzungsschlüssel - in enger Anlehnung an den Schlüssel des NIBIS (vgl. BENNE et al. 1990) - erstellt werden mußte (vgl. hierzu Kap. 4.5.1 u. Anhang: Tab. 1a u. Tab. 1b), da die finanzamtliche Bodenschätzung im Feinbodenbereich lediglich zwischen den Bodenarten *Ton* und *Sand* unterscheidet, und die Kornfraktion *Schluff* nicht ausgewiesen wird. Hieran zeigt sich, daß im Vergleich zum modernen System der bodenkundlichen Ansprache des Feinbodens die neben den Ton- und Sandfraktionen gebräuchliche Schlufffraktion keinen Bestand hat, sondern daß „[...] der Schluff in der Bodenschätzung nur als beschreibendes Merkmal verwandt wird [...]“ (vgl. WILL o. J.). Dennoch stellen die Bodenschätzungsdaten eine wichtige Informationsquelle - insbesondere vor dem Hintergrund mangelnder Kenntnisse über die kleinräumige Bodenvariabilität eines Untersuchungsgebietes - dar. Dies unterstreicht die Bedeutung des oben erwähnten Übersetzungsschlüssels zur Anpassung der finanzamtlichen Bodenansprache an die Ansprache der modernen Bodenkunde (vgl. auch FLEISCHMANN et al. 1979, OELKERS 1993, WEIBLEN et. al. 1997).

Die Bohrpunktkarte im Maßstab ca.1:50.000 (Anhang: Karte 4a) zeigt die räumliche Verortung der Bohrpunkte im Untersuchungsgebiet. Durch eine farbliche Differenzierung der Aufnahmepunkte wird dokumentiert, über welche Aufnahmeverfahren (feldbodenkundliche Bohrstock-Kartierung = blau und Auswertung der Bodenschätzungsaufnahmen = orange) die Punktinformationen (= Bodenkenndaten) gewonnen wurden. Auf der höheren Maßstabsebene (1:10.000) - die formatbedingt nicht beigelegt werden konnte - werden zusätzlich noch durch die ebenfalls farblich differenzierte Herausstellung der Bodenarten des Oberbodens an den einzelnen Bohrpunkten eventuelle Abweichungen zwischen der Bodenartenansprache entsprechend der Bodenkundlichen Kartieranleitung KA4 (AG BODEN 1994) und der Bodenartenansprache für die Bodenschätzungsdaten (nach Anpassung durch den Übersetzungsschlüssel) aufgezeigt. Auf der Basis der Punktinformationen für die Feinbodenart des Oberbodens wurde mit Hilfe einer einfachen Interpolation - unter Berücksichtigung der Reliefverhältnisse die Regionalisierung der Bodenarten vorgenommen. Die Ergebnisse werden in der Karte der Bodenareale vorgelegt (vgl. Kap. 5.4.3; vgl. Anhang: Karte 4b).

#### 5.4.2.1 Profilbezogene Erfassung der Bodenartenvariabilität im Untersuchungsgebiet

##### *Untersuchungsgebiet Niersbach, Greverath und Heidweiler*

Die Auswertungen der Bohrpunktinformationen haben für das Untersuchungsgebiet *Niersbach, Greverath* und *Heidweiler* (vgl. auch Kap. 5.1.1.1, Fig. 13) hinsichtlich der Bodenartenvariabilität für die Ober- und Unterböden folgendes Bild ergeben: Den größten Flächenanteil innerhalb der Bodenartendifferenzierung der Oberböden nehmen schluffige Sande (Su2, Su3), schluffig-lehmiger Sand (Slu) und lehmige Sande (Sl2, Sl3, Sl4) ein.

Eingeschaltet in diese Areale finden sich - inselhaft und im wesentlichen unter Wald - Bodenarten wie sandig-lehmiger Schluff (Uls) und sandiger Schluff (Us), die auf eine löß- bzw. lößlehmartige Überdeckung des Mittleren Buntsandsteins hinweisen. Im NE sowie im SE treten dagegen etwas weitflächiger sandige Lehme (Ls2, Ls3, Ls4) auf, die den Einfluß der tertiären Überdeckung erkennen lassen. Die tonigere Ausprägung (Lt3, Lt2, Lts) erreicht nur eine sehr geringe Bedeutung im Bodenspektrum dieses Untersuchungsgebietes.

Anhand der Bohrprofile kann für die Unterböden im Vergleich zum Bodenartenspektrum der Oberböden i.d.R. eine deutliche Zunahme des Sandanteils (Su2, Su3, Sl2) festgestellt werden, was einer Entwicklung aus dem autochthonen Substrat (ICv) des Buntsandsteins entspricht. Diese Verhältnisse können jedoch je nach Relieflage wechseln: In Muldenlagen bzw. an Unterhängen zeigt sich eine Zunahme des Schluffgehaltes in den Unterböden im Vergleich zu den Oberböden, bei gleichzeitiger Abnahme des Sandanteils und geringfügigem Anstieg des Tonanteils (Ls2, Ls3, vereinzelt Lu und Lts). Kryoturbate Einarbeitung des auflagernden Lösses oder Lößlehmes könnte die teilweise auftretende schluffig-lehmige Komponente innerhalb der Bodenartendifferenzierung der Unterböden erklären.

Insgesamt dokumentieren die Bodenarten der Ober- und Unterböden einerseits eine enge Beziehung zum geologischen Ausgangsmaterial: Deutlich zeigt sich im Bodenartenspektrum der Einfluß des Mittleren Buntsandsteins, welcher aufgrund seines spezifischen Sedimentationsmilieus eines braided-river Systems mit wechselnden Sand- und Kiesbankablagerungen, Überflutungsabsätzen, lakustrischen Sedimenten, aber auch Dünenanden, nicht einheitlich ausgebildet ist, sondern innerhalb der Ablagerungsprodukte stark variieren kann (vgl. Kap. 5.1.1.1). Andererseits lassen die Bodenarten mit einer stärker schluffig-lehmigen Komponente aber auch auf eine quartäre Überdeckung schließen, wobei eine solifluidale Einarbeitung von Löß stattfinden konnte.

Die schichtweise durchgeführten Korngrößenanalysen an den Feldstationen des stationären Meßnetzes und die daraus abgeleiteten Bodenartenuntergruppen (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 35) belegen exemplarisch die oben ausgeführten Darstellungen: Sie unterstreichen *erstens* den Zusammenhang zwischen dem anstehenden geologischem Ausgangssubstrat und den sich darüber entwickelten Bodenarten der Unterböden. *Zweitens* wird zudem der Einfluß der quartären Überdeckung vor allem in den Bodenarten der Oberböden deutlich. Und *drittens*, wenn auch nur sehr vereinzelt auftretend, zeigt sich ein prozeßbedingter Einfluß durch Einarbeitung des überdeckten Materials in die Unterböden. Im Anhang befindet sich eine profilbezogene Bilddokumentation, anhand derer die gebietsspezifische Bodenvariabilität herausgestellt wird (vgl. Anhang: Abb. 7 bis Abb. 9).

Die Bohrpunktkarte im Maßstab ca. 1:50.000 (Anhang: Karte 4a) zeigt die räumliche Verortung der Bohrpunkte im Untersuchungsgebiet Greverath. Auf der höheren Maßstabsebene (1:10.000) - die formatbedingt nicht beigelegt werden konnte - wird zusätzlich durch eine farbliche Differenzierung der Aufnahmepunkte dokumentiert, über welche Aufnahmeverfahren (feldbodenkundliche Bohrstock-Kartierung und Auswertung der Bodenschätzungsaufnahmen) die Punktinformationen

(=Bodenkenndaten) gewonnen wurden. Zusätzlich werden durch die Herausstellung der Bodenarten des Oberbodens an den einzelnen Bohrpunkten eventuelle Abweichungen zwischen der Bodenartenansprache entsprechend der Bodenkundlichen Kartieranleitung KA4 (AG BODEN 1994) und der Bodenartenansprache für die Bodenschätzungsdaten nach dem erstellten Übersetzungsschlüssel aufgezeigt. Auf der Basis der Punktinformationen für die Feinbodenart des Oberbodens wurde mit Hilfe einer einfachen Interpolation - unter Berücksichtigung der Reliefverhältnisse die Regionalisierung der Bodenarten vorgenommen. Die Ergebnisse werden in der Karte der Bodenareale vorgelegt (vgl. Kap. 5.4.3; vgl. auch Anhang: Karte 4b).

### ***Untersuchungsgebiet Schleidweiler, Rodt, Hosten und Orenhofen, östlich der Kyll***

Im Untersuchungsgebiet östlich der Kyll (vgl. Kap. 5.1.1.2, Fig. 14) zeigt sich bei der Bodenartenansprache ebenfalls ein mehr oder weniger differenziertes Bild. Dies trifft sowohl für die Oberböden als auch für die Unterböden zu. Die Variabilität der Bodenarten läßt sich hier, wie auch noch für das westlich der Kyll gelegene Teiluntersuchungsgebiet festzustellen sein wird, deutlich im Zusammenhang mit der unterlagernden Geologie sowie mit der tertiären bzw. quartären Überdeckung erklären: Die den Kylltalverlauf begleitenden, steilen Hangbereiche (von Auw a.d. Kyll bis Daufenbach) im Oberen Buntsandstein ausgebildet, weisen in ihrer Bodenartenzusammensetzung überwiegend sandige Lehme und lehmige Sande auf, mit einem mäßigen Schluffanteil. Gleiches zeigt sich bei den Bohrstockuntersuchungen entlang der aus östlicher Richtung der Kyll zufließenden Nebenbäche, solange sie hauptsächlich den Oberen Buntsandstein durchfließen (Lts, Ls3, Ls4, Sl3, Sl4, Slu). Vereinzelt stellt sich in den Böden im Bereich des Oberen Buntsandstein der schluffige Lehm im Bodenartenspektrum ein, wenn dieser von einer dünnen Lößauflage überdeckt ist, so daß insgesamt die sandigere bis sandig-lehmigere Komponente überwiegt. Dies zeigt aber auch, daß sowohl von tonigeren, als auch von sandigeren Ausgangsgesteinsfazies für den Oberen Buntsandstein und somit für die sich darüber ausgebildeten Bodenarten (Lt2, Lts bzw. Ls3, Ls2) ausgegangen werden kann. Dieses Verhältnis kehrt sich innerhalb des hier beschriebenen Untersuchungsgebietes dort um, wo der Obere Buntsandstein durch die Ablagerungen des Unteren Muschelkalkes abgelöst wird. In den aus Unterem Muschelkalk (Muschelsandstein) aufgebauten Gebieten - vor allem im Bereich von Hosten, Orenhofen und Schleidweiler - zeigen die Oberböden einen deutlich höheren Anteil an Schluff (Ls2, Lu und Lt2), neben schwankenden Ton- und Sandanteilen. Die Unterböden lassen fast alle - im Vergleich zu den Oberböden - eine Abnahme des Schluffanteils erkennen, bei einem nach unten zu sich wenig verändernden bzw. teilweise auch ansteigenden Tonanteil. Dies läßt sich aufgrund des Fazieswechsels des Unteren Muschelkalkes mit seiner einerseits sandigeren, andererseits tonigeren Komponente erklären. In den Gebieten mit einer tertiären Überdeckung (inselhaft zwischen Schleidweiler und Zemmer, sowie teilweise entlang der südöstlichen Gebietsgrenze) bzw. einer dünnen Lößauflage sind die Oberböden teilweise durch schluffige Lehme (Lu) bzw. mittel tonige Lehme (Lt3) geprägt.

Die Oberböden über dem Mittleren Buntsandstein im südöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes sind meist als lehmige Sande (Sl3, Sl4), z.T. auch als sandig-lehmige Schluffe (Uls) anzusprechen. In Hangbereichen lassen sich in den Deckschichten aus Solifluktionsmaterial über dem Mittleren Buntsandstein vereinzelt auch sandige Lehme (Ls2, Ls3) für die Oberböden feststellen. Die Bodenarten der Unterböden zeichnen sich durch einen höheren Sandanteil aus, was gleichzeitig den engen Zusammenhang zwischen geologischem Ausgangsmaterial und den sich darüber unmittelbar entwickelten Bodenarten erkennen läßt.

Über die Auswertung der Bohrpunktaufnahmen (dokumentiert über den Kartenmaßstab 1:10.000) konnte eine hohe räumliche Variabilität zwischen den standortspezifisch ermittelten Bodenarten der Oberböden

erkannt werden (vgl. auch Anhang: Karte 4b). Beim Vergleich der Ergebnisse der Bodenartenansprache über die finanzamtliche Profilansprache - unter Verwendung des Übersetzungsschlüssels - mit der feldbodenkundlichen Ansprache nach KA4 wurde festgestellt, daß über die Bodenschätzung der Schluffgehalt im Boden häufig zu gering eingeschätzt wird: Die bei der Bodenschätzung als kräftiger Lehm (Lkr3) angesprochene Bodenart wird nach dem vorliegenden Übersetzungsschlüssel (NIBIS) als Lts (sandig-toniger Lehm) ausgewiesen. Benachbarte Bohrpunktaufnahmen der feldbodenkundlichen Kartierungen sprechen demgegenüber die Bodenarten häufig als Lt3 bzw. Lt2 und weniger als Lts an, und belegen somit die Abweichungen in den Schluffgehalten der unterschiedlichen Feldansprachen. Als weiteres Beispiel können auch die vereinzelt vorkommenden Abweichungen zwischen benachbarten Punkten der Bodenschätzung (Ls3) und der feldbodenkundlichen Kartierung (Lu) genannt werden. Diese Feststellung kann anhand der durchgeführten Korngrößenanalysen für den Acker- und Grünlandstandort des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes Rodt eindeutig gestützt werden (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 42). Die profilbezogene Ermittlung der Bodenarten dient innerhalb dieser Studie vorrangig der rechnerischen Ableitung der nutzbaren Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes. Der Vergleich zwischen den Ergebnissen der abgeleiteten *nFKWe*-Werten - unter Zugrundelegung der unterschiedlichen Bodenartenansprachen (Ergebnis der Feldbodenkunde bzw. Ergebnis aus den finanzamtlichen Bodenschätzungsdaten) der oben aufgeführten Beispiele - ergab nur geringfügige Unterschiede für den jeweils errechneten Wert der *nFKWe*, so daß die sich in diesem Falle ergebenden Fehler durch die voneinander abweichende Bodenartenausweisung als relativ gering zu bewerten sind.

#### ***Untersuchungsgebiet Idenheim, Idesheim und Hofweiler, westlich der Kyll***

Die Betrachtung der Bodenartenvariabilität erfolgt für das Teiluntersuchungsgebiet im Bereich von Idenheim, Idesheim und Ittel, welches im Westen durch die B51 und im Osten durch den Kylltalverlauf begrenzt wird (vgl. Kap. 5.1.1.3, Fig. 16). Die Ergebnisse der Bohrpunktauswertung zeigen hinsichtlich der Ausprägung der Bodenarten eine starke Variabilität sowohl in den Ober- als auch in den Unterböden.

Die im Westen des Arbeitsgebietes gelegenen Standortaufnahmen, mit den Ablagerungen des Oberen Muschelkalkes als geologischem Ausgangssubstrat, weisen als dominierende Bodenart der Oberböden im wesentlichen sandig-tonigen Lehm (Lts) und schwach tonigen Lehm (Lt2) auf. Diese Bodenartenkonstellationen ändern sich in den Gebieten, in denen eine Lößüberdeckung bzw. eine Überdeckung mit tertiären Decklehmen über den mesozoischen Ablagerungen liegt. Exemplarisch kann hier das Gebiet des Beilenholzes südlich von Idenheim genannt werden: Die Oberböden zeigen - über Fingerprobenansprache - in ihren Anteilen der Kornfraktionen eine deutliche Zunahme des Schluffgehaltes. In den obersten Bodenhorizonten wurden häufig mittel toniger Schluff (Ut3) neben stark dem tonigen Schluff (Ut4) als Bodenartenuntergruppen angesprochen.

Demgegenüber lassen die Unterböden - im Vergleich zur Ansprache der Oberböden - einen deutlichen Wechsel im Bodenartenspektrum erkennen: Hier bestimmen die Ausgangssubstrate (Muschelkalk, vereinzelt aber auch der tertiäre Deck- bzw. Graulehm) eindeutig die Zusammensetzung der Bodenarten. Es wurden überwiegend schwach bis mittel schluffige Tone (Tu2, Tu3) sowie mittel tonige Lehme (Lt3) und lehmige Tone (Tl) über die Bohrstockansprache kartiert. Im Bereich des Beilenholzes belegen die Bodenarten der Unterböden offensichtlich den tertiären Decklehm (Graulehm) als Ausgangssubstrat. Das Graulehm-vorkommen konnte im Untersuchungsgebiet insgesamt gesehen jedoch nur selten in den Bohrprofilen nachgewiesen werden. Neben dem Beilenholz tritt er noch vereinzelt in den Bereichen größerer Verebnungen wie z.B. im Großbüsch, im Großwald und im Erdelchen, den erosiv gering beanspruchten Gebieten, auf. An den entsprechenden Standorten konnten typische Zweischicht-Profile mit der Abfolge Lößlehm/Schwemmléhm über Tertiärlehm auskartiert werden. Ein weiteres typisches



Merkmal dieser Profile ist der höhere Vernässungsgrad und somit die Ausbildung pseudovergleyter Böden, die über den Böden mit Ausgangssubstraten des Muschelkalkes seltener festgestellt wurden. Solche Profile konnten sich nur in plateauartigen Verebnungen erhalten. In Hangbereichen ist der Tertiärlehm erodiert. Auch in Tiefenlagen konnte der Graulehm über die standortspezifischen Bohrstockbeprobungen nicht kartiert werden. Verlagerungsprozesse von den Hängen in die tieferen Relieflagen könnten hier zu einer Überdeckung geführt haben.

Im Anhang finden sich einige charakteristische Bohrstockaufnahmen, die die zuvor beschriebenen Standortverhältnisse exemplarisch herausstellen (vgl. Anhang: Abb. 10 bis 13).

Die Oberböden über dem Mittleren Muschelkalk sind deutlich lehmiger. Als Bodenartenuntergruppen treten überwiegend sandig-toniger Lehm (Lts), schwach toniger Lehm (Lt2) sowie vereinzelt mittel toniger Lehm (Lt3) auf. Die Unterböden, besonders in den Horizonten Bv-Cv und Cv, weisen einen Anstieg des Tonanteils auf, so daß häufig Bodenarten wie schwach schluffiger Ton (Tu2) und mittel schluffiger Ton (Tu3) angesprochen werden konnten. Im Vergleich zu den Flächen mit Tertiärlehm als Ausgangssubstrat für die Unterböden bilden hier die Ablagerungen des Mittleren Muschelkalkes die Ausgangsbedingungen für die sich darüber entwickelten Bodenarten. Häufig konnte im Gebiet des Mittleren Muschelkalkes im Bodenartenspektrum der Oberböden der Einfluß einer Löß- bzw. lößlehmartigen Überdeckung nachgewiesen werden: Es handelt sich hierbei im wesentlichen um die Bodenartenuntergruppen schluffiger Lehm (Lu), vereinzelt auch stark toniger Schluff (Ut4), schwach toniger Schluff (Ut2) bzw. mittel toniger Schluff (Ut3). Die Bodenartenzusammensetzung der Unterböden zeigt an diesen Standorten - wie bereits oben beschrieben - i.d.R. den deutlichen Einfluß des mesozoischen Ausgangsmaterials in Form des Residualtones des zersetzten Muschelkalkes. Je nach Bodenmächtigkeit und Relieflage läßt sich jedoch vereinzelt feststellen, daß das geologische Ausgangsmaterial (Muschelkalk) sich nicht in den Bodenarten der Unterböden erkennen läßt. Vielmehr ist hier die Zusammensetzung der Bodenarten auch in den tieferen Horizonten durch Schwemmlößablagerungen geprägt (vgl. Anhang: Abb. 12).

Die standörtliche Bodenansprache in den Gebieten des Unteren Muschelkalkes, vor allem in einem breiten Band westlich der Kyll, bzw. im weiteren Umkreis von Idesheim, weist die Bodenarten der Oberböden vorwiegend als sandig-tonigen Lehm (Lts), schwach tonigen Lehm (Lt2) und mittel tonigen Lehm (Lt3) aus. Unter dem Einfluß einer Lößüberdeckung zeigte sich mit ansteigender Schluffkomponente ein deutlicher Wechsel innerhalb des Bodenartenspektrums. Aufgrund des Lößeinflusses konnte an diesen Standorten häufig schluffiger Lehm (Lu), z.T. aber auch schwach bis mittel toniger Schluff (Ut2, Ut3) in den obersten Bodenhorizonten bestimmt werden.

Das Bodenartenspektrum der Unterböden zeigt im Vergleich zu dem der Oberböden meist eine Veränderung auf. In den Unterböden sind - ähnlich wie in den Oberböden - im wesentlichen die Hauptbodenarten Lehm und Schluff vertreten. Im Vergleich zu den Bodenarten der Oberböden zeigt sich jedoch in den Unterböden für die Anteile der Kornfraktionen ein deutlich höherer Anteil der Sandfraktion (Slu, Us, Lts, Ls2), bei sich meist wenig veränderndem Tonanteil. Die Bodenarten der Unterböden lassen somit eine direkte Verbindung mit den geologischen Ausgangssubstraten des Unteren Muschelkalkes (Muschelsandstein) erkennen (vgl. Anhang: Abb. 13).

Ein auffallend deutlicher Bodenartenwechsel setzt im Bereich der zum Kylltal hin abfallenden Hänge ein, besonders dort, wo der Obere Buntsandstein bzw. der Mittlere Buntsandstein ansteht. Die charakteristischen Bodenarten der Oberböden sind im wesentlichen durch einen deutlich höheren Sandanteil im Vergleich zu den Oberböden im Muschelkalkgebiet gekennzeichnet: Entsprechend wurden hauptsächlich die Bodenartenuntergruppen schwach lehmiger Sand, (Sl2), mittel schluffiger Sand (Su3),

schwach sandiger Lehm (Ls2), mittel sandiger Lehm (Ls3) und stark sandiger Lehm (Ls4) über die Bodenansprache festgestellt. Während die Oberböden z.T. noch einen hohen Schluffanteil aufweisen, geht diese Kornfraktion in den Unterböden deutlich zurück: In den unteren Bodenhorizonten wurden überwiegend die Bodenarten schwach lehmiger Sand (Sl2) und mittel sandiger Lehm (Ls3) bestimmt.

Im äußersten NW dieses Untersuchungsgebietes konnten an Standorten im Grenzbereich Oberer Muschelkalk zu unterem Unterem Keuper im Bodenartenspektrum der Oberböden der Einfluß zum einen der tertiären Überdeckung, zum anderen der pleistozänen Lößauflage festgestellt werden. Im wesentlichen dominieren in den Oberböden die Bodenarten sandig-toniger Lehm (Lts), schwach toniger Lehm (Lt2) sowie mittel toniger bis stark toniger Schluff (Ut3/Ut4) und schluffiger Lehm (Lu). Die Unterböden lassen ein deutliches Ansteigen des Tonanteils, bei z.T. wenig veränderndem Schluffanteil, erkennen (Tu3, Tu4, Lt3), wodurch wiederum der Einfluß der geologischen Ausgangsbedingungen deutlich wird. Vergleichbare Verhältnisse zeigen sich ebenfalls in dem nachfolgend beschriebenen Untersuchungsgebiet Meckel.

### ***Untersuchungsgebiet Meckel***

Die standörtlichen Bodenkartierungen im Untersuchungsgebiet Meckel (vgl. Kap. 5.1.1.4, Fig. 18) erfaßten im wesentlichen die Teilbereiche des Oberen Muschelkalkes sowie des Unterem Keupers (bunte Tone und Mergel). Die Oberböden sind überwiegend der Bodenartenhauptgruppe 'Lehm' (Lt2, Ls2) zuzuordnen. Im Spektrum der Kornfraktionen zeigen sich innerhalb dieser Hauptbodenarten - in teilweiser enger Abhängigkeit von der Relieflage - deutliche Unterschiede im Ton- bzw. Schluffanteil. Untergeordnet in der Häufigkeit der Bodenarten der Oberböden treten die Hauptbodenartengruppen Schluff (Lu, Ut2, Ut3) und Ton (Lt3, Tu3) auf. Bei allen Bodenartenuntergruppen liegt jedoch ein Mindestschluffanteil von 30 % vor, der Tonanteil liegt über 17 % und der Sandanteil unter 15 %, bezogen auf die Bohrpunktauswertung der ackerbaulich genutzten Flächen sowie auf die Wiesen- und Weideflächen (nach Fingerprobenansprache). Diese Aussage trifft zumindest für die eigenen Feldkartierungen (Arbeitsgruppe TRESSEL) zu. Im Vergleich dazu treten bei den ausgewerteten Bodenschätzungsdaten - im direkten Vergleich mit den unmittelbar benachbarten bodenkundlichen Feldkartierungen - häufig Unterschiede in der Bodenartenansprache der Böden auf: Auffallend ist, daß bei der Bodenartenansprache der Bodenschätzung (Lts, sehr selten Lt2) im Vergleich zur Ansprache der Feldkartierungen (Lt2, Ls2, Ls4) der Schluffgehalt häufig geringer eingeschätzt wird, der Anteil des Tongehaltes dagegen häufig höher liegt. Diese Tatsache zeigte sich bereits in den Untersuchungsgebieten westlich und östlich der Kyll, besonders dort, wo der Muschelkalk als geologisches Ausgangssubstrat ansteht.

In den Profilen der (Laub-)Waldstandorte tritt überwiegend der Schluff als Hauptbodenart der Oberböden auf (Lu, Ut2, Ut3, Uu). Von untergeordneter Bedeutung ist das Vorkommen der Bodenartenhauptgruppe Ton (Lt3, Tu3). Diese Bodenarten sind vereinzelt in Senken oder Hangfußlagen, z.T. auch in Rückenlagen (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 65 als Ergebnis der Laboranalyse) ausgeprägt. Der hohe Schluffanteil im Bereich des Untersuchungsgebietes Meckel ist, wie bereits in den anderen Gebieten gezeigt, auf die Lößüberdeckung bzw. auf eine tertiäre Überdeckung einer schluffreichen Höhenlehmschicht (tertiärer 'Graulehm' mit dünnem Lößschleier über Unterem Keuper, vgl. auch SCHRÖDER 1983: Beispiel Kartiergebiet Weinzfelderhof) zurückzuführen.

Die Unterböden zeigen für den überwiegenden Teil der Bohrpunkte eine Zunahme des Tonanteils (Tu2, Tl, Tu3). Somit liegt ein deutlicher Bodenartenwechsel zwischen den Oberböden (deutlich schluffiger) und den Unterböden (zunehmend toniger und schluffärmer) vor. Im Gegensatz zu den Oberböden läßt sich über die Bodenarten der Unterböden eine enge Beziehung zum Verwitterungsmaterial der

anstehenden mesozoischen Ausgangssubstrate (Dolomit, Tonmergel und Mergel) ableiten. Hierfür sprechen auch die in den Unterböden zeitweise auftretenden Hydromorphiemerkmale (Eisen- und Mangankonkretionen), besonders in Muldenlagen oder in flach auslaufenden Hangfußbereichen. Diese Merkmale finden sich - ähnliche Standortverhältnisse vorausgesetzt - häufiger in den Böden über dem Unteren Keuper als in Böden über dem Oberen Muschelkalk. Reliefbedingt läßt sich auch der Bodenartenwechsel zwischen Ober- und Unterböden für die Hanglagenprofile erklären. Hier wird der Bodenartenwechsel innerhalb der Solifluktsdecken besonders deutlich.

Abschließend kann für die oben beschriebenen Teiluntersuchungsgebiete insgesamt eine hohe räumliche Variabilität für das Bodenartenspektrum sowohl der Oberböden als auch der Unterböden herausgestellt werden. Der heterogene Bodenaufbau erfordert eine detaillierte Betrachtung der Bodenartenschichtung, will man den Bodenwasserhaushalt standortspezifisch bewerten. Weiterhin kann zusammenfassend festgestellt werden, daß die Bodenarten der Oberböden einem sehr starken kleinräumigen Wechsel unterliegen, der einerseits in einem engen Zusammenhang mit der abwechslungsreichen Landschaftsentwicklung der Trier-Bitburger-Mulde zu sehen ist, andererseits aber auch die stark schwankenden Reliefverhältnisse hierfür eine Begründung liefern.

Die Unterböden der Untersuchungsgebiete belegen in einem weitaus größeren Maße die enge Verbindung zwischen den jeweiligen geologischen Ausgangssubstraten und den sich darüber ausgebildeten Bodenarten. Tiefgründige Profile (kolluviale Einflüsse) besonders in Hangfußlagen lassen jedoch auch im Bodenartenspektrum ihrer Unterböden, besonders aufgrund von Verlagerungsprozessen, häufig nur den Einfluß entweder einer pleistozänen Löß- bzw. Lößlehmüberdeckung oder einer tertiären Decklehmauflage als Bodenausgangssubstrat erkennen, die z.T. weitflächig den mesozoischen Ablagerungen in den Teiluntersuchungsgebieten der Trier-Bitburger-Mulde auflagern. Häufig sind jedoch auch Vermischungen zwischen dem pleistozänen Löß bzw. den tertiären Höhenlehmen mit den sich darunter befindlichen mesozoischen Ablagerungen aufgrund der Solifluktsdecken-Dynamik als Ausgangssubstrate für die Bodenartendifferenzierung zu nennen.

#### **5.4.2.2 Profilbezogene Erfassung der effektiven Durchwurzelungstiefe anhand horizontbezogener Merkmale**

Die Feststellung der effektiven Durchwurzelungstiefen ( $We$ ) an den einzelnen Bohrpunkten ist eine wesentliche Voraussetzung, um die Quantifizierung der nutzbaren Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes ( $nFKWe$ ) über die entsprechende Profiltiefe durchführen zu können (vgl. Kap. 4.5.1; vgl. auch AG BODEN 1994, KA 4, S. 295).

Die Mächtigkeitsangaben für den durchwurzelbaren Bodenraum (physiologische Gründigkeit = potentielle Durchwurzelbarkeit) wurden am Bohrstockprofil mit Hilfe der diagnostischen Horizontmerkmale wie effektive Lagerungsdichte, Gefüge, Bodenartenschichtung, -wechsel sowie der erkennbaren Durchwurzelungstiefe und -intensität für jeden einzelnen Standort festgestellt. Die Begrenzung der Durchwurzelung in der Tiefe ergibt sich im wesentlichen durch unterlagerndes festes Ausgangsgestein, verdichtete oder verfestigte Horizonte sowie Stau- und Grundwassereinfluß. Das Untersuchungsgebiet innerhalb der Trier-Bitburger-Mulde mit seinen gebietsspezifischen flach- bis mittelgründigen, mehrschichtig aufgebauten Böden läßt die Feststellung zu, daß der effektive Wurzelraum ( $We$ ) kaum mächtiger sein wird als der durchwurzelbare Bodenraum. Infolgedessen wird letzterer mit dem effektiven Wurzelraum gleichgesetzt. Die nachfolgend skizzierten Ergebnisse der Mächtigkeitsbestimmung der effektiven Durchwurzelungstiefe resultieren aus der Auswertung der Bohrpunktprotokolle der feldbodenkundlichen Kartierungen sowie aus der Auswertung der

Grablochprotokolle der finanzamtlichen Bodenschätzung. Hierbei hat sich gezeigt, daß unterschiedliche Auffassungen zur Festlegung des *effektiven Wurzelraumes* zwischen den beiden Aufnahmeverfahren (Feldkartierungen nach Anleitung der KA4, finanzamtliche Bodenschätzung) bestehen, die sich in den Abweichungen zwischen den errechneten Mächtigkeitsangaben aus den unterschiedlichen Datengrundlagen widerspiegeln.

### ***Ermittlung der effektiven Durchwurzelungstiefe ( $We$ ) und der effektiven Lagerungsdichte ( $Ld$ ) auf der Grundlage der feldbodenkundlichen Kartierungen***

Die Ergebnisse der auf der Basis der Bohrstock-Kartierung (über die Kennwerte Gefüge,  $Ld$ , Bodenartenwechsel sowie der erkennbaren, tatsächlichen Durchwurzelungstiefe) punktuell errechneten effektiven Durchwurzelungstiefe ( $We$ ) im Untersuchungsgebiet lassen sich - unter Berücksichtigung der oben aufgeführten Standortmerkmale für die Bestimmung der  $We$  - wie folgt erklären:

Der *C-Horizont* wird insgesamt als nicht durchwurzelbar eingestuft. Gleiches gilt auch für den angewitterten bis stark verwitterten oberen Abschnitt des C-Horizontes ( $Cv$ ). Diese Horizonte zeichnen sich meist durch eine hohe Lagerungsdichte ( $Ld$ -Stufe 4 bzw. 5) aus, wodurch die Grenze der Durchwurzelbarkeit in der Regel erreicht wird (vgl. auch Feststellung der  $We$  an den Feldstationen, die über die Profilwandmethode sehr detailliert bewertet wurde Kap. 5.4.1). Die Bohrstockproben ließen i.d.R. für den  $Cv$ -Horizont auch bei der visuellen Betrachtung keine Wurzelbahnen oder Wurzelreste erkennen. Dieser Horizontausschnitt geht somit nicht in die Berechnung der  $nFKWe$  ein. Ausgenommen von dieser Ausschluß-Bestimmung sind allerdings die  $ICv$ -Horizonte der bewaldeten Kylltalhänge über dem Mittleren bzw. Oberen Buntsandstein als Ausgangssubstrat der Bodenbildung. Aufgrund ihres sandigen, z.T. lockeren  $ICv$ -Horizontes und der daraus resultierenden deutlich geringeren Lagerungsdichte, wurden die oberen ein bis zwei Dezimeter des  $ICv$ -Horizontes noch mit zum effektiven Wurzelraum gerechnet.

Die über die Bohrstockproben ausgewiesenen  $Bv$ - $Cv$ -Horizonte der Profilaufnahmen im Untersuchungsgebiet konnten nicht uneingeschränkt dem durchwurzelbaren Raum zugerechnet werden. Auch für den Horizontabschnitt  $Bv$ - $Cv$  wurde die horizontspezifisch jeweils festgestellte Lagerungsdichte als ein wesentliches Kriterium bezüglich der Einschätzung einer noch möglichen Durchwurzelbarkeit herangezogen. Hieraus ergab sich folgende Vorgehensweise bei der Auswertung der Bohrpunktprotokolle der feldbodenkundlichen Kartierungen (Arbeitsgruppe TRESSEL und SCHNEIDER mit den darin eingebundenen Diplomkartierungen): Wurde in den Profilaufnahmen ein  $Ld$ -Wert der Stufe 4 und höher für den Horizontabschnitt  $Bv$ - $Cv$  festgehalten, so führte dies dazu, daß dieser Horizont in die Bewertungskategorie 'nicht mehr durchwurzelbar' eingestuft wurde. Konnten jedoch über die Ergebnisse der Bohrstockkartierungen für den  $Bv$ - $Cv$ -Horizont geringere  $Ld$ -Werte abgeleitet, wurden diese Tiefenabschnitte in jedem Falle zum durchwurzelbaren Bodenraum gerechnet.

Die Grenze für die Tiefenangabe des durchwurzelbaren Bodenraumes erfolgte somit gleichermaßen an allen Standorten im wesentlichen über den  $Ld$ -Wert. Gleichzeitig wurde dabei auch überprüft, in wie weit über das Bohrprofil Aussagen hinsichtlich einen erkennbaren Durchwurzelung getroffen werden konnte. Hierdurch konnte für die Bohrpunktauswertung dieser Untersuchung insgesamt festgelegt werden, daß Bodenhorizonte mit einem  $Ld$ -Wert von größer oder gleich 4 bei der Zurechnung zum durchwurzelbaren Bodenraum nicht berücksichtigt wurden.

Dies hatte zur Folge, daß zum Beispiel bei den z.T. stark verdichteten Böden (u.a. Fließerden) des Untersuchungsgebietes jedoch bereits auch Bereiche des  $Bv$ -Horizontes nicht mehr zu dem durchwurzelbaren Raum gezählt wurden: Die hohe Lagerungsdichte dieser Horizontabschnitte, u.a. als Folge der Ausbildung einer Pflugsohle (Pflugsohlenhorizont) beim Übergang von der Krume zum

Unterboden, korreliert sehr gut mit dem Fehlen von Wurzelbahnen oder Spuren von Wurzelresten. Diese Phänomene wurden bei der Bohrstock-Kartierung insbesondere auf ehemaligen Ackerstandorten, die heute als Mähwiese- oder Weidefläche genutzt werden, festgestellt.

Gleiches Vorgehen trifft für die am Bohrstockprofil auskartierten Sd-Horizonte der Pseudogleye und der pseudovergleyten Braunerden, die über alle Nutzungsarten hinweg auftreten können. An den entsprechenden Bohrpunkten oder Profilgruben wurde für diese Horizonte i.d.R. ein hoher Tonanteil und ungünstige Bodenwasserverhältnisse ermittelt. Im Zusammenhang damit konnte ein sehr gehemmtes Wurzelwachstum innerhalb dieser Bodenabschnitte festgestellt werden. Aufgrund dessen wurden die Sd-Horizonte i.d.R. nicht mehr - bzw. nur in Ausnahmefällen - zum durchwurzelbaren Raum gerechnet.

Die Zuordnung bzw. Nicht-Zuordnung der Sw-Horizonte erfolgte ebenfalls über die Überprüfung der Eigenschaften, die das Wurzelwachstum beeinflussen. Sehr stark ausgeprägte Sw-Horizonte wurden nur dann als durchwurzelbarer Raum eingestuft, wenn Wurzelbahnen eindeutig innerhalb des Horizontabschnittes erkennbar waren. Diese Frage stellte sich im Untersuchungsgebiet vornehmlich bei den Grünlandstandorten, besonders in Senken bzw. auf Standorte in mehr oder weniger ebener Lage, vor allem im Bereich des Unteren Keupers und des Mittleren und Unteren Muschelkalks. Diese Böden sind entsprechend durch hohe Tonanteile und überwiegend hohe Feinporenanteile charakterisiert.

Demgegenüber konnte festgestellt werden, daß an Waldstandorten mit vergleichbar hohen Ton- und Feinporenanteilen die Wurzelbahnen häufig noch deutlich bis in den Sw-Horizont hinab reichten. Trotz hoher Lagerungsdichte (Ld3-Ld4) wurden in solchen Fällen der Sw-Horizont als durchwurzelbarer Bodenraum eingestuft.

Horizontabschnitte mit schwach ausgeprägtem Sw sowie die Horizonte Sw-Bv bzw. Bv-Sw werden i.d.R. dann zum durchwurzelbaren Bodenraum gezählt, wenn die Lagerungsdichte den Wert Ld 4 unterschreitet und zudem ein gutes Gefüge und deutlich erkennbare Wurzelbahnen festgestellt werden konnten.

Gleichzeitig mit der Bestimmung der Mächtigkeit des effektiven Wurzelraumes erfolgte die horizontbezogene Ansprache der effektiven Lagerungsdichte (Ld) an den Bohrstockprofilen entsprechend den Vorgaben der KA4 (AG BODEN 1994, S. 125-126). Hieraus ergab sich nachfolgend skizziertes Bild für die Zuordnung der abgeleiteten Stufen der effektiven Lagerungsdichte für die unterteilten Bodenhorizonte:

Anhand der Bohrstockprofile zeigte sich, daß sich im Untersuchungsgebiet der oberste Horizont (Ah bzw. Ap) bei dem breiten Spektrum verschiedener Nutzungsarten hauptsächlich durch eine sehr geringe (Ld 1) bis geringe (Ld 2) effektive Lagerungsdichte auszeichnet. Im Falle einer nicht eindeutigen Feldbestimmung erfolgte die Ableitung der effektiven Lagerungsdichte in Form von Zwischenstufen (z.B. Ld 1-Ld 2). Der Einfluß der Pflugsohle, meist am Übergang vom Ap- zum Bv-Horizont, bewirkt häufig einen sprunghaften Anstieg der Lagerungsdichte (Ld-Wert 3). Für die Bv-Horizonte wurden i.d.R. Ld-Stufen von 2, 2-3 und maximal 3 bestimmt. Ld-Stufen über 3 wurden bei den Bv-Horizonten dagegen nur sehr selten festgestellt. Ein weiterer Anstieg zeigt sich häufig innerhalb der Bv-Cv- und Sw-Horizonte (Ld 3). Mit dem Wechsel vom Sw-Horizont zum Sd-Horizont stellt sich ein erneuter Anstieg ein, mit Ld-Stufen 4 und 5. Cv-Horizonte zeigen i.d.R. hohe (Ld 4) bis sehr hohe (Ld 5) Lagerungsdichten auf. Hierbei spielt das bodenbildende Ausgangssubstrat eine entscheidende Rolle.

Fehlen in den Bohrpunktprotokollen differenzierte Angaben zur Lagerungsdichte über das gesamte Bohrpunktprofil, mußten diese anhand vergleichbarer (benachbarter) Standortaufnahmen ergänzt werden. Konnte jedoch Fehlzeiten nicht über benachbarte Standortprofile aufgefüllt werden, so führte dies dazu, daß das entsprechende Standortprofil von der weiteren Datenauswertung ausgeschlossen wurde. Dies

begründet u.a. die Diskrepanz zwischen den insgesamt aufgenommen 5.777 Bohrpunkten (der unterschiedlichen Verfahren) und den letztendlich zur Auswertung gekommenen 5.482 Bohrprofilen (vgl. u.a. Tab. 69).

### ***Ermittlung der effektiven Durchwurzelungstiefe ( $We$ ) und der effektiven Lagerungsdichte ( $Ld$ ) auf der Grundlage der Auswertung der Bodenschätzungsdaten***

Die profilbezogene Abschätzung des effektiven Wurzelraumes aus den Aufnahmeblättern der finanzamtlichen Bodenschätzung gestaltete sich z.T. problematisch, da Angaben zur Horizontmächtigkeit bzw. zu Horizontabgrenzungen bei den Grablochaufzeichnungen in den Gemarkungsfeldbüchern häufig fehlten. Gleiches trifft für den Parameter Lagerungsdichte (vgl. weiter unten) zu. Diese Parameter konnten in den Gebieten derjenigen Schätzungsstandorte ergänzt werden, in denen gleichzeitig feldbodenkundliche Bohrstock-Kartierungen (Kartiergruppen TRESSEL und SCHNEIDER 1994-1998 einschließlich der Diplomkartierungen SAUNUS 1998 und KOSTER 1998) durchgeführt wurden (vgl. Anhang: Karte 4a). Da die Bodenschätzungsaufnahmen jedoch weit über die Gebiete der feldbodenkundlichen Aufnahmen hinausgehen, war es erforderlich, Ergänzungen auch ohne 'nachbarschaftliche' Ergänzungskorrekturen durchzuführen. Dies geschah im wesentlichen auf der Basis eines intensiven Diskussionsaustausches mit den finanzamtlichen Bodenschätzern (namentlich Herr Dipl.-Landwirt H.-J. Faber), so daß auch für diese finanzamtlichen Bohrprofile die Mächtigkeiten für die effektive Durchwurzelungstiefe i.d.R. abgeschätzt werden konnten.

Ähnliche Probleme ergaben sich bei der horizontmäßigen Bestimmung der Bodendichteverhältnisse, da die effektive Lagerungsdichte bei der Bodenschätzung nicht abgeschätzt wird. Auch hier mußten dementsprechend Ergänzungen für die standortspezifischen Aufnahmen eingebracht werden. Unter Berücksichtigung der Charakterisierung der einzelnen Horizontabschnitte erfolgte die (nachträgliche) Festlegung der effektiven Lagerungsdichte ( $Ld$ ) nach folgendem System: Den Horizonten der Oberböden wurde i.d.R. der  $Ld$ -Wert 1 zugeordnet. Den Unterböden, die sich noch durch entsprechende Wurzelbahnen und gute Wasserverhältnisse auszeichnen, wurde einheitlich der Wert  $Ld$  3 zugewiesen. Unterbodenhorizonte mit deutlicher Verdichtung erhalten den Wert  $Ld$  4, so daß diese auch nicht mehr dem Wurzelraum zugerechnet wurden. Die unteren Horizontabschnitte in den der Bodenschätzungsaufnahmen entsprechen damit den C- bzw. Cv-Horizonten der Bohrstock-Kartierungen nach der Richtlinien der KA 4 (vgl. obige Ausführung).

Die in den Bodenschätzungsunterlagen ausgewiesenen Horizonte - sowohl der Ober- als auch der Unterböden - mit deutlichen Stau- und Grundwassermerkmalen wurden i.d.R. als sehr dicht eingestuft ( $Ld$  4).

Zusammenfassend heißt dies für die Bestimmung der effektiven Durchwurzelungstiefe einerseits durch die bodenkundliche Feldkartierung, andererseits durch die Auswertung der Bodenschätzungsdaten, daß an den Standorten im Untersuchungsgebiet nur solche Horizonte zum durchwurzelten Raum gezählt wurden, die hinsichtlich der effektiven Lagerungsdichte den  $Ld$ -Wert von 4 nicht überschreiten. Ferner wurde eine Bewertung der Durchwurzelbarkeit in den einzelnen Horizontabschnitten über eine einfache Klassifizierung von schwach bis gut durchwurzelt - basierend auf der visuellen Erfassung der Durchwurzelung anhand von Wurzelbahnen bzw. Wurzelresten - vorgenommen, wodurch die Festlegung der effektiven Durchwurzelung ( $We$ ) über die Lagerungsdichte zusätzlich unterstützt werden konnte.

Über die bodenkundliche Datenbank können für die 5.482 der insgesamt 5.777 aufgenommenen Bohrpunktaufnahmen (Feldkartierung und Bodenschätzung) die jeweils profilbezogen festgelegten Mächtigkeitsangaben der effektiven Durchwurzelungstiefen abgerufen werden. Gleichzeitig wurden die Mächtigkeitsangaben der  $We$ -Werte zusätzlich in Klassen (Klassenbreite = dm-Schritte) eingeteilt.

Der Vergleich zwischen den Ergebnissen der profilbezogenen Ableitungen der Mächtigkeiten der effektiven Durchwurzelungstiefen über die feldbodenkundlichen Kartierungen und den Ergebnissen der Ableitungen aus den Bodenschätzungsdaten zeigt - vergleichbare Gebietsausschnitte vorausgesetzt - z.T. Abweichungen zwischen den Mächtigkeitsangaben, die aus einer nicht ganz problemlosen Bestimmung der *We* für die Schätzungsdaten resultieren (vgl. Fig. 40).

Eine tabellarische Auflistung der absoluten und relativen Häufigkeiten der *We*-Klassen im Untersuchungsgebiet wird anhand der Tabellen 69 und 70 vorgenommen. Beide Tabellen zeigen die Häufigkeitsverteilungen der *We*-Klassen getrennt nach den Ergebnissen der Auswertungen der Schätzungsdaten (gemarkungsbezogen) und den Auswertungsergebnissen der Feldkartierungen. Aus den Tabellen läßt sich nicht nur eine starke Variabilität in den Mächtigkeitsangaben für den effektiven Wurzelraum im Untersuchungsgebiet erkennen, sondern gleichzeitig - vor allem beim Vergleich der relativen Häufigkeiten - auch die bereits oben angesprochenen Unterschiede in den Ergebnissen der Bestimmung der *We*-Mächtigkeit nach den unterschiedlichen Ermittlungsverfahren.

Für ausgewählte Gebietsausschnitte des gesamten Untersuchungsgebietes wurden die über die beiden unterschiedlichen Verfahren ermittelten Durchwurzelungstiefen aus der Datenbank herausgezogen und in Histogrammen einander gegenübergestellt (vgl. Fig. 40). Diese graphische Darstellung der prozentualen Häufigkeitsverteilung der *We* dokumentiert in anschaulicher Weise - vor allem durch die direkte, gemarkungsbezogene Gegenüberstellung der Ergebnisse - die bereits zuvor angesprochenen Abweichungen zwischen den jeweils bohrpunktspezifisch (Feldbodenkunde und Bodenschätzung) vorgenommenen Festlegungen der Mächtigkeitsverhältnisse für den effektiven Wurzelraum.

Tab. 69: Absolute Häufigkeiten der *We*-Klassen im Untersuchungsgebiet

Daten der Bodenschätzung nach Gemarkungen	Anzahl der Bohrpunkte	We-Klassenstufe									
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Gemarkung Idenheim	586	0	4	89	237	139	59	53	4	1	0
Gemarkung Idesheim	799	1	18	132	267	171	151	55	4	0	0
Gemarkung Ittel	458	0	11	78	136	79	116	33	4	1	0
Gemarkung Hosten	133	0	0	48	46	35	4	0	0	0	0
Gemarkung Orenhofen	314	0	9	58	115	73	48	11	0	0	0
Gemarkung Hofweiler	172	0	1	17	61	35	41	17	0	0	0
Gemarkung Greverath	221	2	28	43	71	45	19	13	0	0	0
Gemarkung Heidweiler	77	0	12	2	28	13	17	5	0	0	0
Gemarkung Niersbach	181	0	25	15	42	59	30	7	3	0	0
Gemarkung Rodt	205	0	23	45	38	35	38	12	10	3	1
Gemarkung Zemmer	281	0	17	106	79	53	19	6	1	0	0
Gemarkung Schleidweiler	511	3	69	179	119	67	56	11	6	1	0
Gemarkung Meckel	609	0	18	164	145	154	100	24	4	0	0
<b>alle Gemarkungen</b>	<b>4547</b>	<b>6</b>	<b>235</b>	<b>976</b>	<b>1384</b>	<b>958</b>	<b>698</b>	<b>247</b>	<b>36</b>	<b>6</b>	<b>1</b>
Daten der feldbodenkundlichen Kartierungen	Bohrpunkte										
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Kartiergruppe Schneider	123	0	0	9	24	34	20	26	8	2	0
Kartiergruppe Tressel	375	1	18	54	74	75	79	46	20	6	2
Kartierung Saunus	270	0	14	36	62	53	52	22	10	6	15
Kartierung Koster	167	0	22	47	36	43	18	1	0	0	0
<b>alle Feldkartierungen</b>	<b>935</b>	<b>1</b>	<b>54</b>	<b>146</b>	<b>196</b>	<b>205</b>	<b>169</b>	<b>95</b>	<b>38</b>	<b>14</b>	<b>17</b>
<b>alle Kartierungen</b>	<b>5482</b>	<b>7</b>	<b>289</b>	<b>1122</b>	<b>1580</b>	<b>1163</b>	<b>867</b>	<b>342</b>	<b>74</b>	<b>20</b>	<b>18</b>

Tab. 70: Relative Häufigkeiten der We-Klassen im Untersuchungsgebiet

Daten der Bodenschätzung nach Gemarkungen	Anzahl der Bohrpunkte	We-Klassenstufe									
		1	2	3	4	5	6	7	8		10
Gemarkung Idenheim	586	0,00	0,68	15,19	40,44	23,72	10,07	9,04	0,68	0,17	0,00
Gemarkung Idesheim	799	0,13	2,25	16,52	33,42	21,40	18,90	6,88	0,50	0,00	0,00
Gemarkung Ittel	458	0,00	2,40	17,03	29,69	17,25	25,33	7,21	0,87	0,22	0,00
Gemarkung Hosten	133	0,00	0,00	36,09	34,59	26,32	3,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Gemarkung Orenhofen	314	0,00	2,87	18,47	36,62	23,25	15,29	3,50	0,00	0,00	0,00
Gemarkung Hofweiler	172	0,00	0,58	9,88	35,47	20,35	23,84	9,88	0,00	0,00	0,00
Gemarkung Greverath	221	0,90	12,67	19,46	32,13	20,36	8,60	5,88	0,00	0,00	0,00
Gemarkung Heidweiler	77	0,00	15,58	2,60	36,36	16,88	22,08	6,49	0,00	0,00	0,00
Gemarkung Niersbach	181	0,00	13,81	8,29	23,20	32,60	16,57	3,87	1,66	0,00	0,00
Gemarkung Rodt	205	0,00	11,22	21,95	18,54	17,07	18,54	5,85	4,88	1,46	0,49
Gemarkung Zemmer	281	0,00	6,05	37,72	28,11	18,86	6,76	2,14	0,36	0,00	0,00
Gemarkung Schleidweiler	511	0,59	13,50	35,03	23,29	13,11	10,96	2,15	1,17	0,20	0,00
Gemarkung Meckel	609	0,00	2,96	26,93	23,81	25,29	16,42	3,94	0,66	0,00	0,00
<b>alle Gemarkungen</b>	<b>4547</b>	<b>0,13</b>	<b>5,17</b>	<b>21,46</b>	<b>30,44</b>	<b>21,07</b>	<b>15,35</b>	<b>5,43</b>	<b>0,79</b>	<b>0,13</b>	<b>0,02</b>
Daten der feldbodenkundlichen Kartierungen	Anzahl der Bohrpunkte		2	3	4	5	6	7	8	9	10
Kartiergruppe Schneider	123	0,00	0,00	7,32	19,51	27,64	16,26	21,14	6,50	1,63	0,00
Kartiergruppe Tressel	375	0,27	4,80	14,40	19,73	20,00	21,07	12,27	5,33	1,60	0,53
Kartierung Saunus	270	0,00	5,18	13,33	22,96	19,62	19,25	8,14	3,70	2,22	5,55
Kartierung Koster	167	0,00	13,17	28,14	21,56	25,75	10,78	0,60	0,00	0,00	0,00
<b>alle Feldkartierungen</b>	<b>935</b>	<b>0,11</b>		<b>15,61</b>	<b>20,96</b>	<b>21,93</b>	<b>18,07</b>	<b>10,16</b>	<b>4,06</b>	<b>1,50</b>	<b>1,82</b>
<b>alle Kartierungen</b>	<b>5482</b>	<b>0,13</b>	<b>5,27</b>	<b>20,47</b>	<b>28,82</b>	<b>21,21</b>	<b>15,82</b>	<b>6,24</b>		<b>0,36</b>	<b>0,33</b>



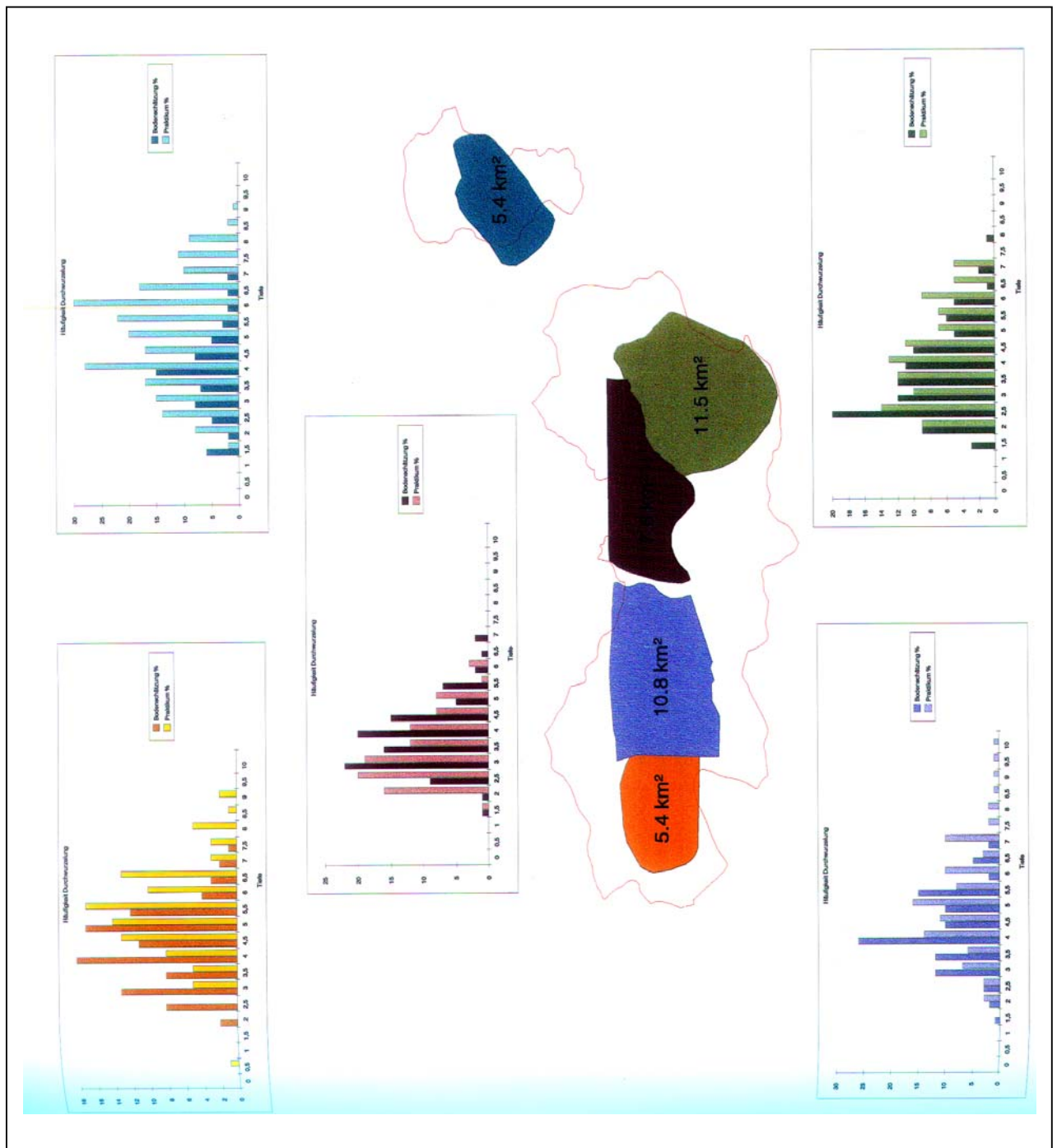


Fig. 40: Vergleich der prozentualen, markungsbezogenen Häufigkeiten der Durchwurzelungstiefen in der Bodenschätzung und in der feldbodenkundlichen Kartierung

Die Polygonbestimmung und damit Flächenfestlegung für diese Vergleichsuntersuchung erfolgte mit dem Geographischen Informationssystem ARC/INFO. Über die hieran gekoppelte Bodendatenbank können für die den einzelnen Flächen zugrunde liegenden Bohrpunktpprofile (= ARC/INFO-Pointcoverage) die Kennwerte (vor allem effektive Lagerungsdichte, erkennbare Wurzelbahnen) abgerufen werden, anhand derer schließlich die Mächtigkeit für die effektive Durchwurzelungstiefe bestimmt wurde.

Die hohe Variabilität in der klassifizierten Häufigkeitsverteilung der *We* (= alle Kartierungen) erklärt sich in Abhängigkeit von den unterschiedlichen standortspezifischen Verhältnissen wie Bodenartenschichtung, Flach- bzw. Tiefgründigkeit der Böden, Bodengefüge, Bodendichte (lockere bzw. verdichtete Horizonte, Stauwassereinfluß) und nicht zuletzt auch von der Lage der Bodenprofile im Relief. Alle diese am Bohrstock abgeleiteten bzw. aus den finanzamtlichen Feldbüchern herausgearbeiteten Parameter bedingen somit im wesentlichen die hohe Variabilität der effektiven Durchwurzelungstiefen in den Teiluntersuchungsgebieten der Trier-Bitburger-Mulde.

### ***Erfassung der standortspezifischen Skelettgehalte durch die bodenkundlichen und finanzamtlichen Kartierungen***

Die bohrpunktbezogene Feststellung des Bodenkennwertes des *Skelettanteils* ist ebenfalls notwendig, um den *nFKWe*-Wert rechnerisch ermitteln zu können (vgl. AG BODEN 1994, S. 295). Der Skelettanteil, verstanden als Anteile des Grobbodens >2 mm (Grus, Kies, Steine), konnte sowohl aus den Bohrpunktprotokollen der feldbodenkundlichen Kartierungen sowie aus den Schätzungsbüchern des Finanzamtes in das profilbezogene Bodendatenblatt überführt werden. Hierbei zeigte sich, daß zwischen den Anteilen der Skelettgehalte am Gesamtboden (geschätzt nach Volumenprozent, vgl. KA 4, S. 141) der einzelnen Profilaufnahmen ebenfalls eine hohe Variabilität besteht.

Diese Variabilität erklärt sich vor allem aus dem engen Zusammenhang zwischen den geologischen Ausgangsbedingungen (insbesondere bezüglich der Unterböden) in Verbindung mit einer sehr abwechslungsreichen Landschaftsgenese und Prozeßdynamik und den sich daraus entwickelten Bodenverhältnissen. In der Regel lassen sich für das gesamte Untersuchungsgebiet folgende Aussagen hinsichtlich der am Bohrstockprofil durchgeführten Skelettgehaltsbestimmungen treffen:

In den Gebieten, die von tertiären Höhenlehmschichten, von mittelloligozänen Lehmen der Idenheimer Fazies bzw. von kaltzeitlichen Lössen oder Lößlehm überdeckt sind, treten in den Oberböden meist Skelettgehalte kleiner 2 Vol.-% auf. Die Skelettanteile der Unterböden zeigen - in Abhängigkeit von den geologischen Ausgangsbedingungen - dagegen deutliche Schwankungen: Im Bereich des Unteren Keupers läßt sich in den Horizonten der Unterböden ein z.T. sehr hoher Skelettgehalt aus verwittertem Keupermaterial feststellen. Die Volumenteile schwanken zwischen 2 - 10 %. Dieser Anteil wird häufig dort unterschritten, wo sich die Oberböden mit den Unterböden durch prozeßdynamische Vorgänge bedingt vermischen. Dieses Phänomen zeigte sich überwiegend in den Hangprofilen. Fehlt die oben erwähnte Überdeckung in den Keupergebieten, steigt der Skelettanteil wieder an. Die Oberböden der Ackerflächen zeigen gegenüber denen von Wiesen und Weiden bzw. Wald häufig höhere Skelettgehalte, da durch das Pflügen die Grobbodenanteile aus den Unterböden nach oben in die Oberböden eingearbeitet werden. In den z.T. eher flachgründig entwickelten Böden über dem Oberen Muschelkalk steigt i.d.R. der Skelettgehalt deutlich an. Die Gemengeanteile betragen meist über 10 Vol.-%. Dies zeigt sich besonders im Stufenbereich des Oberen Muschelkalkes. In den Unterböden werden vereinzelt Anteile zwischen 25 - 50 Vol.-% ermittelt. In flachen Muldenbereichen sowie am Unterhang der Muschelkalkstufe weisen dagegen die tiefgründiger entwickelten Böden häufig Skelettgehalte unter 10 Vol.-% auf. Lediglich der unterste, direkt über dem Anstehenden liegende Horizont ist wiederum von höheren Grobbodenanteilen durchsetzt.

Die Böden über dem Mittleren Muschelkalk zeigen meist schwache (2 - 10 Vol.-%) bis mittlere (10 - 25 Vol.-%) Gemengeanteile des Grobbodens. Höhere Anteile treten lediglich in flachgründigen Profilen in Kuppen- und Rückenlagen auf. Die Böden über dem Unteren Muschelkalk sind dagegen - aufgrund ihrer häufig auftretenden Flachgründigkeit - skelettreicher. Die Bohrprofile auf den flachgründigen Kuppen und Rücken, die keine tertiäre bzw. pleistozäne Überdeckung aufweisen, lassen im Durchschnitt einen hohen Skelettanteil (10 - 25 Vol.-%) erkennen. Innerhalb einiger Horizonte wurde der Skelettgehalt aufgrund von in den Horizont eingeschalteter Grus- bzw. Kiesbänder auf einen Anteil zwischen 10 - 25 Vol.-% geschätzt. In den als sehr steinig ausgewiesenen Böden wurden z.T. für die Anteile der Grobbodenfraktionen Gemengeanteile zwischen 50 - 75 Vol.-% festgestellt. Dort wo im Bereich des Unteren Muschelkalkes ein Lößschleier aufliegt, verringert sich der Skelettanteil wieder bis auf 2 Vol.-%. Die Böden in den Untersuchungsgebieten des Oberen und Mittleren Buntsandsteins zeichnen sich i.d.R. durch einen mittleren Skelettanteil aus (10 - 25 Vol.-%). In tiefgründig entwickelten Bodenprofilen kann dieser Anteil auch deutlich unterschritten werden (<10 Vol.-%). Der Grobbodenanteil steigt besonders an den steilen Hängen des Kylltal sowie an den Unterläufen der Nebenbäche der Kyll bzw. in den steileren Relieflagen im Bereich des Untersuchungsgebietes von Greverath bis auf Anteile von z.T. 10 - 25 Vol.-% an.

#### ***Erfassung der standortspezifischen Humusgehalte durch die bodenkundlichen und finanzamtlichen Kartierungen***

Zur Ableitung der nutzbaren Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes ( $nFKWe$ ) ist als weiterer standortspezifischer Bodenkennwert der Humusgehalt erforderlich. Die Gehalte wurden ausschließlich am Bohrstockprofil abgeschätzt und entsprechend der Bodenkundlichen Kartieranleitung (KA4 1994, S. 108) klassifiziert. Auch hier gelten für das gesamte Untersuchungsgebiet die nachfolgend beschriebenen bohrpunktbezogenen Verhältnisse: Die Horizonte der Oberböden (Ap) weisen an den Ackerstandorten im wesentlichen Humusgehalte von ca. 2 % organische Substanz ( $h_2$ , KA4, S. 108) auf. Auf den Grünlandstandorten wurde der Anteil an organischer Substanz mit 2 - 4 Masse-% (hauptsächlich im Ah-Horizont) bestimmt. Demgegenüber zeigte sich ein weiterer Anstieg der Werte in den Profilen der Waldstandorte. In den Oberböden der Waldstandorte wurden Werte zwischen 4 %, z.T. aber auch bis zu 8 % (=  $h_3$  bzw.  $h_4$  bei forstlicher Nutzung) für die organische Substanz festgestellt. Ähnlich hohe Werte ( $h_3$ : 2 - 4 %) konnten auch in den Oberböden landwirtschaftlich genutzter Flächen - die vorwiegend in vernähten Senken liegen - abgeschätzt werden, da in diesen Relieflagen der Humusabbau durch die ungünstigeren Standortverhältnisse behindert wird. In den sich unterhalb der Oberböden anschließenden Horizonten war der Nachweis des Humusgehaltes selten möglich. Vor allem über bioturbate Prozesse (Regenwurmaktivität) kann jedoch eine Einarbeitung von organischer Substanz in den Bv-Horizont erfolgen.

#### **5.4.2.3 Profilbezogene Ableitung der nutzbaren Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes ( $nFKWe$ ) im Untersuchungsgebiet**

Anhand der aus allen Bohrpunktprotokollen herausgearbeiteten horizontspezifischen bodenkundlichen Kenndaten Bodenart, Skelettgehalt, effektive Lagerungsdichte, Humusgehalt und Horizontmächtigkeit wurde schließlich die  $nFKWe$  - bohrpunktbezogen - abgeleitet (vgl. AG BODEN 1994, KA4, S. 295). Vor der weiteren Datenverarbeitung wurden die rechnerisch abgeleiteten absoluten  $nFKWe$ -Werte zunächst bestimmten Klassenbreiten (20 mm Abstufung) zugeordnet (vgl. Kap. 4.5.1).

Die Tabelle 71 zeigt das Ergebnis der Häufigkeitsverteilung der profilbezogen abgeleiteten klassifizierten  $nFKWe$  im Untersuchungsgebiet. Die Ergebnisse werden entsprechend den Kartierungen in den Gemarkungen getrennt nach finanzamtlicher und feldbodenkundlicher Kartierung aufgelistet (vgl. Tab.

Tab. 71: Absolute Häufigkeiten der *nFKWe*-Klassen im Untersuchungsgebiet

Daten der Bodenschätzung nach Gemarkungen	Anzahl der Bohrpunkte	<i>nFKWe</i> -Klassen										
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Gemarkung Idenheim	586	0	22	155	226	92	39	27	9	14	1	1
Gemarkung Idesheim	799	1	62	207	248	165	81	27	8	0	0	0
Gemarkung Ittel	458	0	22	143	123	93	33	20	17	5	2	0
Gemarkung Hosten	133	0	16	68	41	8	0	0	0	0	0	0
Gemarkung Orenhofen	314	2	31	144	81	34	14	3	5	0	0	0
Gemarkung Hofweiler	172	0	5	41	46	27	39	10	4	0	0	0
Gemarkung Greverath	221	4	33	63	71	35	14	1	0	0	0	0
Gemarkung Heidweiler	77	0	12	4	28	12	17	3	0	1	0	0
Gemarkung Niersbach	181	0	27	29	63	33	21	8	0	0	0	0
Gemarkung Rodt	205	0	24	51	45	29	32	11	9	4	0	0
Gemarkung Zemmer	281	0	29	98	91	44	14	4	1	0	0	0
Gemarkung Schleidweiler	511	2	71	192	138	48	44	12	4	0	0	0
Gemarkung Meckel	609	1	88	187	194	116	17	5	1	0	0	0
<b>alle Gemarkungen</b>	<b>4547</b>	<b>10</b>	<b>442</b>	<b>1382</b>	<b>1395</b>	<b>736</b>	<b>365</b>	<b>131</b>	<b>58</b>	<b>24</b>	<b>3</b>	<b>1</b>
Daten der feldbodenkundlichen Kartierungen	Anzahl der Bohrpunkte	<i>nFKWe</i> -Klassen										
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Kartiergruppe Schneider	123	0	0	7	28	35	38	11	3	1	0	0
Kartiergruppe Tressel	375	3	15	66	85	89	64	32	11	7	2	1
Kartierung Saunus	270	0	12	34	65	74	34	20	9	11	9	2
Kartierung Koster	167	1	10	50	47	38	18	3	0	0	0	0
<b>alle Feldkartierungen</b>	<b>935</b>	<b>4</b>		<b>157</b>	<b>225</b>	<b>236</b>	<b>154</b>	<b>66</b>	<b>23</b>	<b>19</b>	<b>11</b>	<b>3</b>
<b>alle Kartierungen</b>	<b>5482</b>	<b>14</b>	<b>479</b>	<b>1539</b>	<b>1620</b>	<b>972</b>	<b>519</b>		<b>81</b>	<b>43</b>	<b>14</b>	<b>4</b>

71 und 72). Daran anschließend wird, wie im Falle der effektiven Durchwurzelungstiefen, die Verteilung der *nFKWe*-Klassen exemplarisch für definierte, gemarkungsbezogene Polygone in Häufigkeitsdiagrammen dargestellt (vgl. Fig. 41). Gleichzeitig werden hierdurch die Unterschiede in den abgeleiteten Ergebnissen aus den feldbodenbodenkundlichen und aus den Bodenschätzungsaufnahmen dokumentiert.

Die Werte in den Tabellen 71 und 72 dokumentieren über die bohrpunktbezogene Berechnung (insgesamt 5.482 von 5.777 Bohrpunktaufnahmen) die hohe Variabilität der *nFKWe* im Untersuchungsgebiet. Gleichzeitig spiegelt sich in den Werten der Häufigkeitstabellen die Abhängigkeit der *nFKWe* von der zuvor beschriebenen Variabilität der standortspezifischen Eigenschaften (Bodenart, effektive Lagerungsdichte, Humusgehalt, effektive Durchwurzelungstiefe) wider. Deutlich erkennbar ist, daß eine direkter Zusammenhang zwischen der effektiven Durchwurzelungstiefe (vgl. Tab. 69 und 70, Fig. 40) und dem errechneten Wert der *nFKWe* besteht. Der Zusammenhang zwischen diesen beiden Parameter konnte anhand der Regressions- und Korrelationsanalyse eindeutig (mit  $r = 0,89$ ; adj.  $r^2 = 0,80$  und  $\alpha < 0,001$ ;  $n = 5438$ ) bestätigt werden (vgl. hierzu auch Kap. 8.1.4, Fig. 135).

Nach der Auswertung aller Bohrpunktprofile zeigte sich, daß für die meisten Böden im Untersuchungsgebiet der Hauptanteil der *nFKWe*-Klassen von den Klassen 4 und 3 belegt werden. Die größten Anteile der errechneten *nFKWe*-Werte liegen damit zwischen 60 und 80 mm, bzw. zwischen 40 und 60 mm. Betrachtet man insgesamt die Angaben in der Tabelle der Häufigkeitsverteilungen, so stellt man fest, daß für die überwiegende Anzahl der Böden die nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes als gering (Klasse 4 bis Klasse 7) bis sehr gering (Klasse 2 bis Klasse 3) einzuschätzen ist. Für eine weit geringere Anzahl der Böden ist die *nFKWe* als mittel einzustufen (vgl. AG BODEN 1994, KA4, S. 306).

Wie im Falle der graphischen Darstellung der effektiven Durchwurzelungstiefen wird die flächendifferenzierte Verteilung der *nFKWe*-Klassen innerhalb des gesamten Untersuchungsgebietes am Beispiel der definierten Polygone in Häufigkeitsdiagrammen dargestellt. Hierüber werden gleichzeitig auch die Abweichungen zwischen den bodenkundlichen und den finanzamtlichen Ergebnissen der abgeleiteten *nFKWe* herausgestellt.

Vergleichbar zu der graphischen Darstellung der prozentualen Häufigkeitsverteilung der effektiven Durchwurzelungstiefe (Fig. 40) verdeutlicht Figur 41 am Beispiel der Ausweisung der gemarkungsbezogenen *nFKWe*-Klassen die bereits anhand der Tabellen 71 und 72 hervorgehobene Variabilität zwischen den *nFKWe*-Werten (hier klassifiziert) innerhalb der einzelnen Gemarkungen, als Resultat der kleinräumig wechselnden naturräumlichen Standorteigenschaften.

Die gemarkungsbezogene Flächenausweisung erfolgte auch in diesem Falle über das Geographische Informationssystem ARC/INFO. Über die den einzelnen Flächen zugrunde liegenden

Tab. 72: Relative Häufigkeiten der *nFKWe*-Klassen im Untersuchungsgebiet

Daten der Bodenschätzung	Anzahl der Bohrpunkte	<i>nFKWe</i> -Klassen										
		1		3	4	5		7	8	9	10	11
Gemarkung Idenheim	586	0,00	3,75	26,45	38,57	15,70	6,66	4,61	1,54	2,39	0,17	0,17
Gemarkung Idesheim	799	0,13	7,76	25,91	31,04	20,65	10,14	3,38	1,0	0,00	0,00	0,00
Gemarkung Ittel	458	0,00	4,80	31,22	26,86	20,31	7,21	4,37	3,71	1,09	0,44	0,00
Gemarkung Hosten	133	0,00	12,03	51,13	30,83	60,2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Gemarkung Orenhofen	314	0,64	9,87	45,86	25,80	10,83	4,46	0,96	1,59	0,00	0,00	0,00
Gemarkung Hofweiler	172	0,00	2,91	23,84	26,74	15,70	22,67	5,81	2,33	0,00	0,00	0,00
Gemarkung Greverath	221	1,81	14,93	28,51	32,13	15,84	6,33	0,45	0,00	0,00	0,00	0,00
Gemarkung Heidweiler	77	0,00	15,58	5,19	36,36	15,58	22,08	3,90	0,00	1,30	0,00	0,00
Gemarkung Niersbach	181	0,00	14,92	16,02	34,81	18,23	11,60	4,42	0,00	0,00	0,00	0,00
Gemarkung Rodt	205	0,00	11,71	24,88	21,95	14,15	15,61	5,37	4,39	1,95	0,00	0,00
Gemarkung Zemmer	281	0,00	10,32	34,88	32,38	15,66	4,98	1,42	0,36	0,00	0,00	0,00
Gemarkung Schleidweiler	511	0,39	13,89	37,57	27,01	9,39	8,61	2,35	0,78	0,00	0,00	0,00
Gemarkung Meckel	609	0,16	14,45	30,71	31,86	19,05	2,79	0,82	0,16	0,00	0,00	0,00
<b>alle Gemarkungen</b>	<b>4547</b>	<b>0,22</b>	<b>9,72</b>	<b>30,39</b>	<b>30,68</b>	<b>16,19</b>	<b>8,03</b>	<b>2,88</b>	<b>1,28</b>	<b>0,53</b>	<b>0,07</b>	
Daten der feldbodenkundlichen Kartierungen	Anzahl der Bohrpunkte	<i>nFKWe</i> -Klassen										
		1		3	4	5		7	8	9	10	11
Kartiergruppe Schneider	123	0,00	0,00	5,69	22,76	28,46	30,89	8,94	2,44	0,81	0,00	0,00
Kartiergruppe Tressel	375	0,80	4,00	17,60	22,67	23,73	17,07	8,53	2,93	1,87	0,53	0,27
Kartierung Saunus	270	0,00	4,44	12,59	24,07	27,41	12,59	7,41	3,33	4,07	3,33	0,74
Kartierung Koster	167	0,60	5,99	29,94	28,14	22,75	10,78	1,80	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>alle Feldkartierungen</b>	<b>935</b>		<b>3,96</b>	<b>16,79</b>	<b>24,06</b>	<b>25,24</b>	<b>16,47</b>		<b>2,46</b>	<b>2,03</b>	<b>1,18</b>	<b>0,32</b>
<b>alle Kartierungen</b>	<b>5482</b>	<b>0,26</b>	<b>8,74</b>	<b>28,07</b>	<b>29,55</b>	<b>17,73</b>		<b>3,59</b>	<b>1,48</b>	<b>0,78</b>	<b>0,26</b>	<b>0,07</b>

Bodenprofilinformationen (ARC/INFO-Pointcoverage) wurde die profilbezogene *nFKWe* abgeleitet. Anhand der Histogramme wird die prozentuale Häufigkeitsverteilung der *nFKWe*-Klassen für die ausgewählten Flächen der Gemarkungen vorgelegt. Weiterhin erlaubt die gewählte graphische

Aufbereitung der Profildaten - wie zuvor schon bei Figur 40 (*We*) erwähnt - durch die Gegenüberstellung der Ergebnisse der Feldkartierungen und der Bodenschätzung den direkten Vergleich zwischen den Ergebnissen untereinander.

Die Häufigkeitsverteilung der *nFKWe*-Klassen zeigt für die feldbodenkundliche Berechnung im Vergleich zu der Bodenschätzungsberechnung eine fast symmetrische bis linksschiefe Verteilung für die ausgewählten Flächen der Gemarkungen Greverath und Meckel (vgl. Fig. 41). Begründet werden diese Unterschiede durch die unterschiedliche Festlegung der effektiven Durchwurzelungstiefen der Böden (die feldbodenkundlichen Kartierungen weisen eine höhere Durchwurzelungstiefe aus als die Bodenschätzung). Zudem weist die Bodenartenansprache in diesen beiden Gemarkungen ebenfalls deutliche Unterschiede für die unterschiedlichen Verfahren auf (vgl. auch Fig. 42). Dies erklärt, daß der über die Bodenschätzung in den Böden geringer eingeschätzte Schluffgehalt auch zu einem geringeren Wert der *nFKWe* für diese Böden beiträgt. Demgegenüber treten die Unterschiede zwischen Feldkartierung und Bodenschätzung in der Belegung der *nFKWe*-Klassen für die übrigen Gemarkungen weniger deutlich hervor. Die Häufigkeitsverteilungen der Gemarkung Rodt zeigt dabei eine deutliche Rechtsschiefe, der Hauptanteil der *nFKWe* liegt in der Klasse 3. Ebenfalls rechtsschief, jedoch mit etwas stärkeren Unterschieden zwischen der Ausweisung der *nFKWe*-Klassen für die Bodenschätzung und die Feldkartierungen, zeigt sich das Histogramm für die Gemarkung Schleidweiler (vgl. Fig. 41). Auch hier liegt der Hauptanteil der *nFKWe* in den Klassen 3 und 4. Größere Schwankungen zwischen den *nFKWe*-Klassen der Bodenschätzung und denen der Feldkartierungen zeigen sich in der Gemarkung Idenheim. Ähnlich wie in den Gemarkungen Meckel und Greverath werden die höheren *nFKWe*-Klassen von den Ergebnissen der Feldkartierungen belegt. Die Unterschiede zwischen den Ergebnissen der Feldkartierungen und der Bodenschätzung erklären sich - wie schon an anderer Stelle erläutert - aus der unterschiedlichen Mächtigkeitsbestimmung der effektiven Durchwurzelungstiefe und den Abweichungen in der Ansprache der Bodenarten.

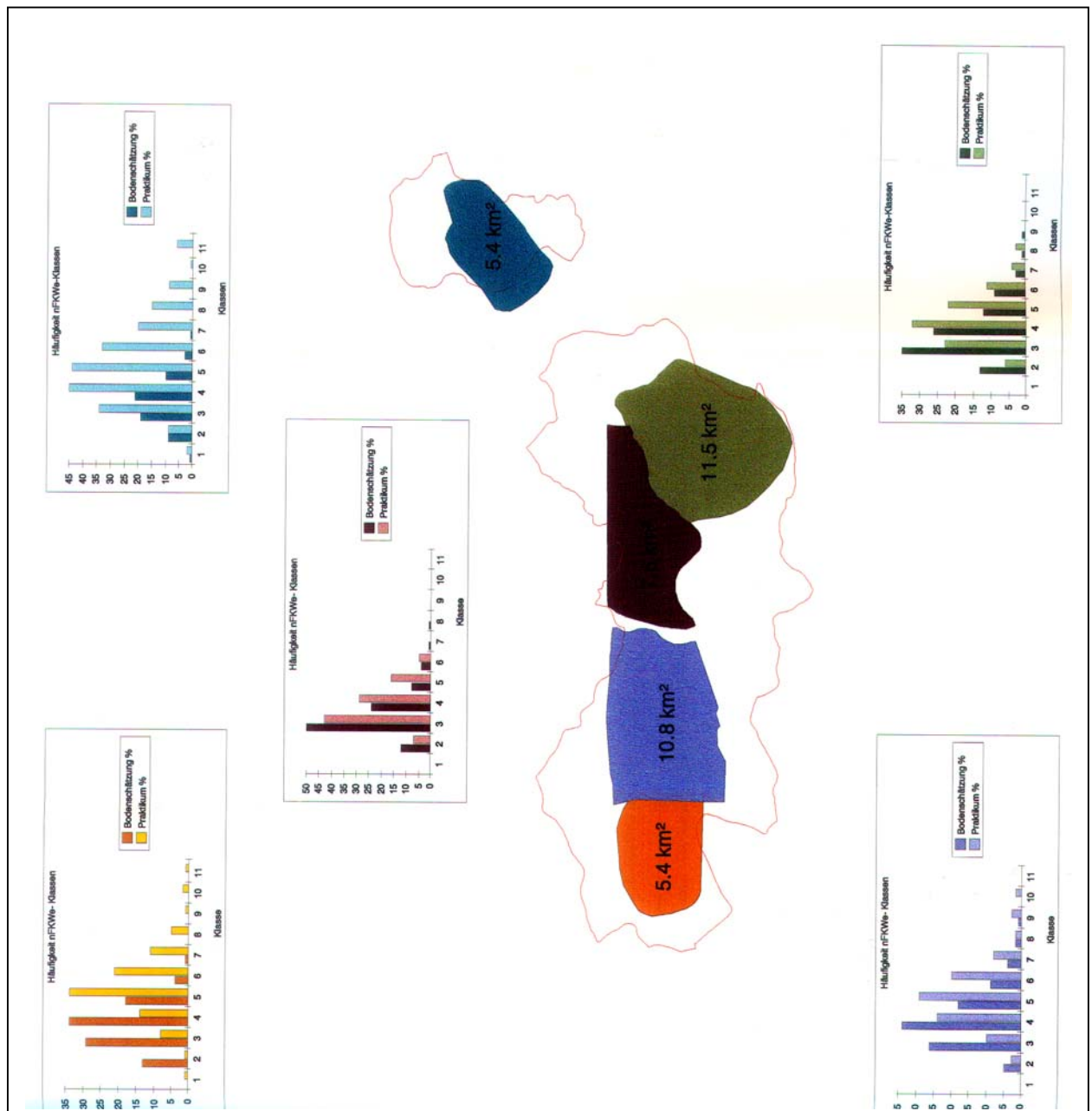


Fig. 41: Vergleich der prozentualen, markungsbezogenen Häufigkeiten der *nFKWe*-Klassen in der Bodenschätzung und in der feldbodenkundlichen Kartierung

### 5.4.3 Regionalisierung der Bodenkenndaten

#### ***Regionalisierung der punktuell erfaßten Bodenartenvariabilität im Untersuchungsgebiet***

Auf der Basis der Punktinformationen für die Feinbodenart des Oberbodens wurde mit Hilfe einer einfachen Interpolation - unter Berücksichtigung der Reliefverhältnisse - die Regionalisierung der Bodenarten (= Bodenartenuntergruppen nach KA4, S. 135) des Oberbodens vorgenommen. Die Ergebnisse werden in der Karte der Bodenartenareale vorgelegt (vgl. Anhang: Karte 4b).

Diese Karte spiegelt - wenn auch in stark generalisierter Form - die zuvor auf der Basis der profilbezogenen Auswertungen herausgearbeitete Variabilität der Bodenarten (Oberboden) - in Form der Bodenartenuntergruppen - im Untersuchungsgebiet wider (vgl. Kap. 5.4.2.1), woraus sich eine Dreiteilung für die Fläche des Untersuchungsgebietes erklären läßt. Die klare Trennung zwischen den Bodenarten der Teiluntersuchungsgebiete korreliert mit der unter Kap. 5.1.1 herausgestellten Aufteilung des Untersuchungsgebietes entsprechend der großräumigen geologischen Differenzierung der mesozoischen Ausgangsgesteine einschließlich der tertiären bzw. quartären Überdeckung.

In Ergänzung zur Karte 4b (Anhang) wurde in Anlehnung an die gemarkungsbezogenen Untersuchung der Häufigkeitsverteilung der klassifizierten *We* und *nFKWe* aus den feldbodenkundlichen Kartierungen und den Bodenschätzungsdaten auch die prozentuale Häufigkeit der Bodenarten der Oberböden graphisch umgesetzt. In Figur 42 sind die in Kap. 5.4.2 beschriebenen Abweichungen in den Bodenarten zwischen den beiden verschiedenen Verfahren der Bodenartenansprache deutlich zu erkennen. Diese lassen sich wie bereits an anderer Stelle ausgeführt, auf die nicht vorhandene Kornfraktion Schluff bei der Bodenschätzung zurückführen.

Insgesamt zeigt sich an dieser - exemplarisch für die Fläche des Untersuchungsgebietes durchgeführten - Untersuchung der Häufigkeitsverteilung eine hohe räumliche Bodenartenvariabilität, die auch über die standortspezifischen Untersuchungen an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes belegt werden konnte (vgl. Kap. 5.4.1).

#### ***Regionalisierung des Bodenkennwertes nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes***

Die für alle Bohrpunkte der Bodendatenbank errechneten Werte der *nFKWe* gelten zunächst als Punktdatenaussage. Dieser jeweils profilbezogen ermittelte Kennwert der Wasserbindung wird neben klimatologischen und nutzungsspezifischen Parametern als Eingangsgröße für die Abschätzung der Sickerwassermengen aus der ungesättigten Bodenzone über empirische Regressionsgleichungen (vgl. Kap. 4.3.3.2) benötigt. Dies bedeutet wiederum, daß im Zusammenhang mit der rasterbasierten Berechnung der Jahressickerwassermenge die - lediglich als Punktdatensatz vorliegende - wichtigste bodenhydrologische Kenngröße *nFKWe*-Werte als Flächeninformation - in Form einer flächendifferenzierten Karte - vorgehalten werden mußte (vgl. Kap. 7.1, Fig. 134).

Die Übertragung der punktbezogenen *nFKWe*-Werte auf die Gebietsfläche erfolgte manuell, nach dem klassischen Verfahren der Arealausweisung unter Berücksichtigung der Reliefsituation, da insbesondere die bodenkundlichen Verhältnisse in enger Beziehung zu den Reliefeigenschaften stehen. In einem ersten Schritt wurden die in der Bodendatenbank - unter Angabe der Lagekoordinaten - befindlichen Bohrpunkte mit der Bodeninformation *nFKWe* mit dem Geographischen Informationssystem ARC/INFO als der bohrpunktbezogene *nFKWe*-Karte im Kartenmaßstab 1:10.000 erzeugt.





Als weitere flächenbezogene Information wurden die Höhenlinien für die Gebietsfläche aus dem Digitalen Geländemodell ausgewiesen. Auf der Basis dieser Grundvoraussetzung konnte die Arealausweisung vorgenommen werden. In einem weiteren Schritt wurde diese manuell erstellte Karte der flächendifferenzierten *nFKWe* digitalisiert und als Flächencoverage in dem Geographischen Informationssystem ARC/INFO abgelegt. Das Ergebnis dieser Arbeitsschritte zeigt die Karte der nutzbaren Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes *nFKWe* (vgl. Anhang: Karte 5).

Die im Anhang befindliche Karte 5 belegt die auch schon im Zusammenhang mit den Tabellen 71 und 72 herausgestellte hohe und vor allem kleinräumige Variabilität für die nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes im Untersuchungsgebiet. Im folgenden wird das heterogene Bild der räumlichen Verteilung der *nFKWe* in Abhängigkeit relevanter Standorteigenschaften betrachtet. Diese kurzen Ausführungen erfolgen - anhand der Ergebniskarte - wiederum getrennt für die einzelnen Gemarkungen:

Im Untersuchungsgebiet **Niersbach**, **Greverath** und **Heidweiler** korrelieren unterschiedliche Bodenmächtigkeiten in Verbindung mit der Lage im Relief gut mit den, für die entsprechenden Standorte errechneten *nFKWe*-Werten. Auf flachgründigen Kuppen bzw. an Oberhängen wurden überwiegend niedrige *nFKWe*-Werte ermittelt. Sie entsprechen im wesentlichen den Klassen 2 und 3, wodurch sie als sehr gering bis gering einzustufen sind (vgl. KA 4, S. 302, Tab. 60). Tragen die oben genannten Reliefseinheiten eine tertiäre bzw. pleistozäne Überdeckung, werden die Böden tiefgründiger, so daß hierdurch bedingt der Wert der *nFKWe* deutlich steigt (Klassen 5 und 6). In flachen Senken bzw. im Bereich der Unterhänge sind ebenfalls höhere Werte festzustellen (Klasse 5). Standortuntersuchungen im Bereich von Quellmulden und muldenförmigen Tiefenlinien lassen die Werte deutlich ansteigen. Tiefgründige Böden, die sich seitens der Bodenarten im wesentlichen durch lehmige Sande bzw. sandige Lehme mit mittleren Lagerungsdichten charakterisieren lassen, zeigen i.d.R. einen weiteren Anstieg der *nFKWe*-Werte (Klasse 6, vereinzelt Klasse 7).

Für die flachwelligen bis ebenen Rücken wurde eine deutlich höhere Variabilität für die *nFKWe* nachgewiesen: Anhand der ausgewerteten Standortprofile zeigte sich, daß das Vorkommen tiefgründig entwickelter Böden nicht unbedingt gleichzeitig mit hohen *nFKWe*-Werten verbunden sein muß. Aufgrund ungünstiger Standorteigenschaften (Reliefverhältnisse, Vernässungen) treten in den Standortprofilen Bodenverdichtungen auf, die vor allem die Durchwurzelungstiefe stark einschränken. In diesen Relieflagen treten bei den *nFKWe*-Klassen Schwankungen zwischen den Klassen 3 und 6 auf.

Im Untersuchungsgebiet östlich der Kyll, mit den Gemarkungen **Rodt**, **Schleidweiler**, **Hosten**, **Orenhofen** und **Zemmer**, zeigt sich ebenfalls eine hohe Variabilität der standortspezifisch abgeleiteten *nFKWe*-Werte. Die insgesamt geringmächtiger entwickelten Böden tragen dazu bei, daß über die Standortkartierungen im Vergleich zum Untersuchungsgebiet Greverath deutlich geringere *nFKWe*-Werte abgeleitet werden konnten (vgl. auch Kap. 5.4.1: Ergebnisse der *nFKWe* zwischen den Schürfgruben der Lysimeterstationen Greverath und Rodt). Tiefgründige Bodenprofile treten vorwiegend dort auf, wo die mesozoischen Ablagerungen zusätzlich durch tertiäre bzw. pleistozäne Ablagerungen überdeckt sind (z.B. im Bereich von Schleidweiler, Rodt und Zemmer). Eher inselhaft sind hier die Klassen 5 und 7 vertreten. Neben der Bodenmächtigkeit führen jedoch auch die Reliefverhältnisse zu einer starken Differenzierung der *nFKWe*. Stark geneigte Hänge (z. B. abfallende Hangbereiche zu den Nebenbächen der Kyll im Bereich des Oberen Buntsandstein) belegen im wesentlichen die Klassen 2 und 3, wohingegen sich flach geneigte Hänge bzw. flache Rücken (z.B. im Bereich des Unteren Muschelkalkes) durch die Klasse 4 ausweisen. In flach auslaufenden Unterhangbereichen sowie in flachen Dellen bzw. in Quellmuldenlagen steigt die *nFKWe* weiter an. Hier überwiegen die Klassen 5 und 6.

Im westlich der Kyll gelegenen Untersuchungsgebiet mit den Gemarkungen **Idenheim**, **Idesheim**, **Hofweiler** und **Ittel** steigt die Variabilität für die *nFKWe*-Klassen im Vergleich zum östlich der Kyll gelegenen Untersuchungsgebiet deutlich an. Kuppen, Rücken und Oberhangbereiche sind meist den *nFKWe*-Klassen 2, 3 und 4 zuzuordnen. Die Mittelhangbereiche weisen aufgrund ihrer stark wechselnden Reliefmodifizierung ganz unterschiedliche Werte auf (Klasse 2 bis 4). Je nach Hangneigungsverhältnissen haben Erosion oder Akkumulation aufgrund von Verlagerungsprozessen zu unterschiedlichen Bodenmächtigkeiten geführt. Die sich nach unten anschließenden Hangfußbereiche (z.B. unterhalb der Muschelkalkstufe des mo) zeigen ähnlich wie Senken und Quellmulden ansteigende Werte (Klasse 5 und 6). In Talauenbereichen können sogar die Klassen 8 und 9 abgeleitet werden. Die Hangbereiche des Kylltales zeichnen sich durch deutlich geringere Werte aus (Klasse 3, vereinzelt 4). Das Zusammentreffen der Eigenschaften wie Flachgründigkeit und starken Hangneigungen ergeben standortspezifisch ermittelte Werte, die der Klasse 2 angehören. Über die Profilauswertung konnten für Gebiete mit einer tertiären Überdeckung bzw. pleistozänen Löß- oder Lößlehmauflage - vor allem unter Waldflächen - insgesamt höhere Werte ermittelt werden (Beilenholz, Großbüsch, Erdelchen: Klassen 5 und 6).

Das im äußersten Westen gelegene Gebiet im Bereich der **Meckeler Höhe**, mit Ablagerungen aus Unterem Keuper und Oberem Muschelkalk zeigt ebenfalls eine hohe Variabilität in der räumlichen Verteilung der *nFKWe*. Die Waldgebiete auf den ebenen bis flachwelligen Rücken wie Hardt und Kortbüsch, deren mesozoischen Ablagerungen von tertiären Höhenlehmen und z.T. auch pleistozänen Lößlehmen überdeckt sind, weisen teilweise tiefgründig entwickelte Böden auf. An diesen Standorten werden die höchsten *nFKWe*-Werte (Klasse 5, 6 und teilweise 7) innerhalb dieses Teiluntersuchungsgebietes erreicht. Für die tiefgründigeren Grünlandstandorte werden aufgrund häufiger Vernässungserscheinungen bzw. Stauwassereinfluß niedrigere Werte errechnet, als für die meist flachgründigeren Ackerstandorte. Insgesamt zeigt sich, daß die räumliche Struktur (u.a. Relief-eigenschaften und Bodeneigenschaften) auch in diesem Bereich des Untersuchungsgebietes entscheidend die nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes bestimmt. Auf den flachen Kuppen sowie auf den flachgründigen, meist konvex ausgebildeten Oberhangbereichen konnten i.d.R. nur geringe Werte (Klasse 2 und 3) abgeleitet werden. In den Mittelhangbereichen lassen sich je nach Neigungsverhältnissen unterschiedliche *nFKWe*-Werte errechnen (vereinzelt Klasse 2, hauptsächlich Klasse 3). Flach auslaufende Unterhangbereiche sowie flache Mulden und Dellen zeigen gegenüber Oberhang- und Mittelhangabschnitten wiederum höhere Werte (Klasse 4 und 5). Ähnlich hohe Werte treten in Quellmuldenbereichen sowie entlang der Bachläufe der kleinen Bäche auf (z.B. Nüß-Bach).

## 5.5 Nutzung

Der Nutzungseinfluß wurde sowohl in Verbindung mit den Lysimeteruntersuchungen als auch im Zusammenhang mit der Ableitung der gebietsspezifischen Jahressickerwassermengen für die Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes mit Hilfe nutzungsabhängiger Regressionsgleichungen untersucht (vgl. Kap. 4.3.3.2 u. Kap. 7.1, Fig. 133 u. Fig. 134). Letztgenannter Arbeitsansatz hatte u.a. zum Ziel die räumliche Verteilung der Sickerwassermengen im Untersuchungsgebiet als Funktion der Nutzungsvielfalt zu beschreiben. Hierfür mußte die räumliche Verteilung der Flächennutzung im Untersuchungsgebiet als wichtige Grundlage für die Durchführung der Flächenberechnung der Sickerwassermengen als regionalisierter Rasterdatensatz im Geographischen Informationssystem ARC/INFO vorgehalten werden (vgl. Kap. 7.1, Fig. 134).

Die *standortspezifischen* Untersuchungen wurden an den 9 Feldstationen des stationären Meßnetzes durchgeführt, die mit Lysimetern ausgestattet sind. Wie bereits unter Kap. 4.1 dargelegt, finden diese

Feldversuche an sog. Sickerwasserlysimetern statt, deren Bodenmonolithe unter Acker-, Grünland- und Waldbodennutzung gehalten werden. Das Ziel dieser Untersuchungen ist es, ein differenzierteres Bild der räumlichen und mengenmäßigen Verteilung der Sickerwasserbildung in Abhängigkeit der standortspezifischen Niederschlagsverhältnisse zu erhalten, und darüber hinaus die Sickerwassermengen in Abhängigkeit von der jeweiligen Bewirtschaftungsart zu erklären. Der Erklärungsversuch wird im Gegensatz zur *rechnerischen* (= modellierten) Ableitung der flächendifferenzierten Jahressickerwassermenge anhand einer wesentlich höheren zeitlichen Auflösung der direkt vor Ort gemessenen meteorologischen (Niederschlag) und bodenhydrologischen (Sickerwasser, Bodenfeuchte) Parameter vorgenommen. Dies wird ausführlich in den Kap. 6.1 und Kap. 6.2 anhand der graphisch aufbereiteten Daten dokumentiert (vgl. auch Kap. 5.3.1).

Die - in den Berechnungsansatz als Eingangsparameter geforderte - flächendeckende Nutzungsdifferenzierung für das gesamte Untersuchungsgebiet wurde dieser Arbeit vom Fach Fernerkundung der Universität Trier dankenswerterweise zur Verfügung gestellt. Die Landnutzungsklassifikation wurde aus einer Satellitenbildszene (Landsat-5, in 30 x 30 m Auflösung mit dem sechs Kanäle umfassenden TM-Sensor), mit Aufnahmedatum vom 15.6.1990, erstellt. Über diese Klassifikation konnten als Nutzungstypen Siedlungen, Acker, Grünland, Laubwald, Nadelwald, und Blößen ausgegliedert. Bei den Blößen handelt es sich im wesentlichen um Windwurfflächen, die durch die Stürme (vor allem 'Wiebke' 1989) verursacht wurden. Heute zeichnen sich diese Flächen durch eine teils dichte Strauchvegetation bzw. durch kleinwüchsigen Baumbestand aus.

Die nachfolgenden Tabellen 73 und 74 sowie die Figuren 43a und 43b vermitteln einen Eindruck über die hohe räumliche Variabilität der Nutzungsarten für die Fläche des 79 qkm großen Untersuchungsgebietes. Die Darstellung der Flächenanteile erfolgt - vergleichbar mit der Grobaufteilung der THIESSEN-Niederschlagspolygone (vgl. Kap. 5.2.1.2, Fig 19) - durch Auftrennung des Gesamtuntersuchungsgebietes nach UG I (Gebietsfläche westlich und östlich der Kyll) und UG II (Gebietsfläche Greverath im weitesten Sinne).

Die Tabelle 73 zeigt den absoluten Flächenanteil der Nutzungsdifferenzierung in den beiden Teilgebieten sowie den Gesamtanteil der einzelnen Nutzungsarten an der gesamten Fläche des Untersuchungsgebietes.

In der Figur 43a sind diese Flächenanteile noch zusätzlich graphisch umgesetzt. Anhand dieser Datenaufbereitung läßt sich feststellen, daß der höchste Flächenanteil im Untersuchungsgebiet durch die

Tab. 73: Absoluter Flächenanteil der Nutzungen im Untersuchungsgebiet auf der Basis der Landnutzungsklassifikation, Fläche [km<sup>2</sup>]

Nutzungsklassen	UG I	UGII	
Siedlung	1,32	0,32	1,64
Acker	33,11	2,95	36,06
Grünland	8,67	1,29	9,96
Laubwald	16,98	2,49	19,47
Nadelwald	5,31	2,52	7,83
Blößen	3,49	0,79	4,28
Wasser	0,000180	0	0,000180
<b>gesamt</b>	<b>68,89</b>	<b>10,36</b>	<b>79,25</b>

Landnutzungs-kategorie Acker belegt wird. Als zweit stärkste Kategorie tritt der Laubwald gefolgt vom Grünland hervor. Der geringe Anteil der Siedlungsfläche macht deutlich, daß sich das Untersuchungsgebiet im wesentlichen als ein intensiv genutzter Kulturlandschaftsraum beschreiben läßt.

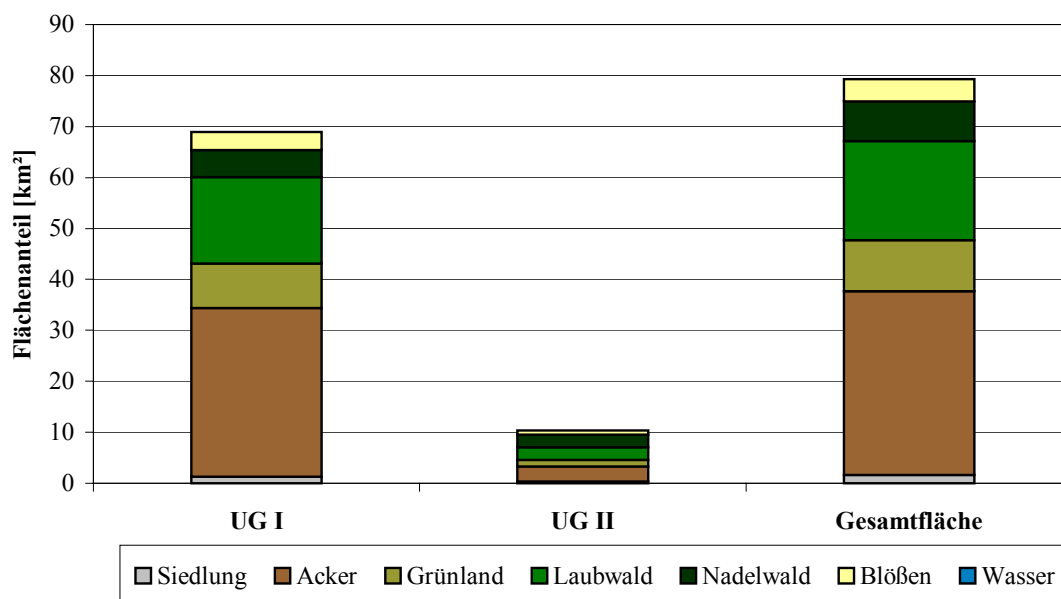


Fig.43a: Absolute Verteilung der Nutzungsklassen auf der Gesamtfläche [km²] des Untersuchungsgebietes

Tabelle 74 und Figur 43b weisen noch zusätzlich die prozentuale Verteilung der Landnutzungsklassen im Untersuchungsgebiet auf.

Die Karte der Landnutzungsklassifikation (Anhang: Karte 6) zeigt eine hohe räumliche Variabilität der Flächennutzungen über die Grenzen des eigentlichen Untersuchungsgebietes hinaus. Als visualisiertes Bild der heutigen kurlandschaftlichen Ausprägung unterstützt sie die unter Kap. 3.7 dargelegten Ausführungen zur Vegetation / Landnutzung in Abhängigkeit der naturräumlichen Ausstattung (Geologie, Klima, Boden, Relief) und des anthropogenen Einflusses durch die Bewirtschaftung dieses Raumes.

Tab. 74: Prozentualer Flächenanteil der Nutzungen im Untersuchungsgebiet

Nutzungsklassen	UG I	UGII	Gesamt
Siedlung	1,92	3,07	2,07
Acker	48,06	28,48	45,50
Grünland	12,59	12,46	12,57
Laubwald	24,65	24,02	24,57
Nadelwald	7,71	24,31	9,88
Blößen	5,07	7,66	5,41
Wasser	0,00	0,00	0,00
<b>Gesamt</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

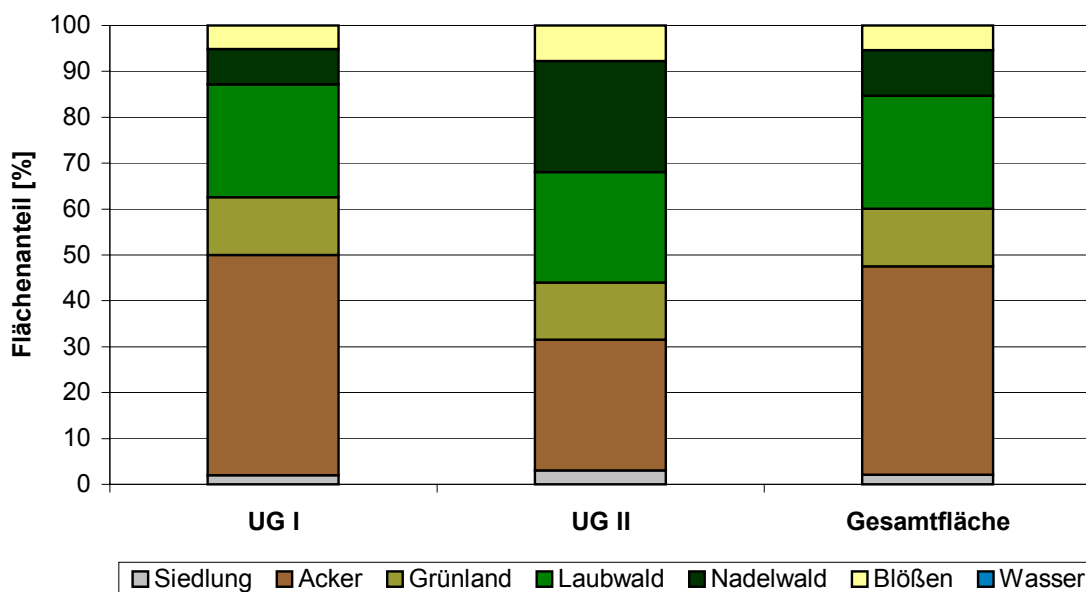


Fig. 43b: Prozentuale Verteilung der Nutzungsklassen für die Fläche des Untersuchungsgebietes

## 5.6 Reliefparameter

Das Relief übt einen starken Einfluß auf die Landschaftshaushaltsfaktoren wie Niederschlag, Verdunstung, Versickerung, Boden und Nutzung aus.

Um eine Veränderung der Sickerwasserbildung durch den Reliefeinfluß - gegenüber Flächen in ebener Lage - herausstellen zu können, wurde in dieser Arbeit die gebietsspezifische Jahressickerwassermenge für die Fläche des Untersuchungsgebietes über zwei entsprechend geeignete Berechnungsansätze abgeleitet. Wie bereits unter Kap. 4.3.3.2 näher ausgeführt, basieren die vergleichenden Berechnungen der Jahressickerwassermengen auf den von RENGGER et al. (1990) empirisch ermittelten nutzungsabhängigen multiplen Regressionsgleichungen und dem vom NIBIS (1992) - durch die Einbindung von bestimmten klassifizierten Reliefparametern - weiterentwickelten Verfahren. Die Verwendung des NIBIS-Verfahrens erfordert gegenüber dem RENGGER-Verfahren zusätzlich regionalisierte Datensätze der morphometrischen Reliefparameter Hangneigung, Hangexposition und Hangposition (vgl. Kap. 4.3.3.2 und Kap. 4.7).

Die flächendeckenden Informationen *Hangneigung* und *Hangexposition* wurden aus dem Digitalen Geländemodell (DGM) des Landesvermessungsamtes Rheinland-Pfalz mit einer Auflösung von 40 x 40 m, unter Beachtung der NIBIS-Vorgaben, im Geographischen Informationssystem (ARC/INFO) erstellt. Als Ergebnis erhält man die beiden klassifizierten Karten der Hangneigungen und Hangexpositionen (vgl. Anhang: Karte 7 und Karte 8). Diese zunächst im Vektorformat vorliegenden Flächendaten wurden anschließend zu Rasterdaten (= 88.040 Rasterzellen) konvertiert (vgl. Kap. 7.1, Fig. 134).

Die flächendifferenzierten Reliefdaten Hangneigung und Hangexposition konnten so als klassifizierte Arealkarten hergestellt werden. Die Klassifizierung der Reliefparameter für die Erstellung der jeweiligen thematischen Karte erfolgte nach Vorgabe des Berechnungsverfahrens der jährlichen Sickerwasserrate nach NIBIS (1992).

In der nachfolgenden Tabelle 75 ist die Einteilung der Hangneigung in die vom NIBIS (1992) vorgegebenen Hangneigungsstufen (Stufen 0 bis 3) dargestellt. Diese Abstufungen sind der Regionalisierung der Hangneignungsverhältnisse im Untersuchungsgebiet zugrunde gelegt.

Tab. 75: Klasseneinteilung der Hangneigung nach NIBIS

Stufen		Unterstufen	Hangneigung	
Kurzzeichen	Bezeichnung	Kurzzeichen	in Grad	in %
N0	nicht geneigt	N 0.1	< 0,5	< 1
		N 0.2	0,5 - 1	1 - 2
N1	sehr schwach geneigt		1 - 2	2 - 3,5
N2	schwach geneigt	N 2.1	2 - 3	3,5 - 5
		N 2.2	3 - 5	5 - 9
N3	mittel geneigt	N 3.1	5 - 7	9 - 12
		N 3.2	7 - 10	12 - 18

nach KA4, 1994, S. 58 (gekürzte Form)

Da die Hangneigungsbereiche innerhalb des NIBIS-Verfahrens nur bis zu einer Hangneigung von 10° angegeben werden (vgl. Tab. 75), wurden alle darüber hinaus gehenden Hangneigungsbeträge innerhalb des Untersuchungsgebietes der letzten Stufe (N 3.2) zugeordnet. Dieses Vorgehen erfolgte nach Rücksprache mit Mitarbeitern des Niedersächsischen Landesamtes. Inwieweit z.B. die - seitens der hier festgelegten Hangneigungsklassen zu flach eingeschätzten - Talflankenbereiche der stark eingeschnittenen Flußläufe die Berechnungsergebnisse der Sickerwassermengen verfälschen, konnte jedoch nicht abgeschätzt werden. Dies begründet den Entschluß, daß die Gebiete mit deutlich über >10° Hangneigung aus der hier vorgenommenen flächendifferenzierten Berechnung der Sickerwasserraten herausgelassen wurden. Hieraus resultiert, daß letztendlich lediglich die räumliche Variabilität der Sickerwassermengen für die mehr oder weniger gewellten Hochflächen des Untersuchungsgebietes über den Berechnungsansatz ausgedrückt werden (vgl. Kap. 7.4 u. Anhang: Karte 10 bis Karte 19), und alle darüber hinaus reichenden stark reliefierten Bereiche keine Flächeninformation in der Karte ausweisen.

Die beiden Karten *Hangneigungsareale* (Anhang: Karte 7) und *Hangexposition* (Anhang: Karte 8) spiegeln den Charakter der naturräumlichen Ausprägung des Untersuchungsgebietes gut wider.

Seitens der Hangneignungsverhältnisse dominiert die Hangneigungsklasse N2 (2° bis 5°) vor allem im westlichen und zentralen Bereich des Untersuchungsgebietes. Im östlichen Teil treten im wesentlichen Hangneignungsverhältnisse zwischen 5° bis 7° im Bereich der welligen Hochflächen auf.

Stärker geneigte Bereiche, die der Neigungsklasse bis über 10° zugeordnet sind, finden sich, wie bereits oben erwähnt, vor allem an den Talhängen entlang der Kyll und entlang der kleineren Bäche, die sich bereits deutlich in den Untergrund eingetieft haben bzw. durch rückschreitende Erosion randlich in die Hochflächen eingreifen. Ebenso treten diese Neignungsverhältnisse entlang der fast N-S verlaufenden Muschelkalkstufe (*mo*) von Idenheim in Richtung Helenenberg sowie rund um die kleinflächig ausgebildete *mo*-Hochfläche bei Ittelsburg auf. Die Prozentanteile der Hangneigungsklassen im gesamten Untersuchungsgebiet (79 qkm) verteilen sich wie folgt: Stufen N0 bis N1 (0-2°) 15,54 %, Stufe N2 (2-5°) 42,31 % und Stufe N3 (5-10°) 42,15 %.

Die Karte der *Hangexpositionen* resultiert im wesentlichen aus der, das Untersuchungsgebiet auszeichnenden, kleinräumigen morphologischen Variabilität, die wiederum in einem engen Zusammenhang mit der geologischen Entwicklung der Trier-Bitburger-Mulde steht. Die häufig von SW nach NE ausgerichteten langgestreckten Höhenrücken und Mulden spiegeln die varistische Streichrichtung des unterlagernden Devonischen Grundgebirges wider. Entgegen dieser Streichrichtung

entwässert die Kyll in einem überwiegend von N nach S ausgerichteten Verlauf, wodurch die - ursprünglich eine Einheit bildende - wellige Hochfläche in kleinere Teilbereiche zerschnitten wurde. Aus der Karte läßt sich ein hoher Anteil an SE- untergeordnet aber auch SW- exponierten Flächen gegenüber einem deutlich geringeren Anteil an N- und NE- exponierten Flächen erkennen. Desweiteren fällt der hohe Anteil an W- und E-Expositionen auf. Während sich die SE-Expositionen aus der varistischen Streichrichtung erklären lassen, ist der Anteil an W- und E-Exposition im Zusammenhang mit der N-S Ausrichtung des Kylltales zu sehen.

Die flächendifferenzierte Ausweisung der *Hangpositionen* Unter-, Mittel- und Oberhang im Untersuchungsgebiet konnte - im Vergleich zu den zuvor genannten Parametern - nicht unmittelbar aus der Höhenlinienkarte des Digitalen Geländemodells vorgenommen werden, da das Untersuchungsgebiet aufgrund der Reliefverhältnisse kleinräumig zu stark gegliedert ist. Deshalb erfolgte - auf der Maßstabsebene 1:10.000 - die flächenhafte Auskartierung der Hangpositionen (Anhang: Karte 9) unter Zugrundelegung der Höhenlinienkarte des Digitalen Geländemodells und zusätzlich der flächenhaften Ausweisung der klassifizierten *nFKWe* (vgl. Kap. 5.4.3), da dieser bodenhydrologische Kennwert einen gewissen Zusammenhang mit der Lage im Relief erkennen läßt:

Bereits bei der manuellen Arealausweisung der klassifizierten *nFKWe* im Untersuchungsgebiet konnte festgestellt werden, daß die räumliche Variabilität der nutzbaren Feldkapazität im effektiven Wurzelraum nicht nur in Abhängigkeit von bodenspezifischen Kenndaten und der Nutzung erklärt werden kann. Sie läßt sich ebenfalls - und im Falle der spezifischen Reliefausprägung des Untersuchungsgebietes - ganz wesentlich als Funktion der Hangposition (Ober-, Mittel- bzw. Unterhang) beschreiben. Bestätigung findet diese Aussage in den bodenkundlichen Protokollen der Punktdatenerhebung, in denen die Angaben zur Lage im Relief für jeden Aufnahmepunkt vermerkt ist. In der Höhenlinienkarte liefert die Isohypsendarstellung Anhaltspunkte für den Wechsel zwischen den einzelnen Hangpositionen.

Das Ergebnis der manuell erstellten Karte der *Hangpositionen* (Anhang: Karte 9) im Maßstab 1:75.000 zeigt dennoch - im Vergleich zu den beiden Karten *Hangneigungsareale* (Anhang: Karte 7) und *Hangexposition* (Anhang: Karte 8) - stark generalisierte Züge für das durch eine sehr wechselhafte Rücken- und Muldenstruktur geprägte Untersuchungsgebiet. Die Rücken und Kuppen werden in der Karte der Hangposition 'Oberhang' zugewiesen. Diese Zuordnung ist im Zusammenhang mit der Berechnung der Sickerwassermengen nach dem NIBIS-Verfahren unproblematisch, da sich diese Reliefform in der Kalkulation nicht niederschlägt. Unterhang-, Hangfußbereiche sowie Talauen werden in der Karte unter der Hangposition 'Unterhang' zusammengefaßt. Diese sind im Vergleich zu den Oberhang- und Mittelhangbereichen im Untersuchungsgebiet wesentlich kleinflächiger vertreten.

Einen Einblick in die räumliche Verteilung der Geländehöhen im Untersuchungsgebiet konnte bereits anhand der Karte der Höhenschichten (vgl. Kap. 3.4 und Anhang: Karte 2) gewährt werden. Innerhalb der naturräumlichen Einheiten Bitburger Gutland (261) und Moseleifel (270) gelegen, läßt sich das Untersuchungsgebiet - hauptsächlich für den zum Bitburger Gutland zugehörigen Bereich - als eine wellige Hochfläche in einer Höhenlage zwischen 300 bis 450 m ü. NN charakterisieren, die teilweise durch tief eingeschnittene Täler untergliedert wird (vgl. MEYNEN 1967). Im östlichen, dem Naturraum Moseleifel zugehörigen Bereich des Untersuchungsgebietes (Gemarkung Greverath), zeigt sich dagegen - entsprechend der Abdachungsrichtung von SW nach NE - eine deutliche Abnahme der Geländehöhen von 375 m ü. NN im SW auf 230 m ü. NN im äußersten Norden und Nord-Osten. Auch dieser Teil des Untersuchungsgebietes zeichnet sich durch den Charakter einer stark welligen Hochfläche aus. Langgestreckte Rücken wechseln sich häufige mit z.T. wesentlich tiefer gelegenen Muldenbereichen ab. Die von SW nach NE abfließenden Bäche entwässern überwiegend in tief eingeschnittenen Kerbtälchen. Auffallend - im Vergleich zum weiter westlich gelegenen Untersuchungsgebiet - ist hier, daß die



begleitenden Hangbereiche der Täler überwiegend zerschnitten sind. Kleinere Bachläufe greifen durch rückschreitende Erosion randlich in die Hochflächen ein, wodurch eine zusätzliche Reliefmodifizierung hervorgerufen wird. Diese im wesentlichen geologisch induzierte morphologische Reliefausprägung zeigt sich besonders für die im zentralen und im Westen gelegenen, zum Einzugsgebiet der Kyll zuzurechnenden, Flächenanteile des Untersuchungsgebietes.

Anhand der regionalisierten Karten der drei morphometrischen Reliefparameter *Hangneigung*, *Hangexposition* und *Hangposition* sowie den Höenschichtenverhältnissen (Anhang: Karte 2) wird deutlich, daß die im Untersuchungsgebiet charakteristische, insgesamt räumlich sehr heterogene Ausprägung des Reliefs zwangsläufig zu einer vielfältigen Modifikation der morphometrischen Geländeparameter führen muß (vgl. auch Kap. 3.4).

## **6 Ergebnisse und Interpretation der standörtlichen Untersuchungen zur innerjährlichen Sickerwasser- und Bodenfeuchtedynamik an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtestationsnetzes**

Nachdem in Kap. 5 die wesentlichen Einfluß- und Bilanzgrößen, die die dynamischen Abläufe im Bodenspeicher und damit die Sickerwasserbildung steuern vorgestellt bzw. ausgewertet wurden, werden in diesem Kapitel die Interaktionen zwischen den Parametern Klima, Boden und Nutzung bezüglich der innerjährlichen Sickerwasser- und Feuchtedynamik analysiert.

Die Ergebnisse der standortbezogenen Untersuchungen der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung und der innerjährlichen Bodenfeuchtedynamik werden dabei nachfolgend getrennt voneinander in Kap. 6.1 und 6.2 dargestellt. Dies begründet sich aus der Tatsache, daß die den Untersuchungen zugrunde liegenden bodenhydrologischen Meßgrößen *Sickerwasser* und *Bodenfeuchte* in zwei unterschiedlichen Systemen erfaßt wurden (vgl. Kap. 4.1 und 4.2).

### **6.1 Die innerjährliche Sickerwasserbildung als Funktion des Niederschlages an den Feldstationen des Lysimetermeßnetzes**

Die Höhe der jährlichen Sickerwassermenge aus der ungesättigten Bodenzone ist im wesentlichen eine Funktion des Jahresniederschlages. Besonders die innerjährlichen Schwankungen der zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung sowie die die Versickerungswirksamkeit der Niederschläge beeinflussenden Faktoren wie Bodeneigenschaften und Bewirtschaftungsform spielen hierbei eine entscheidende Rolle. Die bereits in Kap. 5.3.1.1 erfolgte Überprüfung eines funktionalen Zusammenhanges zwischen der unabhängigen Variablen *Niederschlag* und der abhängigen Variablen *Sickerwasser* hat gezeigt, daß für die zeitlich höher aufgelöste Datenbasis (Wochenwerte oder Monatswerte) eine einfache funktionale Beziehung zwischen eben diesen beiden Meßgrößen nicht nachgewiesen werden kann. Vielmehr konnte anhand der statistischen Datenanalyse herausgestellt werden, daß - bei kurzfristigen Betrachtungen - weitere Einflußgrößen (u.a. Verdunstung, Speicherfähigkeit des Bodens, Nutzung) in die wasserhaushaltliche Dynamik eingreifen, die somit in die Analyse der standörtlichen Bewertung der niederschlagsanteiligen Sickerwassermengen einfließen müssen (vgl. auch Kap. 6.2, insbesondere Kap. 8.2.2).

Im folgenden geht es um die Darstellung und Überprüfung der innerjährlichen Dynamik der Sickerwasserbildung als Funktion der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge an den neun Lysimeterstationen im Untersuchungsgebiet der Trier-Bitburger-Mulde für einen Zeitraum von insgesamt vier Lysimeterjahren (1.4.1994 bis 31.3.1998). Die Datenauswertung und die Diskussion der Ergebnisse, vor allem vor dem Hintergrund ihrer raum-zeitlichen Verteilung, erfolgen auf der Basis jeweils abgeschlossener hydrologischer Jahre (im Sinne von Lysimeterjahren; vgl. Kap. 4.3.3.1), unter besonderer Beachtung der jahreszeitlichen Differenzierung nach hydrologischen Sommer- und Winterhalbjahren.

Die im Anhang befindlichen Stationstabellen (Anhang: Tab. 5 bis Tab. 13) der Lysimeterstationen weisen die an den einzelnen Standorten direkt erfaßten Bilanzgrößen (Niederschlag und Sickerwasser) als Basisdaten für die indirekt berechneten Wasserhaushaltsparameter (u.a. reale Evapotranspiration) aus. Die gemessenen Niederschlags- und Sickerwassermengen sind dort als Halbjahres- und Jahressummen für jeweils abgeschlossene hydrologische Jahre (= Lysimeterjahre) im Meßzeitraum vom 1.4.1994 bis 31.3.1998 aufgeführt. Bei den Niederschlagsmengen handelt es sich - wie in Kap. 4.3.1 und Kap. 5.2.1.1 begründet - um korrigierte Werte. Die Sickerwassermengen sind jeweils die Originalmeßdaten der drei Lysimeterparallelen (L1, L2 und L3).

Die Meßwerte der als funktionsfähig ausgewiesenen Lysimeterparallelen (vgl. Kap. 5.3.1, Tab. 19) werden zudem zu Mittelwerten (LMW) zusammengefaßt. Zusätzlich werden auch noch die Abweichungen zwischen den Sickerwasserabläufen aus den einzelnen Lysimeterparallelen in der Tabelle aufgelistet (L1-L2, L2-L3, L1-L3; vgl. Kap. 5.3.1).

Überdies wird die Differenzbildung der Sickerwassermengen von den Niederschlagsmengen (N-L1; N-L2; N-L3; N-LMW) ausgewiesen. Der aus der Subtraktion resultierende Wert wird als die nicht versickerungswirksam gewordene *Restgröße* des infiltrierten Niederschlages im bilanzierten Zeitraum verstanden. In dieser Restgröße sind sowohl der Betrag der Bodenwasservorratsänderung (= Speichergröße) als auch der Betrag der realen Evapotranspiration (= Verlustgröße mit Bodenevaporation und Transpiration als pflanzlicher Wasserentzug während der Vegetationsperiode; zusätzlich noch Interzeption) subsumiert. Nach der einfachen Wasserhaushaltsbilanzrechnung kann auf Jahresbasis gesehen der Wert der Restgröße - ausgeglichene Bodenspeicherverhältnisse am Ende des Lysimeterjahres vorausgesetzt - mit der Bilanzgröße *reale Evapotranspiration* (vgl. Kap. 6.3) direkt gleichgesetzt werden. Ferner wird der prozentuale Anteil der Sickerwassermengen (LMW Anteil von N) sowie der prozentuale Anteil der Restgröße (N-LMW Anteil von N) an den Halbjahres- (Sommer- und Winterhalbjahr) und Jahressummen der Niederschläge in der Stationstabelle ausgedrückt.

Weitere Wasserhaushaltsbilanzgrößen wie lateraler Wasserfluß und Oberflächenabfluß werden über das Lysimeter - wie in Kap. 4.1 und 4.2 begründet - nicht erfaßt, so daß in der hier untersuchten Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung diese Bilanzgrößen keine Bedeutung für die Sickerwasserbildung haben.

Anhand der Übersichtstabellen (Anhang: Tab. 5 bis Tab. 13) lassen sich jedoch keine Aussagen über die innerjährliche Sickerwasserdynamik treffen. Um aber die Variabilität zwischen den Sickerwassermengen der Halbjahres- und Jahreswerte erklären zu können, bedarf es der Betrachtung höher aufgelöster Datenreihen von Sickerwasser und Niederschlag, anhand derer die innerjährliche Dynamik der Sickerwasserbildung in Abhängigkeit von der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge zu bewerten ist. Hierbei können die versickerungswirksamen Zeiten den versickerungsunwirksamen Zeiten gegenübergestellt werden.

Zur Bewertung der niederschlagsanteiligen Sickerwassermengen werden in diesem Kapitel (in Ergänzung zu Kap. 5.3.1) die jeweils zu Monatssummen zusammengefaßten Datenreihen der Sickerwassermengen der drei Lysimeterparallelen in einem Säulendiagramm den ebenfalls zu Monatssummen zusammengefaßten Niederschlagsmengen gegenübergestellt. Hierüber werden die Aussagen über den zeitlichen Verlauf der Sickerwasserbildung als Funktion der zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung abgeleitet. Von großem Interesse ist hierbei, wie sich das Reaktionsvermögen der Lysimeter während der unterschiedlichen Jahreszeiten darstellt. Im Zusammenhang damit wird die Frage nach den Ursächlichkeiten der Versickerungsunwirksamkeit der Niederschläge durch den Einfluß weiterer Bilanzgrößen (Boden, Nutzung) vor allem während der hydrologischen Sommerhalbjahre bereits andiskutiert (vgl. auch Kap. 6.2, 6.3 sowie Kap. 8.2.1, 8.2.2.1 bis Kap. 8.2.2.3).

### 6.1.1 Lysimeterstationen in der Gemarkung Greverath

In der Gemarkung Greverath konnten drei Lysimeterstationen mit unterschiedlicher Bewirtschaftungsform zur systematischen und vergleichenden Untersuchung der innerjährlichen Sickerwasserbildung unter Acker-, Grünland- und Waldnutzung in Betrieb genommen werden. Die Meßstationen befinden sich alle über den mesozoischen Ausgangsgesteinen des Mittleren Buntsandsteins. Über die in den Lysimeterbehältern befindlichen Bodenmonolithe wird die Bodenvariabilität im näheren

Umfeld der jeweiligen Lysimeterstationen repräsentiert. Anhand der feldbodenkundlichen und bodenphysikalischen Standortuntersuchungen konnte gezeigt werden, daß sich die Bodeneigenschaften an den drei Lysimeterstationen nur geringfügig voneinander unterscheiden (vgl. Kap. 5.4.1). Durch die Berücksichtigung der Nutzungsdifferenzierung bietet sich die Möglichkeit an, die Analyse der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung an den einzelnen Stationen auch unter dem Aspekt des Nutzungseinflusses auf die Versickerungswirksamkeit der Niederschläge zu betrachten.

### ***Das Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßfeld Greverath-Acker***

Für die in der Gemarkung Greverath unter Ackernutzung befindlichen Lysimeter liegen kontinuierliche Messungen sowohl für die Niederschläge als auch für die Sickerwasserabläufe der drei Lysimeterparallelen mit Beginn des hydrologischen Sommerhalbjahres 1994 vor.

Aus der im Anhang befindlichen Stationstabelle 5 geht hervor, daß das hydrologische Jahr 1994/95 - im Vergleich zu den übrigen Jahren des hier betrachteten Meßzeitraumes - als das niederschlagsreichste Jahr (1109 mm Jahresniederschlagssumme) zu beschreiben ist. Dabei entfällt die Hauptmenge des Niederschlages mit 637 mm auf das hydrologische Winterhalbjahr.

Die Figur 44 zeigt - auf der Basis der Monatssummenwerte - den innerjährlichen Verlauf der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen für das **hydrologische Jahr 1994/95**. Aussagen zum Sickerwasserverhalten in Abhängigkeit von der Niederschlagsverteilung können für das hydrologische Sommerhalbjahr 1994 nicht vollständig getroffen werden, da aufgrund zeitweilig auftretender technischer Probleme (Betriebsstörungen) der Lysimeterbetrieb besonders in den beiden Monaten April und Mai häufig unterbrochen werden mußte.

Aus Figur 44 geht deutlich hervor, daß die zeitliche und mengenmäßige Verteilung der Niederschläge im *hydrologischen Sommerhalbjahr 1994* hohen Schwankungen unterlegen ist. Auf die kleine Niederschlagsspitze des Frühsommermonats Mai folgen die deutlich niederschlagsärmeren Sommermonate Juni und Juli. Demgegenüber zeichnen sich die letzten beiden Monate des Sommerhalbjahres wieder durch einen starken Anstieg der Niederschlagsmengen aus. Als versickerungswirksam erweisen sich die Niederschläge des Monats April (70 mm). Bei allen drei Lysimeterparallelen kommt es zu Sickerwasserabläufen, die jedoch bezüglich der Mengenabgaben deutliche Schwankungen aufweisen: Während die Lysimeterparallelen L1 und L2 kaum meßbare Sickerwassermengen lieferten, konnte über die Lysimeterparallele L3 eine Sickerwassermenge von 36 mm erfaßt werden. Eine mögliche Erklärung für die deutlich höhere Sickerwassermenge aus L3 läßt sich in den Aufzeichnungen der wöchentlich verfaßten Stationsprotokolle finden. Für das Lysimeter L3 wurde vermerkt, daß zu Beginn des hydrologischen Sommerhalbjahres 1994 der Bodenmonolith des L3 über längere Phasen von Mäusen bis in größere Tiefen stark durchwühlt wurde. Möglicherweise hat über die Mauselöcher ein schnelleres Durchsickern der Niederschläge stattgefunden, so daß hierüber die höheren Sickerwassermengen erklärt werden können.

In den darauffolgenden Monaten des Sommerhalbjahres kommt die Sickerwasserbildung trotz erheblicher Niederschlagseinträge (Mai 108 mm, August 121 mm und September 106 mm) sogar völlig zum Erliegen. Lediglich im August reagiert Lysimeter 3, mit einem jedoch mengenmäßig sehr geringfügigen, kaum meßbaren Sickerwasserablauf (2 mm) auf die sommerlichen Starkniederschlagsereignisse (65 mm) in der zweiten Augustwoche.

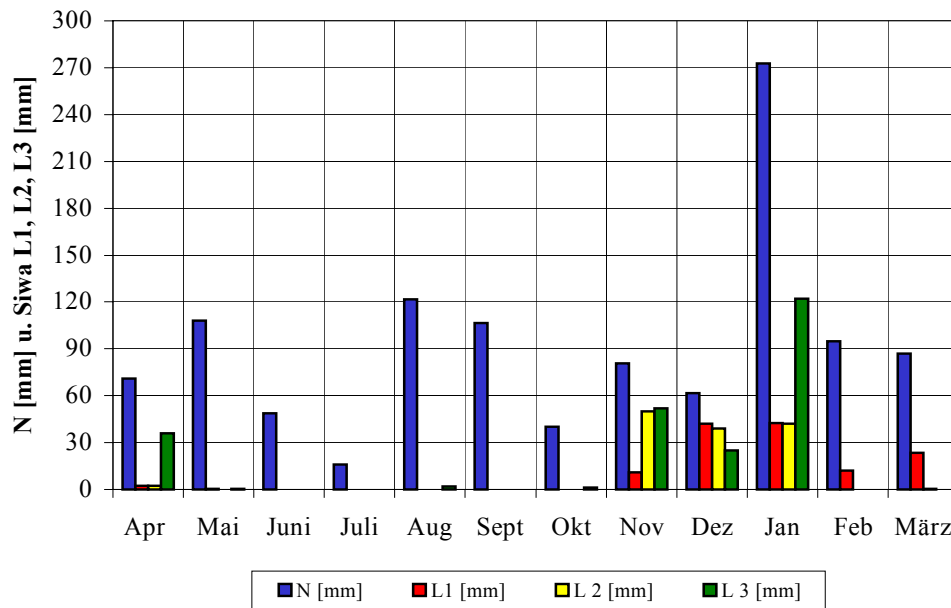


Fig. 44: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) an der Station Greverath-Acker für das hydrologische Jahr 1994/95

Da während der letzten Monate des Sommerhalbjahres der Lysimeterbetrieb ohne größere Betriebsstörungen ablaufen konnte, wird davon ausgegangen, daß das Ausbleiben der Sickerwasserbildung vor allem als Folge des pflanzlichen Wasseraufbrauchs im Bodenspeicher des Monolithen zu erklären ist. Ein Hinweis für die angenommene - da nicht direkt meßbar (vgl. Kap. 4.1 u. Kap. 4.2) - Bodenspeicheraufzehrung im Lysimeterkörper ist das sehr frühe Welken (Mitte bis Ende Juni) bis hin zum völligen Verdorren des Anfang April eingesäten Sommerweizens im Lysimeter. Folglich ist davon auszugehen, daß die Versickerungswirksamkeit der Niederschläge durch den Einfluß weiterer Parameter, die den Wasserhaushalt während des hydrologischen Sommerhalbjahres beeinflussen, gänzlich überlagert wird. Es bleibt noch zu klären, welcher der den Bodenwasserhaushalt beeinflussenden Parameter wie Verdunstung, Boden, Nutzung steuernd in die Sickerwasserbildung neben dem Niederschlag eingreift. Dieser Frage wird vor allem über die Untersuchungen der innerjährlichen Feuchtedynamik nachgegangen: Der Einfluß der Nutzung auf die Bodenspeicherverhältnisse und damit auch auf die Sickerwasserbildung wird unter Kapitel 6.2.1 im Zusammenhang mit der Interpretation der zeit- und tiefenspezifischen Differenzierung des innerjährlichen Bodenfeuchteganges in Abhängigkeit weiterer Einflußparameter wie Niederschlag und Bodeneigenschaften (Primärporensystem, Sekundärporensystem, Durchwurzelungstiefe, Wurmröhren etc.) wieder aufgegriffen. Zudem wird in Kapitel 6.2.1 versucht, die Sickerwasserbildung als Funktion der Bodenfeuchte zu bewerten, wenngleich diese beiden bodenhydrologischen Parameter in völlig unterschiedlichen Systemen (vgl. Kap. 4.1, Kap. 4.2) ermittelt werden mußten.

Im Vergleich zum hydrologischen Sommerhalbjahr 1994 bietet die Figur 44 für das *hydrologische Winterhalbjahr 1994/95* ein wesentlich differenzierteres Bild hinsichtlich der Sickerwasserbildung. Zudem ist festzustellen, daß - mit Ausnahme des überaus niederschlagsreichen Monats Januar '95 und des niederschlagsarmen Monats Oktober '94 - die Niederschlagsverteilung geringeren Schwankungen unterlegen ist. Zu Beginn des hydrologischen Winterhalbjahres, bei ansteigenden Niederschlagsmengen (Oktober 40 mm, November 80 mm), reagieren die Lysimeterparallelen L2 und L3 - laut den wöchentlichen Stationsaufzeichnungen - bereits in der ersten Novemberwoche mit einer deutlich

ansteigenden Sickerwasserbildung auf die Niederschläge. Weiterhin zeigt sich in den Stationsaufzeichnungen, daß die Sickerwasserabläufe aus dem Lysimeter L1 mit merklicher Zeitverzögerung sowie mit wesentlich geringeren Mengenabgaben - im Vergleich zu den Parallelen L2 und L3 - auf die Niederschlagseinträge reagieren, woraus sich der geringe Summenwert von L1 gegenüber L2 und L3 im Monat November erklärt. Sickerwasserbildung findet bis Ende Januar über alle drei Lysimeterparallelen statt. Auffallend ist jedoch, daß die Abgabe der Sickerwassermengen über das Lysimeter L3 im Januar - entsprechend dem starken Anstieg der Niederschlagsmengen - deutlich über den Sickerwasserabläufen der Lysimeter L1 und L2 liegt und daß, trotz günstiger Niederschlagsverhältnisse in den Monaten Februar und März, die Sickerwasserbildung bei den Lysimetern L2 und L3 - im Vergleich zum Lysimeter L1 - völlig ausbleibt. Eine plausible Erklärung kann hierfür nicht abgegeben werden, da in den Stationsaufzeichnungen keine Hinweise auf Betriebsstörungen und dadurch bedingte Meßausfälle gefunden werden konnten (vgl. auch Kap. 5.3.1). Auch für das sehr unterschiedliche Reaktionsvermögen der Lysimeterparallelen (mit gleicher monolithischer Bodenfüllung und gleicher Bewirtschaftungsform, Einsaat von Triticale im Herbst '94) auf die Niederschlagsereignisse und die insgesamt sehr niedrig ausfallenden Sickerwassermengen der Lysimeterparallelen im hydrologischen Winterhalbjahr 1994/95 können keine Gründe angeführt werden, so daß eine Bewertung der Versickerungswirksamkeit der Niederschläge für das hydrologische Jahr 1994/95 an dieser Stelle nicht vorgenommen wird. Diese Frage wird unter Kap. 6.2.1 noch einmal in Verbindung mit der Untersuchung der Feuchtedynamik aufgegriffen.

Im **hydrologischen Jahr 1995/96**, mit einer Jahresniederschlagssumme von 594 mm dem trockensten im untersuchten Zeitraum von insgesamt vier hydrologischen Jahren, treten im Vergleich zum insgesamt niederschlagsreicheren Vorjahr 1994/95 die höchsten Niederschlagsmengen während des *hydrologischen Sommerhalbjahres*, mit zwei Niederschlagsspitzen im Spätsommer (August 80 mm und September 87 mm), auf (vgl. Fig. 45). Die hohen Niederschlagssummen sind im wesentlichen das Ergebnis einiger weniger heftiger Konvektionsniederschläge. Typisch ist jedoch, daß - trotz dieser hohen Niederschlagsmengen - der Niederschlag während dieser Monate seine Versickerungswirksamkeit verliert. Lediglich die Lysimeter 1 (August 3,8 mm) und Lysimeter 3 (September 10,8 mm) reagieren mit einer sehr geringen Sickerwasserabgabe auf die Niederschläge. Dies bedeutet, daß das infiltrierte Niederschlagswasser im Bereich der ungesättigten Bodenzone entweder gespeichert oder während der Vegetationsperiode aufgebraucht bzw. durch Verdunstung in der Summe gemindert wurde. Die hierzu notwendigen Untersuchungen (u.a. Wassergehaltsbestimmung) lassen sich jedoch nicht am Lysimeterkörper durchführen. Entsprechende Hinweise können jedoch über die wöchentlich durchgeführten Bodenfeuchtemessungen auf den benachbarten Testflächen liefern, worauf weiter unten (vgl. Kap. 6.2) noch einzugehen ist. Zusätzlich sollten hierbei auch die Feuchteverhältnisse des Vormonates im Bodenspeichers mit in die Erklärung einbezogen werden, da diese - längerfristig gesehen - die Infiltrationsdynamik und darüber hinaus die Reaktionszeit der Sickerwasserabläufe nach einem Niederschlagsereignis mitbeeinflussen können.

Gegenüber den Verhältnissen des hydrologischen Sommerhalbjahres kommt es im *hydrologischen Winterhalbjahr 1995/96* bei insgesamt geringeren Niederschlagsmengen während aller Monate zu einer Sickerwasserbildung (vgl. Fig. 45). Bereits im Oktober reagieren die drei Lysimeterparallelen mit Sickerwasserabläufen, wobei die Sickerwassermenge des L3 die Mengen der beiden anderen Lysimeter deutlich überschreitet. Auf die Niederschlagsspitzen der Monate Dezember '95 (65 mm) und Februar '96 (75 mm) reagieren die Lysimeter mit einem verstärkten Anstieg bei der Sickerwasserbildung.

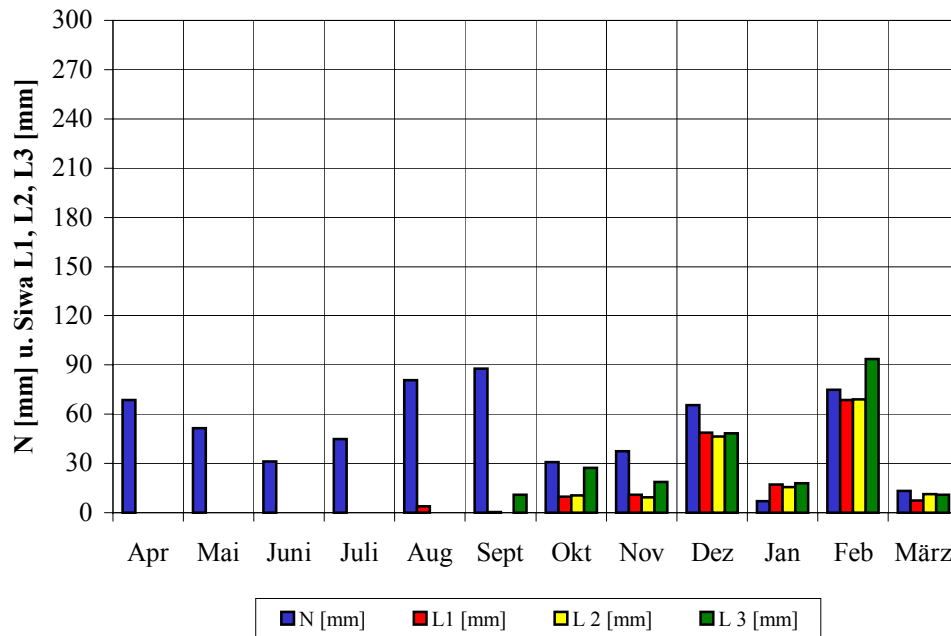


Fig. 45: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Greverath-Acker für das hydrologische Jahr 1995/96

Im Januar fällt der relativ hohe Sickerwasseranteil aus allen drei Lysimetern (16 mm als gemittelter Monatswert), im Vergleich zum Januarniederschlagswert von lediglich 7 mm, auf. Witterungsbedingt war der Januar durch eine längere Frostperiode und Niederschlagsarmut gekennzeichnet. Dies hat dazu geführt, daß sich in den obersten Zentimetern im Bodenmonolith über einen längeren Zeitraum Bodenfrost einstellte. Auf der Ackerfläche in unmittelbarer Nachbarschaft der Lysimeter konnte der Bodenfrost bis in eine Tiefe von fast 10 cm festgestellt werden.

Aus den wöchentlichen Aufzeichnungen geht hervor, daß der Hauptanteil der Summe der Sickerwassermenge für den Monat Januar im wesentlichen aus den Sickerwasserspenden der ersten und dritten Januarwoche resultiert: Die Sickerwassermenge der ersten Januarwoche steht wahrscheinlich noch im Zusammenhang mit den sehr hohen Niederschlagseinträgen während der letzten Dezemberwoche. Die Frostbedingungen führten dazu, daß bis in den Februar hinein die Dynamik der Wasserflüsse im Bodenmonolith z.T. gestoppt wurden bzw. der Versickerungsvorgang nur - mit deutlicher Zeitverzögerung bei weiteren Niederschlagseinträgen - verlangsamt ablaufen konnte. Das durch den Frost bedingte zeitverzögerte Reaktionsvermögen der Sickerwasserabläufe zeigt sich besonders während der ersten beiden Februarwochen. Insgesamt resultiert jedoch auch aus dem deutlichen Anstieg der Niederschläge eine insgesamt hohe Sickerwasserspende für den Monat Februar.

Beim Vergleich der Sickerwasserspenden der Lysimeterparallelen untereinander fällt wiederum auf, daß das Lysimeter 3 während fast allen Monaten mehr Sickerwasser liefert, entsprechend liegt der Jahressummenwert von L3 über den Jahressummenwerte von L1 und L2, die sich - wie bereits im Vorjahr gesehen - durch eine relativ homogene Durchsickerung auszeichnen.

Im Vergleich zum wesentlich feuchteren hydrologischen Winterhalbjahr 1994/95 mit im Mittel 131 mm Sickerwasser (L1 und L2), werden im hydrologischen Winterhalbjahr 1995/96 im Mittel 162 mm Sickerwasser abgeführt (L1 und L2), obwohl die Niederschlagsmenge (229 mm) nur knapp ein Drittel des hydrologischen Vorjahreswinters (637 mm) beträgt.

Eine Erklärung für die unterschiedlichen Sickerwassermengen der beiden Winterhalbjahre kann sicherlich im Zusammenhang mit dem relativ feuchten Sommer 1995 im Vergleich zum trockenen Sommer 1994 und dem daran gekoppelten starken Bodenspeicheraufbrauch (vgl. Kap. 6.2.1) gegeben werden.

Hinsichtlich der Bewertung der Versickerungswirksamkeit der Niederschläge kann folgende Aussage getroffen werden: Die niederschlagsanteilige Sickerwassermenge des Sommers ist mit 4 mm vernachlässigbar gering. Demgegenüber steigt der Niederschlagsanteil der winterlichen Sickerwasserbildung auf 71 %. In der Jahresbilanz schlägt sich jedoch das sehr schlechte Niederschlags-Sickerwasser-Verhältnis deutlich nieder. Hier reduziert sich die Versickerungswirksamkeit der Niederschläge auf nur noch 28 % (vgl. Anhang: Tab. 5).

Das *hydrologische Jahr 1996/97* ist im Vergleich zu den Jahren 1994/95 und 1997/98 ebenfalls als relativ trocken zu bewerten. Die Jahressumme der Niederschläge beträgt 647 mm. Im Vergleich zum trockensten Jahr 1995/96 sind dies 50 mm mehr. Jahreszeitlich gesehen fallen die höchsten Niederschläge (400 mm) während des Winterhalbjahres. Dies steht wiederum im Gegensatz zum hydrologischen Vorjahr sowie zum darauffolgenden hydrologischen Jahr 1997/98. Im Jahresverlauf treten drei Niederschlagsspitzen auf, die sich auf den Frühsommermonat Mai '96 (87 mm) bzw. auf die Wintermonate November '96 (100 mm) und Februar '97 (121 mm) verteilen. Das frühsummerliche Maximum zeigt jedoch in der Summe der Niederschläge einen deutlich geringen Wert als die winterlichen Spitzenwerte.

Im Verlaufe des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1996* findet die Sickerwasserbildung lediglich während der ersten drei Frühsommermonate statt (vgl. Fig. 46). Jedoch zeigt sich über die wöchentlichen Aufzeichnungen, daß die Sickerwasserbildung - vor allem im Anschluß an den niederschlagsarmen Monat April - erst mit deutlicher Zeitverzögerung auf die Niederschlagseinträge reagiert. Ab Mitte Juni zeigt sich ein verstärkter Rückgang in der Versickerungswirksamkeit der Niederschläge. Die übrigen Monate des Sommerhalbjahres sind als niederschlagsarm zu charakterisieren. Hierdurch bedingt unterbleibt eine Sickerwasserbildung während dieser Monate bis zum Ende des Sommerhalbjahres.

Zu Beginn des *hydrologischen Winterhalbjahres 1996/97* setzt - verbunden mit dem deutlichen Anstieg

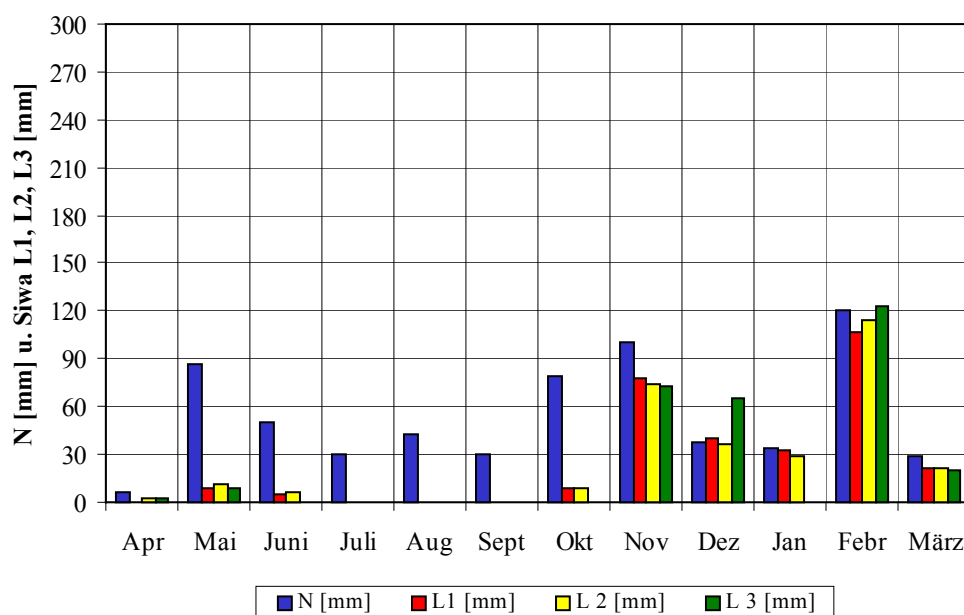


Fig. 46: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Greverath-Acker für das hydrologische Jahr 1996/97



der Niederschlagsmengen - die Sickerwasserbildung wieder ein (vgl. Beginn Winterhalbjahr 1995/96; Fig. 45). Anhand der Graphik (Fig. 46) ist zu erkennen, daß das Winterhalbjahr 1996/97 insgesamt als versickerungsfreudig zu bezeichnen ist. Anders formuliert bedeutet dies, daß über die Niederschläge eine gute Versickerungswirksamkeit erzielt wird. Selbst während der niederschlagsärmeren Monate Dezember, Januar und März findet - mit Ausnahme einiger weniger Wochen, die durch Bodenfrost gekennzeichnet sind - eine stetige Absickerung aus den Lysimeterparallelen statt. Auch in diesem Halbjahresabschnitt zeigt das Lysimeter 3 im Vergleich zu den Lysimetern 1 und 2 ein unterschiedliches Verhalten bei der Sickerwasserbildung. Anfang Dezember wurde, im Vergleich zu den Mengen aus L1 und L2, im Sickerwasserauffangbehälter des Lysimeter L3 eine deutlich höhere Sickerwassermenge gemessen. Die höhere Sickerwassermenge konnte nach Überprüfung des Meßbetriebes auf Fremdwassereintritt in den Auffangbehälter über die Ablaufvorrichtung zwischen Lysimeterkörper und dem Sickerwasserauffangbehälter des L3 zurückgeführt werden. Da dieser technische Fehler erst im Laufe des Monats Januar behoben werden konnte, wurden die Sickerwasserabläufe aus L3 für den Januar nicht als Meßwerte erfaßt (vgl. Fig. 46). Der höhere Wert im Februar für L3 ist eventuell dadurch zu begründen, daß sich nach der Reparatur mit der Wiederaufnahme der Messungen ein erhöhter Sickerwasserablauf einstellte. Die Versickerungswirksamkeit der Niederschläge während der einzelnen hydrologischen Halbjahre und Jahre kann aus der Stationstabelle 5 im Anhang herausgelesen werden.

Das *hydrologische Jahr 1997/98* zeichnet sich im Vergleich zu den beiden Vorjahren wieder durch eine höhere Niederschlagssumme aus, die mengenmäßig gesehen jedoch hinter dem Jahr 1994/95 zurückbleibt. Aus der nachfolgenden Figur 47 kann für die Sickerwasserdynamik in Abhängigkeit von der Niederschlagsmenge und deren zeitlicher Verteilung folgendes abgeleitet werden: Während des insgesamt feuchten *hydrologischen Sommerhalbjahres 1997*, mit einer Niederschlagssumme von 420 mm, kommt es in allen drei Lysimetern - mit Ausnahme der Monate August und September, die deutlich geringere Niederschlagsmengen im Vergleich zu den fröhsommerlichen Monaten (Mai 94 mm, Juni 114 mm, Juli 106 mm) aufweisen - zur Sickerwasserbildung. Dabei lassen sich zwischen den Monatssummen der Sickerwassermengen der Lysimeterparallelen i.d.R. geringfügige Abweichungen erkennen, die auf die individuell gesteuerte Wasserbewegung in den einzelnen Bodenmonolithen zurückgeführt werden. Der für das hydrologische Sommerhalbjahr über die drei Lysimeterparallelen gemittelte Wert für die Sickerwassermenge beträgt 118 mm und übersteigt somit die Werte der zuvor betrachteten Sommerhalbjahre 1994, 1995 und 1996 um ein Vielfaches.

Obwohl die Niederschläge des *hydrologischen Winterhalbjahres 1997/98* (386 mm) mengenmäßig deutlich unter denen des Sommerhalbjahres '97 (420 mm N) zurückbleiben, erreichen die winterlichen eine eindeutig bessere und höhere Versickerungswirksamkeit als die sommerlichen Niederschläge. Der Halbjaherssummenwert der Sickerwassermengen beträgt 258 mm (über alle 3 Lysimeterparallelen gemittelter Wert). Aus Figur 47 läßt sich im Prinzip auch die innerjährliche Reaktion der Sickerwasserbildung auf die Niederschlagsgaben nachvollziehen. Hierbei kann festgestellt werden, daß für das Winterhalbjahr - im Vergleich zum Sommerhalbjahr - offensichtlich ein besserer funktionaler Zusammenhang zwischen Niederschlags- und Sickerwassermenge besteht. Dies wird auch über die Unterschiede zwischen den prozentualen Anteilen der Sickerwassermengen am Niederschlag der hydrologischen Halbjahre deutlich. Während die sommerlichen Niederschlagseinträge nur zu 25 % versickern, erreichen die winterlichen Niederschlagsmengen eine Versickerungswirksamkeit von 63 %. Die hieraus resultierende Jahresbilanz weist einen prozentualen Anteil der Sickerwassermengen am Jahresniederschlag von 47 % aus (vgl. Anhang: Tab. 5).

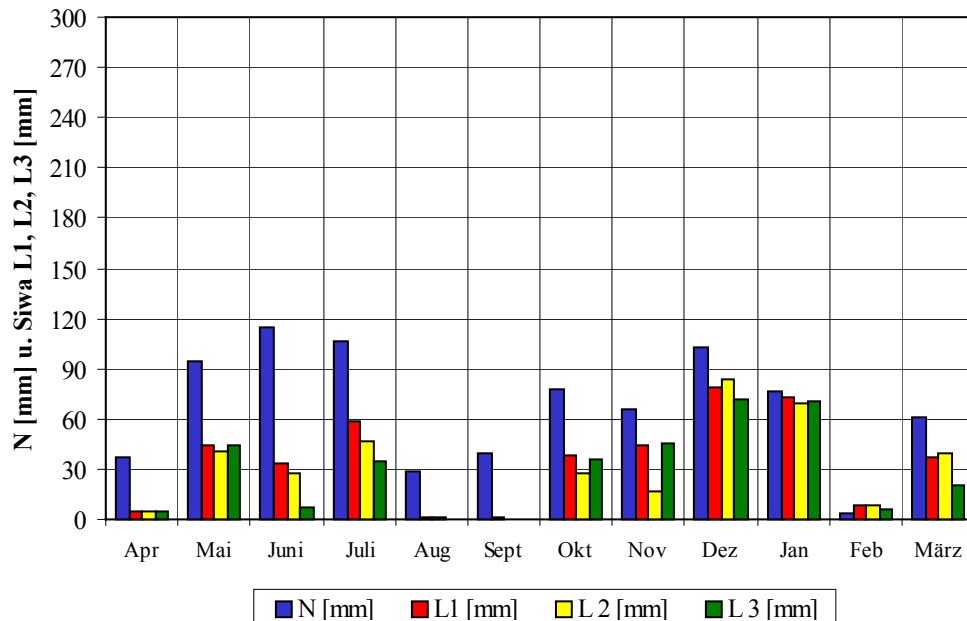


Fig. 47: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Greverath-Acker für das hydrologische Jahr 1997/98

Der Vergleich der vier hydrologischen Jahre am Acker-Standort Greverath läßt hinsichtlich der Bewertung einer funktionalen Beziehung zwischen Niederschlag und Sickerwasserbildung kurz zusammengefaßt nachfolgende Feststellung zu:

Die Stationsdiagramme der einzelnen Jahre lassen deutliche Unterschiede für den Verlauf der innerjährlichen Sickerwasserbildung der einzelnen hydrologischen Jahre erkennen. Gleichmaßen zeigen sich Unterschiede in der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Jahresniederschläge. Für die geringe Versickerungswirksamkeit der Niederschläge im niederschlagsreichsten Jahr 1994/95 kann keine plausible Erklärung gefunden werden, da die zeitweiligen Betriebsstörungen während des Winterhalbjahres lediglich die Lysimeterparallele L3 betrafen. Allerdings wird anhand der Stationsdiagramme auch deutlich, daß während des ersten Betriebsjahres die größten Differenzen zwischen den Lysimeterparallelen auftraten, für die ebenfalls keine Begründung gegeben werden können (vgl. auch Kap. 5.3.1.1, Tab. 18 sowie Anhang: Fig. 1a).

Insgesamt zeigt sich, daß der Niederschlag seine größte Versickerungswirksamkeit während der hydrologischen Winterhalbjahre erreicht, wogegen die Niederschläge in den hydrologischen Sommerhalbjahren eher als versickerungsunwirksam zu charakterisieren sind. Bezeichnend hierfür ist besonders das Sommerhalbjahr 1995: Trotz hoher sommerlicher Niederschläge bleiben die Sickerwassermengen in diesem Halbjahresabschnitt fast völlig aus. Hieraus wird geschlossen, daß während der Sommerhalbjahre weitere Einflußgrößen (Bodenspeicheränderung, Verdunstung, Nutzung) die Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung überlagern (vgl. Kap. 6.2.1), so daß über die innerjährliche Betrachtung der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung herausgestellt werden kann, daß ein Teil der eingetragenen Niederschläge der Sickerwasserbildung nicht zur Verfügung stehen (vgl. Kap. 5.3.1.1). Hieraus leitet sich ab, daß sich durch die Gegenüberstellung der Meßgrößen Niederschlag und Sickerwasser *indirekt* auch zeigen läßt, daß die innerjährliche Dynamik der Sickerwasserbildung nicht nur eine Funktion des Niederschlages ist (sie ist es auf der Betrachtungsebene eines abgeschlossenen hydrologischen Jahres), sondern daß sie auch eine Funktion der Nutzung und sicherlich auch der Bodeneigenschaften ist. Die eigentliche Diskussion hinsichtlich der Bewertung eines komplexen

Wirkungsgefüges zwischen den Bilanz- (z.B. Niederschlag, Sickerwasser) und Einflußgrößen (z.B. Nutzung, Boden) des Wasserhaushaltes (vgl. Kap. 4.1, Fig. 11 u. Kap. 4.2, Fig. 12) erfolgt in Kap. 8.2.

### ***Das Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßfeld Greverath-Grünland***

Die Meßstation Greverath-Grünland konnte für die Niederschlags- und Bodenfeuchtemessungen mit Beginn des hydrologischen Sommerhalbjahres 1994 in Betrieb genommen werden. Die volumetrische Erfassung der Sickerwasserabläufe aus den drei Lysimeterparallelen erfolgte technisch bedingt erst ab Juni '94. Eine tabellarische Zusammenstellung - entsprechend der in Kap. 6.1 genannten Vorgaben - für die Meßergebnisse von Niederschlag und Sickerwassermengen aus den Lysimeterparallelen auf Halbjahres- und Jahresbasis befindet sich im Anhang (vgl. Tab. 6). Aus dieser Tabelle geht hervor, daß die Jahressickerwassermengen in Abhängigkeit von den Jahresniederschlagsmengen erheblichen Schwankungen unterlegen sind. Weiterhin wird deutlich, daß die Versickerungswirksamkeit der Niederschläge der hydrologischen Sommerhalbjahre ganz wesentlich von denen der Winterhalbjahre abweicht. Erklärungen für die Ursächlichkeiten dieser Unterschiede lassen sich jedoch anhand der reinen tabellarischen Auflistungen sowie den Halbjahres- und Jahresbilanzbetrachtungen nicht näher ableiten. Eine Bewertung der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung erfolgt daher durch die Betrachtung und Interpretation der innerjährlichen Verteilungen der Niederschlagsmengen mit dem daran gekoppelten Sickerwasseraufkommen während der einzelnen hydrologischen Jahre in einer zeitlich höheren Auflösung.

Die Figur 48 zeigt die Gegenüberstellung der zeitgleich gemessenen und zu Monatssummen zusammengefaßten Niederschlags- und Sickerwassermengen der drei Lysimeterparallelen im Verlauf des **hydrologischen Jahres 1994/95**. Die Niederschlagsverteilung während dieses hydrologischen Jahres ist gekennzeichnet durch eine deutlich ausgeprägte Niederschlagsspitze im Winterhalbjahr. Demgegenüber bleiben die Niederschlagsspitzenmonate des Sommerhalbjahres (Mai 110 mm, August 117 mm und September 107 mm) mengenmäßig hinter denen des Winterhalbjahres zurück. Während der übrigen Sommermonate gehen dagegen die Niederschläge z.T. sehr stark zurück. Die Spitze des Winterhalbjahres

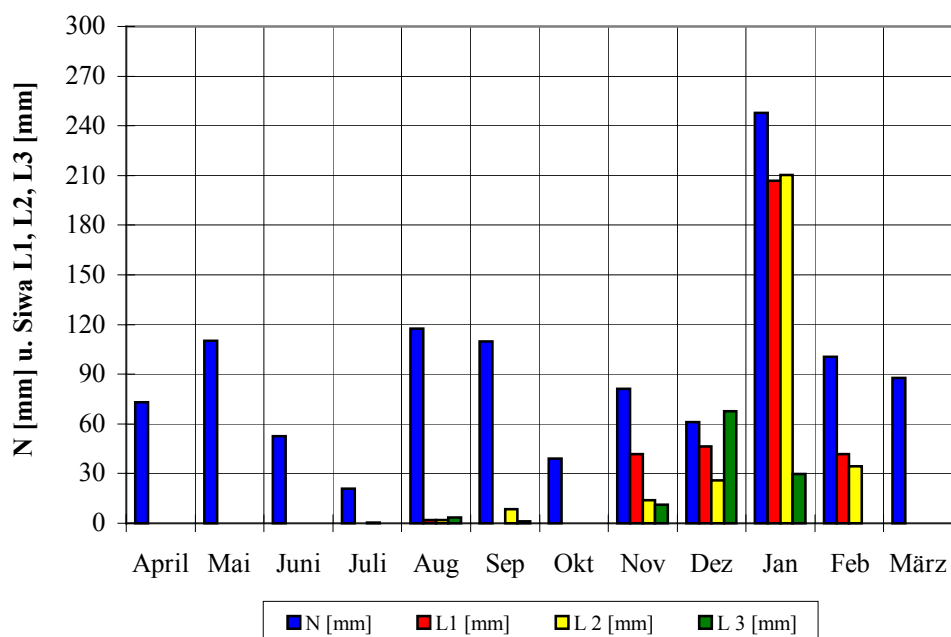


Fig. 48: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) an der Station Greverath-Grünland für das hydrologische Jahr 1994/95

tritt im Januar '95 mit 247 mm N auf, gefolgt von einem kleineren Maximum im Februar '95 (100 mm) und März '95 (87 mm). Die Summe der Niederschläge beträgt für das gesamt betrachtete hydrologische Jahr (Lysimeterjahr) 1101 mm. Für die jahreszeitliche Betrachtung ergeben sich hieraus 483 mm Niederschlag für das Sommer- und 617 mm Niederschlag für das Winterhalbjahr. Ähnliche Witterungsverhältnisse konnten für die ca. 2 km weit entfernt gelegene Ackerstation festgestellt werden (vgl. Anhang: Tab. 5).

Die Versickerungswirksamkeit der Niederschläge, d.h. die zeitliche Reaktion der Sickerwasserabläufe aus den unter Grünlandnutzung befindlichen Lysimetern auf die Niederschlagsereignisse kann für das *hydrologische Sommerhalbjahr 1994* erst ab Juni '94 bewertet werden. Erste, wenn auch mengenmäßig nur sehr geringe Sickerwasserabläufe aus den drei Grünland-Lysimeterparallelen konnten während des Sommerhalbjahres lediglich in der zweiten Augustwoche und in der zweiten Septemberwoche nach heftigen Starkniederschlagsereignissen festgestellt werden (vgl. Fig. 48). Dabei konnte bei den Lysimeterparallelen jeweils eine unterschiedlich hohe Sickerwassermengenabgabe festgestellt werden, die - natürlich bedingt - auf ein unterschiedliches Reaktionsvermögen der in den Lysimeterbehältern befindlichen Bodenmonolithe auf die Niederschlagsereignisse zurückgeführt werden. Insgesamt gesehen sind jedoch die Niederschläge des Sommerhalbjahres als überaus versickerungswirksam zu bewerten.

Dies trifft ebenfalls für den ersten Monat des *hydrologischen Winterhalbjahres 1994/95* zu. Im Vergleich zu den beiden vorangegangenen niederschlagsreichen Spätsommermonaten sind die ersten drei Wochen des Monats Oktober durch eine größere Niederschlagsarmut geprägt. Erst zum Monatsende hin steigt die Niederschlagsmenge an. Dennoch bleibt der Niederschlagseintrag während des Monats Oktober '94 insgesamt versickerungsunwirksam, so daß hierdurch bedingt die Sickerwasserbildung im Oktober gänzlich ausfällt.

Mit der Zunahme der Niederschlagsmengen in den folgenden Monaten des hydrologischen Winterhalbjahres kommt es zu einer stetigen Sickerwasserbildung, wobei der niederschlagsreichste Monat Januar auch Spitzenwerte für die Sickerwasserabläufe zeigt (vgl. Fig. 48). Sie liegen sogar deutlich über den Werten des Ackerstandortes. Für diesen Unterschied können keine plausiblen Gründe angeführt werden, da vor allem der geringere Bedeckungsgrad des im Herbst eingesäten Getreides auf den funktionsfähigen Acker-Lysimetern (vgl. Kap. 6.1.1 Greverath-Acker) gegenüber dem stärkeren Grasbewuchs des funktionsfähigen Grünland-Lysimeters L2 eine höhere Durchsickerung erwarten läßt, zumal sich die Bodeneigenschaften der unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeter kaum voneinander unterscheiden. Ab Mitte Dezember traten technische Probleme bei der Sickerwasserausgabe am Lysimeter 3 auf. Hieraus erklären sich die unterschiedlichen Sickerwassermengen der Lysimeterparallele L3 im Vergleich zu den Lysimeterparallelen L1 und L2 der Monate Dezember '94 und Januar '95. Die Sickerwassermengen aus L3 werden deshalb bei der Mittelwertsbildung nicht berücksichtigt (vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 19). In der ersten Märzwoche wurde die Lysimetergrube aufgrund eines Wassereintrages überflutet, so daß über den gesamten Zeitraum des Monats März keine Lysimetermessungen vorgenommen werden konnten. Die Bewertung der Sickerwasserbildung als Funktion der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge während des hydrologischen Jahres 1994/95 verkürzt sich daher auf den Betrachtungszeitraum von Juni '94 bis Februar '95. Dies muß auch beim Vergleich der Stationen mit unterschiedlicher Nutzung bei der Überprüfung der Sickerwassermengen als Funktion der Nutzung und der Zeit in Abhängigkeit von den übrigen Wasserhaushaltskomponenten wie Niederschlag, Bodenspeicher und Verdunstung beachtet werden. Insgesamt zeigt sich auch bei den Grünland-Lysimetern, daß die Sickerwasserbildung aus den Niederschlägen hauptsächlich während des Winterhalbjahres stattfindet.

Im *hydrologischen Jahr 1995/96* wurde an der Lysimeterstation Greverath-Grünland eine Jahresniederschlagssumme von 634 mm gemessen. Von den hier insgesamt betrachteten vier hydrologischen Jahren (Zeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998) ist somit das hydrologische Jahr 1995/96 als das niederschlagsärmste Jahr zu beschreiben (vgl. auch Ackerstation Greverath).

Innerjährlich gesehen wurden im *hydrologischen Sommerhalbjahr 1995* deutlich mehr Niederschläge (395 mm) gemessen als im darauffolgenden Winterhalbjahr (238 mm). Im Verlauf des hier betrachteten hydrologischen Jahres sind sowohl Niederschlagsmaxima im Sommer als auch im Winter zu verzeichnen. Allerdings überschreiten die Niederschlagsspitzen des Frühjahres und der Spätsommermonate (April 83 mm, August 89 mm, September 87 mm) mengenmäßig deutlich die Niederschlagsspitzen des Winterhalbjahres (Dezember '95 mit 68 mm und Februar '96 mit 78 mm).

In Abhängigkeit von der Niederschlagsverteilung zeigt sich innerjährlich eine Variabilität in der zeitlichen und mengenmäßig Verteilung der Sickerwassermengen (vgl. Fig. 49). Die feuchten Witterungsverhältnisse zu Beginn des hydrologischen Sommerhalbjahres 1995 führen in den Monaten April und Mai zur Sickerwasserbildung. Deutlich wird jedoch, daß mit den abnehmenden Niederschlägen im Mai die Sickerwasserbildung in diesem Monat stark zurückgeht. Die wöchentlichen Meßaufzeichnungen weisen lediglich für die erste Maiwoche noch meßbare Sickerwassermengen aus. Die sich anschließenden niederschlagsreichen Sommermonate, insbesondere die Monate August und

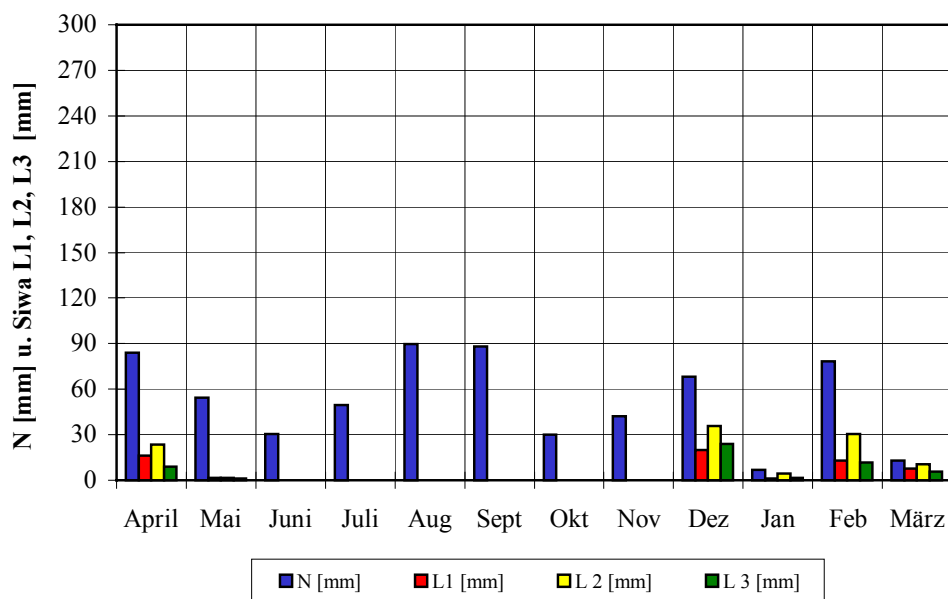


Fig. 49: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Greverath-Grünland für das hydrologische Jahr 1995/96

September, sind dagegen völlig versickerungsunwirksam. Die mit Gras bewachsenen Lysimeter zeigen keinerlei Reaktion auf die sommerlichen Starkniederschlagsereignisse hinsichtlich eines Sickerwasseraustrages. Hier zeigt sich ein - wenn auch nur geringer - Unterschied zu den Acker-Lysimetern, die auf die Starkniederschlagsereignisse im August mit einer kurzzeitig einsetzenden Sickerwasserbildung reagieren. Dies hängt offensichtlich mit dem unterschiedlichen Bedeckungsgrad der unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeter und einer sich daraus ergebenden unterschiedlichen Dynamik im Bodenwasserhaushalt zusammen (vgl. hierzu entsprechende Standortanalyse in Kap. 6.2; vgl. auch Kap. 8.2.2.2).

Die Sickerwasserbildung im *hydrologischen Winterhalbjahr 1995/96* setzt erst mit deutlicher Verspätung im Monat Dezember ein. Auch hier unterscheidet sich das Reaktionsvermögen der Grünland-Lysimeter auf die Niederschlagseinträge mit Beginn des Winterhalbjahres von denen der Acker-Lysimeter, an denen bereits am Übergang vom Sommerhalbjahr zum Winterhalbjahr die winterliche Sickerwasserbildung eingeleitet wurde. Stetige Sickerwasserbildung ist in Figur 49 ab Dezember bis zum Ende des Winterhalbjahres bei den grasbewachsenen Lysimetern festzustellen. Beim Vergleich der Lysimeterparallelen untereinander lassen sich deutliche Abweichungen in den Jahressummen (L1 59 mm, L2 106 mm, L3 53 mm) erkennen (vgl. Anhang: Tab. 6), die besonders aus den unterschiedlichen Mengen des hydrologischen Winterhalbjahres 1995/96 (vgl. L1 41 mm, L2 81 mm, L3 43 mm) resultieren. Die höheren Sickerwassermengen von L2 sind das Ergebnis einer jeweils stärkeren Reaktion im Sickerwasserablauf auf die hohen Niederschlagsmengen im Dezember '95 und Februar '96. Da der Meßbetrieb ohne größere Störeinflüsse abgelaufen ist, spielen sicherlich strukturelle Unterschiede innerhalb des Bodenmonolithes eine Rolle. Der unterschiedliche Bedeckungsgrad, in diesem Falle der Grasbewuchs sowie die unterschiedliche Artenzusammensetzung, könnten ebenfalls die Variabilität zwischen den Lysimeterparallelen begründen. Die prozentuale Anteil der Sickerwassermengen am Jahresniederschlag beträgt lediglich 17 % (vgl. Anhang: Tab. 6). Betrachtet man die Prozentanteile der unterschiedlichen hydrologischen Halbjahre, so stellt man auch an dieser Station fest, daß das Winterhalbjahr das versickerungswirksamste (52 %) ist, und daß allerdings durch die Versickerungsunwirksamkeit des Sommerhalbjahres (13 %) der Prozentanteil der Sickerwassermenge am Jahresniederschlag so stark nach unten gedrückt wird.

Am Beispiel dieser grasbewachsenen Lysimeter bleibt ebenfalls noch zu klären, in wieweit sich neben dem Niederschlag, mit seiner zeitlichen und mengenmäßigen Variabilität, die weiteren den Wasserhaushalt beeinflussenden Faktoren wie Bodenspeicher, Verdunstung und Bewuchs auf die innerjährliche Sickerwasserbildung auswirken und wie sich hierdurch die Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung (vgl. Kap. 5.3.1.1) für diesen Standort bewerten läßt. Diese Frage wird u.a. weiter unten in Kap. 6.2.1 im Zusammenhang mit der zeitlich höher aufgelösten Betrachtung der innerjährlichen Dynamik im Bodenspeicher in Abhängigkeit von den Niederschlägen und der Nutzungsart wieder aufgegriffen und dort anhand der Analyseergebnisse qualitativ bewertet (vgl. auch Kap. 8.2.1 sowie Kap. 8.2.2).

Gegenüber dem hydrologischen Jahr 1995/96 liegen die Niederschlagssummen des **hydrologischen Jahres 1996/97** mit 652 mm über denen des Vorjahres, bleiben jedoch in der Summe hinter denen der Jahre 1994/95 und 1997/98 deutlich zurück.

Im Vergleich zum Vorjahr stellt das Winterhalbjahr mit 395 mm Niederschlag den höheren Jahresanteil an den Niederschlägen gegenüber dem Sommerhalbjahr mit 256 mm. Aus der Figur 50 lassen sich Niederschlagsspitzen erkennen, die sommerlich wie winterlich auftreten. Allerdings übertreffen im Vergleich zum Vorjahr die Spitzenwerte der winterlichen Niederschläge (November 103 mm, Februar 121 mm) die des Frühsommers (Mai 93 mm). Gegenüber diesen hohen monatlichen Niederschlagssummen fallen die Niederschlagsmengen in den übrigen Monaten des hydrologischen Jahres 1996/97 mengenmäßig gesehen deutlich niedriger aus.

Das Frühjahr beginnt im April '96 mit sehr geringen Niederschlägen. Dies führt dazu, daß die Lysimeterparallelen mit kaum noch meßbaren Sickerwassermengenabgaben auf den Niederschlagseintrag reagieren. Auch der wesentlich feuchtere Mai bleibt trotz sehr hoher Niederschlagsmengen versickerungsunwirksam. Dieser Zustand setzt sich während des gesamten Sommerhalbjahres fort, so daß über den gesamten Zeitraum des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1996* keine nennenswerte Sickerwasserbildung über die Lysimeterparallelen festgestellt werden konnte (vgl. Fig. 50). Die drei

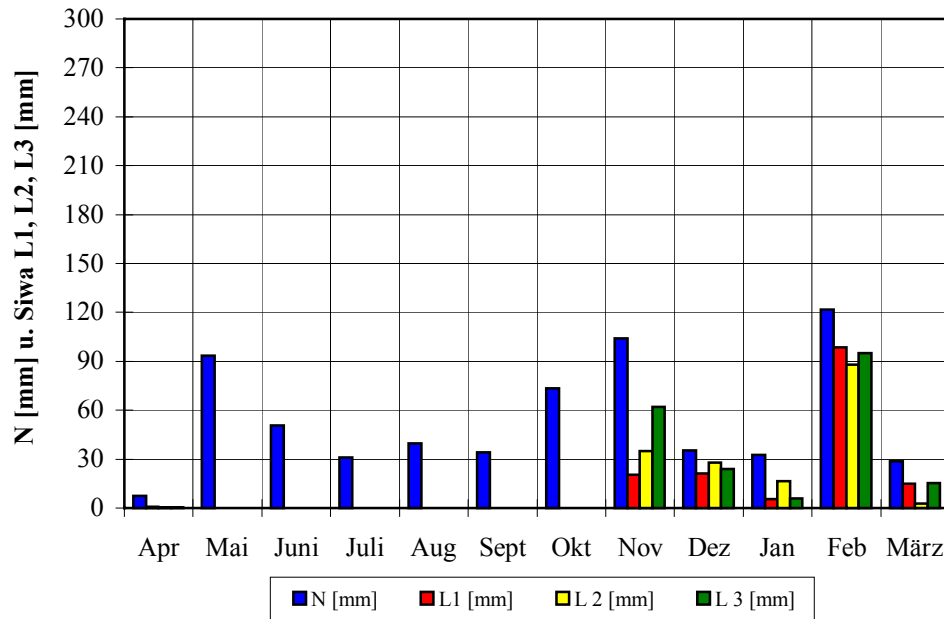


Fig. 50: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Greverath-Grünland für das hydrologische Jahr 1996/97

Lysimeter mit Grasbewuchs zeigen vor allem während der Frühjahrs- und fröhsommerlichen Monate (April bis Juni) eine wesentlich andere Reaktionsfähigkeit auf den Niederschlagseintrag im Vergleich zu den Acker-Lysimetern (vgl. Fig. 46), in denen bis in den Fröhsommer hinein noch Sickerwasserbildung stattfindet.

Erst auf die erste Niederschlagsspitze des *hydrologischen Winterhalbjahres 1996/97* im November '96 mit 103 mm reagieren die drei Lysimeterparallelen, wenn auch mengenmäßig unterschiedlich, mit deutlichen Sickerwasserabläufen. Wie aus Figur 50 zu erkennen ist, sind die Niederschlagsereignisse von November bis März insgesamt als versickerungswirksam zu bewerten. Die Variabilität der Sickerwassermengen in den Wintermonaten spiegelt deutlich die Variabilität der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge wider (vgl. Kap. 5.2.1.1 und 5.3.1.1). Die Gesamtsumme der Sickerwassermengen wird fast ausschließlich während des hydrologischen Winterhalbjahres produziert (vgl. Anhang: Tab. 6).

Das *hydrologische Jahr 1997/98* ist von der Summe der Jahresniederschlagsmenge (825 mm) im Vergleich zu den beiden Vorjahren als naß zu bewerten, mengenmäßig bleibt es jedoch deutlich hinter dem hydrologischen Jahr 1994/95, mit einer Jahressumme von 1101 mm, zurück. Aus der Jahresbilanztafel (vgl. Anhang: Tab. 6) und der nachfolgenden Figur 51 ist zu ersehen, daß - wie bereits im hydrologischen Jahr 1995/96 - der Sommer die niederschlagsreichste Jahreszeit darstellt. Sowohl in der Niederschlagsverteilung als auch für den Verlauf der innerjährlichen Sickerwasserbildung zeigt sich ein wesentlich verändertes Bild im Vergleich zu den vorausgegangenen Vorjahren. Deutlich heben sich die Niederschlagsspitzen des Fröhs- und Hochsommers (Mai 100 mm, Juni 118 mm, Juli 114 mm) von denen des Winters (kleineres Maximum im Oktober 78 mm, Dezember 105 mm) ab.

Auf die sehr feuchten Fröhsommermonate (Mai und Juni) reagieren die Lysimeter zunächst zögerlich mit geringen Sickerwasserspenden. Erst zum ebenfalls regenreichen Monat Juli hin kann ein stetiger Anstieg bei den Sickerwasserabgaben festgestellt werden. Allerdings verlieren mit den nachlassenden Niederschlägen in den sich anschließenden Sommermonaten die Niederschlagsmengen dieser Monate ihre Versickerungswirksamkeit. Das Ausbleiben der Sickerwasserbildung hält bis zum Beginn des

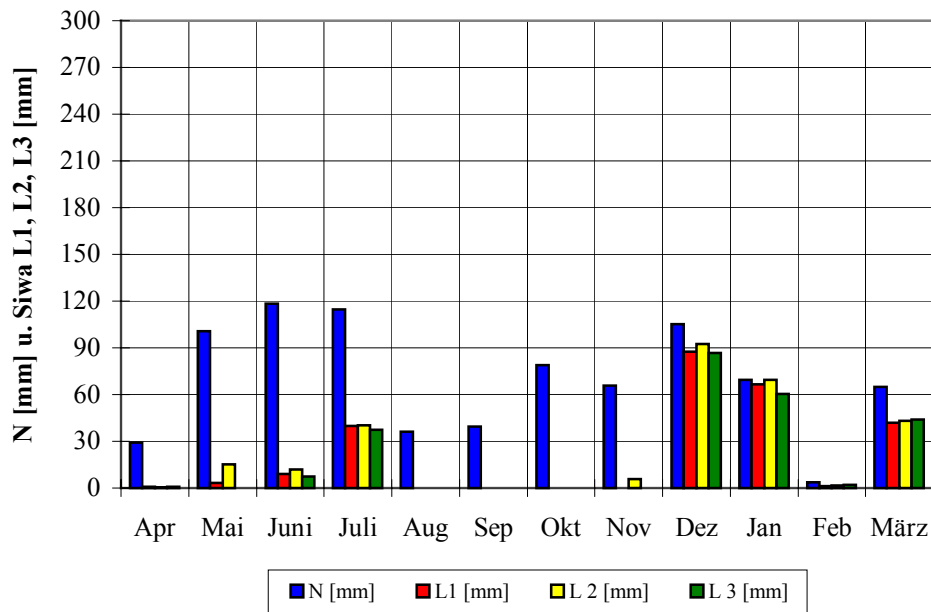


Fig. 51: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Greverath-Grünland für das hydrologische Jahr 1997/98

Monats Dezember '97 an. Lediglich Lysimeter 2 reagiert in der zweiten Hälfte des Monats Oktober mit einer sehr zögerlichen Sickerwasserbildung auf die vorangegangenen feuchten Monate. Mit dem Anstieg der Niederschlagsmenge im Dezember setzt sprunghaft Sickerwasserbildung bei allen drei Lysimeterparallelen ein. In der Figur 51 zeigt sich deutlich, daß die Sickerwasserspitzen des hydrologischen Winterhalbjahres 1997/98 aus den Niederschlagsspitzen (Dezember 1997 und eine kleinere Spitze im Januar 1998) der entsprechenden Monate resultieren. Zeitgleich mit dem starken Rückgang der Niederschläge während einer länger anhaltenden Frostperiode im Februar kommt es zur Verminderung der Sickerwasserbildung. Versickerungswirksam sind dagegen wieder die höheren Niederschläge im März. Auch im hydrologischen Jahr 1997/98 werden die Sickerwassermengen hauptsächlich während des Winterhalbjahres produziert. Allerdings ist anzumerken, daß die feuchten Verhältnisse während der ersten Hälfte des hydrologischen Sommerhalbjahres, die bis in den Juli hinein andauern, verstärkt zur Sickerwasserbildung während dieser Monate führen. Derartig hohe sommerliche Sickerwassermengen (55 mm im Mittel in der Zeit April bis Juli) konnten in den übrigen hydrologischen Sommerhalbjahren des Betrachtungszeitraumes nicht festgestellt werden (vgl. Anhang: Tab. 6).

Insgesamt zeigen die Lysimeterparallelen während des hydrologischen Jahres 1997/98 hinsichtlich ihres Reaktionsvermögens auf die Niederschlagsereignisse nur relativ geringe Abweichungen. Gleiches konnte für das hydrologische Jahr 1996/97 festgestellt werden. Dagegen zeigen die Lysimeterparallelen während der beiden ersten hydrologischen Jahre (1994/95 und 1995/96) sowohl hinsichtlich ihres Reaktionsvermögens auf die Niederschlagsereignisse als auch bei ihrer mengenmäßigen Sickerwasserabgabe deutliche Unterschiede. Störungsfreier Lysimeterbetrieb vorausgesetzt werden diese Abweichungen zwischen den Sickerwassermengen und die zeitliche Verzögerung bei der Sickerwasserbildung auf den natürlich bedingten unterschiedlichen Bedeckungsgrad, die natürlich bedingte unterschiedliche Bodenstruktur der in den Lysimeterbehältern befindlichen Bodenmonolithe mit einer sicherlich unterschiedlichen Aktivität der Bodenlebewesen und unterschiedlich ausgebildeten Wurzelgängen erklärt (vgl. Kap. 5.4.1).



Insgesamt zeigt sich beim Vergleich zwischen den Acker- und Grünland-Lysimetern in der Gemarkung Greverath, daß die innerjährliche Sickerwasserbildung unter Grasbewuchs deutlich schwächer abläuft als unter Ackernutzung, so daß auch davon auszugehen ist, daß der funktionale Zusammenhang zwischen Niederschlag und Sickerwasser im Falle der Bewirtschaftungsart Grünland weniger stark ist als bei der Bewirtschaftungsform Acker. Diese Annahme wird über die statistischen Voruntersuchungen bestätigt (vgl. Kap. 5.3.1.1). Welche Einflußgrößen in welchem Maße die innerjährliche Versickerungswirksamkeit der Niederschläge in den unterschiedlich bewirtschafteten Lysimetern steuern, wird zusätzlich noch anhand der standörtlichen Untersuchungen der Bodenfeuchtedynamik überprüft (vgl. Kap. 6.2.1) sowie in den Kapiteln 8.2.2 und 8.2.4 abschließend diskutiert.

### ***Das Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßfeld Greverath-Wald***

Die Lysimeterstation Greverath-Wald wurde in unmittelbarer Nachbarschaft zur Grünlandstation eingerichtet. Mit den Niederschlags- und Bodenfeuchtemessungen konnte rechtzeitig zu Beginn des hydrologischen Meßjahres 1994/95 begonnen werden. Demgegenüber wurde der Lysimetermeßbetrieb erst mit dem Beginn des hydrologischen Winterhalbjahres 1994/95 aufgenommen.

Hinsichtlich der Artenzusammensetzung des Mischwaldes im Bereich der Wald-Lysimeterstation dominiert die Kiefer. Der Bäume mittlerer Altersstruktur bilden insgesamt eine hohe Bestandsdichte aus. Der Durchmesser der im Wald eingebauten Lysimeter läßt jedoch keinen Baum- oder Strauchwuchs zu. Der Aufwuchs der Lysimeter entspricht somit lediglich der Artenzusammensetzung des Waldbodenbestandes (vgl. Kap. 4.1 u. Kap. 4.3.3.1 sowie Anhang: Abb. 3a). Da jedoch alle Lysimeter als ungestörte Monolithe aus der Wald-Beobachtungsfläche gezogen wurden, ist in jedem Fall die Berücksichtigung der Bodenstrukturverhältnisse sowie der Durchwurzelungseigenschaften des Waldbodens gewährleistet.

Der Niederschlag des Waldstandortes ist, im Vergleich zum Freilandniederschlag am Acker- und Grünlandstandort, als Bestandsniederschlag zu betrachten. Das bedeutet, daß sich die Menge des Niederschlages - im Vergleich zum Freilandniederschlag - im wesentlichen um den Betrag der Interzeption, in Abhängigkeit vom Pflanzenbestand reduziert. Wie bereits in Kap. 4.3.1 und Kap. 5.2.1.1 ausgeführt, wird der durch das Kronendach durchfallende Niederschlag bodennah über 10 Totalisatoren gemessen, die über eine größere Fläche verteilt auf dem Waldboden in unmittelbarer Nähe zu den 3 Lysimeterbehältern aufgestellt sind (vgl. Anhang: Abb. 3b). An dieser Stelle wird noch einmal darauf verwiesen, daß es sich bei denen in der Stationstabelle (Anhang: Tab. 7) angeführten Niederschlagsmengen um errechnete Mittelwerte aus diesen 10 Totalisatoren handelt (vgl. Kap. 4.3.1).

Die innerjährliche Variabilität der Sickerwasserabläufe aus den drei Lysimeterparallelen als Funktion der Niederschläge und der Zeit werden nachfolgend anhand der graphischen Umsetzung der Datenreihen von Niederschlag und Sickerwasser - auf der Basis der monatlichen Summenwerte - dargestellt und diskutiert. Als zusätzliche Erklärungshilfe dienen - wie auch schon zuvor bei den anderen Stationsbesprechungen - die wöchentlichen Stationsaufzeichnungen.

Wie bereits oben erwähnt konnten diese Abhängigkeiten am Waldstandort nicht für das volle hydrologische Jahr 1994/95 untersucht werden, da die Lysimetermessungen erst ab Oktober '94, mit dem Beginn des hydrologischen Winterhalbjahres gestartet wurden. Der Einbau erfolgte während der Sommermonate. Die während dieser Zeit aufgefangen Sickerwässer wurden verworfen, da der Betrieb durch die Bauarbeiten nicht vollständig aufrechterhalten werden konnte.

Am Waldstandort Greverath ist, wie an den nahegelegenen Acker- und Grünlandstationen, das ***hydrologische Jahr 1994/95*** als das niederschlagsreichste der hier betrachteten vier hydrologischen Jahre

zu bewerten. Jedoch im Vergleich zu den Niederschlagsmengen am Acker- und Grünlandstandort, fällt die Jahressumme der Niederschläge (806 mm) deutlich niedriger aus. Ein Großteil des Niederschlages wird bereits über das Kronendach des Waldbestandes abgefangen, so daß - bedingt durch die Interzeptionswirkung des Waldes - lediglich der hierdurch verminderte Niederschlagsanteil den Boden erreicht. Jahreszeitlich betrachtet ist das Winterhalbjahr (430 mm) gegenüber dem Sommerhalbjahr (376 mm) als die niederschlagsreichere Zeit zu charakterisieren.

Vergleicht man die Niederschlagsmengen für den Übergang zwischen hydrologischem Sommer- und Winterhalbjahr so stellt man fest, daß die Niederschlagsmengen der beiden ersten Monate des *hydrologischen Winterhalbjahres 1994/95* mengenmäßig deutlich hinter denen der letzten beiden Sommermonate zurückbleiben. Sickerwasserbildung findet während des gesamten Monats Oktober nicht statt. Eine erste Versickerungswirksamkeit der Niederschläge kann anhand der Wochenaufzeichnungen in der ersten Hälfte des Monats November festgestellt werden. Allerdings zeigen die Lysimeterparallelen ein unterschiedliches Reaktionsvermögen auf die Niederschlagsereignisse (vgl. Fig. 52).

Vor allem die Lysimeterparallele L3 mußte über eine längere Zeit aus dem Meßbetrieb herausgenommen werden, da störungsbedingt über Fremdwassereintritt in das Lysimeter überdurchschnittlich hohe Sickerwassermengen gemessen wurden. Die Mengenabgaben wurden verworfen und tauchen deshalb in der Graphik nicht auf. Der Schaden konnte erst Mitte Dezember behoben werden. Der eigentliche Meßbetrieb wurde jedoch erst ab Januar '95 wieder aufgenommen. Aus den Wochenaufzeichnungen geht hervor, daß das Lysimeter L3 mit deutlicher Zeitverzögerung erst Ende Januar '95, nach heftigen Niederschlagseinträgen, Sickerwasser abführte, wobei die Sickerwassermenge - wie in Fig. 52 deutlich erkennbar - deutlich hinter denen der Lysimeterparallelen L1 und L2 zurückbleibt. Insgesamt zeigen die Parallelen L1 und L2 beim Vergleich der Sickerwassermengenabgaben untereinander nur sehr geringe Abweichungen (vgl. Anhang: Tab. 7).

Bis zum Ende des Winterhalbjahres wird über die Graphik eine gute Korrelation zwischen den Niederschlags- und Sickerwassermengen belegt. Es scheint, daß weitere Einflußgrößen (wie z.B. Verdunstung, Bodeneigenschaften) nur geringfügig in die winterliche Niederschlags-Sickerwasser-

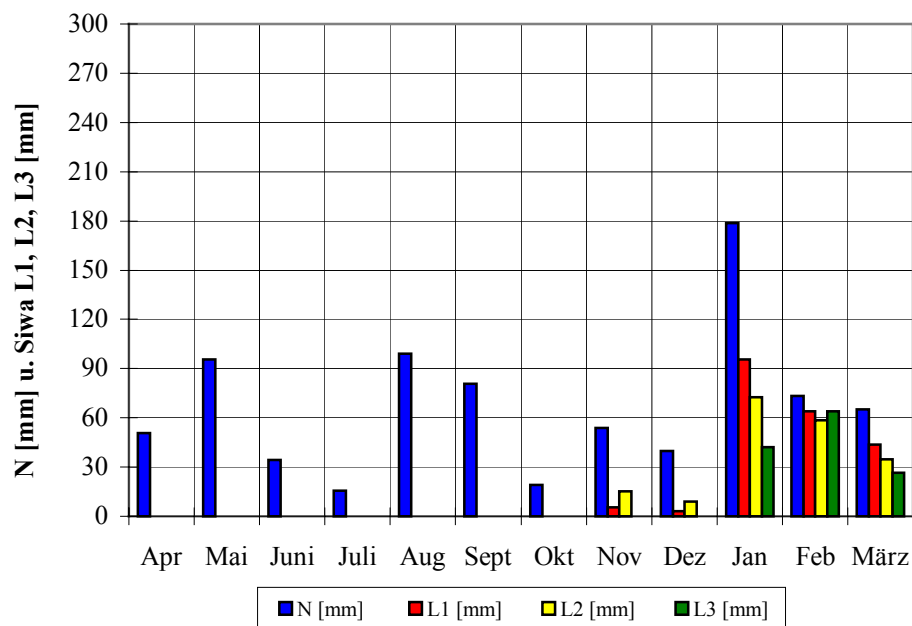


Fig. 52: Bestandsniederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) an der Station Greverath-Wald für das hydrologische Jahr 1994/95

Beziehung eingreifen. Der Nachweis dieser Aussage wird unter Kap. 6.2.1 (im Zusammenhang mit der Standortanalyse der Bodenfeuchtedynamik am Waldstandort) zu verifizieren bzw. zu falsifizieren sein (vgl. auch Kap. 8.2.2, Kap. 8.2.4 u. Kap. 8.3.1).

Die nachfolgende Figur 53 zeigt - im Vergleich zum Vorjahr - über den gesamten Zeitraum des *hydrologischen Jahres 1995/96* hinweg eine wesentlich höhere Variabilität in der zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung, auf die zudem die Sickerwasserbildung gleichermaßen mit deutlichen Schwankungen reagiert.

Auch für den Waldstandort ist - im Vergleich zu den übrigen der hier betrachteten hydrologischen Jahre - das hydrologische Jahr 1995/96 als das niederschlagsärmste zu charakterisieren. Die Jahressumme des Bestandsniederschlags beläuft sich auf 481 mm. Die Hauptniederschlagsmengen werden - im Gegensatz zum Vorjahr - während des Sommerhalbjahres (297 mm) erzielt. Das hydrologische Winterhalbjahr ist mit 183 mm Niederschlag als äußerst trocken zu charakterisieren (vgl. Anhang: Tab. 7). Die Niederschlagsspitzen des Frühjahres und des Spätsommers (April 70 mm, August 70 mm, September 60 mm) übertreffen fast gänzlich die Mengen der Niederschlagsspitzen des Winters (Dezember 54 mm, Februar 66 mm).

Die Figur 53 zeigt für das *hydrologische Sommerhalbjahr 1995*, daß auf die feuchte Phase des Frühjahres die Lysimeter mit deutlicher Zeitverzögerung erst im Mai mit nur sehr geringen Sickerwasserspenden reagieren. Über die wöchentlichen Stationsaufzeichnungen konnte festgestellt werden, daß im Gegensatz zum Vorjahr die Lysimeter L2 und L3 fast völlig gleiche Sickerwassermengen lieferten, wohingegen aus L1 kaum meßbare Mengen abgeführt wurden. Insgesamt geht aus der obigen Graphik hervor, daß die Niederschläge der Monate Juni und Juli - unter der Waldbodenvegetation - versickerungsunwirksam bleiben. Erst mit dem verstärkten Niederschlagsaufkommen in den Monaten August und September kommt es bei allen drei Lysimeterparallelen wieder zum Sickerwasserablauf, wobei vor allem im September die unterschiedlichen Mengenabgaben aus den Lysimeterparallelen ins Auge fallen.

Das *hydrologische Winterhalbjahr 1995/96* zeigt über alle Monate hinweg eine mehr oder weniger gute

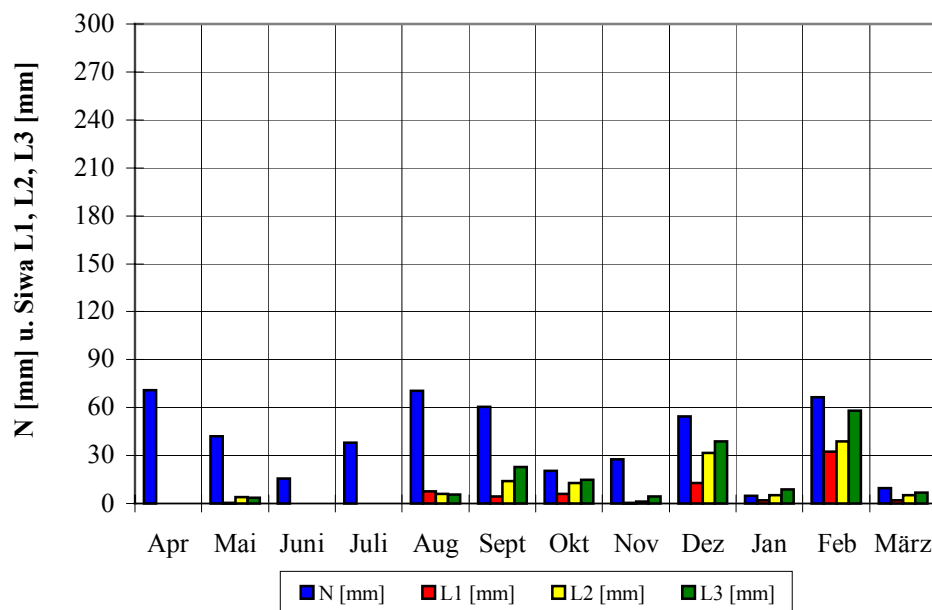


Fig. 53: Bestandsniederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Greverath-Wald für das hydrologische Jahr 1995/96

Versickerungswirksamkeit für die in den Boden eingetragenen Niederschläge. Niederschlags- und Sickerwassergang lassen dabei eine gute Übereinstimmung (L3 hiervon ausgenommen) erkennen. Die Sickerwasserbildung kann somit für diesen Zeitabschnitt eindeutig als Funktion der Zeit in Abhängigkeit von der mengenmäßigen Verteilung des Niederschlages beschrieben werden.

Die mengenmäßigen Unterschiede zwischen den Lysimeterparallelen, die sich vor allem in den Jahressummenwerten ausdrücken (vgl. Anhang: Tab. 7), begründen sich nicht als natürlich bedingte Variabilität der dynamischen Sickerwasserbildung für die drei Lysimeterparallelen. Sie resultieren vielmehr aus zwischenzeitlichen Betriebsstörungen beim Lysimeter L3, so daß dieses Lysimeter bei der Mittelwertbildung für die Halbjahres- und Jahressummen der Sickerwassermengen nicht berücksichtigt wurde (vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 19).

Bezogen auf die Jahressumme der Niederschläge errechnet sich für die Jahressickerwassermenge im hydrologischen Jahr 1995/96 ein Niederschlagsanteil von 19 %. Wie bereits aus den Stationstabellen der Acker- und Grünland-Lysimeter ersichtlich, liegt der errechnete am Niederschlag errechnete Sickerwasseranteil des hydrologischen Winterhalbjahres (41 %) immer über den errechneten Anteilen für das volle hydrologische Jahr (vgl. Anhang: Tabellen 5 bis 7). Hieraus leitet sich ab, daß während eines hydrologischen Sommerhalbjahres (wie z.B. 1995: 6 %) Einflüsse wie Nutzung und Boden die Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung verschlechtern, also der funktionale Zusammenhang zwischen Niederschlag und Sickerwasser nur eingeschränkt nachgewiesen werden kann (vgl. Kap. 5.3.1; vgl. auch Kap. 8.2.1 u. Kap. 8.2.2).

Das *hydrologische Jahr 1996/97* zeichnet sich im Vergleich zum Vorjahr erstens durch eine höhere Summe der Jahresniederschlagsmenge (505 mm) aus, und zweitens ist das Winterhalbjahr mit insgesamt 319 mm die niederschlagsreichste Zeit (vgl. Fig. 54).

Niederschlagsspitzen treten sowohl im Frühsommer (Mai 69 mm) als auch im Winterhalbjahr (November 80 mm, Februar 85 mm) auf, wobei der maximale Wert des Frühsommermonates Mai deutlich hinter denen des Winters zurückbleibt. Die Zeit zwischen Juli bis zum Ende des Sommerhalbjahres ist als

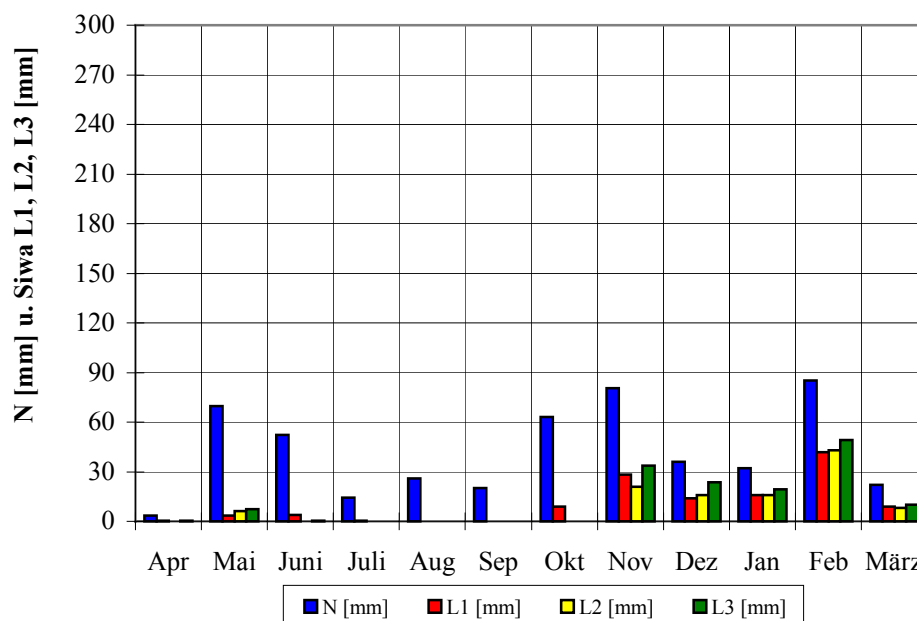


Fig. 54: Bestandsniederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Greverath-Wald für das hydrologische Jahr 1996/97

überwiegend trocken zu bezeichnen. Dies hat zur Folge, daß während des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1996* ausschließlich im feuchteren Monat Mai - deutlich meßbare - Sickerwasserbildung stattfindet. Mit der deutlich geringeren Niederschlagsmenge im Juni setzt die Sickerwasserbildung für die Lysimeter L2 und L3 bereits aus, wohingegen L1 noch mit geringen Sickerwasserabläufen auf die Juniniederschläge reagiert. Bis zum Ende dieses hydrologischen Sommerhalbjahres verlieren die Niederschläge vollkommen ihre Versickerungswirksamkeit (vgl. Fig. 54).

Wie aus den Wochendatenblättern zu ersehen ist, reagierten mit Beginn des *hydrologischen Winterhalbjahres 1996/97* alle drei Lysimeterparallelen auf die hohen Niederschlagsmengen (47 mm) der ersten Oktoberwoche mit Sickerwasserspenden. Allerdings belegen die mengenmäßig deutlich voneinander abweichenden Sickerwasserabläufe ein unterschiedliches Reaktionsvermögen der Lysimeter L1, L2 und L3 auf die Niederschlagseinträge: Lediglich die Sickerwassermengen aus L1 liegen - wie in Figur 54 erkennbar - im meßbaren Bereich. Aus der Graphik geht weiter hervor, daß ab November '96 bis März '97 in allen Monaten Sickerwasserbildung stattfindet. Betrachtet man die zeitparallel einander gegenübergestellten Säulen der beiden Bilanzgrößen Niederschlag und Sickerwasser so stellt man fest, daß der dynamische Verlauf der Sickerwasserbildung deutlich an die mengenmäßigen Schwankungen der Niederschlagsverteilung während des hydrologischen Winterhalbjahres gekoppelt ist. Die unterschiedlichen Mengenabgaben (vgl. Anhang: Tab. 7) aus den Lysimeterparallelen sind nicht auf Funktionsstörungen zurückzuführen, sondern werden als natürliche Folge der in den Bodenmonolithen ablaufenden Wasserbewegungen bewertet (vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 19).

Für das *hydrologische Jahr 1997/98* ergeben sich bei der innerjährlichen Betrachtung völlig unterschiedliche Verhältnisse für die Niederschlagsverteilung und die Sickerwasserbildung im Vergleich zu den Vorjahren: Insgesamt zeigt die Halbjahresbilanz für die Niederschlagssumme, daß das hydrologische Sommerhalbjahr (326 mm) deutlich feuchter ist als das Winterhalbjahr (269 mm). Die sommerlichen Niederschläge verteilen sich, belegt durch die Niederschlagsspitzen, im wesentlichen auf die Monate Mai (68 mm), Juni (96 mm) und Juli (80 mm). Demgegenüber sind der Frühjahrsmonat April (20 mm) sowie die Spätsommermonate August (27 mm) und September (32 mm) als überwiegend trocken zu charakterisieren (vgl. Fig. 55).

Diese Niederschlagsvariabilität schlägt sich deutlich in der zeitlichen und mengenmäßigen Variabilität der Sickerwasserbildung nieder. Die insgesamt feuchte Phase während der ersten Hälfte des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1997* führt bis Ende Juli zu einer hohen Versickerungswirksamkeit der Niederschläge. Ab August bis zum Ende des Sommerhalbjahres gehen die Sickerwassermengen, bei verringerten Niederschlägen, sprunghaft zurück. Die in der Figur 55 angedeuteten Ablaufmengen der Lysimeterparallele L1 liegen während dieser Zeit in einem kaum meßbaren Bereich.

Auf den Anstieg der Niederschläge zu Beginn des *hydrologischen Winterhalbjahres 1997/98* reagieren die Lysimeter zunächst noch mit deutlich zeitverzögerter Sickerwasserabgabe, die jedoch in den Folgemonaten bis Ende Januar, in Abhängigkeit der Niederschlagsmengen und -verteilung, wesentlich gesteigert wird. Der sehr frostreiche und niederschlagsarme Februar '98 führt frostbedingt zum völligen Ausbleiben der Sickerwasserbildung. Diese Verhältnisse zeigen sich - laut den wöchentlichen Meßaufzeichnungen - auch in den ersten beiden Märzwochen (Auftauphase des gefrorenen Bodens in den Lysimeterbehältern) (vgl. auch Kap. 6.1.1: Greverath-Grünland). Auf die hohen Niederschlagsmengen der dritten Märzwoche reagieren die Lysimeterparallelen mit hohen Sickerwasserspenden.

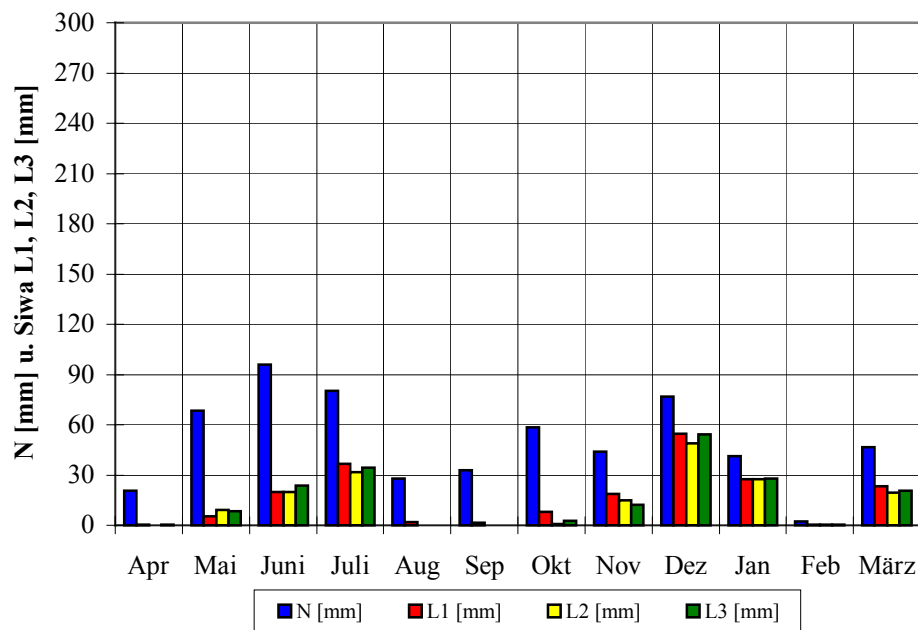


Fig. 55: Bestandsniederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Greverath-Wald für das hydrologische Jahr 1997/98

Vergleicht man abschließend den prozentualen versickerungswirksamen Anteil der Niederschläge des hydrologischen Sommerhalbjahres 1997 mit denen des Winterhalbjahres 1997/98 so können folgende Aussagen getroffen werden: Im Sommerhalbjahr macht die niederschlagsanteilige Sickerwassermenge 19 % am Sommerniederschlag aus. Winterlich gebildete Sickerwassermengen dagegen machen 44 % der Niederschlagseinträge aus. Hieraus zeigt sich, daß trotz deutlich geringerer Niederschlagsmengen die winterlichen Niederschläge als die versickerungswirksamsen zu bewerten sind. Für die Jahresbilanz ergibt sich folglich ein Sickerwasseranteil am Jahresniederschlag von 31 % (vgl. auch Anhang: Tab. 7).

### 6.1.2 Lysimeterstation in der Gemarkung Schleidweiler/Rodt

#### *Das Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßfeld Rodt-Acker*

Wie bereits in Kap. 4.1 und 5.3.1.1 dargelegt, konnte im Bereich des Oberen Buntsandsteins lediglich für die Nutzungsvariante Acker eine Lysimeterstation mit dem entsprechend zugehörigen Bodenfeuchtemeßfeld eingerichtet werden.

Die Stationstabelle 8 im Anhang vermittelt im Überblick die Meßergebnisse für den Untersuchungszeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998. Die Halbjahres- und Jahressummen der Niederschlags- und Sickerwassermengen der einzelnen hydrologischen Jahre werden dort u.a. zueinander ins Verhältnis gesetzt (vgl. Kap. 6.1). Hierdurch zeigt sich bereits, daß ein bestimmter Anteil des in den Boden eingetragenen Niederschlages nicht der Sickerwasserbildung dient. Zudem wird durch die zeitgleiche Gegenüberstellung der Sickerwassermengen der Lysimeterparallelen das unterschiedliche Reaktionsvermögen der in den Lysimeterbehältern befindlichen Bodenmonolithe auf die Niederschlagseinträge für die entsprechenden Zeitabschnitte indirekt ausgedrückt.

Mit den Niederschlags- und Bodenfeuchtemessungen konnte an dieser Feldstation rechtzeitig zu Beginn des hydrologischen Jahres 1994/95 begonnen werden. Der Einbau der Lysimeter erfolgte in den Monaten Mai und Juni, so daß die Inbetriebnahme der Lysimeter erst im Juli '94 vorgenommen werden konnte.

Das *hydrologische Jahr 1994/95* ist bezüglich der Niederschlagsverhältnisse - im Vergleich zu den insgesamt vier untersuchten hydrologischen Jahren - als Naßjahr zu charakterisieren. Die Jahressumme der Niederschläge beträgt 932 mm. Hiervon entfällt der höchste Niederschlagsanteil auf das hydrologische Winterhalbjahr 1994/95.

Aufgrund der verspäteten Inbetriebnahme der Lysimeter können Aussagen bezüglich der Sickerwasserbewegungen in den Bodenmonolithen erst ab der zweiten Hälfte des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1994* getroffen werden. Als versickerungsunwirksam sind nicht nur die geringen Niederschläge im Juli sondern vor allem auch die deutlich höheren Niederschläge im August (74 mm) zu bewerten. Erst der weitere Anstieg der Niederschlagsmenge im September (94 mm) führt zu ersten Sickerwasserabläufen. Hierbei ist aus Figur 57 zu erkennen, daß sich zum einen die Mengenabgaben der Lysimeterparallelen L1 und L3 erheblich voneinander unterscheiden und zum anderen, daß die Sickerwasserabgabe aus L2 vollständig ausbleibt.

Vergleichbare Verhältnisse stellen sich zu Beginn des *hydrologischen Winterhalbjahres 1994/95* im Oktober ein. Der deutlich erkennbare Rückgang der Niederschlagsmengen bedingt gleichzeitig eine verringerte Sickerwasserbildung, so daß die Sickerwassermengen aus L1 und L3 abnehmen. Ab November bis zum Ausgang des Winterhalbjahres reagieren alle Lysimeterparallelen mit verstärkter Sickerwasserbildung auf die Niederschläge. Aus der Figur 57 geht weiterhin hervor, daß L1 und L2 während der Wintermonate - mengenmäßig betrachtet - ein relativ gleichwertiges Reaktionsvermögen zeigen, wogegen L3 deutlich höhere Sickerwassermengen produziert, deren Mengen zum Teil die gefallen Niederschlagsmengen in den Monaten Dezember '94, Februar und März '95 übertreffen. Durch eine defekte Außenwand des Lysimeters (L3) konnte Fremdwasser in den Bodenmonolith eindringen. Hierdurch bedingt wurden die Sickerwasserabläufe künstlich erhöht. Der Mittelwert der Sickerwassermengen für das hydrologische Winterhalbjahr 1994/95 wird deshalb lediglich aus den Lysimeterparallelen L1 und L2 gebildet (vgl. auch Kap. 5.3.1.1, Tab. 19). Bezogen auf den prozentualen Anteil der Sickerwassermengen an den Niederschlägen, zeigt sich, daß die winterlichen Niederschläge

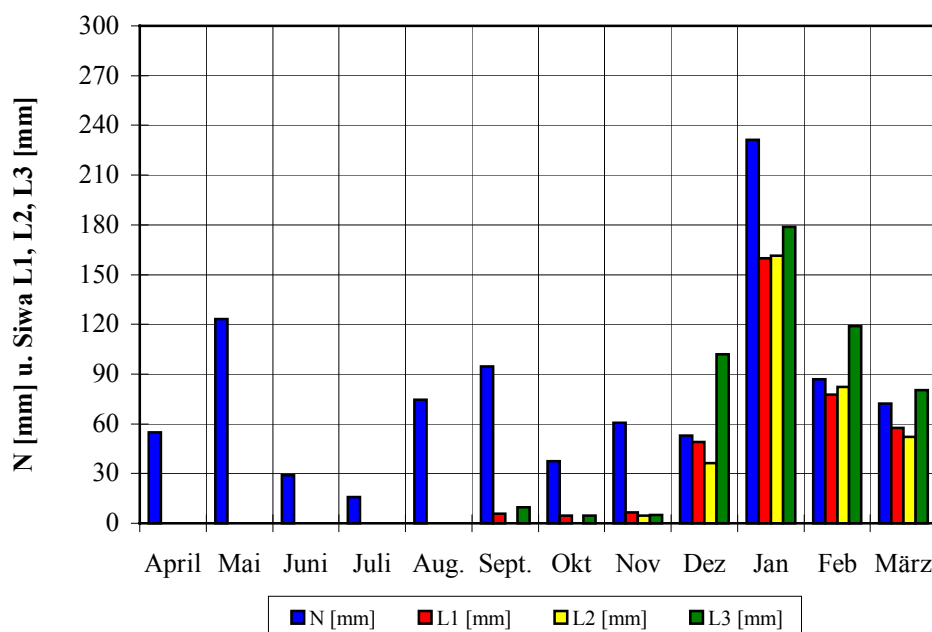


Fig. 57: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) an der Station Rodt-Acker für das hydrologische Jahr 1994/95

(541 mm) eine Versickerungswirksamkeit (345 mm Sickerwassermenge) von 63% erreichen. Allerdings wird dieser Betrag auf Jahresbasis gesehen durch die Versickerungsunwirksamkeit der Niederschläge im Sommerhalbjahr mehr als halbiert (vgl. Anhang: Tab. 8).

Ein gänzlich anderes Bild zeigt sich während des *hydrologischen Jahres 1995/96* sowohl für die zeitliche und mengenmäßige Niederschlagsvariabilität als auch für die Sickerwasserbildung. Im Vergleich mit den insgesamt vier untersuchten hydrologischen Jahren ist das Jahr 1995/96 als das trockenste Jahr zu bezeichnen.

Im Gegensatz zum Vorjahr ist das *hydrologische Sommerhalbjahr 1995* überaus niederschlagsreich. Bezogen auf die Jahresniederschlagsmenge (619 mm) bedeutet dies, daß 63 % der Niederschläge während der Sommermonate fallen (vgl. Anhang: Tab. 8). Bezüglich der Bewertung der Versickerungswirksamkeit der niederschlagsreichen Frühjahrs- und Sommermonate ist jedoch festzustellen, daß sich lediglich die Niederschlagsmenge im April (72 mm) als versickerungswirksam erweist. Die während der übrigen Sommermonate anfallenden Sickerwassermengen lagen - trotz z.T. sehr hoher Niederschlagseinträge (vgl. September '95) - alle im nicht meßbaren Bereich. Dabei zeigte sich lediglich für die Lysimeterparallelen 1 und 2 - wie bereits in den Monaten des Vorjahres - eine gute Übereinstimmung hinsichtlich der gemessenen Sickerwassermengen.

Auf die - im Vergleich zum Sommerhalbjahr - niedrigeren Niederschläge des *hydrologischen Winterhalbjahres 1995/96* reagieren die Bodenmonolithe relativ schnell mit der Sickerwasserbildung, wenn auch in den ersten drei Monaten (wie aus den wöchentlichen Aufzeichnungen ersichtlich) mit deutlich zeitlich verzögerten Abläufen aus den Lysimetern auf die einzelnen Niederschlagsereignisse. Dies zeigt sich besonders im Falle der Monate Dezember '95 und Januar '96: Auf die hohen Niederschläge im Dezember (66 mm) reagieren die Lysimeter sehr verzögert. Erst im sehr trockenen Januar (6 mm) kommt es mit erheblicher Zeitverzögerung zur Sickerwasserbildung, so daß sich die Versickerungswirksamkeit der Dezemberniederschläge offensichtlich bis in die zweite Januarhälfte - trotz sehr geringer Niederschlagsmengen im Januar - hineinzieht. Hieraus erklärt sich die wesentlich höher

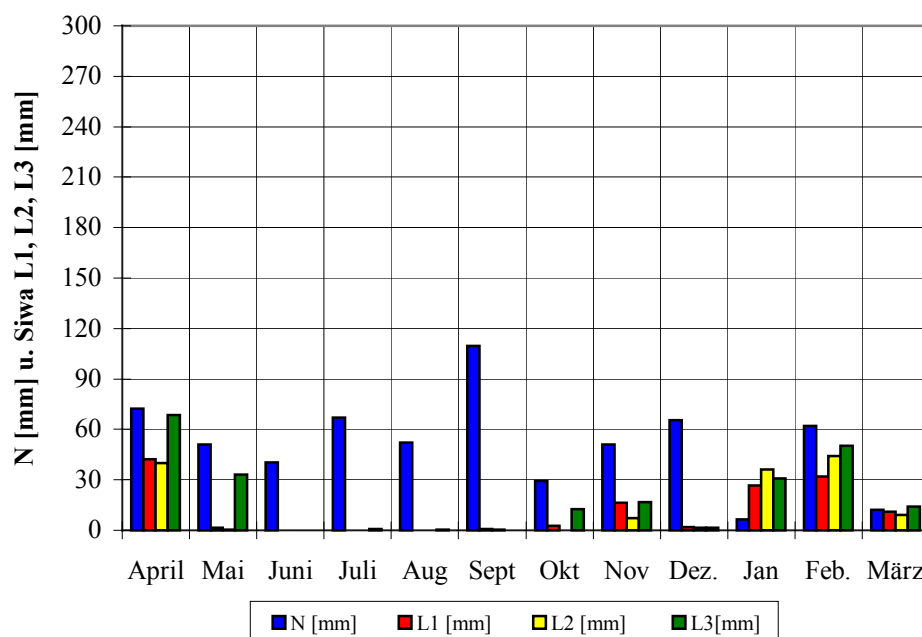


Fig. 58: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Rodt-Acker für das hydrologische Jahr 1995/96



ausfallende Sickerwassermenge im Januar im Vergleich zu den zeitgleich gemessenen Niederschlagsmengen. Als versickerungswirksam erweisen sich schließlich auch die Monate Februar und März. In Figur 58 ist für diese Monate deutlich zu erkennen, daß über die Höhe der Niederschlagsmenge des jeweiligen Monats die Höhe der anfallenden Sickerwassermengen bestimmt wird.

Während sich die unterschiedliche Reaktion der Sickerwasserabläufe zwischen L1 und L2 über die Jahresbetrachtung hinweg ausgleicht, werden über das Lysimeter L3 deutlich höhere Sickerwassermengen abgeführt. Aufgrund des rötlich gefärbten Sickerwassers in dem Sickerwasserauffangbehälter wurde eine erneute Funktionsstörung im Betriebsablauf dieses Lysimeters (vgl. hydrologisches Jahr 1994/95) festgestellt, worauf die höheren Sickerwassermengen zurückgeführt werden (vgl. auch Kap. 5.3.1.1, Tab. 18). Dies erklärt letztendlich auch die hohen Sickerwassermengen im Monat April 1995 (68 mm).

Für die Mittelwertbildung der Sickerwassermengen wurden deshalb nur die Lysimeterparallelen L1 und L2 herangezogen (vgl. Anhang: Tab. 8). Prozentual gesehen liegt der Niederschlagsanteil an der Sickerwasserbildung im äußerst niederschlagsreichen hydrologischen Sommerhalbjahr 1995 lediglich bei 10 %. Dagegen ist die Versickerungswirksamkeit der nur sehr geringen winterlichen Niederschlagsmenge (226 mm) überaus groß. Die niederschlagsanteilige Sickerwassermenge beträgt 94 mm (Mittelwert gerechnet aus L1 und L2). Dies bedeutet, daß 41 % der winterlichen Niederschlagsmenge zur Sickerwasserbildung beiträgt.

Das *hydrologische Jahr 1996/97* zeigt im Vergleich zum vorangegangenen Jahr - bei einer fast unveränderten Jahresniederschlagssumme (619 mm) - deutlich veränderte Verhältnisse für die zeitliche und mengenmäßige Verteilung der Niederschläge und die daran gekoppelte Sickerwasserbildung. Die sommerlichen Niederschläge bleiben - mengenmäßig gesehen - hinter den winterlichen zurück.

Aus Figur 59 geht hervor, daß die Niederschläge des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1996* gänzlich versickerungsunwirksam sind. Weiterhin zeigt sich, daß trotz ansteigender Niederschlagsmengen mit Beginn des *hydrologischen Winterhalbjahres 1996/97* zunächst noch keine Sickerwasserbildung stattfindet.

Wie aus den wöchentlichen Aufzeichnungen zu ersehen ist, bleiben auch die drei ersten niederschlagsreichen Novemberwochen versickerungsunwirksam. Erst ab der letzten Novemberwoche reagieren die Lysimeterparallelen auf die bis dahin bereits erfolgten Niederschlagseinträge mit Sickerwasserabläufen. Ab diesem Zeitpunkt wird über die Bodenmonolithe Sickerwasser - mit z.T. mengenmäßigen Schwankungen - stetig abgeführt.

Besonders deutlich zeigt sich die unterschiedliche Reaktionsfähigkeit der Lysimeterparallelen L1 und L2 auf die Niederschlagsereignisse beim Vergleich der Monate November und Dezember. Lysimeter 2 reagiert - stark zeitverzögert - erst im Dezember auf die eingetragenen Niederschlagsmengen des Monats November mit Sickerwasserspenden. Entsprechend hoch fallen die Sickerwassermengen für diesen Monat aus. Sie übersteigen sogar die Mengen des Dezemberrniederschlages. Ein ähnliches Bild zeigt sich bei den Lysimeterparallelen L1 und L2, deren Sickerwassermengen nur geringfügig voneinander abweichen, für die Monate Januar und Februar. Aus den wöchentlichen Aufzeichnungen geht hervor, daß auch während der Wochen dieser beiden Monate die Sickerwasserbildung jeweils zeitverzögert zu den Niederschlagseinträgen einsetzt. Es ist anzunehmen, daß - bedingt durch das langsame Reaktionsvermögen der Bodenmonolithe - die vormonatlichen Witterungsverhältnisse mit den entsprechend infiltrierten Niederschlagsmengen den dynamischen Verlauf der Sickerwasserbildung mitbestimmen. Zudem scheint, als ob das jeweils ältere, eingetragene Niederschlagswasser, welches

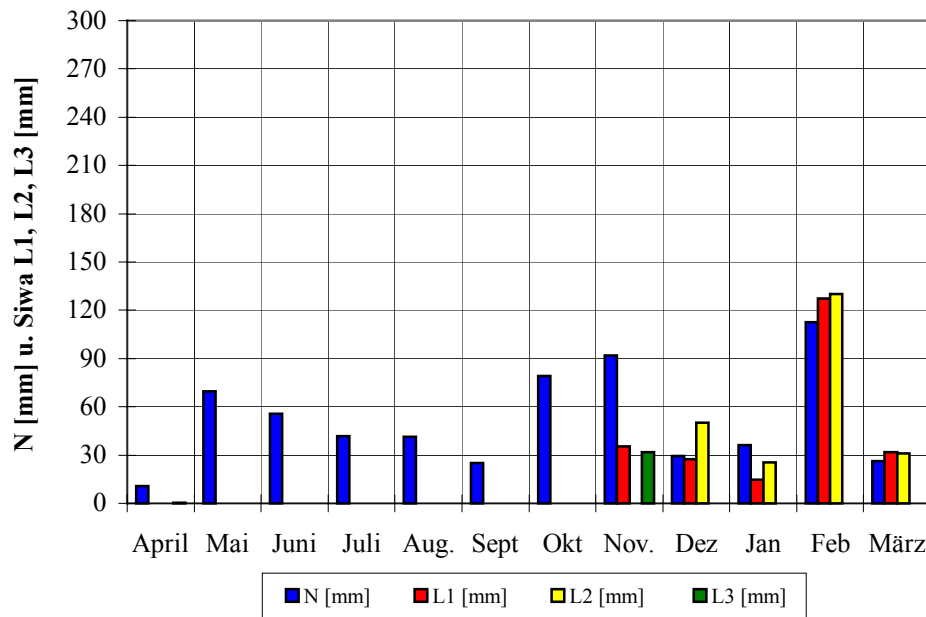


Fig. 59: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Rodt-Acker für das hydrologische Jahr 1996/97

offensichtlich die Bodenmonolithe nur langsam nach unten durchwandert, erst durch das entsprechend neu in den Boden eindringende Wasser nach unten ‘gedrückt’ und als Sickerwassermenge abgeführt wird.

Das Lysimeter 3 wurde aufgrund erneut auftretender Betriebsstörungen im Laufe des hydrologischen Winterhalbjahres 1996/97 schließlich aufgegeben, so daß dieses Lysimeter sowohl aus der tabellarischen Übersicht als auch bei der Bewertung der niederschlagsanteiligen Sickerwasserrate für das hydrologische Jahr 1996/97 herausfällt (vgl. auch Kap. 5.3.1.1, u.a. Tab. 18 u. Tab. 19; Anhang: Tab. 8).

Aus der Bewertung der Abhängigkeit der Halbjahres- und Jahreswerte der Sickerwassermenge von der Eingabegröße Niederschlag resultiert, daß die nicht versickerungswirksam gewordenen Niederschläge des Sommerhalbjahres (243 mm) für andere ‘Zwecke’, wie z.B. pflanzlicher Aufbrauch des in den Boden infiltrierenden Niederschlagswassers, bereitgestellt worden sein müssen. Dagegen zeigt sich für die Niederschläge des hydrologischen Winterhalbjahres (375 mm) eine Versickerungswirksamkeit von 63% bezogen auf die entsprechend infiltrierte Niederschlagsmenge. Auf die Jahresniederschlagssumme übertragen bedeutet dies, daß von insgesamt 619 mm gefallenem Niederschlag 38 % zur Jahresversickerung (237 mm) beitragen.

Das **hydrologische Jahr 1997/98** läßt eine innerjährliche Variabilität der Sickerwasserbildung erkennen, die im wesentlichen in Abhängigkeit vom Niederschlagsgang zu erklären ist. Jahreszeitlich gesehen liegt der Niederschlagsanteil des Sommerhalbjahres (418 mm) über dem des Winterhalbjahres (379 mm). Niederschlagsspitzen während der Monate Mai (106 mm), Juni (134) und Juli (90 mm) gegenüber sehr geringen Niederschlagsmengen in den Monaten August und September gliedern das hydrologische Sommerhalbjahr in einen feuchten Früh- (ausgenommen der Frühjahrsmonat April) sowie in einen trockenen Hoch- und Spätsommer.

Diese hohen Niederschlagsverhältnisse zeigen deutliche Auswirkungen auf die Sickerwasserbildung in der ersten Hälfte des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1997*: Die feuchten Frühsommermonate führen bei unterschiedlichem Reaktionsvermögen der Lysimeterparallelen L1 und L2 insgesamt alle zur

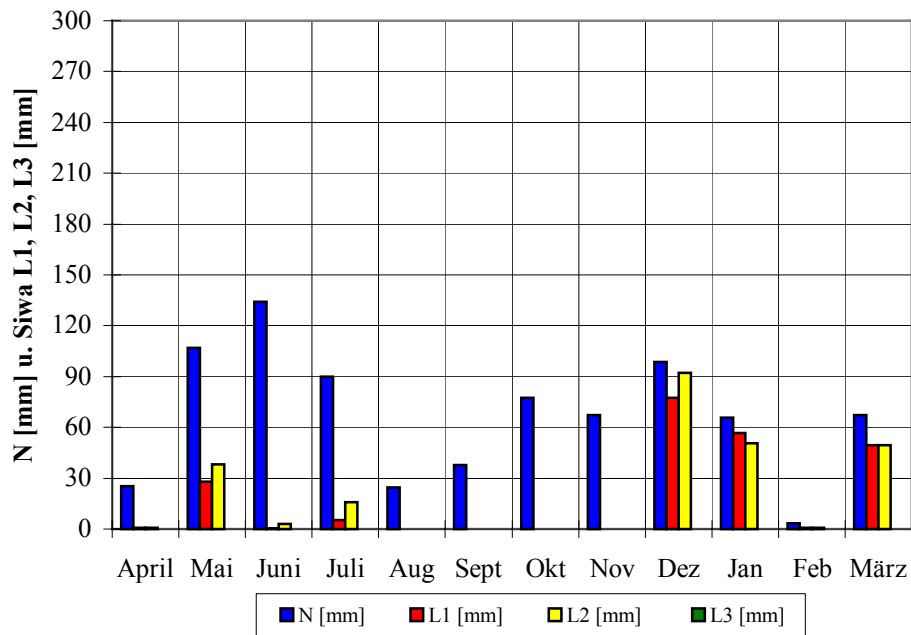


Fig. 60: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Rodt-Acker für das hydrologische Jahr 1997/98

Sickerwasserbildung (vgl. Fig. 60). Die deutlich nachlassenden Niederschläge der letzten beiden Sommermonate bleiben dagegen wiederum versickerungsunwirksam.

Die Niederschläge des *hydrologischen Winterhalbjahres 1997/98* verteilen sich mengenmäßig fast gleichmäßig auf alle Monate. Eine Ausnahme bildet hier zum einen der Monat Dezember (98 mm), der deutlich die Niederschläge der anderen Wintermonate übertrifft und zum anderen der sehr trockene Februar (3 mm). Trotz der ansteigenden herbstlichen Niederschlagsmengen (Oktober 77 mm und November 67 mm) lassen erst die höheren Dezemberrniederschläge die Sickerwasserbildung einsetzen. Aus Figur 60 geht hervor, daß die winterliche Sickerwasserbildung ausschließlich während der Monate Dezember, Januar und März abläuft. Demgegenüber liegen die Sickerwasserabläufe der Lysimeterparallelen L1 und L2 im sehr trockenen und kalten Februar im nicht meßbaren Bereich.

Insgesamt ist hervorzuheben, daß im Vergleich zum Vorjahr die Sickerwasserbildung sowohl im Sommer- als auch im Winterhalbjahr stattfindet, wobei die Wintermonate, trotz der insgesamt geringeren Niederschlagsmenge, eine deutlich höhere Versickerungswirksamkeit erreichen. Die niederschlagsanteilige Sickerwassermenge des Sommers (im Mittel 45 mm) macht dabei 10 % des gefallen Niederschlages aus. Demgegenüber liegt der Niederschlagsanteil bei den winterlichen Sickerwassermengen (für L2 = 193 mm) bei ca. 50 %. Auf die Jahressumme des Niederschlages (797 mm) übertragen, bedeutet dies, daß jedoch lediglich nur 29 % des Jahresniederschlages zur Jahressickerwassermenge (im Mittel 234 mm) beitragen. Hieran wird ebenfalls deutlich, daß über die Sommermonate hinweg (vgl. Anhang: Tab. 8) kein einfacher funktionaler Zusammenhang zwischen Niederschlag und Sickerwasser besteht, da weitere Einflußgrößen in die wasserhaushaltliche Dynamik eingreifen, was gleichzeitig zu einer Minimierung der Versickerungswirksamkeit der Niederschläge führt (vgl. auch Kap. 5.3.1.1 sowie Kap. 8.2.1).

### 6.1.3 Lysimeterstationen in der Gemarkung Idenheim

Das Untersuchungsgebiet schließt Gebiete der Trier-Bitburger-Mulde ein, die geologisch gesehen aus den Ablagerungen des Unteren, Mittleren und Oberen Muschelkalkes aufgebaut sind. Für die Errichtung des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßdienstes konnten - technisch bedingt - nur jeweils eine Lysimeterstation unter Ackernutzung im Bereich des Unteren und Mittleren Muschelkalkes eingerichtet werden, wodurch standortspezifische Vergleichsuntersuchungen hinsichtlich der Nutzungsdifferenzierung (Grünland und Wald) für die geologisch unterschiedlich aufgebauten Standorte entfallen (vgl. auch Kap. 4.1).

#### *Das Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßfeld Idenheim-Acker (mu)*

Die Halbjahres- und Jahressummen von Niederschlag und Sickerwassermenge für den Beobachtungszeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998 ist in der im Anhang befindlichen Jahresbilanztafel zusammengestellt (vgl. Anhang: Tab. 9). Anhand der graphischen Aufbereitung der Meßreihen von Niederschlagsmengen und Sickerwassermengen - mit zeitlich höherer Auflösung und ergänzt durch Informationen aus den wöchentlichen Stationsaufzeichnungen - wird (im Vergleich zur Stationstabelle) die Überprüfung der innerjährlichen Sickerwasserbildung als Funktion der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge vorgenommen.

Die Meßperiode an der Station Idenheim-Acker im Bereich des Unteren Muschelkalkes konnte rechtzeitig zum Beginn des *hydrologischen Jahres 1994/95* gestartet werden. Für den hier zu untersuchenden Bearbeitungszeitraum von vier hydrologischen Jahren ist das Jahr 1994/95 als das niederschlagsreichste Jahr zu charakterisieren.

Die Jahressumme der Niederschläge beträgt insgesamt 990 mm. Bei der Betrachtung der Halbjahressummen zeigt sich, daß sich die Niederschlagssummen der beiden Halbjahre mengenmäßig voneinander unterscheiden (Sommer 431 mm, Winter 559 mm) und, daß innerjährlich gesehen deutliche Schwankungen bei der mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge auftreten (vgl. Fig. 61).

Während des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1994* fallen über 50 % der sommerlichen

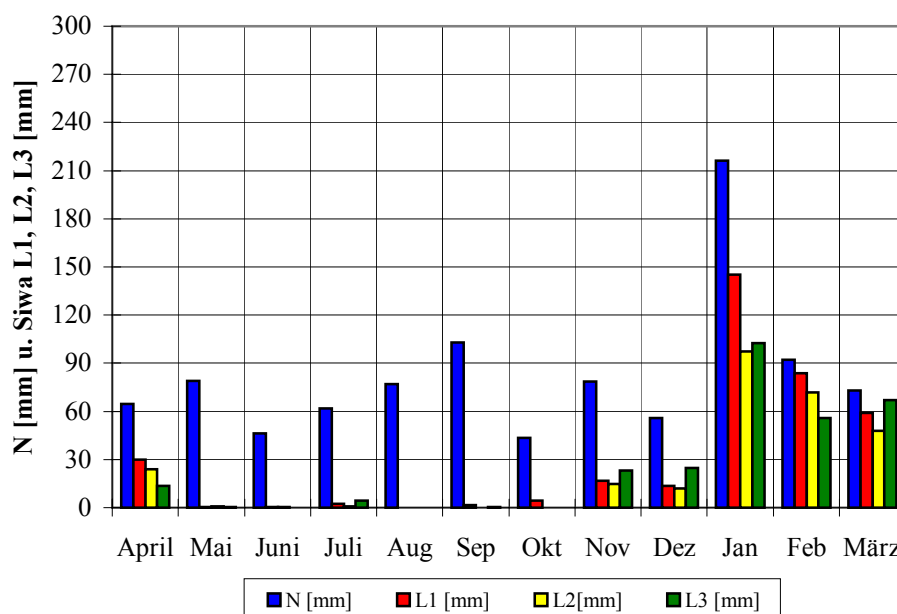


Fig. 61: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) an der Station Idenheim-Acker (mu) für das hydrologische Jahr 1994/95

Niederschlagssumme in den Monaten Mai (79 mm), August (77 mm) und September (102 mm). Im Zusammenhang mit der Abschätzung der Versickerungswirksamkeit der Niederschläge zeigt sich jedoch, daß mit den höheren Niederschlägen im Frühsommer nicht gleichzeitig eine höhere Versickerungsleistung einhergeht. Während die geringeren Frühjahrsniederschläge im April zur Sickerwasserbildung führen, findet - trotz Niederschlagsspitzen in den Monaten Mai und September - während der restlichen Monate des Sommerhalbjahres keine Sickerwasserbildung mehr statt (vgl. Fig. 61).

Als versickerungswirksamer zeichnet sich dagegen das *hydrologische Winterhalbjahr 1994/95* aus. Während der ersten drei Monate zeigen die drei Lysimeterparallelen z.T. noch ein geringes Reaktionsvermögen auf die Niederschlagsereignisse, was sich im Säulendiagramm durch die relativ geringen Sickerwasserabgaben der Lysimeter deutlich dokumentiert wiederfindet (Fig. 61). Mit den wesentlich höheren Niederschlagsmengen während der letzten drei Wintermonate wird die Sickerwasserbildung erheblich gesteigert. Ab der zweiten Hälfte des Winterhalbjahres kann festgestellt werden, daß die Sickerwasserbildung eindeutig in Abhängigkeit zum Niederschlag steht und, daß entsprechend die winterlichen Niederschläge im Vergleich zu den sommerlichen Niederschlagseinträgen zu einem höheren Versickerungsanteil beitragen: Während die Niederschläge des hydrologischen Sommerhalbjahres 1994 (431 mm) lediglich einen Versickerungsanteil von 4 % haben, sind die Niederschläge des Winterhalbjahres 1994/95 (558 mm) zu 50 % versickerungswirksam. Auf Jahresbasis betrachtet entspricht die Jahresversickerung einem Niederschlagsanteil von 28 % (vgl. Anhang: Tab. 9).

Von den insgesamt vier untersuchten Jahren, ist das *hydrologische Jahr 1995/96* das niederschlagsärmste (617 mm). Die innerjährliche Niederschlagsverteilung zeigt, daß während des Sommerhalbjahres (381 mm) wesentlich mehr Niederschläge fallen als in dem sich anschließenden Winterhalbjahr (235 mm) (vgl. Anhang: Tab. 9). Anhand der innerjährlichen Betrachtung der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung - auf der Basis der nach Monaten zeitlich aufgelösten Datenreihen - können folgende Bewertungen hinsichtlich der Versickerungswirksamkeit der Niederschlagsmengen im Verlauf des hydrologischen Jahres 1995/96 abgeleitet werden:

Während des niederschlagsreichen *hydrologischen Sommerhalbjahres 1995* kommt es lediglich im April zur Sickerwasserbildung. Aus den wöchentlichen Aufzeichnungen geht zudem hervor, daß in den ersten beiden Wochen dieses Monats Sickerwasser zunächst aus den Lysimeterparallelen L1 und L2 abgeführt wird. Mit einer gewissen Zeitverzögerung reagiert L3 in der dritten Aprilwoche. Im Vergleich zum Vormonat März (57 mm Sickerwasser) - bei gleicher Niederschlagsmenge - hat jedoch die Versickerungswirksamkeit der Aprilniederschläge (37 mm) bereits um 35 % abgenommen. Während der übrigen Monate des hydrologischen Sommerhalbjahres setzt - trotz relativ hoher Niederschlagsmengen - die Sickerwasserbildung völlig aus (vgl. Fig. 62).

Im wesentlich niederschlagsärmeren *hydrologischen Winterhalbjahr 1995/96*, wird erst ab Dezember '95 bis zum Ende des Winterhalbjahres in allen Monaten Sickerwasser gebildet, wobei die Lysimeterparallelen z.T. ein unterschiedliches Reaktionsvermögen im Ablaufverhalten zeigen. Die wöchentlichen Aufzeichnungen vermitteln ein gutes Bild des unterschiedlichen Reaktionsvermögens für die Zeit zwischen Dezember '95 bis Ende März '96. Weiterhin geben diese Aufzeichnungen Aufschluß darüber, wie stark die Sickerwasserbildung durch die Niederschläge gesteuert wird. Die Niederschlagsmenge des Monats Dezember fällt zu annähernd 95 % während der letzten beiden Wochen, demgegenüber setzt die Sickerwasserbildung jedoch erst in der letzten Woche dieses Monats ein. Hieraus leitet sich ab, daß die Niederschläge der feuchten Vorwochen des Winterhalbjahres somit versickerungsunwirksam bleiben. Im anschließenden sehr trockenen und kalten Januar findet dennoch bei den Lysimetern L1 und L2 Sickerwasserbildung statt, die sicherlich noch im Zusammenhang mit den

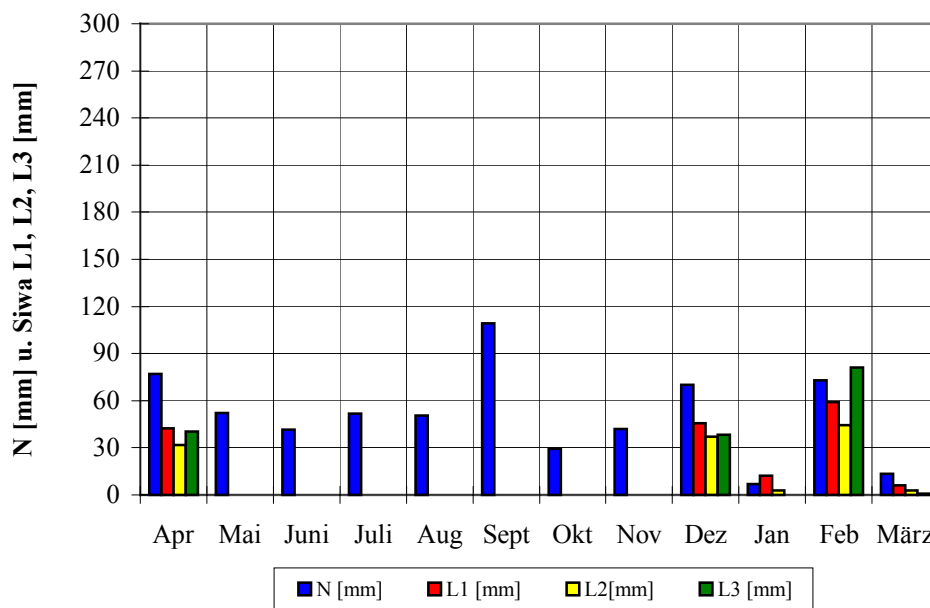


Fig. 62: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Idenheim-Acker (*mu*) für das hydrologische Jahr 1995/96

Witterungsverhältnissen des Vormonates steht. Im Februar setzen die Niederschläge ab der zweiten Woche ein, mit Zeitverzögerung reagieren die Lysimeter erst in der dritten Woche mit Sickerwasserbildung. Der März ist wiederum als überwiegend trocken anzusprechen, die Niederschlagsmengen werden in diesem Monat zu fast 100 % in der letzten Woche gebildet. Meßbare Sickerwassermengen werden jedoch nur in der ersten Märzwoche festgestellt, wohingegen die Niederschläge am Monatsende versickerungsunwirksam bleiben.

Die Halbjahres- und Jahresbewertung für die niederschlagsanteilige Sickerwasserrate zeigt, daß während des niederschlagsreichen Sommerhalbjahres lediglich 10 % des Niederschlages als Sickerwasser abgeführt wird, wogegen das niederschlagsärmere Winterhalbjahr mit 41 % Niederschlagsanteilen die Sickerwasserrate bestimmt. In der Jahresbilanz zeigt sich für die niederschlagsanteilige Sickerwassermenge (148 mm) ein - gegenüber dem Winterhalbjahr - wiederum geringeres Verhältnis (24%) zwischen Sickerwasser- und Niederschlagsmenge (vgl. Anhang: Tab. 9).

Das *hydrologische Jahr 1996/97* ist - ähnlich wie das Vorjahr - als niederschlagsarm (640 mm) zu beschreiben. Die Niederschlagssumme des Sommerhalbjahres (248 mm) bleibt deutlich hinter der des Winterhalbjahres (391 mm) zurück. Auffallend ist, daß im Vergleich zu den Jahren zuvor die Niederschläge des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1996* gänzlich versickerungsunwirksam bleiben (vgl. Fig. 63).

Im *hydrologischen Winterhalbjahr 1996/97* setzt, wie bereits in den beiden Vorjahren festgestellt, die Sickerwasserbildung erst nach einem deutlich Anstieg der Niederschlagsmengen im November ein und hält mehr oder weniger bis zum Ende des Winterhalbjahres an. Aufgrund zwischenzeitlich auftretender Betriebsstörungen bei Lysimeter L2 und L3 wurden diese schließlich zum Ende des Winterhalbjahres aus dem Versuchsablauf herausgenommen, was das Fehlen der Datenreihe dieser beiden Lysimeterparallelen in der Graphik erklärt (vgl. Fig. 63).

Die monatliche Variabilität der Niederschläge überträgt sich auf die innerjährlichen Schwankungen der Sickerwasserabläufe, wodurch eine Abhängigkeit der Sickerwasserbildung von den zeitlich und

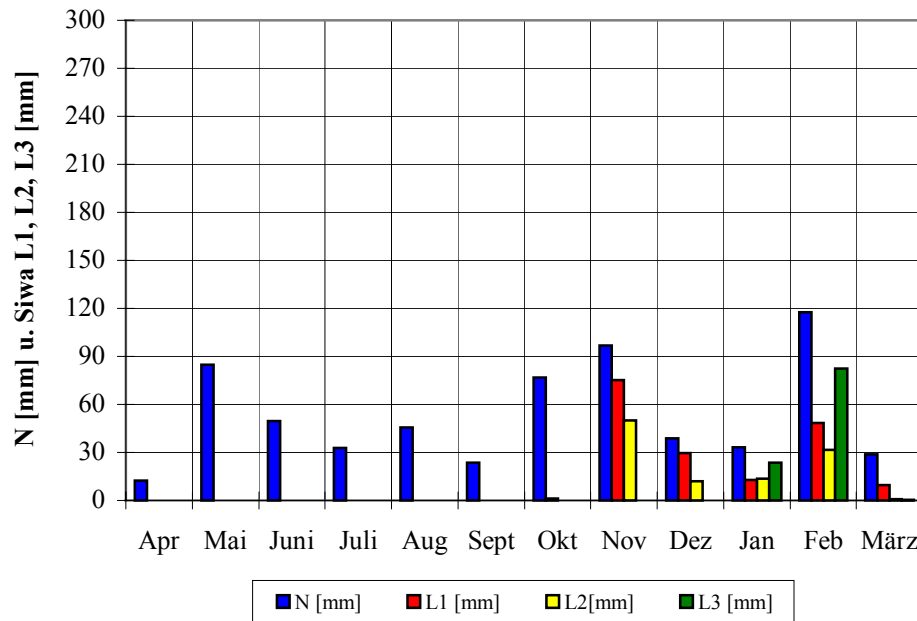


Fig. 63: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Idenheim-Acker (*mu*) für das hydrologische Jahr 1996/97

mengenmäßig unterschiedlich verteilten Niederschlagsmengen auch an diesem Standort abgeleitet werden kann. Der Grad der Abhängigkeit wird jedoch erst im Zusammenhang mit der Diskussion einer weiteren Einflußnahme auf die Sickerwasserbildung u.a. durch die Parameter Nutzung und Bodenspeicher in Kap. 6.2.3 bewertet (vgl. auch Kap. 8.2.2 u. Kap. 8.2.4). Der Jahresniederschlagsanteil an der Sickerwasserbildung beträgt 20 %. Im Sommer bleiben wie dargestellt die Niederschläge versickerungsunwirksam. Der Niederschlagsanteil des Winterhalbjahres für die winterlich gebildete Sickerwassermenge beläuft sich auf 28 % (vgl. Anhang: Tab. 9).

Das **hydrologische Jahr 1997/98** ist gegenüber den beiden Vorjahren als wesentlich niederschlagsreicher zu bezeichnen. Die Hauptniederschlagszeit fällt in das *hydrologische Sommerhalbjahr*. Niederschlagsspitzen treten besonders in der Zeit zwischen Mai und Juli auf (vgl. Fig. 64). Trotz dieser hohen Niederschlagsmengen tragen nur die Niederschläge der Monate Juni und Juli zur Sickerwasserbildung bei. Auffallend ist allerdings, daß im niederschlagsreichsten Monat Juni die Sickerwassermengenabgaben der einzelnen Lysimeterparallelen deutlich voneinander abweichen. Dieses sowohl zeitlich wie auch mengenmäßig unterschiedliche Reaktionsvermögen der Bodenmonolithe auf die Niederschlagseinträge wird im folgenden Monat wiederum nahezu ausgeglichen. Die hoch- und spätsommerlichen Niederschläge bleiben hingegen versickerungsunwirksam.

Im niederschlagsärmeren *hydrologischen Winterhalbjahr 1997/98* setzt die Sickerwasserbildung aus den Lysimetern L1 und L2 erst ab November ein. Lysimeter 3 führt mit einer noch stärkeren Zeitverzögerung erst im Laufe des Monats Dezember Sickerwasser ab (vgl. Fig. 64). Insgesamt zeigt sich anhand der wöchentlichen Aufzeichnungen das zeitlich sehr unterschiedliche Reaktionsvermögen des Lysimeters L3 im Vergleich zu den beiden Lysimeterparallelen L1 und L2 noch bis in die dritte Dezemberwoche hinein.

Im sehr trocken-kalten Monat Februar '98 bleibt die Sickerwasserbildung aus. Die höheren Niederschläge im März lassen schließlich die Sickerwasserbildung - wenn auch nur in geringem Umfang - erneut einsetzen.

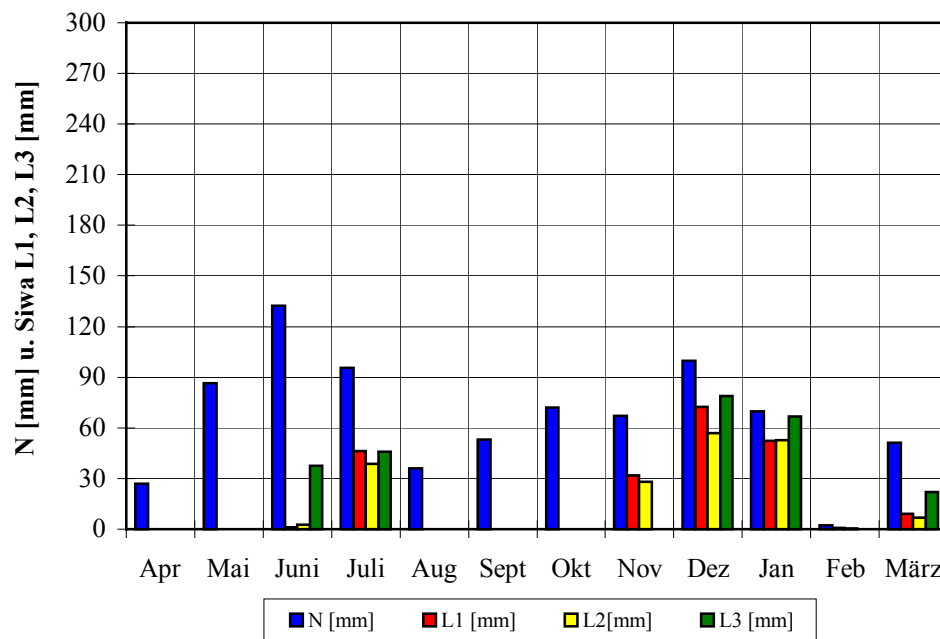


Fig. 64: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Idenheim-Acker (*mu*) für das hydrologische Jahr 1997/98

Insgesamt kann festgehalten werden, daß die wesentlich höhere Niederschlagssumme des Sommerhalbjahres im Vergleich zu den niedrigeren Niederschlagsmengen des Winterhalbjahres einen deutlich geringeren Teil zur Sickerwasserbildung beiträgt. Lediglich 13 % der Niederschlagsmenge wirkt sich im Sommerhalbjahr versickerungswirksam aus. Demgegenüber führen 44 % der winterlichen Niederschlagssumme zur Sickerwasserbildung. Der prozentuale Anteil der Jahresniederschläge, der als Jahressickerwassermenge abgeführt wird, beträgt aufgrund des ungünstigeren Verhältnisses im Sommerhalbjahr lediglich noch 27 % (vgl. Anhang: Tab. 9).

#### **Das Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßfeld Idenheim-Acker (mm)**

Die Lysimeterstation Idenheim, im Bereich des Mittleren Muschelkalkes gelegen, befindet sich unter Ackernutzung. Der Einbau der drei Lysimeterparallelen konnte erst kurz nach Beginn des hydrologischen Sommerhalbjahres 1994 abgeschlossen werden. Um den Lysimetern eine gewisse Vorlaufzeit zu gewähren, wurde mit der eigentlichen Messung der Sickerwasserabläufe erst im Juli 1994 begonnen. Aufgrund dessen erfolgt die kalkulatorische Betrachtung der Sickerwasserbildung auf Halbjahres- und Jahresbasis in Abhängigkeit von der Niederschlagsmenge erst ab dem hydrologischen Winterhalbjahr 1994/95 (vgl. Anhang: Tab. 10).

Das **hydrologische Jahr 1994/95** ist, bezogen auf den hier vorgegebenen Untersuchungszeitraum von vier hydrologischen Jahren, als das niederschlagsreichste Jahr (1038 mm) zu bezeichnen. Die Niederschlagssummen der beiden Halbjahre weichen in ihren Summen deutlich voneinander ab. Der Niederschlag des Sommerhalbjahres (465 mm) liegt mit etwa 110 mm unter dem Niederschlagswert des Winterhalbjahres (573 mm).

Nach dem sowohl niederschlagsreichen (101 mm) als auch versickerungswirksamen Monat September, kommt es im ersten Monat des *hydrologischen Winterhalbjahres 1994/95* bei insgesamt geringen Niederschlagsmengen zu keiner meßbaren Sickerwasserbildung. Im November zeigen die Lysimeter eine erste erkennbare Reaktion auf die ansteigenden Niederschlagseinträge, wenn auch mit mengenmäßig unterschiedlichen Abgaben. Ab Dezember bewirken die Niederschläge bis zum Ende des



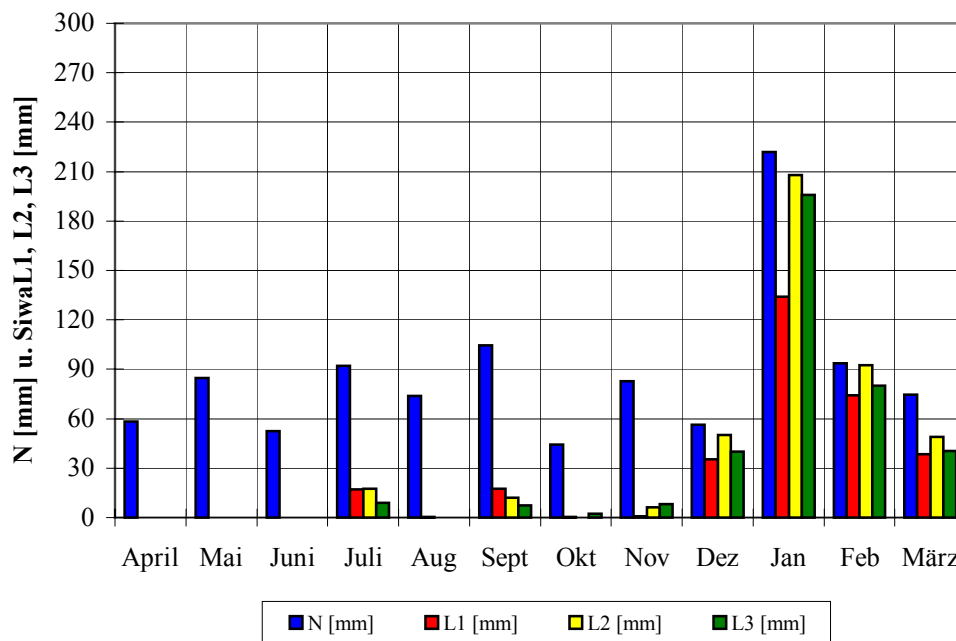


Fig. 65: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) an der Station Idenheim-Acker (mm) für das hydrologische Jahr 1994/95

Winterhalbjahres in allen Monaten eine deutliche Sickerwasserbildung. Hinsichtlich des Reaktionsvermögens zeigen die Lysimeter beim Vergleich untereinander zum Teil größere Schwankungsbreiten im Verlauf des Winterhalbjahres (vgl. Fig. 65). Auf die sehr hohen Niederschläge im Januar (222 mm) reagieren besonders L2 und L3 mit sehr starken Sickerwasserabgaben. Insgesamt fällt jedoch auf, daß das Lysimeter L2 mengenmäßig über den Mengenabgaben der beiden anderen Lysimeterparallelen liegt. Ein technischer Defekt am Behälter des Lysimeters L2 führte im Verlauf des Winterhalbjahres zu mehrmaligen Fremdwassereinträgen in das Lysimeter, wodurch sich die höheren Sickerwassermengen von L2 erklären lassen.

Demgegenüber sind die Unterschiede in den Mengenabgaben der Lysimeter L1 und L3 - da keine Betriebsstörungen festgestellt werden konnten - auf das individuelle Reaktionsvermögen der in den Lysimetern befindlichen Bodenmonolithe auf die Niederschlagsereignisse zurückzuführen. Obwohl die Bodenmonolithe auf der gleichen Ackerfläche gezogen wurden, könnten kleinräumige Variabilitäten u.a. in der Bodenartenzusammensetzung und -schichtung zu solch unterschiedlichen Verhältnissen führen. Eine weitere mögliche Erklärung wäre auch, daß die an diesem Standort wesentlich tonigeren Böden eine höhere Anpassungszeit der Bodenmonolithe in den Lysimeterbehältern benötigen, so daß die Zeit zwischen Einbauzeit und Meßbeginn im hydrologischen Winterhalbjahr zu kurz war. Für die letzten zwei Monate des Winterhalbjahres zeigt sich in Figur 65 schließlich eine deutliche Annäherung zwischen den Sickerwasserspenden der beiden Lysimeter und mithin fast gleichwertige Reaktionen.

Infolgedessen wurden zur Mittelwertbildung somit - bedingt durch die Betriebsstörungen im Lysimeter L2 - lediglich die Lysimeterparallelen L1 und L3 herangezogen. Hiernach errechnet sich für die winterlichen Niederschläge (573 mm) eine Versickerungswirksamkeit von 56 % (vgl. Anhang: Tab. 10; vgl. auch Kap. 5.3.1.1, Tab. 18 u. Tab. 19).

Während des **hydrologischen Jahres 1995/96**, welches sich mit lediglich 613 mm Niederschlag als das trockenste Jahr erweist, ist der Hauptanteil der Niederschlagssumme dem hydrologischen Sommerhalbjahr (378 mm) zuzuordnen. Aus der Figur 66 ist zu erkennen, daß sich die

Niederschlagsspitze im September (101 mm) nicht nur insgesamt von den Niederschlagssummen der übrigen Sommermonate abhebt, sondern auch die monatlichen Niederschlagsmengen des Winterhalbjahres eindeutig übertrifft.

Für das *hydrologische Sommerhalbjahr 1995* kann eine Versickerungswirksamkeit lediglich während des feuchten Monats April festgestellt werden. Ansonsten tragen die Niederschläge der übrigen Monate (Mai bis September) nicht zu einer Sickerwasserbildung bei. Die versickerungslose Zeit des Sommerhalbjahres setzt sich auch noch während der ersten beiden Monate des *hydrologischen Winterhalbjahres 1995/96* fort. Erst ab Dezember kommt es - bei zunächst ansteigenden Niederschlägen - bis zum Ausgang dieses Winterhalbjahres in allen drei Lysimeterparallelen zur Sickerwasserbildung.

Der prozentuale Niederschlagsanteil an der Sickerwasserbildung beträgt im Sommerhalbjahr (Mittel L1 - L3: 22 mm; L1 u. L3: 19,5 mm) bei einer Niederschlagssumme von 378 mm lediglich 5 % (gilt für beide gemittelte Varianten). Dagegen liegt der Niederschlagsanteil (234 mm) an der Sickerwasserbildung im hydrologischen Winterhalbjahr (Mittel L1 - L3: 119 mm; Mittel L1 u. L3: 112 mm) bei 50 bzw. 47 %. Somit bleibt die Versickerungswirksamkeit der wesentlich höheren sommerlichen Niederschläge deutlich hinter der Versickerungswirksamkeit des niederschlagsärmeren Winters zurück. Umgerechnet auf das gesamte hydrologische Jahr 1995/96 mit einer Niederschlagssumme von 613 mm bedeutet dies, daß der Niederschlagsanteil an der Jahresversickerung (Mittel L1 - L3: 141 mm; Mittel L1 u. L3: 131 mm) 23 bzw. 21 % beträgt. Trotz der innerjährlichen Schwankungsbreite der Lysimeterausträge zeigen sowohl die Halbjahreswerte als auch die Jahreswertes nur sehr geringe Abweichungen untereinander (vgl. Anhang: Tab. 10).

Die Witterungsverhältnisse des *hydrologischen Jahres 1996/97* belegen anhand der monatlichen Auflösung im Vergleich zum Vorjahr ein völlig unterschiedliches Bild. Die Jahresniederschlagssumme (662 mm) zeigt, daß es sich auch hier um ein, im Vergleich zu den Jahren 1994/95 und 1997/98, trockenes Jahr handelt, welches allerdings die Niederschläge des Vorjahres um ca. 50 mm übersteigt. Anders als im Jahr 1995/96 zeigt das Winterhalbjahr 1996/97 in der Summe einen wesentlich höheren

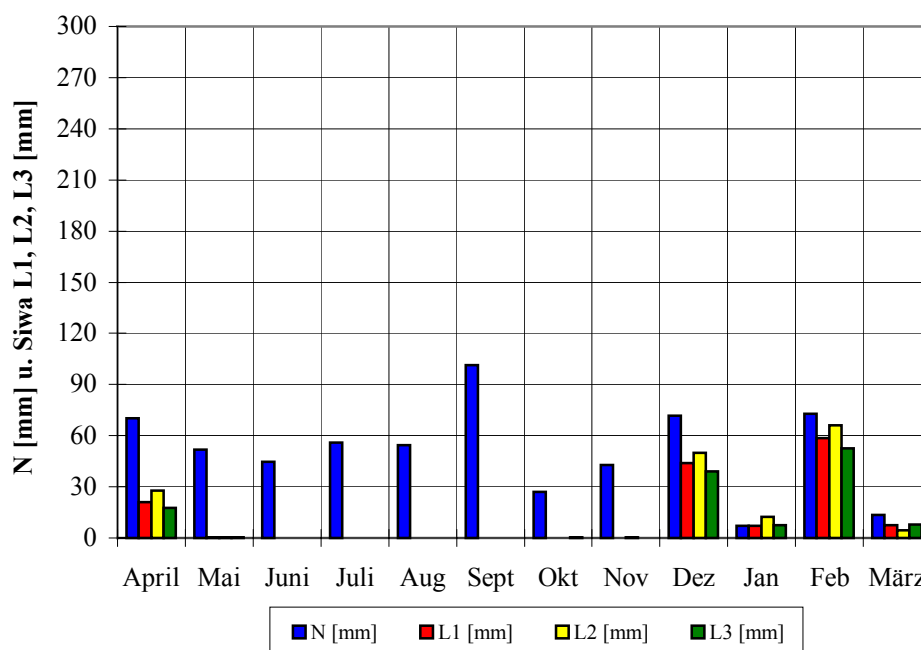


Fig. 66: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Idenheim-Acker (mm) für das hydrologische Jahr 1995/96

Niederschlagsbetrag (400 mm) im Vergleich zum Sommerhalbjahr (261 mm). Eine deutliche Niederschlagsspitze ist lediglich während des Winterhalbjahres zu erkennen (vgl. Fig. 67).

Auffallend ist, daß während des gesamten *hydrologischen Sommerhalbjahres 1996* die Sickerwasserbildung vollkommen ausbleibt. Anders formuliert bedeutet dies, daß für die Niederschläge eine völlige Versickerungsunwirksamkeit festgestellt werden kann. Inwieweit der trockene Wintermonat März '96 des hydrologischen Vorjahres und der erste trockene Frühjahrsmonat (April: 14 mm) hieran teilhaben, wird anhand der Betrachtung der dynamischen Abläufe im Bodenspeicher unter Berücksichtigung des Nutzungseinflusses in Kapitel 6.2.3 näher beleuchtet sowie in den Kapiteln 8.2 und 8.2.4 umfassend diskutiert werden.

Mit den mengenmäßig stärkeren Niederschlägen im November (99 mm) setzt die Sickerwasserbildung des *hydrologischen Winterhalbjahres 1996/97* ein, die bis zum Ende dieses Halbjahres andauert. In der Figur 67 zeigt sich ab Januar '96 eine überaus heftige Reaktion für L2, die aufgrund von Funktionsstörungen die Meßwerte verzerren. Materialschäden an der Außenwand des Lysimeterbehälters konnten nicht behoben werden, wodurch immer wieder Fremdwasser in den Monolithen eindrang. Dies führte zu einer künstlichen Erhöhung der Sickerwassermengen, weshalb die Lysimeterparallele L2 aus der weiteren Untersuchung herausgenommen wurde (vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 18 u. Tab. 19). Der niederschlagsreichste Monat Februar (118 mm) läßt die Sickerwasserbildung (L1 und L3) deutlich ansteigen. Da bei diesen beiden Lysimeterparallelen jedoch keine Betriebsstörungen festgestellt werden konnten, kann davon ausgegangen werden, daß es sich um einen störungsfreien, bodenstrukturbedingten Ablaufprozeß innerhalb der Bodenmonolithen handelt. Demgegenüber zeigten die Sickerwasserabläufe der Lysimeterparallele L2 eine hohe Sedimentbelastung (rötliche braune Färbung des Sickerwassers) und unterstreichen somit, daß die prozeßbedingten Wasserflüsse im Monolithen einer Störung unterliegen.

Wie aus der Tabelle 10 im Anhang zu entnehmen ist, beträgt der Jahresniederschlagsanteil an der Jahresversickerung 31 %. Für die Halbjahresbewertung zeigt sich, daß im Sommer die Niederschläge versickerungsunwirksam sind, und daß 51 % der Winterniederschläge zur Sickerwasserbildung beitragen.

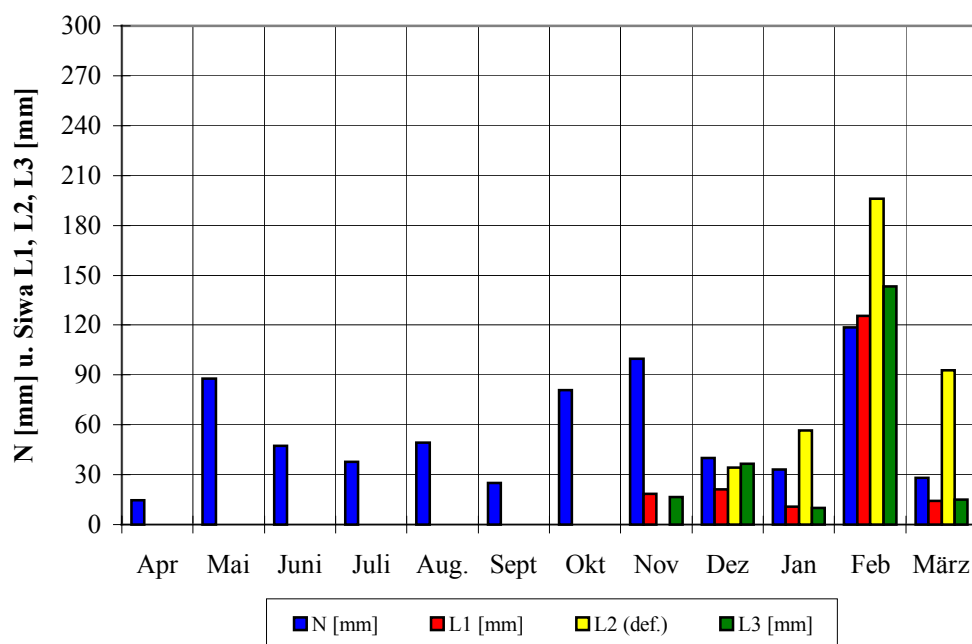


Fig. 67: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Idenheim-Acker (mm) für das hydrologische Jahr 1996/97

Für das *hydrologische Jahr 1997/98* ergeben sich im Vergleich zum Vorjahr wiederum andere Verhältnisse sowohl für die Niederschlagsverteilung als auch hinsichtlich der Sickerwasserbildung. Die Gesamtjahressumme des Niederschlages beträgt 808 mm. Damit ist das hydrologische Jahr 1997/98 gegenüber den beiden Vorjahren als überaus feucht zu charakterisieren. Mengenmäßig gesehen bleibt das Jahr jedoch noch deutlich hinter den Verhältnissen des Naßjahres 1994/95 zurück. Die Niederschläge des Sommerhalbjahres überschreiten die des Winterhalbjahres um insgesamt 100 mm. Das schlägt sich auch in den überaus feuchten Frühjahrs- und Frühsommermonaten, einschließlich des Monats Juli, nieder. Meßbare Sickerwasserbildung findet während des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1997* allerdings nur im Juli statt (vgl. Fig. 68). Aus den insgesamt sehr hohen Niederschlagsmengen des Sommerhalbjahres führen nur 6 % zur Sickerwasserbildung.

Ein anderes Verhältnis zwischen Niederschlags- und Sickerwassermenge zeigt sich im wesentlich niederschlagsärmeren *hydrologischen Winterhalbjahr 1997/98*, welches im Vergleich zu den Vorjahren 1994/95, 1995/96 und 1996/97 bereits ab Oktober '97 für die Dauer des gesamten hydrologischen Winterhalbjahres - entsprechend der zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung - mit Sickerwasserbildung reagiert. 68 % der winterlichen Niederschlagsmenge zeigen sich versickerungswirksam. Auf die Jahresbilanz übertragen beläuft sich der Niederschlagsanteil bezogen auf die Jahresversickerung auf 34 %. Dieses - im Vergleich zum Winterhalbjahr - schlechtere Jahresverhältnis ergibt sich aus der geringen Abhängigkeit zwischen Niederschlag und Sickerwasser während des Sommerhalbjahres (vgl. Anhang: Tab. 10; vgl. auch Kap. 5.3.1.1, u.a. Fig. 21).

#### 6.1.4 Lysimeterstationen in der Gemarkung Meckel

Das Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßfeld der Gemarkung Meckel befindet sich über den mesozoischen

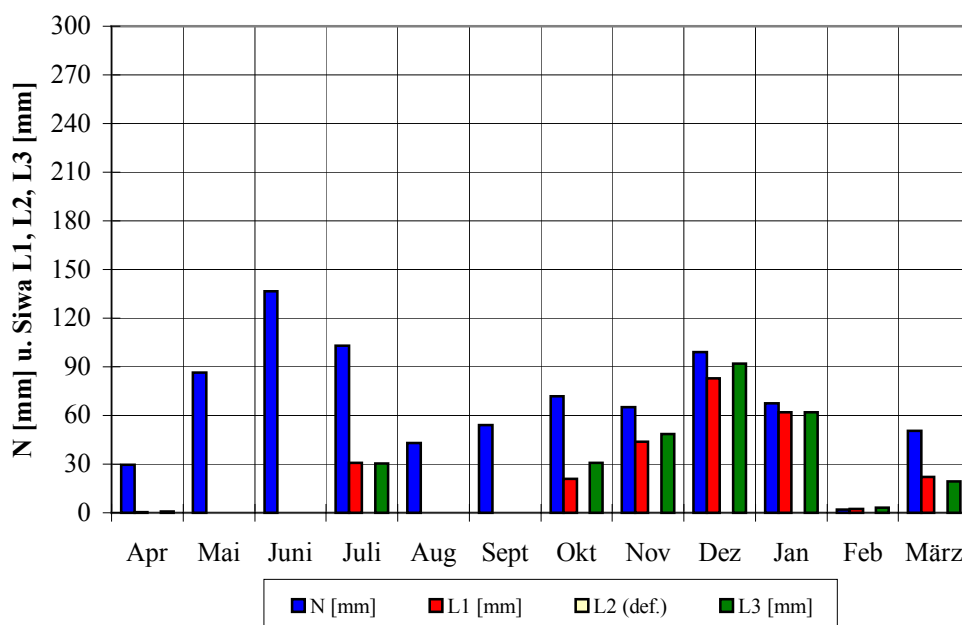


Fig. 68: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Idenheim-Acker (mm) für das hydrologische Jahr 1997/98

Ausgangsgesteinen des Unteren Keupers. Seitens der Lysimeteereinrichtungen konnten die drei Hauptnutzungsarten Acker, Grünland und Wald berücksichtigt werden. Für die in diesem Kapitel zu

bewertende Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung kann - wie im Falle der Stationen in der Gemarkung Greverath (vgl. Kap. 6.1.1) - somit wiederum der unterschiedliche Nutzungseinfluß auf die Sickerwasserbildung eingeschätzt werden. Die Meßeinrichtungen zur Erfassung der Niederschlags- und Sickerwassermengen konnten erst im bereits laufenden hydrologischen Sommerhalbjahr 1994 in Betrieb genommen werden.

### ***Das Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßfeld Meckel-Acker***

Die Ackerstation, im unmittelbaren Grenzbereich zwischen Oberem Muschelkalk und Unterem Keuper gelegen, konnte für die Niederschlagsmessungen im Juli 1994 in Betrieb genommen werden. Die Lysimeter wurden nach einer längeren Vorlaufzeit, während der die Sickerwasserausläufe nicht erfaßt wurden, ab dem 14.9.94 in den Meßbetrieb integriert. Die Stationsübersicht im Anhang (vgl. Anhang: Tab. 11) zeigt die zu Halbjahres- und Jahreswerte zusammengefaßten Niederschlags- und Sickerwassermengen an der Station Meckel-Acker. Zudem werden die Differenzbeträge zwischen Niederschlag und Sickerwasser für die entsprechenden Zeitabschnitte dargelegt und die mengenmäßigen Abweichungen der Lysimeter untereinander dokumentiert.

Die zeitliche und mengenmäßige Verteilung der Niederschläge während des **hydrologischen Winterhalbjahres 1994/95** wird in der nachfolgenden Figur 69 dargestellt. Dem niederschlagsreichen Spitzenmonat Januar (227 mm) stehen wesentlich trockenere bzw. niederschlagsärmere herbstliche sowie früh- und spätwinterliche Monate gegenüber.

Die Sickerwasserbildung zeigt insgesamt eine überaus gute Abhängigkeit von den Niederschlägen (vgl. auch Kap. 5.3.1.1, Tab. 24). Nicht ganz störungsfrei verlief der Sickerwasserauslauf aus Lysimeter L2. Insbesondere ab dem Monat Februar traten Betriebsstörungen auf, die nicht behoben werden konnten, so daß diese Lysimeterparallele hinsichtlich der Bewertung der Versickerungswirksamkeit sowie der Berechnung des prozentualen Anteils der Niederschlagsmenge an der Sickerwasserbildung in diesem hydrologischen Winterhalbjahr keine Berücksichtigung findet (vgl. Fig. 69).

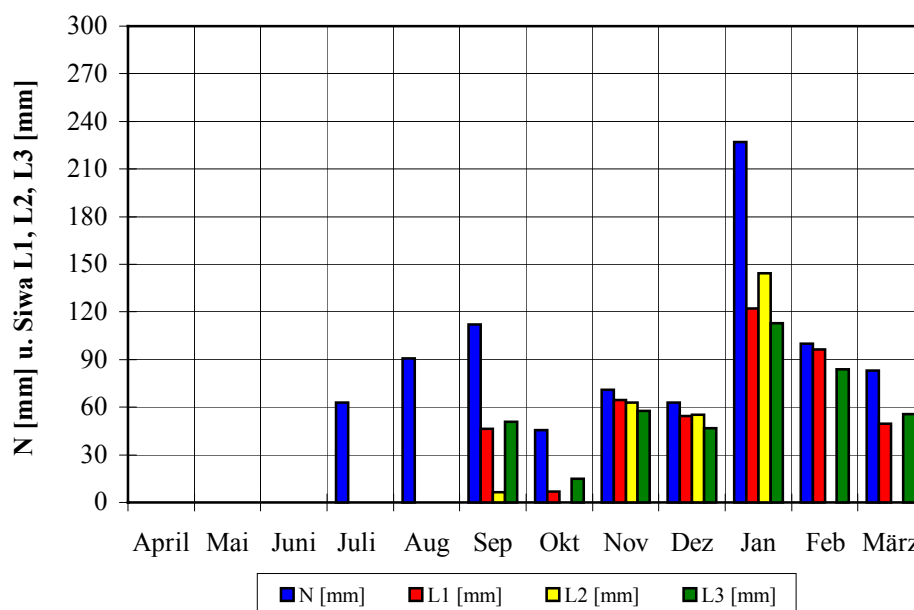


Fig. 69: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) an der Station Meckel-Acker für das hydrologische Jahr 1994/95

Von der Niederschlagssumme des hydrologischen Winterhalbjahres (590 mm) tragen 64 % zur Sickerwasserbildung (380 mm als gemittelter Wert aus L1 und L3) bei. Das gesamte hydrologische Halbjahr zeigt am Ackerstandort somit eine sehr hohe Versickerungswirksamkeit. Aufgrund fehlender Werte für das hydrologische Sommerhalbjahr 1994 kann jedoch keine Abschätzung für die Jahresversickerung unter Ackernutzung und somit keine Bewertung der innerjährlichen Variabilität, gerade im Vergleich Sommer- zu Winterhalbjahr, vorgenommen werden.

Das *hydrologische Jahr 1995/96* zeigt veränderte Verhältnisse hinsichtlich der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge. Mit einer Jahresniederschlagssumme von 627 mm handelt es sich um das trockenste Jahr während des gesamten Meßzeitraumes. Deutlich überragt die Niederschlagsmenge des Sommerhalbjahres (384 mm) die des Winterhalbjahres (242 mm). Wie sich diese Differenzierung in der Niederschlagsverteilung auf die Versickerungswirksamkeit und somit auf die innerjährliche Sickerwasserbildung auswirkt wird anhand der nachfolgenden Figur 70 dargelegt.

Während des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1995* wird lediglich in den Monaten April und September Sickerwasser gebildet. Die unterschiedlich hohen Niederschläge dieser beiden Monate zeigen unterschiedlich hohe Sickerwassermengen. Dabei belegt der Niederschlags-Spitzenmonat September (106 mm), daß nicht allein die Niederschlagsverhältnisse ausschlaggebend für die Versickerungswirksamkeit der Niederschläge und damit für die Sickerwasserbildung ist. Es zeigt sich vielmehr, daß der wesentlich niederschlagsärmere Monat April (73 mm) zu Beginn des Sommerhalbjahres eine deutlich höhere Versickerungswirksamkeit erzielt als der spätsommerliche September mit einer äußerst geringen Sickerwasserbildung.

Während dieser beiden Monaten zeigt sich bei allen drei Lysimeterparallelen ein unterschiedliches Reaktionsvermögen und somit eine unterschiedliche Versickerungsdynamik innerhalb der Bodenmonolithe (vgl. Fig. 70). Dies zeigt sich vor allem im Spätsommermonat September. Da während des Sommerhalbjahres von Mai bis August die Sickerwasserbildung aussetzt, ist davon auszugehen, daß die feuchteren herbstlichen Witterungsverhältnisse im September den Sickerwasserprozeß innerhalb der

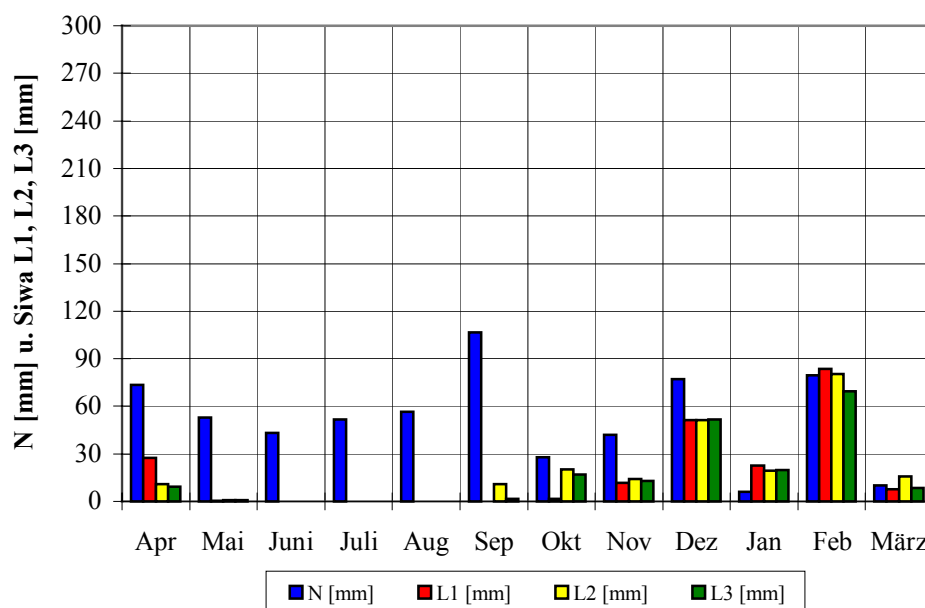


Fig. 70: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Meckel-Acker für das hydrologische Jahr 1995/96

Lysimeterbehältern verstärkt angeregt haben: Die Lysimeterparallelen L2 und L3 führen entsprechend - wenn auch in sehr geringem Maße - Sickerwasser ab.

Erst zu Beginn des *hydrologischen Winterhalbjahres 1995/96* reagiert das Lysimeter L1 - mit deutlicher Zeitverzögerung - auf die Niederschläge. Anschließend zeigt sich, im Vergleich zu den anfänglich unterschiedlich hohen Sickerwassermengen der Lysimeterparallelen, eine verstärkte Annäherung der drei Lysimeter bezüglich der mengenmäßigen Sickerwasserabläufe zueinander. Es fällt dabei auf, daß während des niederschlagsarmen und relativ kalten Monats Januar '96 die Sickerwassermengen über den Mengen des Monatsniederschlags liegen (vgl. Figur 70). Ähnliches konnte bereits an den anderen Ackerstandorten des Lysimeter- und Bodenfeuchtestationsnetzes festgestellt werden (vgl. Kap. 6.1.1, Kap. 6.1.2 u. Kap. 6.1.3). Es besteht offensichtlich ein Zusammenhang zwischen der Sickerwasserdynamik im Monat Januar und den vormonatlichen Witterungsverhältnissen: Aus den wöchentlichen Meßaufzeichnungen geht hervor, daß 80 % des Dezemberniederschlags während der letzten Woche dieses Monats gefallen sind. Die Vorwochen waren dagegen im wesentlichen trocken und durch längere Frostphasen geprägt. Somit kann davon ausgegangen werden, daß sich die Versickerungswirksamkeit der Dezemberniederschläge noch bis in den wiederum trocken-kalten Januar hinein auswirkt. Desweiteren könnte auch die Frosteinwirkung auf die Bodenmonolithe zu einer zeitweiligen Beeinträchtigung der Wasserflüsse in den Lysimetern geführt haben. Hierdurch bedingt könnten diese Witterungsbeeinträchtigungen ein sogenanntes 'nachlaufendes' Reaktionsverhalten zur Folge haben.

Die Versickerungsleistung der Niederschläge ergibt somit - für den Vergleich zwischen den beiden hydrologischen Halbjahren - folgendes Bild: Trotz einer deutlich höheren Niederschlagsmenge im Sommerhalbjahr 1995, erreichen diese eine Versickerungswirksamkeit von nur 5 %. Von den Niederschlägen des wesentlich niederschlagsärmeren Winterhalbjahr werden 76 % als Sickerwasser abgeführt. Somit ist das Winterhalbjahr eindeutig als die Zeit der höchsten Versickerungswirksamkeit zu bewerten. Der Jahresniederschlagsanteil an der Jahresversickerung beträgt 32 % (vgl. auch Anhang: Tab. 11). Die Bewertung der Versickerungsleistung auf Jahresbasis zeigt im Vergleich zum Winterhalbjahr ein wesentlich schlechteres Verhältnis, da hier die ungünstigen Bedingungen des Sommerhalbjahres gleichberechtigt in die Kalkulation mit einfließen, was eine Herabsetzung der Wertigkeit der Versickerungsleistung zur Folge hat. Die Beeinträchtigungen der Versickerungsleistung der Niederschläge gehen offensichtlich auch auf die standortspezifischen Boden- und Nutzungseigenschaften zurück. Dies konnte bereits in Kap. 5.3.1.1 im Zusammenhang mit der statistischen Überprüfung der Stärke des funktionalen Zusammenhanges zwischen der unabhängigen Variablen Niederschlag und der abhängigen Variablen Sickerwasser herausgestellt werden. In Kap. 6.2.4 wird in Verbindung mit der Untersuchung des dynamischen Feuchteganges nach Tiefe und der Zeit der Nutzungs- und der Bodeneinfluß auf den Bodenwasserhaushalt näher beleuchtet, worüber letztendlich die Sickerwasserbildung als Funktion eines komplexen Wirkungsgefüges zwischen Niederschlag, Bodeneigenschaften und Nutzungsart überprüft und bewertet werden kann (vgl. Kap. 8.2).

Das *hydrologische Jahr 1996/97* liegt mit seiner Jahresniederschlagssumme wiederum über denen des Vorjahres. In der jahreszeitlichen Differenzierung zeigt sich, daß das *hydrologische Sommerhalbjahr 1996* mit einer Niederschlagsmenge von 248 mm deutlich hinter der Menge des hydrologischen Winterhalbjahres (422 mm) zurückbleibt. Die monatliche Auflösung läßt eine mengenmäßige und zeitliche Variabilität für die innerjährliche Niederschlagsverteilung erkennen. Die Niederschlagsverhältnisse des Sommerhalbjahres bleiben mit Ausnahme des niederschlagsreichen Monats Mai versickerungsunwirksam. Hierbei zeigen sich Parallelen zur Sickerwasserdynamik an der Lysimeterstation Greverath-Acker für den gleichen Betrachtungszeitraum (vgl. Kap. 6.1.1, Fig. 46).



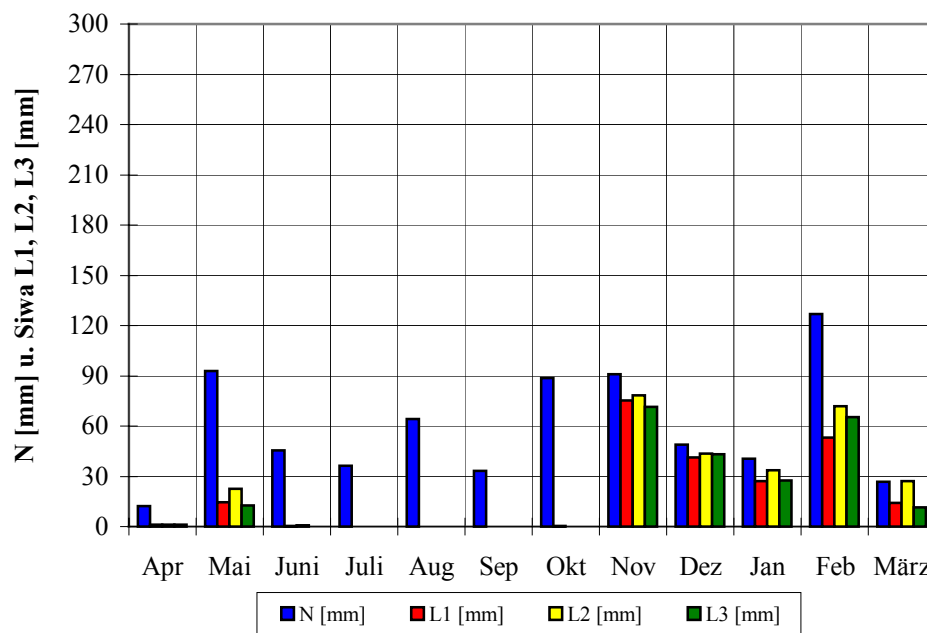


Fig. 71: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Meckel-Acker für das hydrologische Jahr 1996/97

Aus der Figur 71 ist zu ersehen, daß bis in den ersten Monat des *hydrologischen Winterhalbjahres* 1996/97 hinein trotz z.T. hoher Niederschlagseinträge die Sickerwasserbildung noch völlig ausbleibt und die Aktivierung der Sickerwasserdynamik erst im November eingeleitet wird. Aus den wöchentlichen Aufzeichnungen geht hervor, daß die Sickerwasserabläufe auf die Niederschläge während der ersten Novemberwochen zunächst mit einer fast zweiwöchigen Zeitverzögerung reagieren. Eine solch hohe Zeitverzögerung kann während der restlichen Monate des hydrologischen Winterhalbjahres nicht mehr festgestellt werden. Ab Dezember zeigt sich, daß die Variabilität der Sickerwassermengen ganz erheblich über die Variationsbreite der Niederschlagsmenge gesteuert wird. Dabei ist zu beachten, daß die Witterungsverhältnisse der Vormonate die Sickerwasserdynamik auch nachmonatlich beeinflussen. Der Grad dieser Einflußnahme kann jedoch nicht alleine aus den Niederschlagsmengen bewertet werden. Hier gilt es, auch die bodenwasserhaushaltlichen Verhältnisse der Bodenmonolithe zu berücksichtigen. Dies wird im Zusammenhang mit der Nutzung sowie den standörtlichen Bodeneigenschaften (vgl. Kap. 5.4.1) und deren Einflußnahme auf die Sickerwasserbildung weiter unter Kap. 6.2.4 analysiert (vgl. auch Kap. 8.2).

Prozentual gesehen führen 34 % der Jahresniederschlagsmenge zur Jahresversickerung. In der prozentualen Halbjahresbetrachtung zeigen die niederschlagsanteiligen Sickerwassermengen deutlich voneinander abweichende Werte: Während nur 5 % der sommerlichen Niederschlagsmenge zur Sickerwasserbildung beitragen, liegt der winterliche Anteil bei 53 % (vgl. Anhang: Tab. 11).

Das *hydrologische Jahr 1997/98* zeigt im Vergleich zu den Vorjahren gänzlich unterschiedliche Verhältnisse besonders hinsichtlich der innerjährlichen Sickerwasserdynamik. Die Jahresniederschlagsmenge (850 mm) liegt deutlich über denen der beiden Vorjahre. Das *hydrologische Sommerhalbjahr 1997* trägt dabei den größten Niederschlagsanteil mit 470 mm. Somit ist das Winterhalbjahr als die niederschlagsärmere Jahreszeit (380 mm) zu charakterisieren. Zudem zeigt sich für die zeitliche und mengenmäßige Verteilung der Niederschläge während des Sommerhalbjahres eine deutlich höhere Variabilität im Vergleich zum Winterhalbjahr. Im Anschluß an die sehr feuchten



spätwinterlichen Monate des hydrologischen Vorjahres 1996/97 läßt sich auch der Zeitraum zwischen Anfang Mai bis zum Ende des Sommermonats Juli als überaus feucht beschreiben. Dies hat deutliche Auswirkungen auf die Sickerwasserdynamik, die bis zum Ende des regenreichen Julis entsprechend aktiv ist. Dagegen bleiben jedoch während der sich anschließenden niederschlagsärmeren Zeit zwischen August und September die infiltrierten Niederschlagsmengen versickerungsunwirksam (vgl. Fig. 72).

Beim Vergleich der Sickerwasserabläufe der Lysimeterparallelen L1, L2 und L3 untereinander zeigt sich ein z.T. sehr unterschiedliches Reaktionsvermögen auf die sommerlichen Niederschlagsereignisse (vgl. auch Anhang: Tab. 11). Da die Lysimeterparallelen alle die gleiche Ackerfrucht tragen (Weizen), wird die unterschiedlich starke Sickerdynamik auf die Bodenstruktur der Bodenmonolithe zurückgeführt, in denen sich ähnliche diagnostische Merkmale (z.B. Schrumpfrisse) wie auf der benachbarten Ackerfläche (vgl. Kap. 5.3.1.1, Abb. 3) ausgebildet haben, über die das infiltrierende Niederschlagswasser sehr schnell nach unten abgeführt werden kann. Die Überprüfung der Einflußnahme solcher diagnostischer Bodenmerkmale auf die Versickerungswirksamkeit infiltrierender Niederschläge wird im Zusammenhang mit der Untersuchung der standörtlichen Bodenfeuchtedynamik in Kap. 6.2.4 wieder aufgegriffen werden (vgl. auch Kap. 8.2.2.3).

Die Niederschläge des *hydrologischen Winterhalbjahres 1997/98* sind über alle Monate hinweg als versickerungswirksam zu bewerten. Zudem zeigen die Lysimeterparallelen im Vergleich zum Sommerhalbjahr ein wesentlich ausgeglicheneres Reaktionsvermögen auf die Niederschlagsereignisse. Lediglich im Januar zeigt L3 eine gesteigerte Reaktion. Durch einen Wassereinbruch in die Grube wurde der umgekippte Auffangbehälter des Lysimeters L3 künstlich mit in der Grube stehendem Wasser aufgefüllt (vgl. Fig. 72). Aufgrund dessen werden die prozentualen Anteile der Niederschläge an der gemittelten Sickerwasserbildung lediglich aus den Lysimeterparallelen L1 und L2 errechnet (vgl. Anhang: Tab. 11).

Prozentual gesehen führen 49 % der Jahresniederschläge zur Sickerwasserbildung. Im hydrologischen Sommerhalbjahr kommt der Sickerwasserbildung ein Niederschlagsanteil von 33 % zugute. Eine wesentlich günstigere Versickerungswirksamkeit zeigen die winterlichen Niederschläge mit 69 %

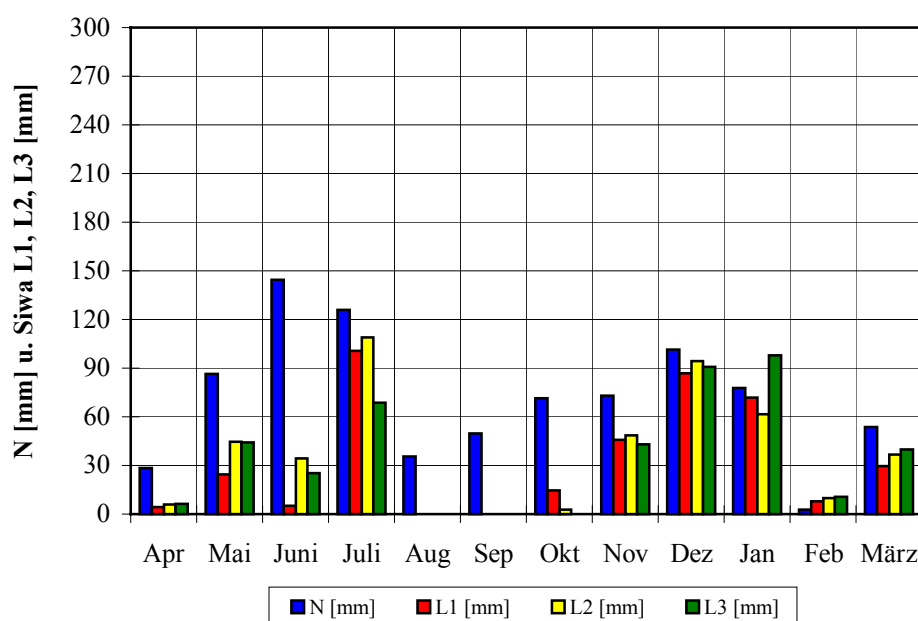


Fig. 72: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Meckel-Acker für das hydrologische Jahr 1997/98

Prozentanteilen (vgl. Anhang: Tab. 11).

### Das Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßfeld Meckel-Grünland

Das Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßfeld der Station Meckel unter Grünlandnutzung konnte erst im laufenden hydrologischen Sommerhalbjahr 1994 eingerichtet werden. Die Lysimeterparallelen wurden nach einer Vorlaufzeit und Testphase von vier Wochen am 21.9.94, gleichzeitig mit dem Beginn der Niederschlagsmessung, in Betrieb genommen.

Für das *hydrologische Jahr 1994/95* können an der Station Meckel-Grünland - wie oben angedeutet - lediglich Aussagen und Bewertungen der Sickerwasserbildung im Zusammenhang mit den winterlichen Niederschlägen vorgenommen werden. Die Niederschläge des *hydrologischen Winterhalbjahres 1994/95* (580 mm) liegen deutlich über denen der anderen Winterhalbjahre im gesamten Untersuchungszeitraum. Somit wird das Winterhalbjahr 1994/95 als Naßwinterhalbjahr charakterisiert. Die winterlichen Niederschläge zeigen eine deutliche Variabilität hinsichtlich ihrer zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung. Im Januar '95 fällt gegenüber den übrigen Wintermonaten der Niederschlagsspitzenwert von 200 mm auf (vgl. Fig. 73).

Auf die zeitliche und mengenmäßige Niederschlagsverteilung reagieren auch die Lysimeterparallelen mit einer zeitlich und mengenmäßig unterschiedlichen Sickerwasserbildung. Insgesamt sind jedoch die Niederschläge des Winterhalbjahrs als überaus versickerungswirksam zu bewerten. Anhand der Figur 73 läßt sich für die monatliche Auflösung beim Vergleich der Lysimeter untereinander für L1 und L2 ein einheitliches Reaktionsvermögen auf die Niederschläge feststellen. Das Lysimeter L3 zeigt demgegenüber in fast allen Monaten meist wesentlich höhere Sickerwasserspenden. Diese sind auf zeitweilige äußerliche Störungen zurückzuführen, so daß Lysimeter L3 nicht in die Bewertung der Versickerungswirksamkeit einfließt (vgl. auch Kap. 5.3.1.1, Tab. 18 u. Tab. 19). Der prozentuale Niederschlagsanteil an der Sickerwasserbildung dieses Winterhalbjahres beträgt 51 % (vgl. auch Anhang: Tab. 12).

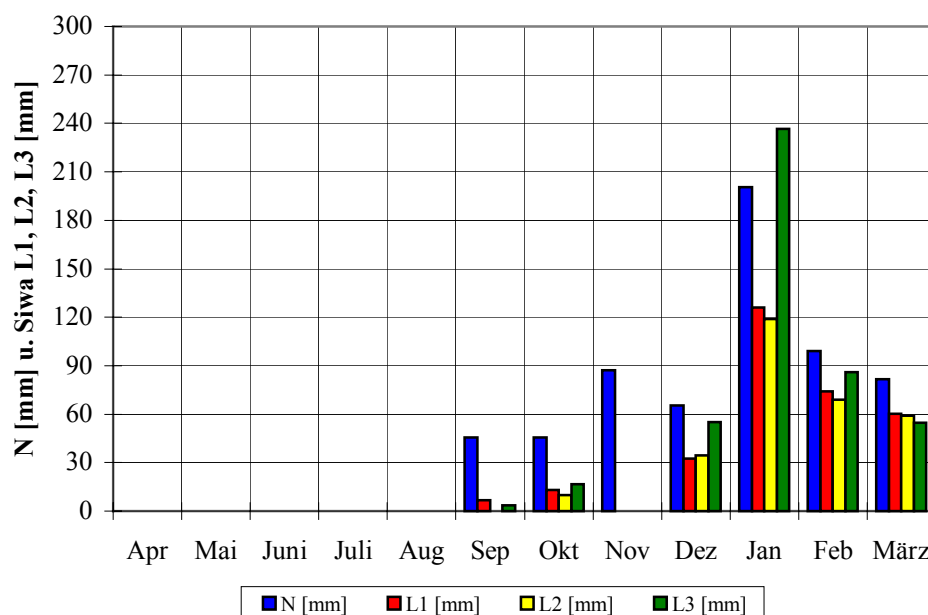


Fig. 73: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) an der Station Meckel-Grünland für das hydrologische Jahr 1994/95

Das *hydrologische Jahr 1995/96* ist als niederschlagsarm zu bezeichnen. Die Hauptniederschlagsmenge fällt im Sommerhalbjahr (390 mm). Demgegenüber erweist sich das Winterhalbjahr mit einer Niederschlagsmenge von 256 mm als sehr trocken. Während des überaus niederschlagsreichen *hydrologischen Sommerhalbjahres 1995* kommt es lediglich im April zur Sickerwasserbildung. Im Mai ist die Versickerungswirksamkeit der Niederschläge bereits so gering, daß die Wasserflüsse aus den Lysimetern kaum noch meßbare Sickerwassermengen liefern. Somit sind die Sommermonate, mit Ausnahme des Aprils, als versickerungsunwirksam zu bewerten. Selbst auf die Niederschlagsspitze im September zeigen die Bodenmonolithe keine Reaktion hinsichtlich möglich meßbarer Sickerwasserabläufe (vgl. Fig. 74).

Zu Beginn des *hydrologischen Winterhalbjahres 1995/96* zeigt sich - wenn auch nur sehr zögerlich - in der letzten Novemberwoche eine erste Reaktion der Lysimeter auf die Niederschlagsereignisse mit Sickerwasserspenden, die im kaum meßbaren Bereich liegen. Diese Zeitverzögerung kann anhand der wöchentlichen Stationsaufzeichnungen noch bis Mitte Dezember festgestellt werden. Erst in der letzten Dezemberwoche reagieren alle Lysimeter auf die bis zu diesem Zeitpunkt gefallenen Niederschläge (61 mm, was 79 % des gesamten Monatsniederschlag entspricht) mit deutlicher Sickerwasserbildung, die fast 90 % der Monatssickerwassermenge ausmacht. Auswirkungen einer zeitverzögerten Sickerwasserabführung auf Niederschlagseinträge im Monat Dezember zeigen sich sogar noch im Verlaufe des niederschlagsarmen Monats Januar. Hierdurch bedingt erklärt sich der im Vergleich zu den Niederschlagsmengen hoch liegende Betrag der Sickerwassermengen (vgl. Fig. 74). Es kann zudem davon ausgegangen werden, daß die längeren Frostphasen die Wasserströme innerhalb der Bodenmonolithe - vergleichbar zu den Verhältnissen auf der freien Testfläche des Bodenfeuchtemeßfeldes - deutlich herabsetzen. Bei der Lysimeterparallelen L3 traten im Januar und im März erneut Störungen auf, so daß dieser Lysimeterbehälter aus der Bewertung des Niederschlagsanteils an der Sickerwasserbildung ausgeschlossen werden mußte (vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 18 u. Tab. 19, vgl. auch Anhang: Tab. 12).

Für das hydrologische Jahr 1995/96 läßt sich ein prozentualer Jahresniederschlagsanteil von 30 % an der

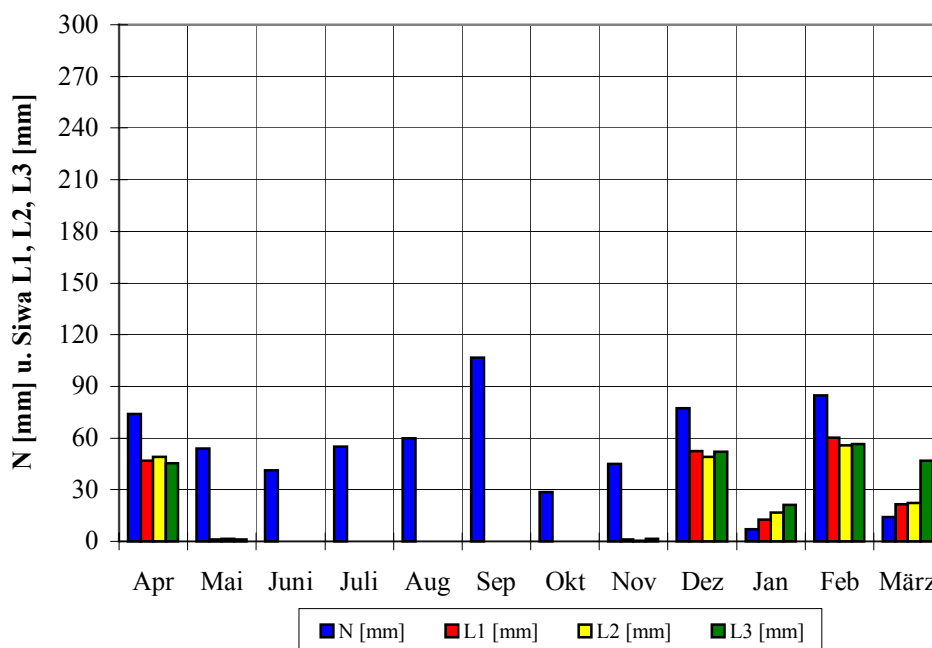


Fig. 74: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Meckel-Grünland für das hydrologische Jahr 1995/96

Sickerwasserbildung feststellen. Im Sommerhalbjahr zeigt sich ein deutlich schlechteres Abhängigkeitsverhältnis zwischen Sickerwassermenge und Niederschlag. Lediglich 12 % des Sommerniederschlags ist als versickerungswirksam einzuschätzen. Der prozentuale Anteil der winterlichen Niederschläge liegt mit 57 % deutlich über dem des Sommerhalbjahres (vgl. auch Anhang: Tab. 12).

Das *hydrologische Jahr 1996/97* liegt, bezogen auf die Jahresniederschlagsmenge (720 mm), summenmäßig über der Menge des Vorjahres, bleibt jedoch hinter der des nachfolgenden Jahres deutlich zurück. Im Vergleich zum Vorjahr zeigt sich für die Niederschlagsverteilung ein umgekehrtes Verhältnis zwischen Sommer- (281 mm) und Winterhalbjahr (438 mm).

Während des gesamten *hydrologischen Sommerhalbjahres 1996* bleiben die Niederschlagsereignisse fast völlig versickerungsunwirksam. Lediglich die auffallend hohen Niederschläge im Mai lassen eine Reaktion der Lysimeter erkennen, die jedoch nur zu geringen Sickerwassermengen führen (vgl. Fig. 75). Dies drückt sich ebenfalls in der Berechnung des prozentualen Niederschlagsanteil von nur 3 % an der Sickerwasserbildung für das hydrologische Sommerhalbjahr aus (vgl. auch Anhang: Tab. 12).

Nach dem relativ trockenen Sommerhalbjahr setzt die Sickerwasserbildung im *hydrologischen Winterhalbjahr 1996/97* erst nach einer längeren Niederschlagsperiode zwischen den Monaten Oktober und November in der zweiten Novemberwoche ein. Ähnliche Verhältnisse konnten für den gleichen Zeitraum im Vorjahr beobachtet werden. Nach der anfänglich zögerlichen Reaktion setzt in den Lysimetern während der übrigen Monate des hydrologischen Winterhalbjahres eine stetige Sickerwasserbildung ein. Dies trifft im wesentlichen lediglich für die Lysimeterparallelen L1 und L2 zu. Die „Überreaktion“ der Lysimeterparallele L3 geht auf einen nicht zu behebbenden technischen Defekt am Lysimeterbehälter zurück, so daß L3 schließlich für den restlichen Untersuchungszeitraum aus der Versuchsreihe und damit aus der Jahresbilanzierung herausgenommen wurde (vgl. Fig. 75; vgl. auch Kap. 5.3.1.1, Tab. 18 u. Tab. 19).

Der prozentuale Niederschlagsanteil an der Sickerwasserbildung im hydrologischen Winterhalbjahr

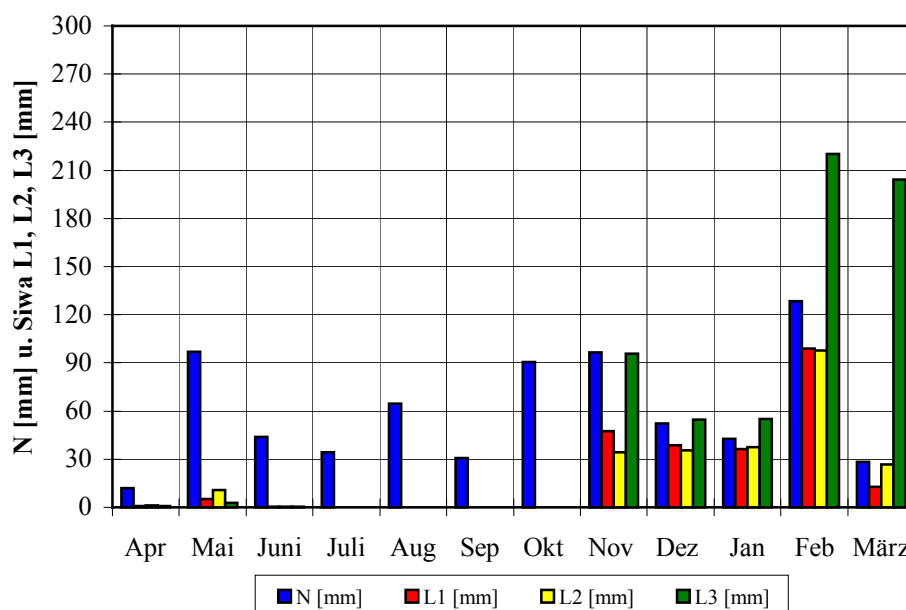


Fig. 75: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Meckel-Grünland für das hydrologische Jahr 1996/97

beträgt 53 %. Bei der Jahresbilanz reduziert sich der prozentuale Niederschlagsanteil im Vergleich dazu auf nur noch 33 %, da das schlechte Abhängigkeitsverhältnis der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung für das Sommerhalbjahr den Jahreswert deutlich nach unten drückt (vgl. Anhang: Tab. 12).

Das *hydrologische Jahr 1997/98* läßt veränderte Verhältnisse sowohl hinsichtlich der zeitlichen und mengenmäßigen Variabilität der innerjährlichen Niederschlagsverteilung als auch bei der daran gekoppelten Sickerwasserbildung erkennen. Die Jahresniederschlagssumme beträgt 850 mm. Damit handelt es sich um das feuchteste Jahr des Untersuchungszeitraumes in der Gemarkung Meckel (das hydrologische Jahr 1994/95 fällt aufgrund der unvollständigen Meßreihe aus diesem Vergleich heraus). Als niederschlagsreichste Zeit zeigt sich mit 468 mm Niederschlag das hydrologische Sommerhalbjahr. Die Niederschlagsspitzen der Monate Mai (86 mm), Juni (150 mm) und Juli (121 mm) werden von den übrigen relativ trockenen Sommermonaten eingerahmt.

Die hohen Niederschlagsmengen während der ersten Hälfte des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1997* lassen eine hohe Versickerungswirksamkeit bis in den Sommer hinein erkennen (vgl. Fig. 76). Erst die trockenen Witterungsverhältnisse des Spätsommers und des Frühherbstes bringt die Sickerwasserdynamik zum Erliegen. Inwieweit die feuchten spätwinterlichen Monate des Vorjahres 1996/97 Einfluß auf die Sickerwasserdynamik der nachfolgenden frühsummerlichen Monate (April '97 bis Juli '97) genommen haben könnten, wird in Kap. 6.2.4 im Zusammenhang mit der Bedeutung des innerjährlichen Bodenfeuchteganges sowie der jahreszeitlich bedingten Einflußnahme der Nutzungsart auf den Bodenwasserhaushalt und damit auch auf die Sickerwasserbildung aufgezeigt und diskutiert. Insgesamt fällt jedoch im Vergleich zu den Vorjahren auf, daß während der vorangegangenen Sommerhalbjahre die Sickerwasserdynamik nie zu solch hohen Sickerwassermengen geführt hat. Dies zeigt sich deutlich in der prozentualen Bewertung des Niederschlagsanteils von 48 % an der Sickerwasserbildung (L1 und L2) für das hydrologische Sommerhalbjahr 1997.

Im *hydrologischen Winterhalbjahr 1997/98* beginnt die Sickerwasserbildung - mit zeitlicher Verzögerung - erst in der zweiten Novemberhälfte. Die wöchentlichen Aufzeichnungen lassen zwar im Verlaufe des Monats November bei den Lysimeterparallelen L1 und L2 ein unterschiedliches Reaktionsvermögen auf

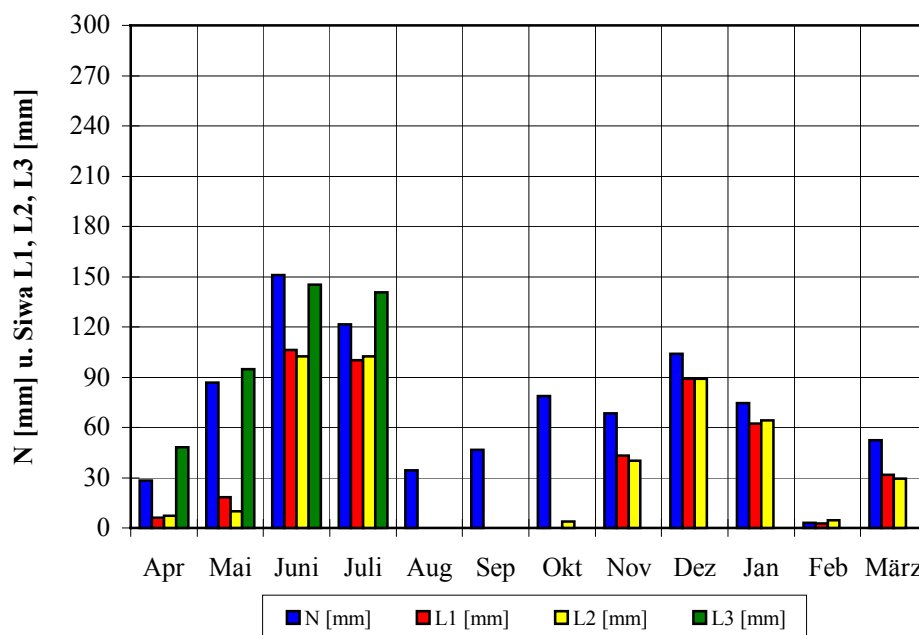


Fig. 76: Niederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Meckel-Grünland für das hydrologische Jahr 1997/98

die Niederschläge erkennen, die sich jedoch in der Monatssumme wiederum fast völlig ausgleichen. In den nachfolgenden Monaten stellt sich bei beiden Lysimetern ein annähernd ausgeglichenes Reaktionsvermögen ein (vgl. Fig. 76).

Für die Sickerwasserbildung aus beiden Lysimetern errechnet sich ein prozentualer Niederschlagsanteil von 60 % für das hydrologische Winterhalbjahr. Verglichen mit der sommerlichen Versickerungswirksamkeit zeigt sich im hydrologischen Jahr 1997/98 ein nur geringer prozentualer Unterschied. Der prozentuale Jahresniederschlagsanteil an der Jahressickerwasserbildung erreicht demnach 53 % (vgl. Anhang: Tab. 12).

### ***Das Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßfeld Meckel-Wald***

Das Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßfeld der Station Meckel unter Waldnutzung wurde - wie die Lysimeterstationen unter Acker- und Grünlandnutzung - erst im Verlaufe des hydrologischen Sommerhalbjahres 1994 eingerichtet. Der Bestandsniederschlag wird bodennah - wie unter Kap. 4.3.1 dargelegt - mittels zehn Niederschlagstotalisatoren erfaßt und als gemittelter Wert des durch das Kronendach durchtropfenden Niederschlages berechnet. Der Wald ist aufgrund seiner Artenzusammensetzung als Buchenwald anzusprechen. Kennzeichnend für den Bestand dieses Waldes sind sowohl seine Hochstämmigkeit als auch Weitständigkeit der Bäume. Durch den starken Laubabfall außerhalb der Vegetationsperiode weist der Waldboden einen hohen Bedeckungsgrad auf.

Mit der Messung der Bestandsniederschläge wurde am 17.8.1994 begonnen. Gleichzeitig konnte mit der Testphase für die volumetrische Erfassung der Sickerwassermengen aus den Lysimeterparallelen begonnen werden. Nach einer fast vierwöchigen Vorlaufphase wurde der eigentliche Meßbeginn an dieser Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßstation am 1.9.1994 aufgenommen. Die bis dahin erfaßten Sickerwassermengen fallen aus der Datenauswertung heraus.

Für das **hydrologische Jahr 1994/95** liegen, wie bereits oben begründet, vollständige Meßreihen für die Niederschlags- und Sickerwassermengen lediglich für das hydrologische Winterhalbjahr vor. Anhand der Figur 77 kann mit der monatlichen Auflösung eine zeitliche und mengenmäßige Variabilität für die Niederschlagsverteilung während des *hydrologischen Winterhalbjahres 1994/95* festgestellt werden. Der Januar (195 mm) bringt im Vergleich zu den übrigen Monaten erheblich höhere Niederschlagsmengen.

Die zeitliche und mengenmäßige Niederschlagsverteilung bestimmt das Reaktionsvermögen der Lysimeterparallelen und die davon abhängige Sickerwasserbildung. Die Figur 77 zeigt, daß mit dem niederschlagsreichen Monat Januar die Versickerungswirksamkeit der Niederschläge ansteigt, und der prozentuale Anteil der Niederschläge an der Sickerwasserbildung in den nachfolgenden Monaten des Winterhalbjahres deutlich zunimmt. Von den insgesamt 517 mm Niederschlag im Winterhalbjahr tragen 76 % zur Sickerwasserbildung bei, wobei dieser Wert als Durchschnittsangabe für die Lysimeterparallelen L2 und L3 gilt (vgl. Anhang: Tab. 13). Während des gesamten Winterhalbjahres fällt auf, daß das Lysimeter L1 bei den Sickerwasserspendsen mengenmäßig hinter den beiden anderen Parallelen zurückbleibt. Im Februar und März kommt es schließlich zum Totalausfall von L1 (vgl. auch Kap. 5.3.1.1, Tab. 18 u. Tab. 19 sowie Anhang: Fig. 12). Der Grund hierfür lag vor allem an den mehrfach auftretenden Verstopfungen im Bereich der Ablaufvorrichtung des Lysimeterbehälters. Um diesen Schaden beheben zu können, mußte das Lysimeter zu Beginn des Sommerhalbjahres 1995 ausgebaut werden.

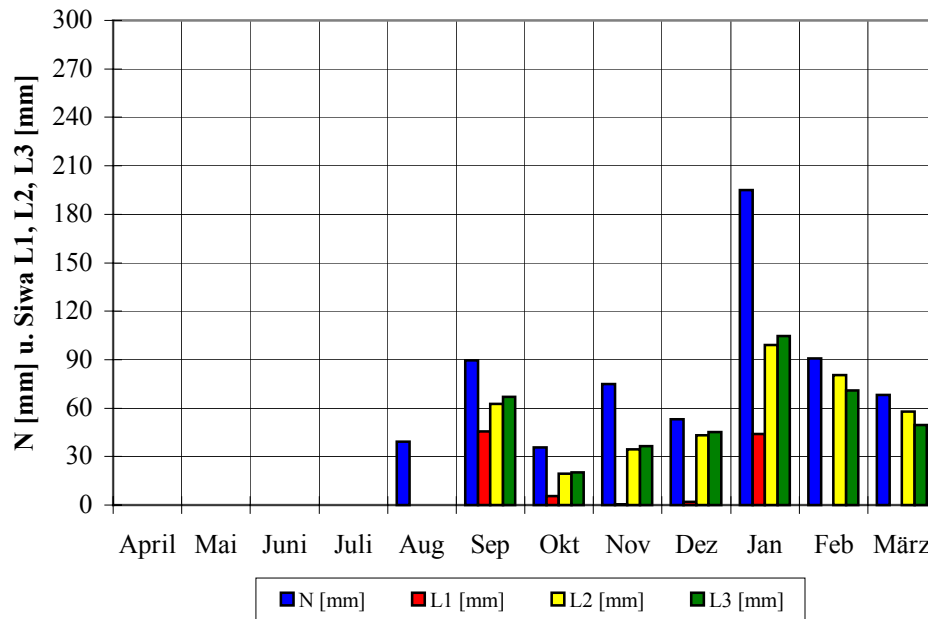


Fig. 77: Bestandsniederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) an der Station Meckel-Wald für das hydrologische Jahr 1994/95

Das *hydrologische Jahr 1995/96* ist mit einer Jahresniederschlagssumme von 502 mm - gegenüber den nachfolgenden Jahren - als außerordentlich trocken zu beschreiben. Aus der Betrachtung der Halbjahresdaten geht hervor, daß das hydrologische Sommerhalbjahr 1995 mit insgesamt 298 mm Niederschlag - im Vergleich zum darauffolgenden Winterhalbjahr - als das niederschlagsreichere Halbjahr einzuschätzen ist (vgl. Anhang: Tab. 13). Niederschlagsspitzen treten zu Beginn des Sommerhalbjahres im April (73 mm) sowie am Ende dieses Halbjahres im September (81 mm) auf. Der dazwischen liegende Zeitraum wird durch deutlich geringere Niederschlagsmengen geprägt.

Für den Monat April zeigt sich anhand der wöchentlichen Aufzeichnungen, daß zwischen den Niederschlagsmengen und der über die Wasserflüsse der Waldbodenmonolithe gesteuerten Sickerwasserbildung eine gute Korrelation besteht. Ein vergleichbares Reaktionsvermögen läßt sich in den wöchentlichen Aufzeichnung für den Monat September beobachten. Für die Bewertung der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung am Beispiel dieser beiden Monate des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1995* läßt sich daraus folgende Aussage treffen: Hohe Niederschlagsmengen lassen eine hohe Versickerungswirksamkeit erkennen. Bei niedrigeren Niederschlagsmengen fällt die Sickerwasserabgabe entsprechend vermindert aus. Dies wird in der Figur 78 u.a. am Beispiel der Monate Mai und Juni belegt. Der prozentuale Anteil der Niederschlagsmenge an der Sickerwasserbildung beträgt im hydrologischen Sommerhalbjahr 49 %, wobei diese Aussage lediglich Gültigkeit für die Lysimeterparallelen L2 und L3 hat. Die fehlenden Angaben in der Graphik für das Lysimeter L1 im hydrologischen Sommerhalbjahr beruhen auf der Tatsache, daß der reparierte Monolith erst im Juni wieder in Betrieb genommen werden konnte, und hierdurch bedingt Lücken in den Datenaufzeichnungen vorliegen.

Mit Beginn des *hydrologischen Winterhalbjahres 1995/96* konnten wieder alle drei Lysimeterparallelen in die Auswertungen einbezogen werden. Das sehr trockene Winterhalbjahr, mit einer Niederschlagsmenge von nur 209 mm, zeigt wie die Vormonate des hydrologischen Sommerhalbjahres 1995 eine hohe Variabilität für die zeitliche und mengenmäßige Verteilung der Niederschläge, die sich



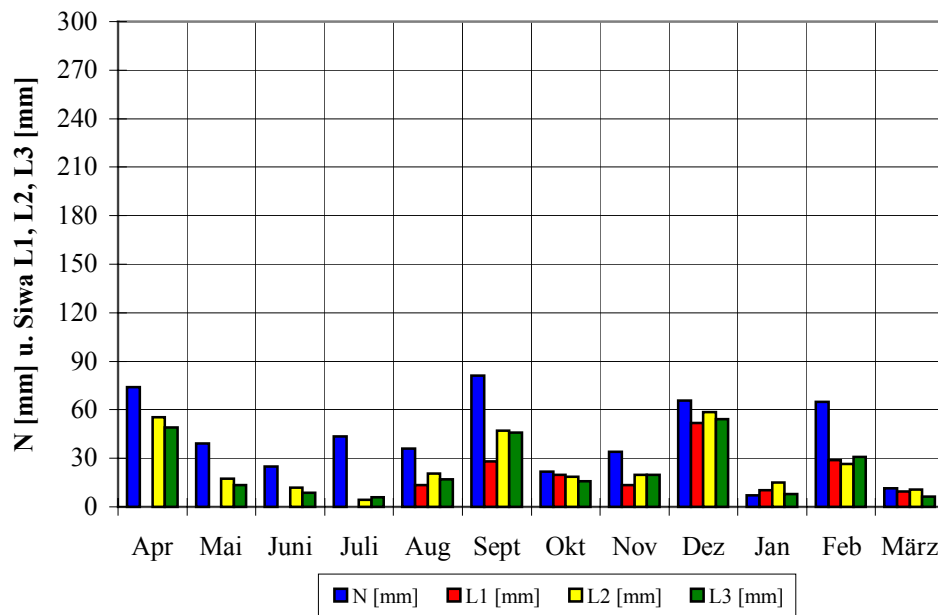


Fig. 78: Bestandsniederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Meckel-Wald für das hydrologische Jahr 1995/96

deutlich auf die Sickerwasserbildung überträgt. Im Vergleich zum Sommerhalbjahr kann jedoch nicht die These vertreten werden, daß mit sinkenden Niederschlagsmengen die Sickerwasserbildung sinkt bzw. erliegt. Selbst die sehr geringen Niederschlagsmengen während der insgesamt trockenen Wintermonate lassen eine hohe Versickerungswirksamkeit erkennen. Zudem zeigen alle drei Lysimeterparallelen ein gleichwertiges Reaktionsvermögen (vgl. Fig. 78).

Somit läßt sich für das hydrologische Winterhalbjahr ein Niederschlagsanteil von 69 % an der Sickerwasserbildung errechnen. Aus der innerjährlichen Verteilung der Niederschlagsmenge ergibt sich für die Jahresversickerung ein Niederschlagsanteil von insgesamt 57 % (vgl. Anhang: Tab. 13). Hieran wird deutlich, daß ein überaus großer Anteil der in die Bodenmonolithe infiltrierten Niederschläge wieder als Sickerwassermenge ausgegeben wird. Entgegen der allgemeinen Lehrmeinung, daß je höher der Bedeckungsgrad, um so geringer die niederschlagsanteilige Sickerwassermenge, kann bei den Untersuchungen der Sickerwasserdynamik unter Wald(boden)nutzung nicht bestätigt werden (vgl. auch Kap. 5.3.1.1 und Kap. 8.2.2.2 u. Kap. 8.2.2.3). Hieraus kann angenommen werden, daß offensichtlich über die standörtlichen Bodenverhältnisse (u.a. Sekundärporensystem: Wurzelbahnen, Wurmrohren; vgl. hierzu auch Kap. 5.4.1, Tab. 64) die Wasserwegsamkeit und damit Sickerwasserdynamik eher gesteigert als gehemmt wird. Ein weiterer Aspekt der im Rahmen der Bewertung der überaus günstigen Sickerwasserdynamik unter Wald(boden)nutzung ebenfalls Berücksichtigung finden muß, ist die Flachgründigkeit der in den Lysimeterbehältern befindlichen Bodenmonolithe, wodurch sich ein wesentlich schnellerer Wasserdurchfluß einstellen kann. Die Komplexität des Wirkungsgefüges zwischen Niederschlag, Bodeneigenschaften und Nutzung hinsichtlich der bodenwasserhaushaltlichen Dynamik und letztendlich auch der Sickerwasserbildung wird im Rahmen der standortbezogenen Untersuchung der Bodenfeuchtedynamik noch genauer zu analysieren sein (vgl. Kap. 6.2.4, vgl. auch Kap. 8.2.4).

Das *hydrologische Jahr 1996/97* zeichnet sich - im Vergleich zum Vorjahr - durch eine höhere Jahresniederschlagssumme (597 mm) aus. Veränderte Verhältnisse sind jedoch beim Vergleich der Halbjahressummen festzustellen: Die Niederschlagsmenge des hydrologischen Sommerhalbjahres (219 mm) liegt deutlich unter derjenigen des Winterhalbjahres (377 mm). Aus der Betrachtung von Figur 79 ist



festzustellen, daß die innerjährliche Verteilung der Niederschläge eindeutig Auswirkung auf die innerjährliche Sickerwasserbildung hat.

Hieraus läßt sich für das *hydrologische Sommerhalbjahr 1996* folgendes ablesen: Während im sehr niederschlagsarmen April die Sickerwasserbildung völlig ausbleibt, lassen die hohen Niederschlagsmengen im Mai eine gesteigerte Versickerungswirksamkeit erkennen. Allerdings wird anhand der Wochenaufzeichnungen deutlich, daß die Sickerwasserdynamik der Monolithe erst mit deutlicher Zeitverzögerung auf die infiltrierten Niederschläge einsetzt.

Insgesamt konnte dieses zeitversetzte Reaktionsvermögen während des gesamten Sommerhalbjahres beobachtet werden. Aus der Stationstabelle 13 im Anhang geht jedoch hervor, daß die Schwankungen zwischen den Sickerwasserabgaben der Lysimeterparallelen relativ gering sind. Mit dem Rückgang der Niederschläge in den übrigen Monaten des Sommerhalbjahres verbindet sich gleichzeitig auch eine verminderte Sickerwasserbildung. Von den insgesamt 219 mm Niederschlag des hydrologischen Sommerhalbjahres haben immerhin noch 40 % Anteil an der Sickerwasserbildung.

Die winterlichen Niederschläge während des *hydrologischen Winterhalbjahres 1996/97* zeigen hinsichtlich ihrer Versickerungswirksamkeit eine deutlich höhere Effektivität. Während allen Monaten kommt es zur Sickerwasserbildung (vgl. Fig. 79). Im Vergleich zum Sommerhalbjahr zeigen die Monolithe eine wesentlich bessere Reaktion auf die Niederschlagsereignisse. Lediglich während längeren Frostperioden in den Monaten Dezember '96 und Januar '97 - bei Bodenfrosthverhältnissen bis zu einer Tiefe von fast 30 cm - reagieren die Lysimeterparallelen mit zeitlich verzögerten Sickerwasserabgaben. Insgesamt sind die infiltrierten Niederschlagsmengen des Winterhalbjahres als überaus versickerungswirksam zu bewerten. Ihr prozentualer Anteil an der Sickerwasserbildung beträgt 74 % und liegt damit weit über den Werten der in der Nähe befindlichen Lysimeterstationen unter Acker- und Grünlandnutzung. Für die Jahresbetrachtung läßt sich ein Versickerungsanteil von 61 % errechnen (vgl. Anhang: Tab. 13; vgl. auch Kap. 5.3.1.1).

Für das *hydrologische Jahr 1997/98* läßt sich entsprechend der innerjährlich hohen Variabilität der

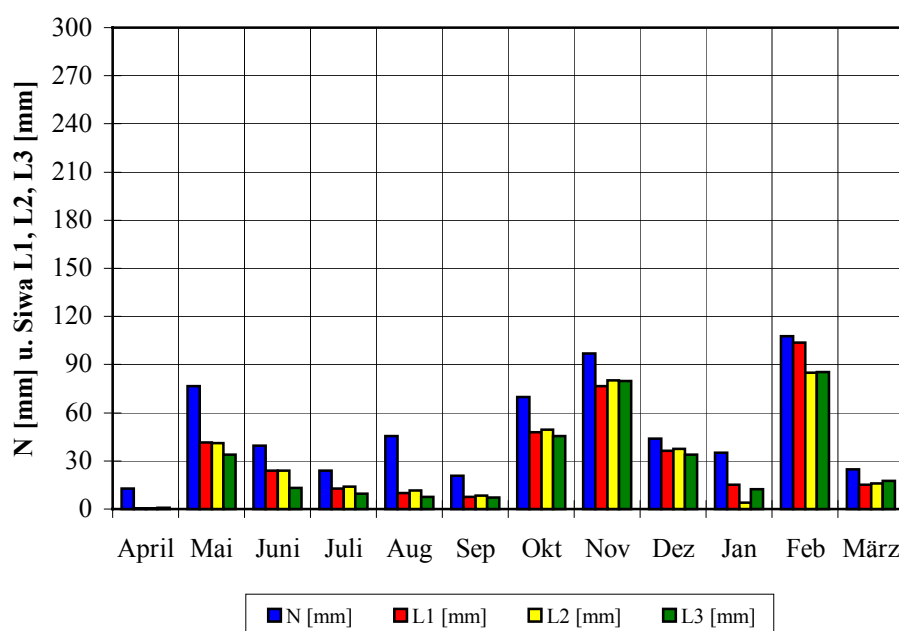


Fig. 79: Bestandsniederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Meckel-Wald für das hydrologische Jahr 1996/97

Niederschläge eine innerjährlich ausgeprägte Sickerwasserdynamik (vgl. Fig. 80) ableiten. Mit einer Jahresniederschlagssumme von 733 mm kann dieses hydrologische Jahr im Vergleich zu den Vorjahren als Naßjahr eingeschätzt werden. Das Sommerhalbjahr ist mit 406 mm Niederschlag wesentlich feuchter als das sich daran anschließende Winterhalbjahr (327 mm).

Aus Figur 80 geht hervor, daß während des gesamten hydrologischen Jahres 1997/98 in fast allen Monaten die Niederschlagsmengen eine deutliche Versickerungswirksamkeit erreichen. Lediglich während des trocken-kalten Monats Februar '98 bleibt die Versickerung aus. Gleichzeitig zeigt sich auch zeitlich gesehen eine Parallelität zwischen Niederschlagsgang und Sickerwasserbildung.

Aus den wöchentlichen Aufzeichnungen kann festgestellt werden, daß beim Vergleich der Lysimeterparallelen untereinander Abweichungen zwischen den einzelnen Sickerwasserspenden auftreten, die jedoch nicht auf technisch bedingte Funktionsstörungen zurückzuführen sind. Diese Unterschiede werden vielmehr im wesentlichen auf die Eigencharakteristik und somit Eigendynamik der Bodenstruktur eines jeden einzelnen Waldbodenmonolithes zurückgeführt (vgl. Anhang: Abb. 3a). Die Bodenmonolithe der Lysimeter unterscheiden sich dabei weniger in der Bodenartenzusammensetzung (alle drei Lysimeterparallelen wurden auf der gleichen Testfläche gezogen: vgl. Kap. 5.4.1), als vielmehr durch die den einzelnen Bodenmonolithen unterschiedlich stark durchsetzenden Baum-, Strauch- und Pflanzenwurzeln, wodurch der Sickerwasserfluß individuell gesteuert wird.

Beim Vergleich der Versickerungswirksamkeit zwischen dem niederschlagsreichen hydrologischen Sommerhalbjahr und dem niederschlagsarmen hydrologischen Winterhalbjahr zeigt sich, daß der prozentuale Anteil der sommerlichen Niederschläge an der Sickerwasserbildung 60 % beträgt und somit noch unter dem Wert des Winterhalbjahres von 70 % zurückbleibt. Der Anteil der Jahresniederschlagssumme an der Jahresversickerung liegt bei 64 % (vgl. Anhang: Tab. 13).

Die zuvor dargelegten Ergebnisse der Untersuchung der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung anhand der monatlich aufgelösten Lysimeterdaten (Kap. 6.1.1 bis Kap. 6.1.4) haben gezeigt, daß ein einfacher funktionaler Zusammenhang auf der Betrachtungsebene der innerjährlichen Verteilung der Niederschläge

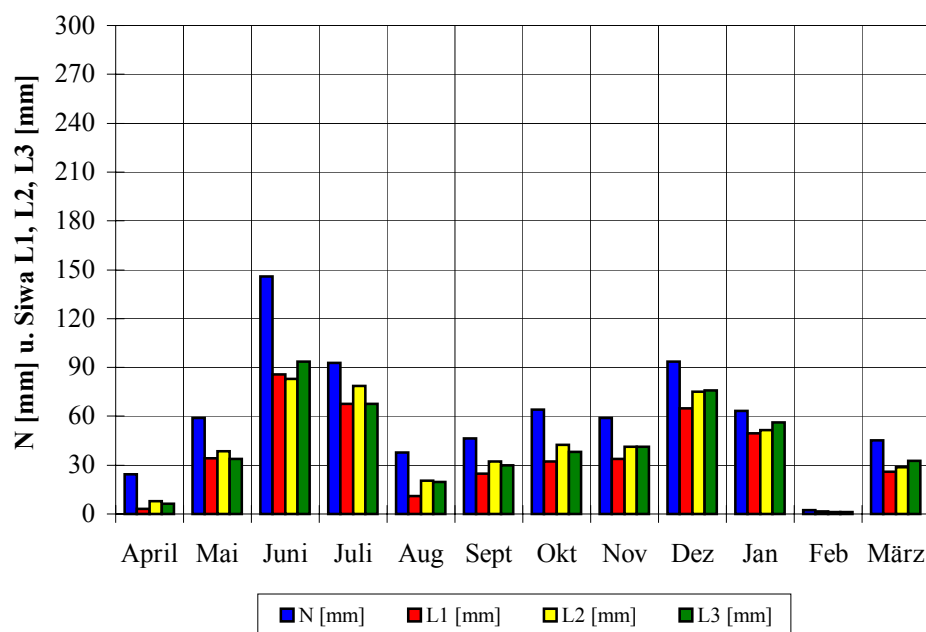


Fig. 80: Bestandsniederschlags- (korrigiert) und Sickerwassermengen an der Station Meckel-Wald für das hydrologische Jahr 1997/98

nicht an allen Standorten nachgewiesen werden kann (vgl. Kap. 5.3.1.1, u.a. Tab. 26 sowie Fig. 26 u. Fig. 31). Es konnte gezeigt werden, daß sich die Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung im Sommerhalbjahr - trotz häufig hoher Niederschlagseinträge - deutlich verschlechtert, woraus anzunehmen ist, daß der Nutzungs- und Bodeneinfluß eine entscheidende Rolle bei der Versickerungswirksamkeit der Niederschläge spielt. Somit stellen die hier aufgezeigten Ergebnisse der standortgebundenen Untersuchungen der innerjährlichen Sickerwasserdynamik in Abhängigkeit der zeitparallel erfaßten Niederschlagsmengen eine erste Bestätigung für die über die statistische Datenanalyse - unter Berücksichtigung zeitlich unterschiedlich hoher Auflösungen - erzielten Ergebnisse dar (vgl. Kap. 5.3.1.1 sowie Kap. 8.2.1 u. Kap. 8.2.2).

## 6.2 Innerjährliche Bodenfeuchtedynamik unter Berücksichtigung boden- und nutzungsspezifischer Aspekte

Eine standortgebundene Bewertung der innerjährlichen Versickerungsleistung in der ungesättigten Bodenzone kann nicht allein auf der Basis ihrer Abhängigkeit von der zeitlichen und mengenmäßigen Variabilität der Niederschläge vorgenommen werden (vgl. Kap. 5.3.1). Als Teilglied des Systems 'Wasser-Boden-Pflanze' wird die Sickerwasserbildung ganz entscheidend durch das komplexe Zusammenwirken zwischen Atmosphäre, Biosphäre und Pedosphäre gesteuert (vgl. Kap. 4.2, Fig. 12). Hieraus ergibt sich, daß in Verbindung mit der Fragestellung der vorliegenden Arbeit der Bodenwasserdynamik eine ganz entscheidende Rolle zukommt.

Hieraus leitet sich ein weiterer Schwerpunkt dieser Studie, nämlich die Bewertung der Wasserbewegungen und des Wasserumsatzes in der ungesättigten Bodenzone in Abhängigkeit von Niederschlag, Evaporation und Transpiration sowie Bodenspeicherfunktion ab, wodurch nicht zuletzt auch die Absickerung aus der ungesättigten Bodenzone, verstanden als pedologische und nutzungsabhängige Sickerwasserbildung (vgl. auch WOHLRAB 1992, S. 96), gesteuert wird. Anhand der Ergebnisse der Untersuchung der einfachen Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung in Kapitel 5.3.1.1 und Kapitel 6.1 konnte dies bereits angedeutet werden. Dies hat zur Folge, daß über die Untersuchung der Bilanzgrößen des Wasserhaushaltes wie *Niederschlag* und die davon abhängige Variable *Sickerwassermenge* hinaus, die Bodenfeuchtedynamik als Zeit-Tiefen-Funktion betrachtet werden muß. Hierbei dienen die standortspezifischen bodenphysikalischen Kenngrößen wie Bodenartenzusammensetzung, Porengrößenverteilung sowie der Durchwurzelungsgrad als Erklärungshilfe, da diese die Wasserbewegung und somit auch die Sickerwasserbildung ganz entscheidend beeinflussen (vgl. Kap. 5.4.1 u. Kap. 8.2).

Darüber hinaus ist zu berücksichtigen, daß auch der Nutzungseinfluß auf die innerjährliche Differenzierung der Bodenfeuchte und auf die daran gekoppelte Sickerwasserdynamik eine nicht unbedeutende Rolle im landschaftshaushaltlichen Regelmechanismus spielt. Insbesondere die Beachtung der kulturspezifischen phänologischen Phasen hinsichtlich des Wasseraufbrauchs im Bodenspeicher bzw. auf der Bodenoberfläche sollte in die standörtliche Bewertung mit einfließen (vgl. ERNSTBERGER 1992). Die Feuchteverlagerung im Bodenprofil ist somit als eine dynamische Funktion von Niederschlag, Infiltrationsvermögen, Bodenart, Verdunstung und Vegetation bzw. Nutzung zu beschreiben (vgl. Kap. 8.2.4). Diese Funktionszusammenhänge sind Gegenstand zahlreicher landschaftsökologischer Untersuchungen. Stellvertretend hierfür wird an dieser Stelle vor allem auf ROSENKRANZ (1981) verwiesen, der in seiner Regionalstudie im Küstenraum der östlichen Kieler Außenförde klar herausstellt, daß kurz- und langfristige Schwankungen der Bodenfeuchteverhältnisse über ein bestimmtes Profil neben der Beeinflussung durch den Niederschlag im wesentlichen auch durch die bodenphysikalischen Kenndaten eines Profils bestimmt werden: Hierbei kommt der Bodenartenzusammensetzung eines Profils eine wesentliche Bedeutung zu. Das Korngrößenverteilungsspektrum ist dabei als wichtiger Indikator für die Bodenfechteaufnahme und -speicherung anzusehen. Zudem wird die Wasseraufnahme- bzw. Wasserabgabekapazität durch das Porenvolumen gesteuert (ROSENKRANZ 1981, S. 87; vgl. auch TRETER 1970).

Im Vordergrund dieses Kapitels steht die Analyse der komplexen Zusammenhänge zwischen den Wasserhaushaltsbilanzgrößen *Niederschlag* und der davon abhängigen Variablen *Bodenfeuchte* im Bereich der ungesättigten Bodenzone in räumlicher und zeitlich hoher Auflösung.

Die Höhenschichtenkarte (Anhang: Karte 2) vermittelt einen Einblick in die räumliche Verteilung der insgesamt 14 Bodenfeuchtemeßfelder mit den daran gekoppelten Niederschlags- und Lysimeterstationen

im Untersuchungsgebiet (vgl. auch Kap. 4.1, Tab. 3). Die hieraus resultierende Berücksichtigung der räumlichen Variabilität der Bodeneigenschaften und der Nutzungsdifferenzierung (Acker, Grünland, Wald) erlauben die innerjährliche Bodenfeuchtedynamik in Abhängigkeit der natürlichen Witterungsverhältnisse (v.a. Niederschlag) unter boden- und nutzungsspezifischen Standorteigenschaften zu analysieren. Gleichzeitig läßt sich hierüber die reale Evapotranspiration einschließlich der Interzeption abschätzen. Dies ermöglicht - in Ergänzung zu den Ausführungen in Kap. 6.1 - letztendlich auch, Rückschlüsse hinsichtlich der Bewertung der Sickerwasserbildung als Funktion der Bodenfeuchte (und damit der Bodeneigenschaften und des Nutzungseinflusses) ziehen zu können.

Die Feststellung der Bodenfeuchte erfolgte, wie bereits in Kapitel 4.3.4 beschrieben, zeitgleich zu den Niederschlags- und Sickerwassermessungen im wöchentlichen Rhythmus, jedoch außerhalb des Bilanzierungskörpers Lysimeter. Basierend auf den wöchentlichen Meßergebnissen der Bodenfeuchteermittlung wird nachfolgend der innerjährliche Verlauf der standortspezifischen Bodenfeuchteänderung (in Gew.-%) über die standort eigene Profiltiefe - für jeweils abgeschlossene hydrologische Jahre - graphisch, in Form von Feuchtediagrammen, dargestellt. Es handelt sich hierbei um sog. Vertikalprofile, auf deren Basis die Bodenfeuchteänderung als Zeit-Tiefen-Funktion analysiert wird. Insbesondere können hiermit die jahreszeitlich bedingten Schwankungen innerhalb der ungesättigten Bodenzone deutlich hervorgehoben werden. Die Beschreibung des schematischen Aufbaus der Bodenfeuchtediagramme erfolgte bereits in Kapitel 4.3.4.1.

In die Erläuterung der innerjährlichen Feuchtedynamik der unterschiedlich bewirtschafteten Bodenfeuchtemeßfelder fließen die im Rahmen der bodenphysikalischen Untersuchungen gewonnen Kenntnisse über die den Bodenwasserhaushalt beeinflussenden Parameter (u.a. Korngrößenspektrum, Gesamtporenvolumen, Porengrößenverteilung, Lagerungsdichte; vgl. Kap. 5.4.1) mit ein. Unter Berücksichtigung der Nutzungsart und deren Einfluß auf den jahreszeitlichen Bodenfeuchtegang, konnte - wie oben schon erwähnt - die aktuelle Evapotranspiration innerhalb des Bodenspeichers ebenfalls abgeschätzt werden (vgl. Kap. 6.3). Hierdurch bietet sich die Möglichkeit, bereits im Rahmen der Auswertung der Feuchtediagramme die dynamischen Zusammenhänge zwischen den Landschaftshaushaltsparametern zu dokumentieren.

In Kapitel 6.3 werden abschließend die Ergebnisse der wöchentlichen Bodenfeuchtemessungen (über die jeweils stationsgebundenen Tiefenabschnitte der Feuchteprofile) zusammen mit den zeitgleich erfaßten Niederschlags- und Sickerwassermengen zur Bilanzierung der noch unbekannten Bilanzgröße der *realen Evapotranspiration* herangezogen (vgl. Kap. 4.3.2.2).

Der Meßzeitraum, der hier zur Auswertung gelangt, umfaßt - entsprechend der Auswertung der Lysimeteruntersuchungen in Kap. 6.1 - insgesamt vier hydrologische Jahre in der Zeit vom 1.4.1994 bis 31.3.1998.

### **6.2.1 Das Bodenfeuchtestationsnetz in der Gemarkung Greverath**

In der Gemarkung Greverath konnten insgesamt drei bewirtschaftete Testflächen mit der Nutzungsdifferenzierung Acker, Grünland und Wald für die Bodenfeuchtemessungen festgelegt werden, die jeweils in direkter Nachbarschaft zu den entsprechend bewirtschafteten Lysimeterstationen liegen. Die nachfolgenden Ausführungen beziehen sich auf den Meßzeitraum von vier hydrologischen Jahren, beginnend mit dem 1.4.94 bis 31.3.98.

#### ***Innerjährlicher Bodenfeuchtegang an der Station Greverath-Acker***

Anhand der nachfolgenden Graphiken (Fig. 81 bis Fig. 83) wird der innerjährliche Bodenfeuchtegang in hoher zeitlicher Auflösung an der Station Greverath-Acker für jeweils abgeschlossene hydrologische

Jahre in Abhängigkeit von der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge untersucht. Um den dynamischen Prozeß der Bodenspeicheränderung sowohl im Jahresverlauf als auch nach der Tiefe besser herausstellen zu können, werden zusätzlich die Bodencharakteristik sowie - soweit als möglich - die Entwicklungsphasen der Anbaupflanzen im Verlauf eines hydrologischen Jahres in die Erklärung mit einbezogen. Zusätzlich wird - ergänzend zu den Untersuchungen der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung in Kap. 6.1.1 die Frage aufgegriffen, inwieweit die Sickerwasserbildung (Bezugspunkt = Lysimeterbehälter) als Funktion der Bodenfeuchtedynamik beschrieben werden kann (vgl. auch Kap. 8.2).

Wie bereits in Kapitel 5.4.1 eingehend dargestellt, zeichnet sich das Bodenprofil an diesem Standort seitens der Bodenartenzusammensetzung als lehmiger Sand aus (vgl. Tab. 35 u. Anhang: Fig. 32). Hinsichtlich der Porengrößenverteilung (Tab. 36 u. Anhang: Fig. 33) überwiegt deutlich der Anteil an Grobporen, die i.d.R. für gute dränende Verhältnisse sorgen. Somit ist davon auszugehen, daß bedingt durch die Korngrößenzusammensetzung in Verbindung mit dem Porenverteilungsspektrum standortbezogen gute Wasseraufnahme- und Wasserleitfähigkeitsverhältnisse gegeben sein müssen. Dies wiederum müßte sich positiv auf die Perkolation des Wassers in die Tiefe auswirken und damit die Sickerwasserbildung nachhaltig fördern. Allerdings zeigte sich bei den laboranalytischen Untersuchungen der Wasserleitfähigkeit für die beprobten Tiefen, daß diese Verhältnisse (aufgrund offensichtlich mangelnden Kontinuität der Grobporen untereinander) nicht homogen über das gesamte Profil ausgebildet sind.

Das nachfolgend aufgeführte Feuchtediagramm (Fig. 81) der Acker-Station Greverath läßt für das **hydrologische Jahr 1994/95** erkennen, daß offensichtlich die Bodenspeicherverhältnisse witterungsbedingt beeinflußt werden. Beim Vergleich der beiden hydrologischen Halbjahre untereinander zeigt sich deutlich, daß sich während des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1994* ein Bodenfeuchtegang einstellt, der durch starke Schwankungen geprägt wird. Während in den ersten drei Aprilwochen noch homogene Feuchteverhältnisse im Bodenspeicher vorliegen, die eine Durchsickerung und Sickerwasserbildung zulassen, kommt es in den sich anschließenden Sommermonaten bis Ende August zu einer deutlichen Veränderung der Wassergehaltsverhältnisse, die nicht ausschließlich auf die Infiltration und Perkolation der Niederschlagsmenge zurückgeführt werden kann. Bereits im niederschlagsreichen Monat Mai zeigt sich, daß Rücklage und Aufbruch des Bodenspeichers durch weitere Parameter gelenkt werden, die gerade im Sommerhalbjahr die Einwirkung der Niederschläge überdecken und bestimmte Feuchte- bzw. Trockenmuster bewirken. Diese lassen sich für den Ackerstandort hauptsächlich über den kulturspezifischen Einfluß in Abhängigkeit von der phänologischen Phase der Kulturart erklären. Die Auswirkungen der Kulturarten auf die dynamische Variabilität der Wassergehaltsverhältnisse und daran gekoppelte Verdunstungsvorgänge, besonders im durchwurzelten Bodenraum, hat ERNSTBERGER (1992) am Beispiel unterschiedlicher Einzugsgebiete in Mittelgebirgslagen Hessens dokumentiert (vgl. u.a. auch ROSENKRANZ 1981, REICHE 1991).

Ende März '94 wurde die Ackerfläche, auf der die Bodenfeuchtemessungen durchgeführt wurden, umgebrochen und gepflügt. Zeitgleich erfolgte die Bearbeitung der Bodenmonolithe mit anschließender Einsaat. In der zweiten Aprilwoche wurde die Sommersaat (Rüben) eingesät. Auf dieser frisch bearbeiteten Ackerfläche konnten die Niederschläge gut in den Boden infiltrieren, wodurch sich das homogene Bild der ersten Wochen im April erklärt. Bereits im Mai zeigen sich erste Trockenmuster, trotz relativ hoher Niederschlagsmengen, ab einer Tiefe unterhalb 20 cm: Die Niederschläge können nur noch diese oberen 20 cm durchfeuchten. Einhergehend mit der Wachstumsphase der Rüben, verbunden mit der pflanzenspezifischen Verdunstung und Bodenevaporation (besonders solange die Bodenoberfläche spärlich bewachsen ist), ist ein nach der Tiefe zunehmender Aufbrauch des Bodenspeichers festzustellen,

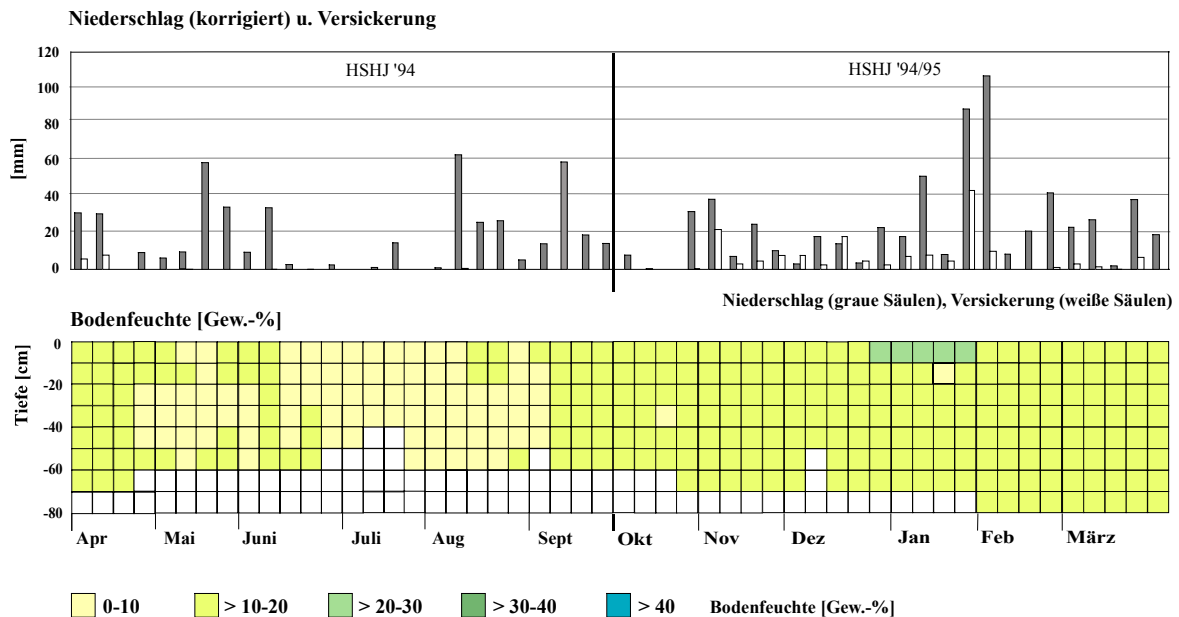


Fig. 81: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) an der Feldstation Greverath-Acker für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen

der bis Mitte Juni nur noch kurzzeitig durch die fröhsommerlichen Niederschläge ergänzt wird. Gleichzeitig geht auch die Sickerwasserbildung gegen Null. Erst nach der Ernte (Ende August) und anschließendem Umpflügen der Ackerfläche Anfang September führen die Niederschläge wieder zu einem stetigen Auffüllen des Bodenspeichers, so daß sich bereits ab Mitte September wieder homogene Wassergehaltsverhältnisse am Ackerstandort einstellen.

Die z.T. höheren Wassergehalte in den tieferen Lagen des Profils (Mai bis Juni) können auf unterschiedliche Ursachen zurückgeführt werden, die jedoch nicht eindeutig geklärt werden konnten: Einerseits könnten diese höheren Feuchteverhältnisse dadurch begründet sein, daß der Wasseraufbrauch im wesentlichen im durchwurzelten Bereich stärker und schneller von statten geht als in den tieferen Schichten, in denen die Feuchte noch länger gehalten werden kann. Eine weitere Möglichkeit ist auch darin zu sehen, daß mit der Bodenprobeentnahme zur Wassergehaltsbestimmung Wurzeln erfaßt wurden, die beim Auswiegen und Trocknen der Proben den Wassergehaltswert erhöhen.

Die sich bereits im September '94 eingestellten homogenen Bodenwasserverhältnisse bleiben während des *hydrologischen Winterhalbjahres* 1994/95 stabil. Ein Wasseraufbrauch durch das im Oktober eingebrachte Wintergetreide (Triticale) konnte während der Zeit des ersten Austreibens offensichtlich über die infiltrierenden Niederschläge kompensiert werden, so daß es zu keiner erneuten Abnahme der Wassergehaltsverhältnisse im Bodenspeicher kam.

In Figur 81 lassen sich weder Schichtgrenzen (z.B. Feuchtefront) noch Wassergehaltssprünge über den betrachteten Tiefenausschnitt des Bodenspeichers feststellen, was auf die homogenen Verhältnisse der Bodenartenzusammensetzung über die Profiltiefe zurückzuführen ist. Gleichzeitig wirkt sich die überwiegend gleichmäßige Durchfeuchtung des Bodens ab November '94 bis Anfang Februar '95 in Abhängigkeit von der Niederschlagsmenge versickerungsfreudig (Lysimeterbeobachtungen) aus. Mit den geringeren Niederschlagsmengen im Februar und März geht zwar die Sickerwasserbildung deutlich zurück, für die Bodenfeuchteverhältnisse lassen sich dagegen keine Veränderungen feststellen. Daß die infiltrierten Niederschlagsmengen in der Zeit von November '94 bis Ende Januar '95 in diesem sandig lehmigen Boden offensichtlich zu einem Wasserüberschuß führen, kann in Verbindung mit der

verstärkten Sickerwasserbildung bei den Lysimeter angenommen werden (vgl. Abschnitt Kap. 6.1.1 Lysimeterstation: Greverath-Acker).

Ähnliche Feuchte- und Trockenmuster wie im hydrologischen Jahr 1994/95 lassen sich auch in den Graphiken der *hydrologischen Jahre 1995/96, 1996/97* (vgl. Fig. 82) und *1997/98* (vgl. Fig. 83) des Ackerstandortes Greverath erkennen.

Während sich die Bodenfeuchteverhältnisse der einzelnen *Winterhalbjahre* (1995/96, 1996/97 und 1997/98) trotz deutlich unterschiedlicher Niederschlagsmengen kaum voneinander unterscheiden und im Spätherbst bereits relativ homogen ausgebildet sind, treten während der einzelnen *hydrologischen Sommerhalbjahre* Inhomogenitäten bei den Feuchteverhältnisse innerhalb des Bodenspeichers mit ganz spezifischen Feuchtemustern auf, die vielfältig begründet werden können:

Die Variabilität des Bodenfeuchteganges nach Tiefe und Zeit ist weniger das Ergebnis der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge, sondern eher auf die Einflußnahme der phänologischen Phase der entsprechenden Kulturart zurückzuführen. Die Wassergehaltsverhältnisse der Frühjahrsmonate sind einerseits noch in Abhängigkeit zur Feuchte der winterlichen Vormonate zu sehen und andererseits werden diese durch die Wachstumsphasen der Anbauarten geprägt. Wasseraufbrauch in der Anfangswachstumsphase und Wassernachlieferung durch infiltrierende Niederschläge bestimmen jeweils den Grad der Bodenfeuchteveränderung besonders im Bereich der durchwurzelter Bodenzone.

Im Verlauf der Sommermonate (ab Mitte Juni bis Anfang September) zeigt sich während der *hydrologischen Sommerhalbjahre 1994* (vgl. Fig. 81), 1995 und 1996 (vgl. Fig. 82) eine deutliche Entleerung des Bodenspeichers. Ab Mitte September führen im Falle der hydrologischen Sommerhalbjahre 1994 und 1995 die infiltrierten Niederschläge aufgrund einer guten Durchsickerung zu einer raschen und gleichmäßig Durchfeuchtung über das gesamte beprobte Profil.

Während des *Sommerhalbjahres 1996* zeigt sich im Vergleich zu den übrigen Sommerhalbjahren bereits im April ein sehr schnelles Abtrocknen der obersten Bodenschicht. Hierfür können zwei Gründe angeführt werden: Einerseits zeichnen sich die Monate März und April '96 durch extreme Niederschlagsarmut aus, andererseits kann durch das Pflügen der Ackerfläche im März sowie die Einsaat von Hafer Anfang April '96 der Wind den unbedeckten Boden rasch austrocknen. Dies spricht auch dafür, daß die unteren Bodenschichten in den ersten Aprilwochen zunächst noch einen höheren Wassergehalt aufweisen als die darüber liegenden Bodenschichten. Mit dem Wachstumsprozeß des Hafers, ab Anfang Mai '96 setzt bereits die Entleerung des Bodenspeichers ein. Lediglich schwache Niederschlagsereignisse lassen noch kurzfristig in den obersten 10 bis 20 cm Tiefe die Wassergehalte ansteigen. Nach der Ernte im August '96 und dem anschließenden Umbrechen der Ackerfläche lassen sich bis in den September '96 hinein keine Wassergehaltsanstiege - vergleichbar mit den Verhältnisse der Sommerhalbjahre 1994 und 1995 - feststellen. Die Ursache hierfür liegt in der Niederschlagsarmut des gesamten Sommerhalbjahres 1996 begründet. Somit erklärt sich auch die relativ langsame Auffüllung des Bodenspeichers zu Beginn des *hydrologischen Winterhalbjahres 1996/97* bis Anfang November. Erst danach zeigen sich, wie in den übrigen Winterhalbjahren, wieder homogene Verhältnisse. Die Fehlwerte zwischen Ende Dezember '96 bis Mitte Januar '97 (vgl. Fig. 82: unten) sind aufgrund der lang andauernden Frostphase technisch bedingt entstanden. Es kann davon ausgegangen werden, daß die Wassergehaltsverhältnisse sich in dieser Zeit nicht geändert haben, da Prozesse des Wasseraufbrauchs im Winterhalbjahr vernachlässigbar klein sind bzw. Wassergehaltsveränderungen aufgrund des Bodenfrostes nur geringfügig stattfinden.





Fig. 82: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen an der Feldstation Greverath-Acker für die hydrologischen Jahre 1995/96 (oben) und 1996/97 (unten) auf der Basis wöchentlicher Messungen

Das hydrologische Sommerhalbjahr 1997 zeigt im Vergleich zu den übrigen der zuvor beschriebenen Sommerhalbjahre ganz unterschiedliche Feuchte- und Trockenmuster im halbjahreszeitlichen Verlauf (vgl. Fig. 83). Im niederschlagsarmen Monat April zeigt sich ein deutliches Trockenmuster unterhalb einer Tiefe von 30 bzw. 40 cm. Diese Wassergehaltsabnahmen im Vergleich zu den Verhältnissen des ebenfalls sehr niederschlagsarmen Vormonats März können nicht auf den Wasserentzug durch das aufwachsende Wintergetreide (Triticale) erklärt werden. Vielmehr könnte die noch andauernde, wenn auch geringfügige Sickerwasserbildung im April zu der Wassergehaltsabnahme geführt haben. In den sich daran anschließenden regenreicheren Wochen (Ende April bis Mitte Mai) wird der Bodenspeicher wieder durch die infiltrierenden Niederschlagsmengen bei gleichzeitig ansteigender Sickerwasserbildung ergänzt.

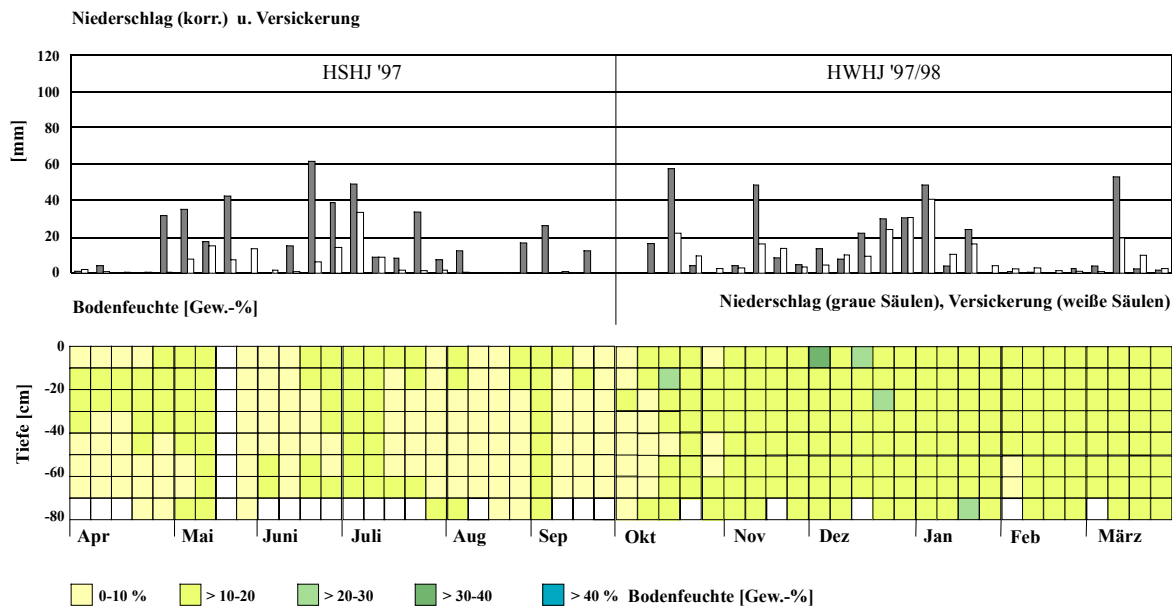


Fig. 83: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen an der Feldstation Greverath-Acker für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Aufgrund des sehr geringen Feinporenanteils wird der Bodenspeicher durch die nachgelieferten Wassermengen rasch wieder aufgefüllt und aufgesättigt, so daß aufgrund des hohen Grobporenanteils die Sickerwasserabgabe andauert. Während der sich daran anschließenden kurzzeitigen niederschlagsarmen Zeit setzt verstärkter Wasseraufbrauch durch die aufwachsende Kulturart ein, was zu einem schnellen Absinken der Wassergehalte im durchwurzelten Bereich führt. Die Verluste werden wiederum in den niederschlagsreichen Wochen Juni und Juli nicht nur aufgefangen, sondern der Niederschlagseintrag führt gleichzeitig auch noch zu weiterer Sickerwasserbildung während des hydrologischen Halbjahres bis in den Hochsommer hinein.

Ab Mitte Juli bis zum Ende des hydrologischen Sommerhalbjahres 1997 überwiegen die Verdunstungsprozesse, wodurch sich der Wasseraufbrauch bis in Tiefen von 70 cm bemerkbar macht. Eine Unterbrechung dieser lang anhaltenden Abtrocknungsphase setzt kurz nach der Ernte und dem anschließenden Tiefpflügen (erste Septemberwoche) ein. Die Feldbearbeitungen haben zu besseren Infiltrationsmöglichkeiten des Niederschlags geführt, die jedoch nur zu einem kurzzeitigen Ansteigen der Bodenfeuchteverhältnisse geführt haben. Insgesamt zeigt sich, daß das niederschlagsreiche Sommerhalbjahr eindeutig in die zeit-tiefenspezifische Differenzierung der Bodenfeuchte eingreift und dadurch die Verdunstungsprozesse und der daran gekoppelte Wasserentzug während der Vegetationsperiode wesentlich gemindert werden. Die Bodenwasserdynamik ist für das hydrologische Sommerhalbjahr 1997 ganz wesentlich in Abhängigkeit von der zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung zu sehen. Die günstigen Bodenverhältnisse tragen zudem dazu bei, daß auch im Sommerhalbjahr bei entsprechend hohen Niederschlagsmengen Sickerwasserbildung stattfindet. Dies wird beim Vergleich der niederschlagsreichen Sommerhalbjahre 1994 und 1997 deutlich.

Die Bodenspeicherverhältnisse zu Beginn des *hydrologischen Winterhalbjahres 1997* zeigen wiederum - im deutlichen Gegensatz zu den betrachteten Sommerhalbjahren -, daß die winterliche Auffüllungsphase lediglich über einen kurzen Zeitraum abläuft, und daß diese sehr eng gekoppelt ist mit den zeitlich und mengenmäßig bedingten Niederschlagseinträgen am Übergang vom hydrologischen Sommer- zum hydrologischen Winterhalbjahr (vgl. Fig. 83).

### ***Innerjähriger Bodenfeuchtegang an der Station Greverath-Grünland***

Für die Station Greverath-Grünland liegen mit Beginn des hydrologischen Sommerhalbjahres 1994, sowohl Niederschlags- als auch Wassergehaltsmessungen vor. Der Bodenfeuchtegang wird i.d.R. an der Grünlandstation über eine Profiltiefe von 80 cm ermittelt. Anhand der feldbodenkundlichen Aufnahmen auf dieser Testfläche zeigte sich - im Gegensatz zum Ackerstandort - beim Vergleich zwischen Ober- und Unterböden (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 35; Anhang: Fig. 32 ) ein Wechsel in der Bodenartenzusammensetzung. Während bis in eine Tiefe von ca. 50 cm hauptsächlich mittel-schluffige bzw. mittel lehmige Sande, mit einem Sandanteil von deutlich über 52 % dominieren, zeigt sich eine deutliche Veränderung in der Korngrößenzusammensetzung unterhalb des Tiefenabschnittes von 50 cm. In der Bodenschicht 50-60 cm Tiefe tritt zunächst der schluffig-lehmige Sand auf. Im Vergleich zu den darüberliegenden Schichten zeigt sich eine deutliche Abnahme der Sandfraktion zugunsten einer sprunghaften Zunahme der Schluffanteile, aber auch der Tonfraktion. Dieses umgekehrte Verhältnis (Verringerung der Sandanteils, Steigerung des Schluff- und Tonanteils) setzt sich bis in die beprobte Tiefe von 80 cm fort. Somit ist an diesem Standort - im Vergleich zum Ackerstandort - der prozentuale Anteil kleinerer Korndurchmesser deutlich höher. Dies müßte sich in Verbindung mit dem an diesem Standort festgestellten Porenvolumen (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 37; Anhang: Fig. 33) in den Feuchteverhältnissen des durchwurzelten Bodenraumes deutlich niederschlagen. Das Gesamtporenvolumen liegt bei ca. 42 Vol.-% bis in eine Tiefe von ca. 40 cm. Unterhalb dieser Tiefe verringert sich das Gesamtporenvolumen sprunghaft auf ca. 35 Vol.-%, resultierend aus einem deutlichen Anstieg der Lagerungsdichte. Im Vergleich zum Ackerstandort überwiegt seitens der Porengrößenverteilung am Grünlandstandort der Anteil an Mittel- und Feinporen. Hieraus stellt sich zum einen die Frage, inwieweit die pedologischen Verhältnisse den innerjährlichen Bodenfeuchtegang unter Grünlandnutzung beeinflussen und steuern, und zum anderen, inwieweit eine Abhängigkeit zwischen Niederschlagseintrag und Wassergehaltsverhältnissen im jahreszeitlichen Gang sowie nach der Tiefe unter Berücksichtigung der Nutzungsart abgeleitet werden kann. Im Zusammenhang hiermit wird auch versucht, die Einflußgröße *Verdunstung*, und hierbei insbesondere die Einflußnahme der *Bodenevaporation* und der *Pflanzentranspiration* auf den innerjährlichen Bodenfeuchtegang unter Grünlandnutzung zu bewerten.

Auf der Testfläche der Grünlandstation konnte - wie bereits oben erwähnt - mit der Niederschlagsmessung und der Bodenfeuchteermittlung bereits zum Ende des hydrologischen Winterhalbjahres 1993/94 begonnen werden, so daß sich die nachfolgenden Ausführungen auf ein volles hydrologisches Jahr beziehen.

Der innerjährliche Bodenfeuchtegang - als Funktion der Zeit und der Tiefe - für das ***hydrologische Jahr 1994/95***, läßt ereignisabhängige Feuchteschwankungen erkennen, deren Abhängigkeit von den standortspezifischen klimatologischen, pedologischen sowie nutzungsspezifischen Verhältnissen nachfolgend beschrieben und analysiert werden. Die Einflußnahme der zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung läßt sich anhand der Feuchtemuster über die Profiltiefe erkennen. Beim genaueren Vergleich zwischen hydrologischem Sommer- und Winterhalbjahr muß jedoch festgestellt werden, daß offensichtlich während der Vegetationsperiode weitere Einflußgrößen in die dynamischen Abläufe steuernd eingreifen.

Zu Beginn des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1994* zeigt sich bis in die erste Juniwoche ein zweigeteiltes Wassergehaltsprofil in der Art eines horizontal ausgeprägten Feuchtemusters, wobei bis in

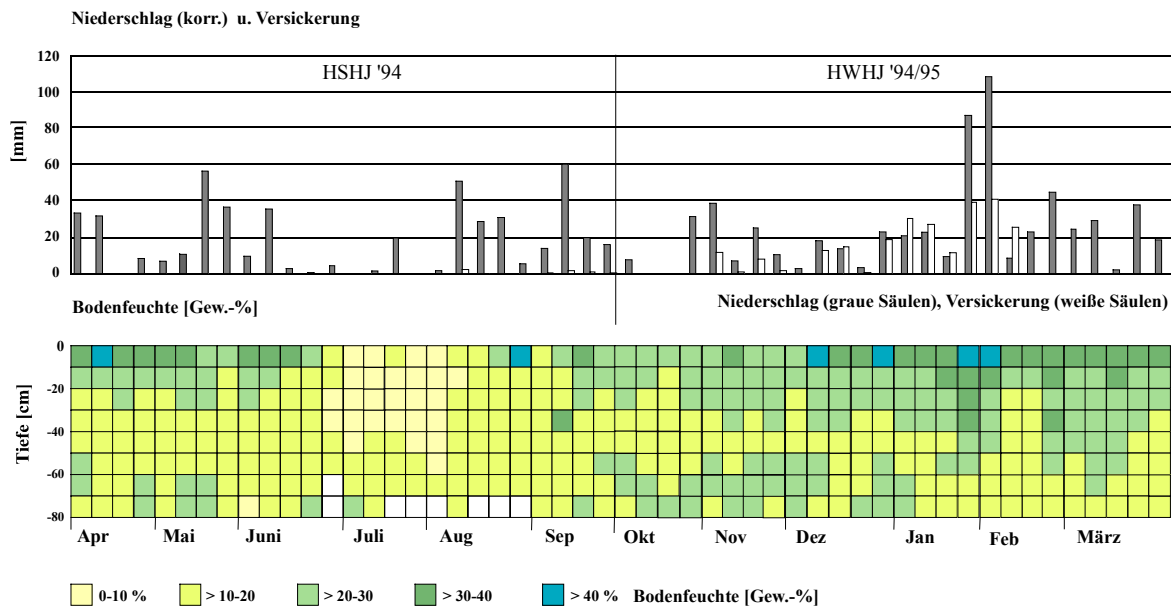


Fig. 84: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Greverath-Grünland für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen

einen Tiefenabschnitt von 20 bis z.T. 30 cm die höchsten Wassergehalte im Vergleich zu den sich darunter befindlichen Tiefen einstellen. Die Feuchteverhältnisse der Vormonate können für diese Ausprägung nicht als Erklärungshilfe herangezogen werden, da keine Informationen vorliegen. Die höheren Wassergehalte in den obersten Zentimetern des Bodenspeichers sind das Ergebnis der infiltrierenden Niederschläge, die wahrscheinlich aufgrund verdichteter Bodenverhältnisse (an diesem Standort konnte in einer Tiefe von ca. 25 bis 30 cm eine ehemalige Pflugsohle festgestellt werden, verbunden mit einer angestiegenen Lagerungsdichte vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 37) an einer schnelleren Perkolatation in tiefere Bodenschichten gehemmt werden.

Die im Feuchtediagramm (Fig. 84) zeitweise auftretenden höheren Wassergehalte in Tiefen zwischen 60 bis 80 cm - im Zeitraum April bis Mai - können einerseits dadurch erklärt werden, daß eventuell über Wurzelbahnen oder Regenwurmlöcher eine Kanalisierung für die Absickerung entsteht, was partiell ein Ansteigen der Wassergehalte nach sich zieht. An den Stechringgruben konnten derartige Versickerungsbahnen in ganz unterschiedlichen Tiefen beobachtet werden. TDR-Messungen während der Stechringpobennahme in den jeweiligen Horizonten haben diese Wassergehaltsunterschiede aufgrund solcher Sickerbahnen bestätigt. Eine weitere Erklärungshilfe bieten die laboranalytisch festgestellten  $k_f$ -Werte, die in den Tiefenabschnitten 40 - 50 cm sowie - leicht verringert - in 55 bis ca. 65 cm die besten Werte zeigen. Diese dürften eine schnelle Durchsickerung in diesen Tiefenabschnitten bewirken, und somit die niedrigeren Feuchtwerte erklären. Die sich darunter zeitweise einstellenden höheren Wassergehalte, besonders in Verbindung mit entsprechend höheren Niederschlagsmengen, können in Verbindung mit den sich ändernden Bodenarten gesehen werden, die im Vergleich zu den darüber liegenden Bereichen in der Tiefe eine höhere Wasseraufnahme- und -speicherfähigkeit besitzen.

Ab der letzten Juniwoche ist bis in eine Tiefe von 40 bis 50 cm eine deutliche Feuchteabnahme zu erkennen, die bis in die erste Augustwoche anhält. Wenn auch diese Zeitspanne durch geringe Niederschlagsmengen gekennzeichnet ist, so ist der Feuchteverlust während dieser Zeit vorrangig auf den Wasserentzug innerhalb der durchwurzelter Bodenzone durch die Vegetation sowie die, während der Vegetationsperiode stattfindende, Bodenevaporation zurückzuführen. Demgegenüber ist in den darunterliegenden Bodentiefen kein Feuchteverlust festzustellen, da sich unter Grünland, aufgrund der

geringeren Durchwurzelungstiefe, der Aufbrauch des Bodenspeichers in den tieferen Bodenbereichen wesentlich schwächer auswirkt.

In der zweiten Augustwoche setzt bereits wieder, einhergehend mit höheren Niederschlagsmengen, die Auffüllungsphase des Bodenspeichers ein, die ohne größere Verzögerung zu homogenen Wassergehaltsverhältnissen über das gesamte Profil bis Anfang September geführt haben. Dies bedeutet, daß bereits ab Mitte August Prozeßabläufe wie Pflanzentranspiration und Bodenevaporation und damit ihre reduzierende Wirkung auf die Feuchteverhältnisse im Bodenspeicher durch die Niederschläge überlagert werden. Damit sind die sich einstellenden Bodenspeicherverhältnisse als Funktion der Niederschläge zu beschreiben.

Zeitgleich konnte an den Lysimetern, wenn auch zunächst nur zögerlich, die einsetzende Sickerwasserbildung festgestellt werden (vgl. Kap. 6.1.1: Lysimeterstation Greverath-Grünland, Fig. 48). Im Laufe des Septembers stellt sich, gekoppelt an die schwankenden Niederschlagsmengen, ein ähnliches Feuchtemuster wie zu Beginn des hydrologischen Sommerhalbjahres 1994 ein.

Dieses zu Beginn des *hydrologischen Winterhalbjahres 1994/95* sich einstellende Feuchtemuster unterliegt im Verlaufes dieses Winterhalbjahres unterschiedlichen Veränderungen (vgl. Fig. 84). Während der niederschlagsarmen Zeit bis Mitte Oktober zeigen sich deutliche Wassergehaltsunterschiede beim Vergleich zwischen den Tiefenlagen 0 bis 20 cm (Feuchteklasse 20-30 Gew.-%) und 20 bis 60 cm (Feuchteklasse 10-20 Gew.-%) und den darunter sich anschließenden Bodentiefen: Über der ehemaligen Pflugsohle in ca. 20 cm Tiefe und einer ansteigenden Lagerungsdichte in dieser Tiefenlage werden die infiltrierenden Niederschläge z.T. an einer kontinuierlichen Durchsickerung gehemmt. Hieraus resultieren die - im Vergleich zu der darunter liegenden Bodenschicht - deutlich höheren Feuchtebedingungen. Zudem wird im dichten Wurzelfilz der Grasnarbe ein Teil der eingetragenen Niederschläge gespeichert, wodurch die Bodenfeuchte zusätzlich noch 'künstlich' erhöht wird. Hierin liegt sicherlich auch der Grund für die relativ geringen Wassergehaltsschwankungen innerhalb der obersten 10 cm unter der Bodenoberfläche. Die niedrigeren Feuchteverhältnisse, etwa in einer Tiefe zwischen 20 bis 60 cm, sprechen dafür, daß - gute Dränverhältnisse (z.B. über Wurzelbahnen und Wurmrohren) innerhalb dieses Tiefenabschnittes des Bodenspeicherraumes vorausgesetzt - ein gewisser Wasseranteil sehr rasch durch diesen Bereich in die tieferen Bereiche des Bodenspeichers (unterhalb 60 cm Tiefe) abgeführt werden kann und dort wiederum einen Anstieg der Bodenfeuchte hervorruft.

Ab November '94 kommt es zunehmend, mit kurzzeitigen Unterbrechungen, gekoppelt an die Niederschlagsverhältnisse der Wintermonate, zur Verlagerung der Feuchtefront in die unteren Bodentiefen, und somit zu fast homogenen Verhältnissen bis in eine Tiefe von ca. 40 cm.

Nach der niederschlagsreichen ersten Februarwoche, setzt eine mehrtägige Frostperiode ein, die eine kurzzeitige Veränderung in den Feuchteverhältnissen hervorruft. Anschließend verlagert sich die Feuchtefront, mit den Niederschlagsereignissen, deutlich in die tieferen Bodenbereiche hinein. Die erneut auftretenden Sprungstellen innerhalb der klassifizierten Tiefenstufen zu Ende des Winterhalbjahres 1994/95 sprechen jedoch nicht für eine bereits einsetzende Aufzehrungsphase innerhalb des Bodenspeichers. Vielmehr liegt die Ursache in der graphischen Umsetzung der absoluten Wassergehaltswerte, die in der Tiefenstufe 40 bis 60 cm während der letzten drei Märzwochen nur knapp unter der Grenze von 20 Gew.-% liegen. Erst unterhalb von 60 cm Tiefe zeigen sich anhand der absoluten Bodenfeuchtemeßwerte deutlich abfallende Wassergehaltsverhältnisse. Somit kann für das *Winterhalbjahr 1994/95* insgesamt festgehalten werden, daß der Bodenspeicher, entsprechend dem Niederschlagseintrag eine allmähliche Auffüllung erfährt und sich erst in der zweiten Winterhalbjahreshälfte - witterungsbedingt durch nur kurzzeitige Veränderung unterbrochen - annähernd

homogene Feuchteverhältnisse einstellen. Die zeitliche und mengenmäßige Variabilität der Niederschlagsverteilung in Verbindung mit der standortspezifischen Bodenartendifferenzierung nach der Tiefe sowie der daran gekoppelten Porengrößenverteilung spiegeln sich in den Feuchteverhältnissen am Grünlandstandort wider.

Die Variabilität der zeitgleich erfaßten Lysimeterdaten, die sich in der graphischen Aufbereitung hinsichtlich der zeitlichen und mengenmäßigen Sickerwasserbildung widerspiegelt, ist eindeutig aus der Abhängigkeit von den Niederschlagseinträgen zu erklären. Der Einfluß der pedologischen sowie des nutzungsspezifischen Parameters auf die Sickerwasserabläufe tritt offensichtlich im Winterhalbjahr zugunsten des Niederschlagseinflusses zurück (vgl. auch Kap. 6.1.1, Fig. 48).

Für den Monat März '95 können hinsichtlich einer Abhängigkeitsbewertung zwischen Niederschlag, Bodenwasserhaushalt, Nutzung und Sickerwasserbildung aufgrund technischer Schwierigkeiten (vgl. Kap. 6.1.1: Greverath-Grünland) bei den Lysimetermessungen keine Aussage getroffen werden, es ist jedoch davon auszugehen, daß aufgrund der Niederschlags- und Bodenfeuchteverhältnisse auch noch im März die Sickerwasserbildung andauert, dies zeigte sich auch bei den vergleichbaren Verhältnissen (für Witterung und Bodenspeicher) in den drei hydrologischen Winterhalbjahren 1995/96, 1996/97 und 1997/98.

Der innerjährliche Feuchtegang und die daran gekoppelten Bodenspeicherverhältnisse der übrigen drei *hydrologischen Sommerhalbjahre* (1995, 1996, z.T. auch 1997) zeigen im Vergleich zu den Bedingungen des Sommerhalbjahres 1994 (vgl. Fig. 84) weitgehend ähnliche Verhältnisse (vgl. Fig. 85 bis Fig. 87). Die Frühjahrs- und fröhsommerlichen Monate April bis zum Teil in den Juni hinein lassen in allen Feuchtebildern dieser Sommerhalbjahre überwiegend horizontal ausgebildete Feuchtemuster erkennen, die für die obersten Tiefenbereiche deutlich höhere Wassergehalte zeigen als für die sich nach unten anschließen Bodentiefen.

Dabei sind Schwankungen mit der Tiefe je nach Niederschlagsmenge und zeitlicher Dauer festzustellen. Dabei fällt auf, daß in den ersten beiden Juniwochen des hydrologischen Sommerhalbjahres 1995 ein erneuter Feuchteanstieg nach der Tiefe (bis ca. 40 cm) - bei geringeren Niederschlagsmengen im

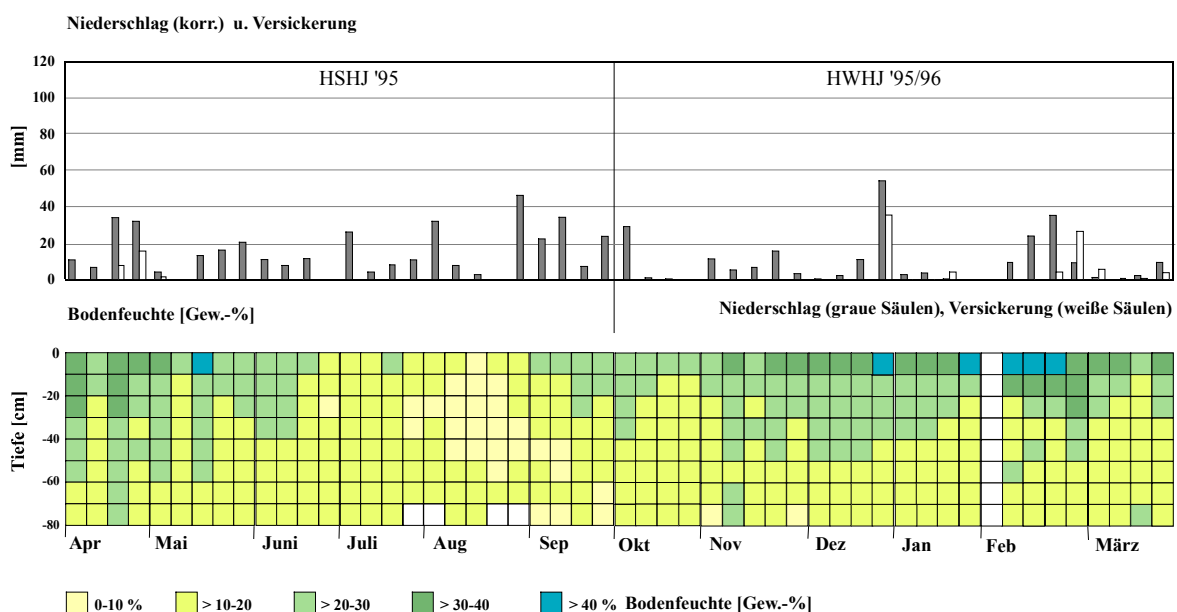


Fig. 85: Bodenfeuchteprofile (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Greverath-Grünland für das hydrologische Jahr 1995/96 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Vergleich zur Vorwoche - einsetzt. Im Feuchtediagramm zeigt sich dies an der Ausbildung eines vertikal nach unten ausgreifenden Feuchtezapfens über den Zeitraum dieser beiden Meßtermine (vgl. Fig. 85). Aus den wöchentlichen Stationsaufzeichnungen geht hervor, daß Ende Mai, diese Grünlandfläche abgemäht wurde. Hierdurch bedingt, scheinen günstigere Infiltrationsbedingungen auf der frisch gemähten Fläche für die in dieser Zeit gefallenen Niederschlagsmengen geschaffen worden zu sein (vgl. auch Kap. 8.2.4). Der Zusammenhang erste Mahd und erneuter Feuchteanstieg nach bereits eingeleiteter Bodenspeicheraufzehrung mit Beginn der Vegetationsperiode zeigt sich in den nachfolgenden hydrologischen Jahren dagegen jedoch weniger deutlich. Insbesondere die erneute Feuchteanhebung Mitte Juni 1997 ist nicht als Folge verbesserter Infiltrationsbedingungen auf der Grünlandfläche nach der 1. Mahd zu erklären, sondern - wie in Fig. 87 zu erkennen ist, die Reaktion auf die insgesamt feuchten Witterungsverhältnisse während dieses Halbjahres (vgl. auch weiter unten).

In den hoch- und spätsommerlichen Monaten, wie auch noch zum Herbst hin, ergeben sich die größten Unterschiede beim Vergleich der *aller hydrologischen Sommerhalbjahre* untereinander. Zum einen fällt auf, daß mit abnehmenden Niederschlägen eine weitere Bodenfeuchteabnahme einhergeht, wobei im Falle der Sommerhalbjahre 1995 (vgl. Fig. 85) und 1996 (vgl. Fig. 86) die Entleerung des Bodenspeichers im Vergleich zum Sommerhalbjahr 1994 (vgl. Fig. 84) mit deutlicher Verzögerung erst Ende Juli bzw. Anfang August einsetzt und von unterschiedlicher Dauer ist. Die Abnahme der Bodenfeuchte ist eindeutig auf dem Aufzehrungsvorgang durch Pflanzentranspiration und Bodenevaporation zurückzuführen, der trotz der Niederschlagsereignisse während dieser Zeit nicht bzw. nur in geringem Maße kompensiert werden kann. Besonders im Falle des überaus niederschlagsarmen hydrologischen Sommerhalbjahres 1996 führen diese Prozesse zu einem drastischen Feuchterückgang im Bodenspeicher bis Ende September 1996 (vgl. Fig. 86). Dieser verstärkt im Spätsommer auftretende Feuchterückgang könnte als Folge der 2. Mahd angesehen werden. Die nachwachsenden Gräser scheinen offensichtlich einen höheren Wasserbedarf zu haben, als dieser über die Niederschlagseinträge bereitgestellt werden, so daß der pflanzliche Wasserbedarf über die Vorräte im Bodenspeicher gedeckt werden muß. Diese Annahme läßt sich auch auf die spätsommerlichen Bodenspeicherverhältnisse des hydrologischen Sommerhalbjahres 1995 übertragen, nicht jedoch auf die des hydrologischen Sommerhalbjahres 1997

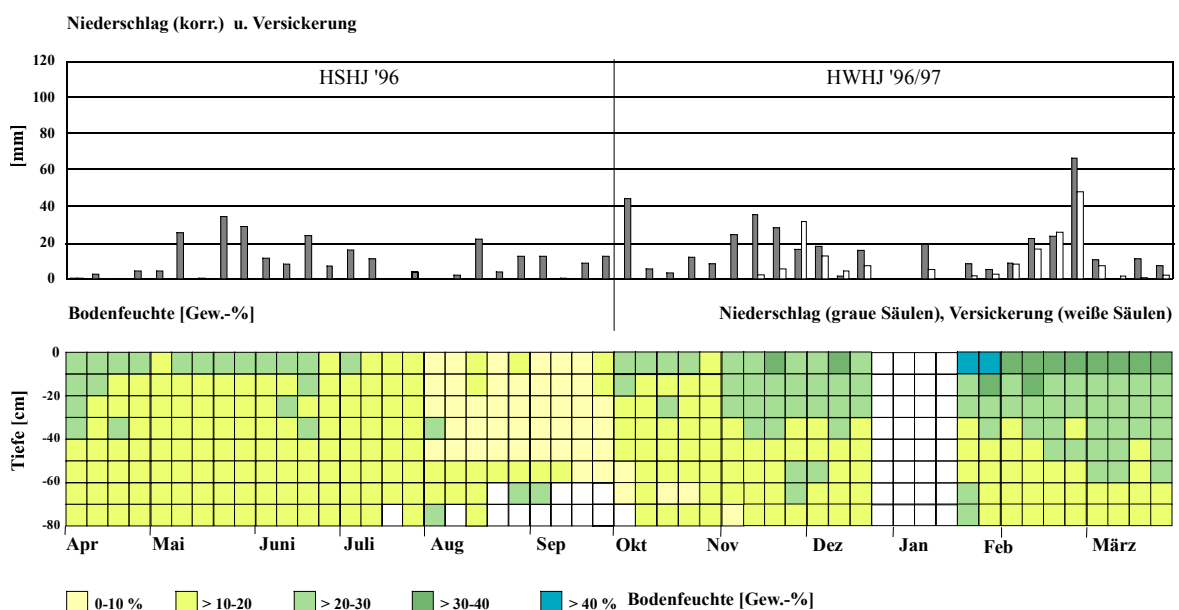


Fig. 86: Bodenfeuchteprofile (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Greverath-Grünland für das hydrologische Jahr 1996/97 auf der Basis wöchentlicher Messungen

(vgl. Fig. 87).

Lediglich für das *hydrologische Sommerhalbjahr 1997* treffen, wie auch schon am Ackerstandort festgestellt werden konnte, die oben angeführten Ausführungen zu den hydrologischen Sommerhalbjahren nicht zu. Während des Sommerhalbjahres 1997 kommt es - über einen längeren Zeitraum hinweg - zunächst zu keiner deutlichen Feuchteabnahme im halbjahreszeitlichen Verlauf. Im Gegensatz zu den Sommerhalbjahren der Vorjahre, stellt sich, deutlich sichtbar an der Wanderung der Feuchtefront nach unten (vgl. Fig. 87), ein höherer Wassergehalt der Gew.-% Klasse 3 über eine Bodentiefe von 0 bis z.T. 60 cm, gerade während der hochsommerlichen Zeit, ein. Die Auffüllung des Bodenspeichers läßt sich auch durch die Sickerwasserbildung aus den Lysimetern erkennen. Innerhalb dieses Zeitabschnittes wird der Verdunstungsvorgang während der Vegetationsperiode eindeutig durch die z.T. hohen sommerlichen Niederschläge, die gut in den Boden infiltrieren können, überlagert. Der erneuerter Wasseraufbrauch innerhalb des Bodenspeichers durch die Pflanzen zeigt sich erst im August '97 und September '97, bei abnehmenden Niederschlagsmengen und somit geringerem Wassernachschub in den Boden. Allerdings bleibt der Grad der Feuchteaufzehrung insgesamt deutlich hinter den Verdunstungsauswirkungen der vorherigen Sommerhalbjahre zurück.

Die vier untersuchten *hydrologischen Winterhalbjahre (1994/95, 1995/96, 1996/97 und 1997/98; vgl. Fig. 84 bis Fig. 87)* zeigen beim Vergleich untereinander, mit gewissen Abweichungen, ähnliche Verhältnisse bezüglich des Feuchtegangs nach der Tiefe und Zeit. Die winterliche Auffüllungsphase beginnt mehr oder weniger deutlich im Herbst, mit einer allmählichen Verlagerung der Feuchtefront in die unteren Bodentiefen. Hierfür sind vor allem die zeitlichen und mengenmäßigen Schwankungen der Niederschlagsereignisse verantwortlich. Ein eindeutig ausgebildeter Tiefengradient mit Beginn der Auffüllungsphase läßt sich über das Feuchtebild nicht erkennen. Ein Ausnahme bildet hier das hydrologische Winterhalbjahr 1996/97: Ab dem Ende des Monats Januar '97 zeigt sich eine sukzessive Wanderung der Feuchte in die tieferen Bodenschichten (vgl. Fig. 86). Insgesamt gesehen treten allerdings - im Gegensatz zu den Verhältnissen am Ackerstandort - während der Winterhalbjahre mehr oder weniger stark ausgebildete vertikale Feuchtestrukturen auf, die, - jeweils eng gekoppelt mit ansteigenden Niederschlagsmengen -, die Feuchte nach der Tiefe anwachsen lassen. Jedoch werden hierüber auch zum

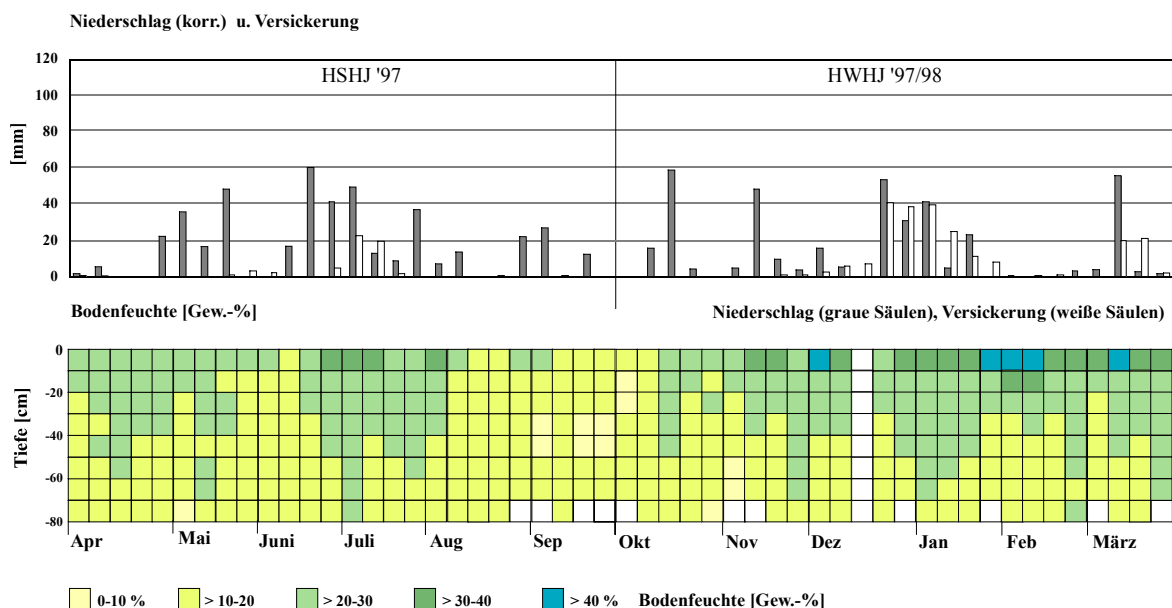


Fig. 87: Bodenfeuchteprofile (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Greverath-Grünland für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen



Ende der hydrologischen Winterhalbjahre keine homogenen Feuchteverhältnisse im Bodenspeicher geschaffen. Hiervon betroffen sind - wie bereits oben erwähnt - vor allem die tieferen Bodenschichten, die im Vergleich zu den oberen 0-30 bzw. 40 cm Bodentiefe deutliche höhere Schwankungen zwischen den Wassergehalten der aufeinanderfolgenden Meßtermine zeigen. Hieraus ergibt sich auch die Tatsache, daß erstens ein eindeutiger Tiefengradient in den einzelnen Winterhalbjahren zeitlich nur schlecht festzustellen ist und zweitens, daß sich in den Winterhalbjahren keine homogenen Feuchteverhältnisse - ausgenommen hiervon bleiben die stark mit Wurzelfilz durchsetzten Bodentiefen unterhalb der Bodenoberfläche - wie zum Beispiel am Ackerstandort einstellen. Somit muß davon ausgegangen werden, daß neben dem Niederschlagseinfluß sowohl die standörtlichen Bodenverhältnisse als auch die Nutzungsart steuernd in die dynamischen Abläufe des Bodenspeichers eingreifen. Diese Annahme könnte gleichzeitig die wesentlich geringeren Sickerwassermengen der grasbewachsenen Lysimeter im Vergleich zu den Sickerwassermengen aus den Lysimetern unter Ackernutzung - bezogen auf jeweils gleiche Zeitabschnitte - erklären (vgl. Kap. 8.2).

### ***Innerjährlicher Bodenfeuchtegang an der Station Greverath-Wald***

Um den nutzungsspezifischen Einfluß des Waldes auf die innerjährliche Bodenfeuchte festzustellen, wurde im Untersuchungsgebiet Greverath - ebenfalls in unmittelbarer Nachbarschaft zu den Waldbodenlysimetern - eine Testfläche für die Bodenfeuchtemessungen unter Mischwald mittleren Alters eingerichtet. Über dem Mittleren Buntsandstein hat sich hier unter Wald im wesentlichen eine flachgründige podsolige Braunerde entwickelt. Über die Korngrößenanalysen konnte hinsichtlich der Bodenartendifferenzierung über die Tiefe eine größere Variabilität im Vergleich zum Acker- und Grünlandstandort ermittelt werden (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 35). Feldbodenkundlich kartiert und laboranalytisch überprüft wurde ein Drei-Schicht-Profil mit einer Wechsellagerung der Bodenartengruppen von Sand über Schluff und darunter anschließend Schluff über Sand. Hieraus resultieren über das gesamte Profil entsprechend hohe Gesamtporenvolumina, mit deutlich hohem Prozentanteil der Porengrößen  $> 50 \mu\text{m}$ . Der prozentuale Anteil an Fein- und Mittelporen schwankt dagegen über die gesamte Profiltiefe (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 38 und Anhang: Fig. 33).

Insgesamt muß für die nachfolgenden Betrachtung der innerjährlichen Bodenfeuchtedynamik unter Wald - vor allem vor dem Hintergrund eines Vergleiches mit den Verhältnissen an den Freilandstationen Acker und Grünland - hervorgehoben werden, daß aufgrund des Waldbestandes (insbesondere durch die Interzeption) wesentlich geringere Niederschlagsmengen die Oberfläche des Waldbodens erreichen. Somit stehen deutlich niedrigere Wassermengen für den Wasserumsatz im Bodenspeicher zur Verfügung (vgl. Anhang: Tab. 2).

Die nachfolgende Figur 88 spiegelt den innerjährlichen Gang der Bodenfeuchte - als Zeit-Tiefen-Funktion - auf der Basis der wöchentlichen Messungen von Bestandsniederschlag und Bodenfeuchte für das **hydrologische Jahr 1994/95** wider.

Das *hydrologische Sommerhalbjahr 1994* zeigt insgesamt eine zeitlich hohe Variabilität der Bodenfeuchteverhältnisse. Die z.T. regenreichen Frühsommerwochen lassen bis Ende Mai noch hohe Wassergehaltswerte an diesem Standort erkennen. Hierdurch läßt sich eine hohe Abhängigkeit der Feuchteverhältnisse von den Niederschlagsmengen ableiten. Zudem wirken sich die standortspezifisch ermittelten Bodenarten speicherfreudig hinsichtlich der infiltrierten Wassermengen aus. Auffällig sind die hohen Feuchtegehalte in den obersten 10 cm, die deutlich die Wassergehaltswerte der sich weiter nach unten anschließenden Bodenschichten übersteigen. Die hohen Wassergehalte resultieren aus dem hohen Anteil organischer Substanz sowie Wurzelresten in den Bodenfeuchteproben aus der obersten Bodenschicht, durch die ein hoher Wasseranteil nach Niederschlagsereignissen gespeichert wird, bevor

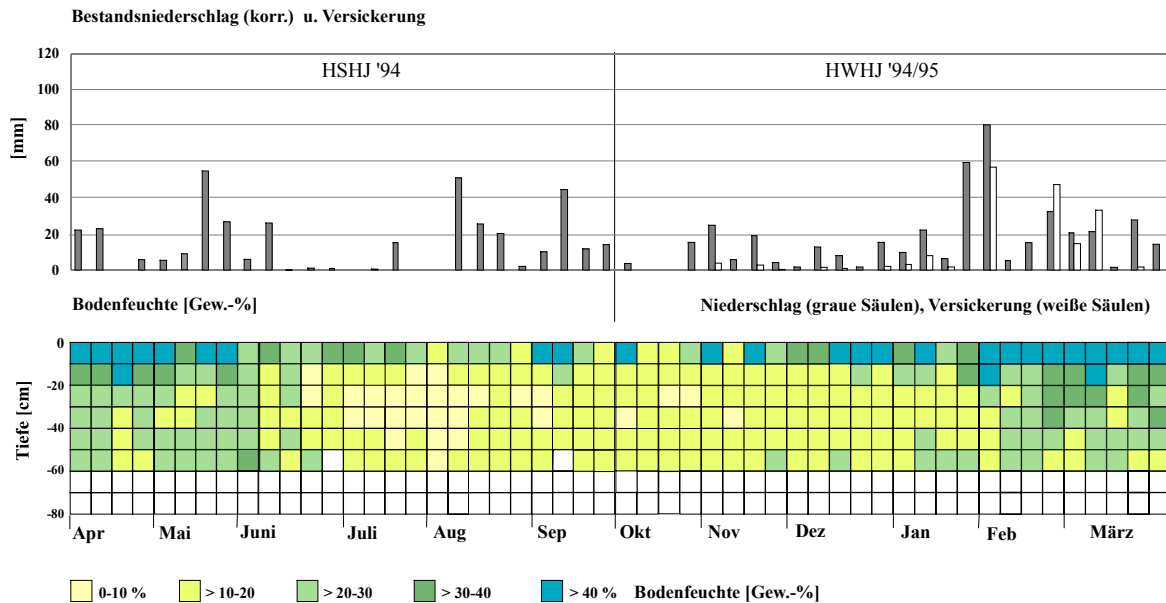


Fig. 88: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Greverath-Wald für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen

dieser entweder von dort aus wieder verdunstet bzw. langsam weiter nach unten in die tieferen Bodenschichten abgeben wird. Ab Juni '94 setzt die sog. Entleerungsphase zunächst langsam im mittleren Abschnitt des hier betrachteten Bodenspeichers, besonders in dem von den Baum- und Strauchwurzeln durchzogenen Bereich, ein. Mit etwas Zeitverzögerung nimmt schließlich auch der Feuchtegehalt in den oberen Bodenschichten - jedoch erst unterhalb einer Tiefe von 10 cm - ab. Die niedrigsten Feuchtwerte (Feuchteklasse 1) treten in der Zeit zwischen Anfang Juli bis in die zweite Augustwoche auf. Der starke Bodenwasseraufbrauch korreliert mit den überaus niederschlagsarmen Verhältnissen in der Zeit zwischen Mitte Juni bis Mitte August (vgl. Fig. 88). Hierdurch bewirken vor allem die Transpirations- sowie Streu- und Bodenevaporationsvorgänge eine starke Wasseraufzehrung im Bodenspeicher sowie an der Waldbodenoberfläche, auf der zunächst ein Teil der Niederschläge, bevor sie in den Boden infiltrieren, bereits wieder durch Verdunstung aufgezehrt werden.

Mit dem Anstieg der Niederschlagsmengen Mitte August '94 setzt eine erste allmähliche Auffüllungsphase innerhalb des Bodenspeichers ein. Mitte September herrschen, mit Ausnahme der oberen Bodenschichten, über die gesamte Profiltiefe homogene Feuchteverhältnisse vor (Feuchtekl. 2).

Während des *hydrologischen Winterhalbjahres 1994/95* bleiben diese homogenen Bodenfeuchteverhältnisse bis Anfang Januar konstant (vgl. Fig. 88). Dies bedeutet, daß die in dieser Zeit gefallenen geringen winterlichen Niederschlagsmengen offensichtlich zu keiner weiteren Ergänzung des Feuchtehaushaltes geführt haben. Gleichzeitig hat sich bei den Lysimetermessungen gezeigt, daß während dieser Monate, im Gegensatz zu den Verhältnissen am Acker- und Grünlandstandort, nur sehr geringe Sickerwassermengen festgestellt werden konnten.

Erst während der letzten beiden Monaten des hydrologischen Winterhalbjahres 1994/95 wird der Bodenspeicher, bedingt durch die zunächst angestiegenen Niederschlagsmengen, deutlich ergänzt, was sich in den höheren Wassergehaltswerten über die gesamte Tiefe des hier betrachteten Bodenspeichers auswirkt. Somit kann hieraus abgeleitet werden, daß der Feuchteaufbrauch des Sommers '94 erst in der späten winterlichen Phase ausgeglichen wird. Gründe hierfür sind die stark nachlassende Transpiration des Bestandes zugunsten eines sich verbessernden Niederschlagseintrages, der ab diesem Zeitpunkt der Auffüllung des Bodenspeichers zur Verfügung steht. Gleichzeitig weisen die Lysimeteraufzeichnungen

eine Steigerung der Sickerwasserbildung in den Lysimetern während dieses Zeitraumes aus. Hierdurch kann ebenfalls auf sich verbessernde Wasserumsatzverhältnissen im Bodenspeicher in der zweiten Hälfte des hydrologischen Winterhalbjahres 1994/95 geschlossen werden. Die nicht sehr homogenen Bodenspeicherverhältnisse im Zeitraum Anfang Februar bis Ende März '95 (vgl. Fig. 88) belegen wiederum die heterogenen Bodeneigenschaften des hier untersuchten Bodenprofils (vgl. Kap. 5.4.1, u.a. Tab. 34).

Die weiteren drei *hydrologischen Sommerhalbjahre 1995, 1996 und 1997* (vgl. Fig. 89 oben, Mitte, unten) zeigen ähnliche Feuchtemuster wie das hydrologische Sommerhalbjahr 1994 (vgl. Fig. 88). Auch hier kann über die zeitliche Betrachtung eine gewisse Variabilität in den Feuchteverhältnissen erkannt werden.

Die Abweichungen innerhalb der einzelnen hydrologischen Sommerhalbjahre stehen jeweils in engem Zusammenhang mit den Vorfeuchtebedingungen des vorangegangenen Winterhalbjahres, der zeitlichen und mengenmäßigen Variabilität der Niederschläge während des jeweilig zu betrachtenden Sommerhalbjahres, und den sich daraus ergebenden Verdunstungsabläufen durch den Vegetationsbestand sowie der Bodenevaporation im durchwurzelten Bodenspeicherraum. Allen Sommerhalbjahren gemeinsam ist die sehr langsame Feuchteabnahme während der ersten Monate. Der deutlich erkennbare Bodenfeuchterückgang setzt nicht vor Mitte bzw. Ende Juni ein. Besonders die überaus feuchten Frühsommermonate des hydrologischen Sommerhalbjahres 1997 führen dazu, daß hier die eigentliche sommerliche Feuchteaufzehrung erst im letzten Monat dieses Sommerhalbjahres auftritt (vgl. Fig. 89 unten).

Unterschiede zeigen sich auch für den zeitlichen Beginn der winterlichen Bodenspeicherauffüllung. Während die *winterliche Auffüllungsphase* bereits in der Übergangsphase vom *Sommerhalbjahr 1997* zum *Winterhalbjahr 1997/98* (vgl. z.B. Fig. 89 unten) bereits langsam beginnt, setzt der Vorgang der Wiederergänzung in den hydrologischen Jahren 1995/96 (vgl. Fig. 89 oben) und 1996/97 (vgl. Fig. 89 Mitte) - mit gewisser, unterschiedlicher Zeitverzögerung - bereits während der jeweils laufenden Winterhalbjahre ein. Der jeweilige Zeitpunkt scheint dabei auch vom jeweiligen Grade des sommerlichen Wasseraufbrauchs und von der Bodenspeicherverhältnisse am Ende des entsprechenden Sommerhalbjahres abhängig zu sein (vgl. auch Kap. 8.2.4)

Durch den Vergleich der Feuchtediagramme aller *hydrologischen Winterhalbjahre* (1994/95: Fig. 88; 1995/96, 1996/97 1997/98: Fig. 89 oben, Mitte u. unten) untereinander lassen sich deutliche Abweichungen hinsichtlich des innerjährlichen Bodenfeuchteganges nach Tiefe und Zeit feststellen. Hierbei ist die Abhängigkeit der Feuchteverhältnisse des Bodenspeichers einerseits von den jeweils vorausgegangenen spätsommerlichen Feuchtebedingungen, andererseits von den Niederschlagsmengen in den ersten Wochen zu Beginn des jeweiligen hydrologischen Winterhalbjahres deutlich erkennbar. Dies zeigt sich besonders deutlich für das *hydrologische Winterhalbjahr 1995/96*: Die niederschlagsarmen Wintermonate Oktober '95 und November '95 führen nach einer bereits schon eingesetzten Auffüllungsphase im Zeitraum Mitte September bis Oktober zu einer erneuten Feuchteabnahme ab Anfang November '95. Dieses Bodenfeuchtedefizit konnte erst im Zusammenhang mit den Niederschlagsereignissen Ende Dezember '95 ausgeglichen werden (vgl. Fig. 89 oben).

Insgesamt sind es somit die Niederschlagsmengen (ihre zeitliche und mengenmäßige Verteilung) während der *hydrologischen Winterhalbjahre*, die - in Abhängigkeit der jeweiligen Höhe der Wassergehalte im Verlaufe der Auffüllungsphase - die Feuchteverhältnisse zum Ende des Winterhalbjahres bestimmen, woraus wiederum der zeitliche Beginn der sommerlichen Ausschöpfungssphase resultiert (vgl. Kap.8.2.4).



Fig. 89: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Greverath-Wald für die hydrologischen Jahre 1995/96 (oben), 1996/97 (Mitte) und 1997/98 (unten) auf der Basis wöchentlicher Messungen

Diese, über die Feuchteauswertung erkennbaren bodenwasserhaushaltlichen Verhältnisse, können als Erklärungshilfe für die standortspezifische Bewertung der zeitlichen und mengenmäßigen Variabilität der Sickerwasserbildung aus den mit Waldbodenvegetation bestandenen Lysimetern während der hydrologischen Halbjahre herangezogen werden: Die - wenn auch mengenmäßige sehr geringe - frühlommerliche Sickerwasserbildung (1995: Fig. 89 oben, 1996: Fig. 89 Mitte) ist sicherlich aufgrund der noch bestehenden guten Bodendurchfeuchtung in Verbindung mit entsprechend hohen Niederschlagseinträgen erklärbar (vgl. Fig. 89 oben und Mitte). Dieser bestehende Zusammenhang läßt sich für die erste Hälfte des *Sommerhalbjahres 1997* anhand der Figur 89 (unten) noch deutlicher herausstellen.

Demgegenüber scheint aber z.B. die spätsommerliche Sickerwasserbildung am Ende des hydrologischen Sommerhalbjahres 1995 (vgl. Fig. 89 oben) - bei noch deutlich bestehendem Feuchtedefizit - eine Folge der Absickerung der in den Boden infiltrierten Niederschlagsmengen über gut ausgebildete Wurzelbahnen bzw. Regenwurmröhren, die den Waldboden durchziehen, zu sein. Aufgrund dessen, ist hier die Sickerwasserbildung offensichtlich nicht als Funktion der Bodenfeuchte sondern als Funktion von Niederschlag und bodenstrukturbedingten Eigenschaften zu beschreiben (vgl. auch Kap. 8.2.4.1 u. Kap. 8.2.4.4).

Im Vergleich dazu ist winterliche Sickerwasserbildung im wesentlichen als Funktion der zeitlich und mengenmäßigen Variabilität der Niederschläge zu bewerten, da davon auszugehen ist, daß die Einflußnahme durch Transpiration und Evaporation auf die Sickerwasserbildung während der Winterhalbjahre, als Zeit der Vegetationspause, vernachlässigbar gering ist.

Abschließend kann für den Vergleich zwischen den Bodenfeuchteverhältnissen der Testflächen mit unterschiedlicher Nutzung in der Gemarkung Greverath festgestellt werden, daß sich die Feuchteentwicklung unter Ackernutzung deutlich von denen unter Grünland- und Waldnutzung sowohl in der innerjährlichen Bodenfeuchtedynamik (nach Tiefe und Zeit) als auch hinsichtlich der Feuchteklassen unterscheiden. Insbesondere unter Ackernutzung zeigt sich, daß die Feuchteentwicklung der hydrologischen Halbjahre (Sommer- und Winterhalbjahr) wesentlich homogener verläuft als unter Grünland- und Waldbewirtschaftung (vgl. Kap. 8.2.4).

### **6.2.2 Das Bodenfeuchtestationsnetz in der Gemarkung Schleidweiler/Rodt**

Im Bereich der Gemarkung Schleidweiler/Rodt konnte 1994 ein Bodenfeuchtestationsnetz auf einem Acker- und einem Grünlandstandort errichtet werden. Die zeitgleiche Feststellung der Sickerwasserausträge aus der ungesättigten Bodenzone erfolgte nur für Lysimeter unter Ackernutzung. Die Testflächen befinden sich über den geologischen Ausgangsgesteinen des Oberen Buntsandsteins. Bereits unter Kapitel 5.4.1 wurde herausgestellt, daß sich die Bodencharakteristik dieser beiden Testflächen deutlich von den Bodeneigenschaften der Testflächen über dem Mittleren Buntsandstein (Gemarkung Greverath) abhebt. Hierdurch bedingt ist die Möglichkeit gegeben, im direkten Vergleich der Ergebnisse der Bodenfeuchteveränderungen im Jahresverlauf auf den Bodenfeuchtemeßfeldern der Gemarkungen Greverath und Schleidweiler/Rodt die Bodenfeuchte nicht nur als Funktion des Niederschlagseintrages zu erklären, sondern auch den Einfluß des Bewuchses und des Bodens vor allem im innerjährlichen Feuchtegang überprüfen zu können.

#### ***Innerjährlicher Bodenfeuchtegang an der Station Rodt-Acker***

Die Böden der in unmittelbarer Nachbarschaft zur Lysimeterstation gelegenen Testfläche werden im wesentlichen durch die Bodenartenhauptgruppe Lehm aufgebaut, mit hohen Schluff- und wechselnden

Sand- bzw. Tonanteilen (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 42 u. Anhang: Fig. 32). Das über die Profiltiefe ermittelte Gesamtporenvolumen (im Mittel 41 Vol.-%) setzt sich zu einem hohen Prozentanteil aus Mittel- und Feinporen zusammen (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 43 u. Anhang: Fig. 33). Anhand der Feuchtediagramme wird nachfolgend geprüft, inwieweit diese standörtliche Bodencharakteristik zusammen mit der innerjährlichen Niederschlagsverteilung und den jahreszeitlich bedingten Entwicklungsphasen der Ackerkulturen den innerjährlichen Feuchtegang steuert.

Aus der Figur 90 läßt sich insgesamt eine Variabilität für den innerjährlichen Bodenfeuchtegang nach Tiefe und Zeit für das *hydrologische Jahr 1994/95* erkennen.

Die Ackerfläche trägt als Nutzungsart Wintergerste, deren Einsaat im September 1993 vorgenommen wurde. Eine Aussage hinsichtlich der bodenwasserhaushaltlichen Situation am Ende des hydrologischen Winterhalbjahres 1993/94 kann nicht erfolgen. Zu Beginn des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1994* zeigt sich eine horizontale Zweigliederung im Bodenfeuchteprofil. Die höchsten Wassergehalte finden sich mehr oder weniger in dem Tiefenabschnitt zwischen 0 und 40 cm. Darunter wurden z.T. geringere Feuchtwerte ermittelt. Die in der letzten Aprilwoche in den tieferen Bodenschichten festgestellten höheren Wassergehaltswerte sind wahrscheinlich die Folge einer möglichen tiefer nach unten gerichteten Absickerung des infiltrierten Niederschlags über Wurzelbahnen und Wurmgänge, die in großer Zahl den Boden durchziehen (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 40). Ab Mitte Mai '94 beginnt mit dem verstärkten Aufwachsen des Wintergetreides bereits der langsame Wasseraufbrauch durch die Vegetation. Stark ansteigende Niederschläge bewirken jedoch kurzzeitig wieder einen Anstieg der Wassergehalte bis in eine Tiefe von ca. 40 cm. Mitte Juni setzt die Aufzehrung im Bodenspeicher einerseits durch die Pflanzentranspiration andererseits durch die Bodenevaporation sehr rasch ein. Der Grad der Feuchteabnahme am Ackerstandort Rodt bleibt jedoch deutlich hinter dem des Ackerstandortes im Bereich des Mittleren Buntsandsteins. Eine Begründung hierfür liegt u.a. in dem unterschiedlichen Korngrößenverteilungsspektrum dieser beiden Ackerstandorte (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 35 u. Tab. 42).

Bereits im September setzt, begünstigt durch das vorherige Umbrechen des Feldes nach ergiebigen Niederschlägen, die herbstliche Auffüllungsphase des Bodenspeichers ein. Deutlich ist die Verlagerung der Feuchtefront mit der Tiefe zu erkennen (vgl. Fig. 90).

Die sich zum Ende des Monats September '94 eingestellten Bodenfeuchteverhältnisse blieben bis in die dritte Oktoberwoche des *hydrologischen Winterhalbjahres 1994/95* stabil. Somit läßt sich in der Graphik ein horizontal ausgebildetes Zweischicht-Feuchteprofil mit höheren Wassergehalten im Tiefenabschnitt 0 bis 40 cm und niedrigeren Werten in den untersten Bodenschichten erkennen. Im weiteren Verlauf des Winterhalbjahres 1994/95 wandert die Feuchtefront in Abhängigkeit der zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung mehr oder weniger nach unten, so daß der Bodenspeicher eine deutliche Auffüllung erfährt. Die Schwankungen der Klassenbreiten in den einzelnen Tiefenstufen lassen größere Wassergehaltsunterschiede vermuten. Die absoluten Werte zeigen jedoch, daß die Unterschiede nur sehr geringfügig voneinander abweichen, die Werte lediglich knapp über bzw. knapp unter dem Klassenwechsel liegen. Während des Winterhalbjahres 1994/95 können die Bodenfeuchteverhältnisse eindeutig als Funktion der zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung angesehen werden. Der Wasseraufbrauch durch das im Herbst eingebrachte und zunächst langsam aufwachsende Getreide (Raps) wird durch die Niederschlagseinträge kompensiert.

Gleichzeitig wird über die Sickerwasserbildung aus den Lysimetern unter Ackernutzung deutlich, daß zu Beginn der Auffüllungsphase des Bodenspeichers die Absickerung zunächst nur sehr zögerlich und mengenmäßig äußerst gering einsetzt.

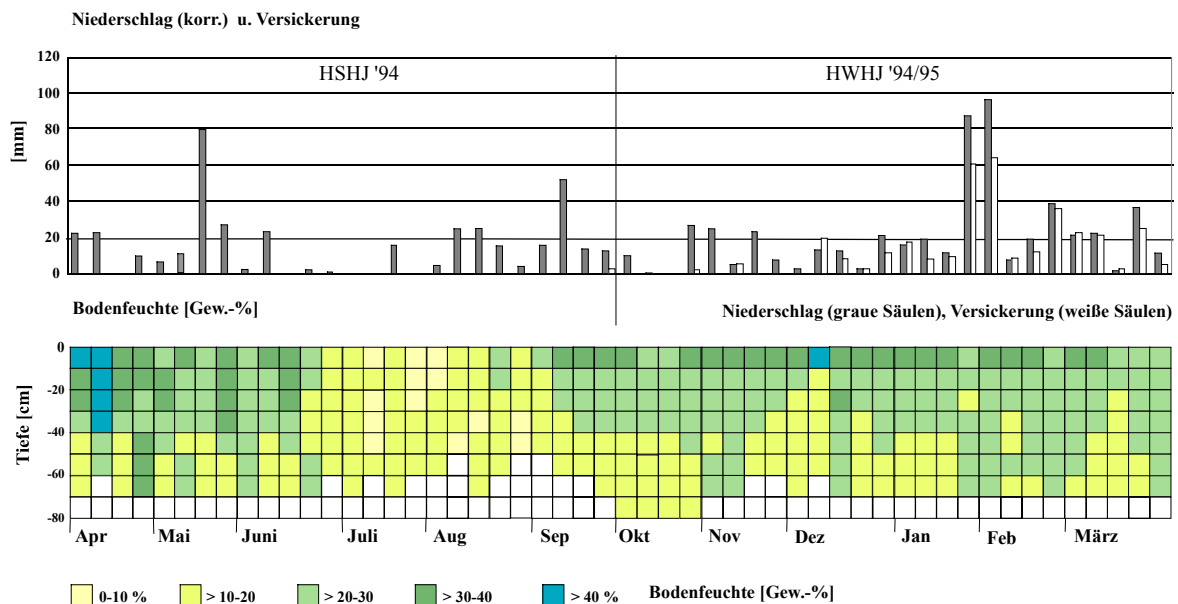


Fig. 90: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Rodt-Acker für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Mit dem Ansteigen der Niederschläge, und dem daran gekoppelten Fortschreiten des Auffüllungsvorganges innerhalb des Bodenspeichers, steigt die Sickerwasserbildung an, so daß die Absickerung während des Winterhalbjahres 1994/95 ebenfalls eindeutig als Funktion der Niederschläge anzusehen ist (vgl. Kap. 6.1.2).

Beim Vergleich der Feuchteverhältnisse der weiteren drei *hydrologischen Sommerhalbjahre* (1995: Fig. 91 oben, 1996: vgl. Fig. 91 unten und 1997: Fig. 92) mit denen des Sommerhalbjahres 1994 (vgl. Fig. 90) zeigt sich, daß deren anfängliche Feuchtevariabilität im Bodenspeicher während der Monate April bis Mai keine so ausgeprägten Feuchtemuster erkennen lassen. Die sich jeweils zum Ende des Winterhalbjahres eingestellten Bodenfeuchteverhältnisse bleiben nur für eine kurze Zeit zu Beginn der jeweiligen Sommerhalbjahre, da mit Beginn der Vegetationsperiode Vorgänge wie Wasseraufbrauch durch die Pflanzen sowie Bodenevaporation die Reduzierung des Bodenwasservorrates einleiten. Am Ackerstandort Rodt fällt auf, daß der Grad der Feuchteabnahme in den sommerlichen Monaten sowohl an die zeitliche als auch mengenmäßige Verteilung der Niederschläge gekoppelt ist. Die zwar geringen, zeitlich aber gleichmäßigen Niederschläge während der Vegetationsphase im *Sommerhalbjahr 1995* lassen unter der Kulturart Raps keine starke Wassergehaltsabnahme erkennen. Somit besteht hier ein deutlicher Unterschied zum vorangegangenen *Sommerhalbjahr 1994* (Wintergerste) (vgl. Fig. 90), welches durch starke zeitliche und mengenmäßige Niederschlagsschwankungen gekennzeichnet ist. Im Gegensatz zu den Feuchteverhältnissen der Ackerfläche über dem Mittleren Buntsandstein, zeichnet sich der Ackerstandort Rodt für das *Sommerhalbjahr 1995* (vgl. Fig. 91 oben) durch ausgeglichene Feuchteverhältnisse über die gesamte Profiltiefe aus, die erst nach der Rapsernte (Mitte August) und dem Umbrechen der Ackerfläche Anfang September in Verbindung mit ansteigenden Niederschlägen aufgehoben werden. Zum Ende des Sommerhalbjahres 1995 setzt die winterliche Auffüllungsphase mit ansteigenden Wassergehalten zunächst in den oberen Bodenschichten ein (vgl. Fig. 91 oben).

Das *hydrologische Sommerhalbjahr 1996* (Fig. 91 unten) zeigt im Vergleich zum Sommerhalbjahr 1995 (Fig. 91 oben) ein deutlich verändertes Bild für die Bodenfeuchteverhältnisse. Geringe Niederschläge und die Wachstumsphase des Wintergetreides (Winterweizen) führen zu einem raschen Wassergehaltsverlust, der während des gesamten Sommerhalbjahres nicht durch die geringen Niederschlagsmengen

kompensiert werden kann, - und somit im Gegensatz zum Sommerhalbjahr 1995 -, bei ähnlichen Witterungsverhältnissen, ein anderes Bild der dynamischen Abläufe und damit eine unterschiedliche Wechselbeziehung zwischen den landschaftshaushaltlichen Parametern dokumentiert.

Nach der Ernte und dem Umbrechen der Ackerfläche Ende August '96 wird das Feuchtedefizit allmählich aufgehoben. In Abhängigkeit von der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge findet schließlich eine weitere Anhebung der Feuchtwerte über den gesamten Bodenspeicher statt (vgl. Fig. 91 unten).



Fig. 91: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Rodt-Acker für die hydrologischen Jahre 1995/96 (oben) und 1996/97 (unten) auf der Basis wöchentlicher Messungen

Das *hydrologische Sommerhalbjahr 1997* (vgl. Fig. 92) zeigt z.T. deutliche Unterschiede für die Feuchteverhältnisse nach der Tiefe und Zeit im Vergleich zu den vorangegangenen Sommerhalbjahren



(vgl. Fig. 90 u. Fig. 91). Durch den stark aufgefüllten Bodenspeicher zum Ende des hydrologischen Winterhalbjahres 1996/97 treten diese auch noch zu Beginn des niederschlagsarmen Sommerhalbjahres kurzzeitig über das gesamte Profil auf. Der erst Ende März '96 eingesäte Hafer bewirkt - mit kurzzeitigen Unterbrechungen - während der niederschlagsreichen Sommerzeit zumindest bis Mitte Juli keine bemerkenswerte Reduzierung im Bodenspeicher. Die in der Literatur häufig beobachteten bodenfeuchtereduzierenden Auswirkungen durch die phänologischen Phasen 'Schossen' (Mitte Mai) bzw. 'Rispschieben' (Mitte Juni) für die Kulturart Hafer (vgl. u. a. ERNSTBERGER 1992, WOHLRAB 1992), werden durch die - während dieser Zeit - hohen Niederschlagsmengen überlagert, wodurch der Bodenspeicher über einige Zeit hinweg sogar noch eine deutliche Feuchteergänzung erfährt.

Erst mit den nachlassenden Niederschläge ab der Mitte des Monats Juli '97 kommt es wieder zur Abnahme der Bodenfeuchte: Hierbei ist anzunehmen, daß über die Bestandshöhe des Getreides zum einen ein gewisser Interzeptionsverlust erfolgt, daß über die Halmflächen die Transpiration und über die Wurzeln in der anhaltenden Wachstumsphase ein erheblicher Wasseraufbrauch stattfindet, so daß die geringen Niederschlagsmengen für die Bodenfeuchteergänzung nicht verfügbar sind. Auch nach der Ernte und dem Umbrechen der Ackerfläche kommt es trotz der Niederschlagsereignisse zu keiner Erhöhung der Bodenfeuchte, da auf der umgebrochenen Fläche - witterungsbedingt bei noch hohen spätsommerlichen Temperaturen - die Bodenevaporation verstärkt wirksam werden kann.

Aus der Betrachtung aller *hydrologischen Sommerhalbjahre* wird deutlich, daß diese hinsichtlich ihrer Feuchteverhältnisse einerseits über die jeweils spezifische Kulturart, andererseits aber auch durch die zeitliche und mengenmäßige Niederschlagsverteilung geprägt werden. Die Vorfeuchte der jeweils vorangegangenen letzten Wintermonate beeinflussen den jeweils frühlommerlichen Grad der Feuchteverhältnisse in Wechselwirkung mit weiteren Parametern. Das, im Vergleich zum Ackerstandort Greverath, fehlende mosaikartige Feuchtemuster während der Sommerhalbjahre ist aber auch im Zusammenhang mit den andersartigen Korngrößenverhältnissen am Ackerstandort Rodt zu sehen. Die höhere Feinkörnigkeit steuert im wesentlichen die bessere Wasseraufnahmefähigkeit und damit auch die höheren Wassergehalte im Bodenspeicher.

Die *hydrologischen Winterhalbjahre* 1995/96, 1996/97 (vgl. Fig. 91 unten u. oben) und 1997/98 (vgl. Fig.

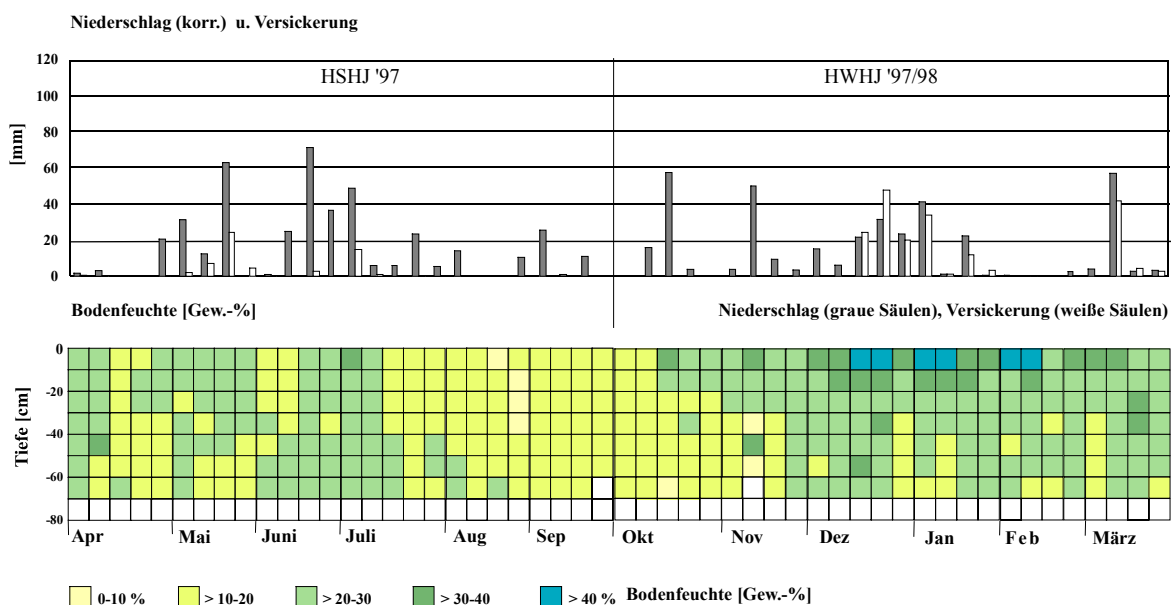


Fig. 92: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Rodt-Acker für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen

92) zeigen ähnliche Feuchteverhältnisse im Halbjahresgang wie dies bereits für das *hydrologische Winterhalbjahr 1994/95* (vgl. Fig. 90) beschrieben wurde, so daß auf eine Beschreibung der sich daran anschließenden Winterhalbjahre des hier betrachteten Untersuchungszeitraumes vom 1.4.1994 bis 31.3.1998 hier verzichtet werden kann nicht. Die größten Unterschiede zeigen sich bei den insgesamt vier hydrologischen Winterhalbjahren jeweils zu Beginn der einzelnen Winterhalbjahre, die sich aus dem jeweiligen vorangegangenen Aufzehrungsgrad im Bodenspeicher zum Ende des Sommerhalbjahres sowie den spätherbstlichen Witterungsverhältnissen, besonders hinsichtlich der zeitlichen Niederschlagsverteilung, erklären lassen.

Demgegenüber zeigen sich beim Vergleich der Feuchtediagramme untereinander nur sehr geringe Schwankungen am Ende der einzelnen Winterhalbjahre, die wiederum über die jeweiligen Witterungsverhältnisse im Verlaufe der Winterhalbjahre erklärt werden können. Aus den Feuchtediagrammabschnitten aller Winterhalbjahre kann zudem festgestellt werden, daß - nach einer mehr oder weniger schnellen Auffüllungsphase - die hohen Feuchtwerte über die Profiltiefe in den Winterhalbjahren die Sickerwasserbildung begünstigen. Die zeitliche und mengenmäßige Variabilität der Sickerwasserbildung während der einzelnen Winterhalbjahre zeigt somit - in Ergänzung zu den Ausführungen in Kapitel 6.1.2 offensichtlich auch eine Abhängigkeit von den Bodenspeicherverhältnissen (vgl. auch Kap. 8.2.2 u. Kap. 8.2.4).

### ***Innerjähriger Bodenfeuchtegang an der Station Rodt-Grünland***

Die Bodenfeuchtemessungen auf dem Grünlandstandort Rodt - in direkter Nachbarschaft zum Ackerstandort - konnten erst im Laufe des hydrologischen Winterhalbjahres 1994/95 begonnen werden. Aus dem Spektrum der Bodenartendifferenzierung der Ober- und Unterböden konnte auf dieser Beobachtungsfläche überwiegend ein Zweischichtprofil, mit der Abfolge schluffiger Lehm über mittel schluffigem Ton, auskartiert werden. Wie bereits am Ackerstandort festgestellt, liegt auch hier ein insgesamt hohes Gesamtporenvolumen vor, welches sich im wesentlichen aus Mittel- und Feinporen zusammensetzt (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 41, Tab. 42 u. Tab. 44; Anhang: Fig. 32 u. Fig. 33).

Da die Bodenfeuchtemessungen am Grünlandstandort erst im Verlauf des *hydrologischen Winterhalbjahres 1994/95* gestartet wurden, erfolgt nachfolgend die Beschreibung der winterlichen Feuchteverhältnisse unter Grünland (Fig. 93) im Vergleich zum winterlichen Feuchtegang unter Ackernutzung (vgl. Fig. 90) erst mit dem Meßbeginn ab der zweiten Januarwoche 1995.

Beim Vergleich zwischen den Feuchtediagrammen der beiden Bodenfeuchtemeßfelder mit unterschiedlicher Bewirtschaftungsform am Standort Rodt lassen sich am Grünlandstandort deutliche Abweichungen für die Feuchteverhältnisse nach Tiefe und Zeit gegenüber den Verhältnissen am Ackerstandort feststellen: Besonders auffallend sind die sehr hohen Wassergehaltswerte in den obersten 10 cm gegenüber den wesentlich geringen Feuchtegehalte entsprechender Tiefenstufe am Ackerstandort. Die höheren Werte unter Grünlandnutzung lassen sich vor allem dadurch erklären, daß bei der Probennahme für die oberen Bodenschichten ein hoher Anteil an Graswurzelfilz mit der Bodenprobe aufgenommen wurde, in dem ein Teil des auf den Boden gefallenen Niederschlages zwischengespeichert wird und hierdurch der eigentliche Bodenwassergehalt überschätzt wird. Dieses Phänomen konnte gleichermaßen auf dem Bodenfeuchtemeßfeld des Grünlandstandortes in der Gemarkung Greverath festgestellt werden (vgl. Kap. 6.2.1). Somit kann auf Grünlandstandorten dem Wurzelfilz in den oberflächennahen Bodenschichten eine hohe Wasserspeicherfunktion bescheinigt werden.

Dies bedeutet wiederum auch, daß nach Niederschlagsereignissen das infiltrierte und z.T. über die Grasnarbe zurückgehaltene Niederschlagswasser zunächst nur teilweise und zögerlich in die tieferen Bodenschichten perkolieren kann, woraus sich der deutlich geringere Bodenwasservorrat in den unteren

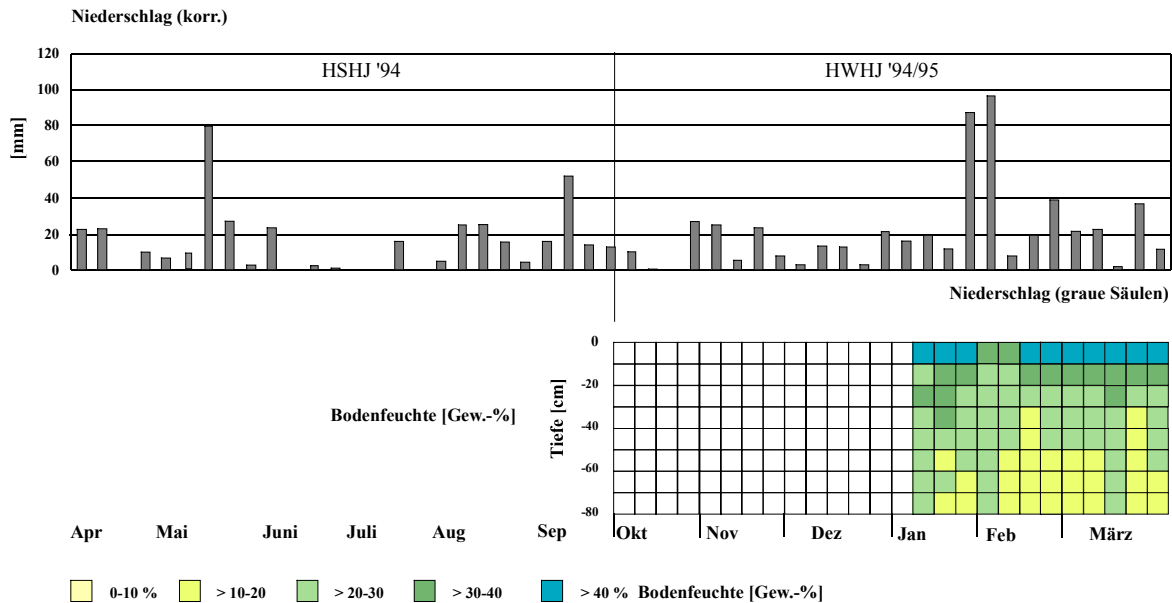


Fig. 93: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Rodt-Grünland für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Tiefenabschnitten des Bodenspeichers gegenüber einem deutlich höheren Bodenwasservorrat der oberen Bodenabschnitte erklären läßt. Einen Eindruck hierüber vermittelt Figur 93 für den Zeitraum ab der ersten Februarwoche bis in die zweite Hälfte des Monats März '95.

Die zuvor beschriebene Differenzierung des Bodenwasservorrats zwischen den oberen und unteren Tiefenabschnitten des Bodenspeichers könnte jedoch auch im ursächlichen Zusammenhang mit dem sprunghaften Anstieg der Lagerungsdichte im Tiefenabschnitt zwischen 35 bis 45 cm (= ehemalige Pflugsohle) stehen (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 44). Auch hierdurch bedingt kann eine gehemmte bzw. zeitlich verzögerte Wasserbewegung vom oberen in den unteren Bereich des Bodenspeichers resultieren. Die in der Figur 93 zu erkennende Lage einer ausgebildeten Feuchtefront korreliert somit mit dem stärker verdichteten Bereich der ehemaligen Pflugsohle.

Desweiteren treten z.T. zapfenförmige Feuchtemuster zwischen zwei aufeinanderfolgenden Meßterminen auf, die über die gesamte Profiltiefe einen Anstieg der Wassergehalte von einem zum nächsten Meßtermin erkennen lassen. Vergleicht man diese Feuchteentwicklung mit den zeitgleich abgetragenen Niederschlagsmengen, so ist in den einzelnen Diagrammen häufig zu erkennen, daß sich die Feuchtezunahme nicht unmittelbar ereignisabhängig über die Niederschlagsmengen begründen lassen.

Die unterschiedliche Ausprägung der Feuchtemuster, die z.T. starke Schwankungen im winterlichen Feuchtegang dokumentieren, hängt nicht nur von der zeitlichen Abfolge der mengenmäßigen Niederschlagseinträge ab, sondern es ist davon auszugehen, daß die standörtliche Bodenstruktur und -textur als ereignisunabhängige Parameter den Feuchtegang ebenfalls mit beeinflussen (vgl. SCHIFFLER 1992): Der stark durchwurzelte und mit zahlreichen tiefreichenden Wurmgängen durchzogene Boden kann die Wasserwegsamkeit, d.h. die Wasserleitfähigkeit in dem ansonsten durch eine hohe Wasserspeicherfähigkeit ausgezeichneten Boden unterschiedlich stark steuern. Nicht zu vergessen ist der bereits oben beschriebene Effekt des Wurzelfilzes, der zunächst hemmend auf die Wasserinfiltration wirkt, wodurch sich schließlich auch die überwiegend homogenen Feuchteverhältnisse in den obersten 20 cm des Bodenspeichers im Vergleich zu den sich darunter anschließenden Tiefenabschnitten deutlich abheben (vgl. auch Kap. 8.2.4).

Mit Beginn des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1995* ist zu erkennen, daß die Aufzehrungsphase innerhalb des Bodenspeichers zunächst zögerlich einsetzt und sich ab Ende April deutlich verstärkt (vgl. Fig. 94). Die Niederschlagsereignisse während der frühlommerlichen Monate Mai und Juni führen allerdings nur noch bis in eine Tiefe von ca. 30 cm zu höheren Wassergehaltswerten. Aufgrund der sich in dieser Tiefenlage ausgebildeten Feuchtefront stellt sich ein Zweischicht-Feuchteprofil ein, welches ab Mitte Juni aufgrund des weiteren Feuchterückganges aufgehoben wird. Von Mitte Juni bis Anfang August stellen sich zunächst, bei gleichmäßig verteilten Niederschlägen, homogene Feuchteverhältnisse über das gesamte Profil ein. Während der ersten Sommermonate kann somit am Grünlandstandort der zu erwartende nutzungsspezifische Wasseraufbrauch im Bodenspeicher, bzw. die Vorabreduzierung der Niederschlagsmenge über die Blattflächenverdunstung auf den Gräsern, verbunden mit einer verringerten Infiltrationsmenge, nicht eindeutig erkannt werden. Auch nach der ersten Mahd Ende Juni, kann der Wasserverbrauch, durch die erneut einsetzende Wachstumsphase der Gräser, über die Niederschläge kompensiert werden. Erst mit der deutlichen Abnahme der Niederschläge im August, in Verbindung mit der zweiten Mahd, fallen die Feuchtwerte kurzfristig ab. Die ansteigenden September-Niederschläge leiten allmählich die herbst- und winterliche Auffüllungsphase des Bodenspeichers allmählich ein.

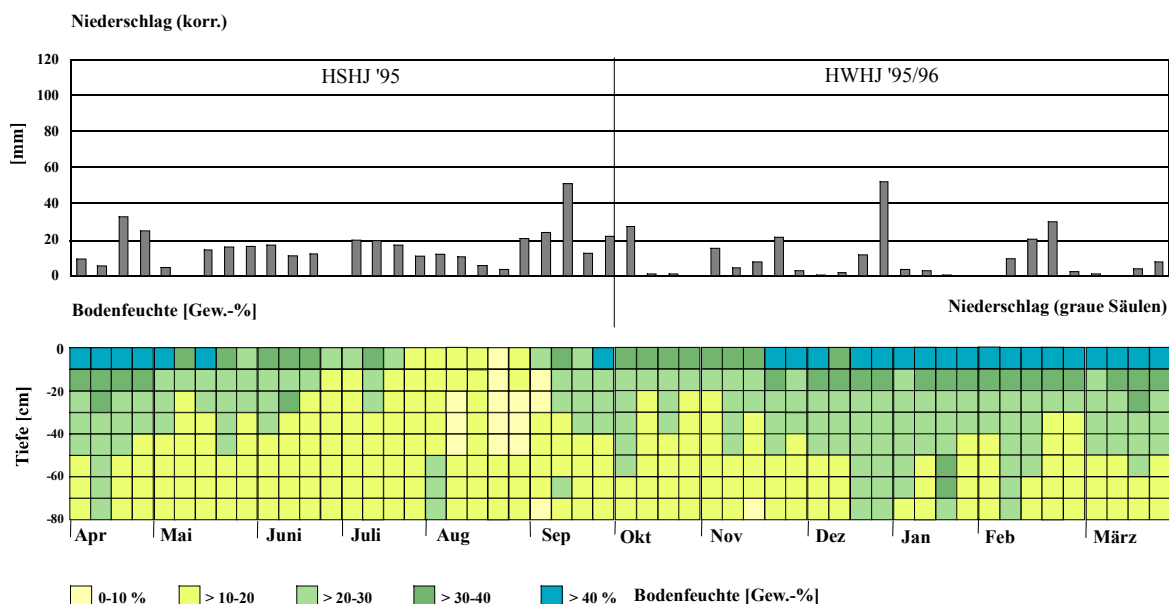


Fig. 94: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Rodt-Grünland für das hydrologische Jahr 1995/96 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Die zum Ende des Sommerhalbjahres 1995 nur zögerliche Ergänzung des Bodenspeichers zeigt sich auch noch in den ersten Wochen des *hydrologischen Winterhalbjahres 1995/96*, im wesentlichen bedingt durch die außerordentliche Niederschlagsarmut (vgl. Fig. 94). Bis Mitte Dezember zeigen sich zeitweilig, vergleichbar mit dem Winterhalbjahr 1994/95 (vgl. Fig. 93), häufig über die gesamte Profiltiefe, tropfenförmige Feuchtemuster mit deutlich höheren Wassergehalten, die nicht immer mit gleichzeitig höheren Niederschlagsmengen korrelieren. Diese Tropfenform bleibt im Dezember über mehrere Wochen erhalten, wird aber mit dem Nachlassen der Niederschläge in der Zeit zwischen Anfang Januar bis Mitte Februar zeitweise unterbrochen. Die auffallend hohen Wassergehalte in einer Tiefe von 0 bis 20 cm sind als eine Folge der feuchtespeichernden Funktion der Grasnarbe zu bewerten (vgl. Bodenfeuchtemeßfeld Greverath-Grünland). Aus den zur Trocknung gewonnenen Bodenfeuchteproben konnten die Wurzelreste nur schwerlich entfernt werden, so daß die organische Substanz einen zu hohen Bodenwassergehalt vorgibt.

Die sich anschließenden *hydrologischen Jahre 1996/97* und *1997/98* zeigen bei der innerjährlichen Betrachtung der Bodenfeuchteverhältnisse nach Tiefe und Zeit ähnliche Verhältnisse wie die zuvor beschriebenen. Die Bodenspeicherverhältnisse zu Beginn der *hydrologischen Sommerhalbjahre 1996* (vgl. Fig. 95) und *1997* (vgl. Fig. 96) werden in einem hohen Maße durch die zeitlich und mengenmäßig unterschiedlich verteilten Niederschläge in der fröhsommerlichen Phase bestimmt, wobei die Vorfeuchteverhältnisse der jeweils vorangegangenen Wintermonate gerade zu Beginn des Fröhsommers hierbei von ganz entscheidender Bedeutung sind. Der Grad der Feuchteabnahme aufgrund der Transpiration der Gräser sowie der Evaporation aus dem Boden wird - vergleichbar mit den Verhältnisse des Sommerhalbjahres 1995 -, bis zur ersten Mahd (Mitte Juni) durch die Niederschläge überwiegend kompensiert.

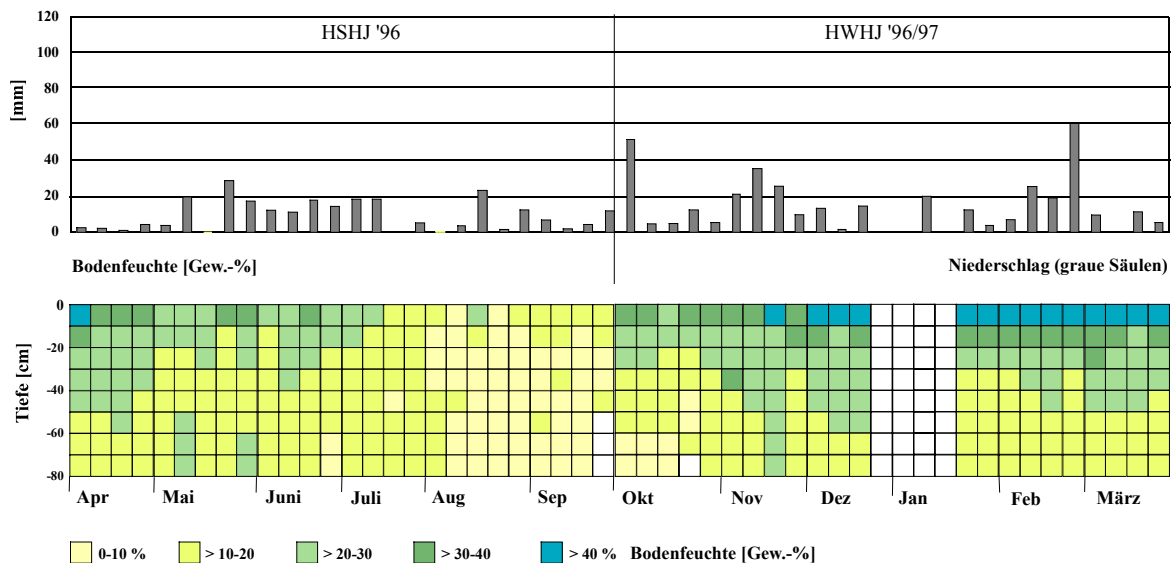


Fig. 95: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Rodt-Grünland für das hydrologische Jahr 1996/97 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Ab Mitte Juni bis zum Ende der beiden *Sommerhalbjahre 1996* und *1997* kommt es zu deutlich unterschiedlichen Feuchteverhältnissen im Bodenspeicher, die eindeutig in Abhängigkeit zu den unterschiedlich hohen Niederschlagsereignissen der beiden Halbjahre zu sehen sind. Die geringen Niederschläge in der Zeit Ende Juli '96 bis Ende September '96 führen besonders nach der zweiten Mahd zu einem erheblichen Feuchterückgang im Bodenspeicher (Fig. 95).

Demgegenüber führen die sehr hohen Niederschlagsmengen im *hydrologischen Sommerhalbjahr 1997* besonders in der Zeit zwischen Mitte Juni bis Anfang Juli zu einem erheblichen Anstieg der Feuchtwerte (vgl. Fig. 96). Diese Verhältnisse sind trotz nachlassender Niederschlagsmengen von derart nachhaltiger Wirkung, daß erst während des überaus niederschlagsarmen Monats August '97 die Feuchtwerte wieder absinken. Bis Ende September '97 bleiben die Feuchteverhältnisse - auf niedrigerem Feuchteniveau - homogen. Eine weitere Abnahme der Bodenfeuchte nach der zweiten Mahd (Ende August) kann nicht - wie im Vorjahressommer - festgestellt werden. Sicherlich spielen hierbei die standörtlichen Bodenverhältnisse eine Rolle, die sich aufgrund des hohen Ton- und Schluffanteils durch eine hohe Wasserspeicherkapazität auszeichnen, und wodurch nach dem sehr feuchten Sommer der pflanzliche Wasserbrauch der nachwachsenden Gräser nach der Mahd über die Speichervorräte kompensiert werden kann. Dies erklärt letztlich auch die relativ ausgeglichenen Verhältnisse im Bodenspeicherraum im Zeitraum August '97 bis Anfang Oktober '97 (vgl. Fig. 96).

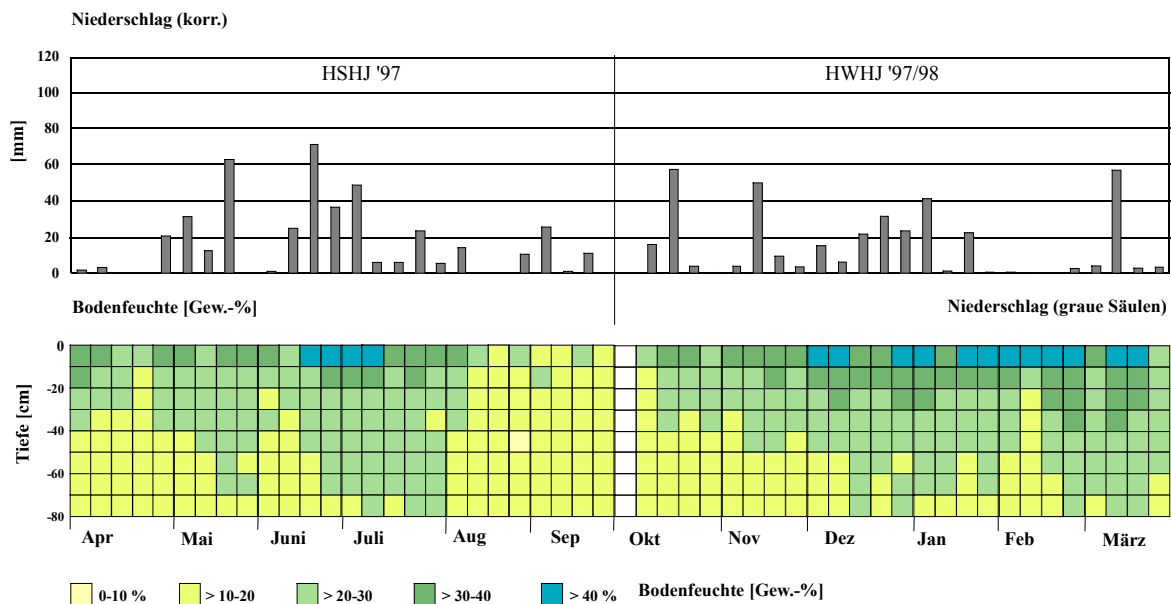


Fig. 96: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Rodt-Grünland für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Die *Winterhalbjahre* 1996/97 (vgl. Fig. 95) und 1997/98 (vgl. Fig. 96) zeigen, mit gewissen Schwankungen, ähnliche Verhältnisse wie die beiden vorangegangenen Winterhalbjahre. Aus den entsprechenden Graphiken wird deutlich, daß der jeweilige Beginn der winterlichen Auffüllungsphase ganz entscheidend von den Feuchteverhältnissen der vorangegangenen spätsommerlichen Wochen sowie dem Ausschöpfungsgrad des Bodenspeichers abhängt. Hierdurch ergibt sich eine mehr oder weniger starke zeitliche Verschiebung für das Einsetzen der Auffüllungsphase: Je später der Beginn der Auffüllung, in Verbindung mit nur sehr geringen Niederschlägen, um so langsamer verlagert sich auch die Feuchtefront nach unten. Dies zeigt sich deutlich beim Vergleich der beiden *hydrologischen Winterhalbjahre* 1996/97 und 1997/98, die in der Halbjahressumme der Niederschläge fast annähernd gleiche Niederschlagsmengen zeigen (vgl. Kap. 5.2.1.2, Tab. 13), sich jedoch hinsichtlich der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung wesentlich voneinander unterscheiden. Dies erklärt einerseits die Unterschiede in den Feuchteverhältnissen der jeweils letzten beiden Monate Februar (1997 und 1998) und März (1997 und 1998). Besonders die vier frostreichen Februarwochen '98 haben teilweise noch eine Erhöhung der Wassergehalte hervorgerufen (vgl. Fig. 95 und Fig. 96). Während der frostreichen Wochen zwischen Ende Dezember '96 und Januar '97 konnten technisch bedingt keine Daten erhoben werden, so daß für die Frosteinwirkung auf die Feuchteverhältnisse aufgrund der sehr langen Ausfallzeiten keine Aussage getroffen werden kann.

Wie in den beiden hydrologischen Winterhalbjahren 1994/95 (vgl. Fig. 93) und 1995/96 (vgl. Fig. 94) zeigt sich auch während der Halbjahre 1996/97 (vgl. Fig. 95) und 1997/98 (vgl. Fig. 96) der wasserspeichernde Effekt der Grasnarbe und deren ausgleichende Wirkung in den obersten 20 cm des Bodens anhand der sehr hohen Feuchtwerte im Vergleich zu den deutlich geringeren Werten der tieferen Bodenschichten. Wie bereits an anderer Stelle erwähnt, schließt somit die Wassergehaltsbestimmung der oberen Bodenschicht einen hohen Anteil an gespeichertem Wasser in den Wurzelresten mit ein.

### 6.2.3 Das Bodenfeuchtestationsnetz Idenheim

Im Bereich der Gemarkungen Idenheim/Idesheim konnten über den geologischen Ausgangsgesteinen des Unteren und Mittleren Muschelkalkes jeweils Bodenfeuchtemeßstationen für die drei Hauptnutzungsarten

Acker, Grünland und Wald errichtet werden. Zeitgleich zum Bodenfeuchtegang auf den Ackerflächen wurden anhand von Lysimeterbeobachtungen die Wasserflüsse im Bereich der ungesättigten Zone unter Ackernutzung bewertet (vgl. Kap. 6.1.3)

### **Das Bodenfeuchtemeßnetz Idenheim-Acker (Unterer Muschelkalk)**

Die Testfläche zur Beobachtung und Bewertung der innerjährlichen Variabilität des Bodenfeuchteganges nach Tiefe und Zeit unter Ackernutzung zeigt hinsichtlich der Bodenartendifferenzierung von oben nach unten eine deutliche Veränderung des Schluff-/Tonanteil-Verhältnisses (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 49 u. Anhang: Fig. 32). Entsprechend der Bodenartenzusammensetzung konnte ein hohes Gesamtporenvolumen mit schwankenden Anteilen an Grobporen und einem relativ gleichmäßig verteilten Fein- und Mittelporenanteil über die Profiltiefe bestimmt werden (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 50 u. Anhang: Fig. 33). Nachfolgend werden anhand der Feuchtediagramme für die vier hydrologischen Jahre Aussagen über den innerjährlichen Feuchtegang in Abhängigkeit der jahreszeitlich bedingt differenzierten Witterungsverhältnisse, der standorttypischen Bodeneigenschaften sowie der kulturspezifischen Verhältnisse gemacht.

Über die graphische Aufbereitung der Bodenfeuchteverhältnisse nach Tiefe und Zeit für das *hydrologische Sommerhalbjahr 1994* läßt sich eine Dreigliederung im Feuchtediagramm erkennen, die einen Zusammenhang mit den Witterungsverhältnissen der Halbjahresabschnitte Frühjahr/Frühsommer, Sommer und Spätsommer/Herbst erkennen lassen (vgl. Fig. 97). Mit Beginn des hydrologischen Sommerhalbjahres bis Mitte Juni zeigt der Bodenspeicher ein fast ausgeglichenes Feuchteverhältnis mit Wassergehaltswerten der Klasse 20-30 Gew.-%. Inwieweit die Vorfeuchteverhältnisse der vorangegangenen Wintermonate (hydrologisches Winterhalbjahr 1993/94) für diese Bodenfeuchtebedingungen mitverantwortlich sind, kann nicht diskutiert werden, da hierfür keine Meßdaten zur Verfügung standen.

Während der Wintermonate des *hydrologischen Halbjahres 1993/94* lag das Feld auf dem die Bodenfeuchtemessungen durchgeführt wurden brach, es kam lediglich zum Aufwachsen von Ausfallgetreide. Im März '94 wurde das Feld umgepflügt und für die Einsaat von Hafer zu Beginn des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1994* - Anfang April - vorbereitet.

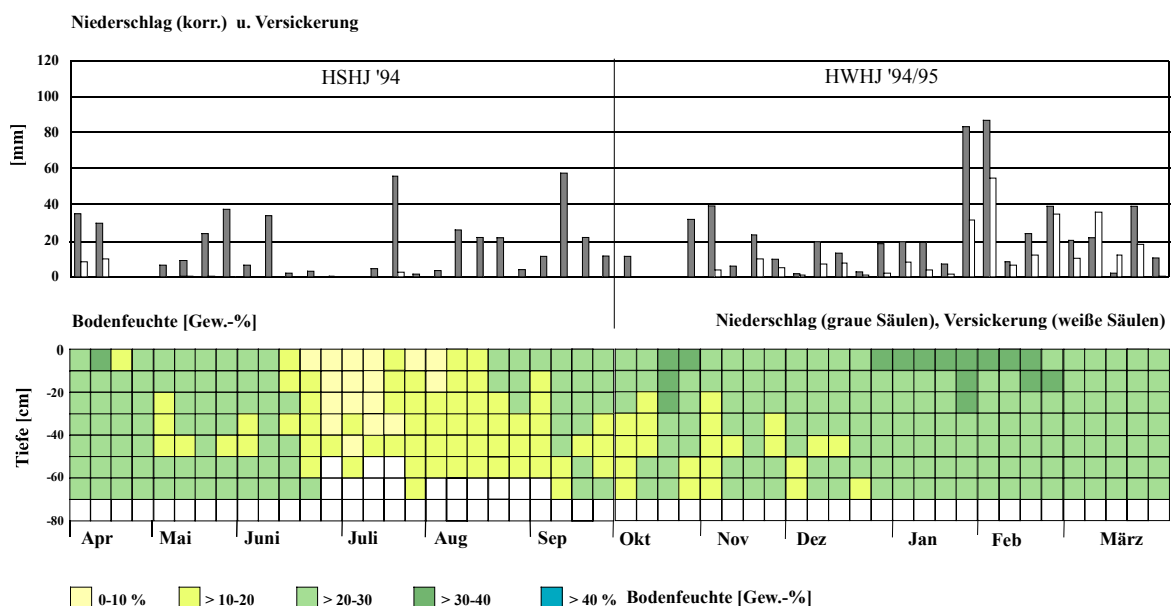


Fig. 97: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Idenheim-Acker (Unterer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen



Während der ersten Wachstumsphase des Sommergetreides zeigt sich im Feuchtediagramm (Fig. 97) keine Abnahme der Bodenfeuchte durch den Wasserverbrauch der Kulturart. Auch ab der phänologischen Phase 'Schossen' (Mitte Mai) läßt sich noch kein Feuchterückgang feststellen, obwohl während dieser Wachstumsphase der Hafer verstärkt mit dem Aufbrauch des vorhandenen pflanzenverfügbaren Bodenwassers beginnt. Dies läßt sich sicherlich dadurch erklären, daß die z.T. relativ hohen Niederschlagsmengen in dieser Zeit immer wieder den Bodenspeicher ergänzen, wodurch der kulturspezifische Ausschöpfungsgrad offensichtlich kompensiert wurde. Ab Mitte Juni kann eine deutliche Abnahme der Wassergehalte beobachtet werden, einerseits einhergehend mit einem starken Rückgang der zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsereignisse, andererseits bedingt durch den Beginn der phänologischen Phase 'Rispschieben'. Transpirationsvorgänge über die Halmfläche verbunden mit Interzeptionsverlust (eines Teils der Niederschläge) durch das hoch aufgewachsene Getreide sowie der noch anhaltende pflanzliche Wasseraufbrauch im Bodenspeicher durch den Bestand können durch den Teil der Niederschläge, die in den Boden infiltrieren nicht aufgefangen werden.

Mitte August '94 setzt nach der Ernte und dem Grubbern der Ackerfläche eine erste Auffüllungsphase ein. Die Niederschläge können über die aufgelockerte Bodenoberfläche gut in den Boden infiltrieren. Dieser Effekt wird nach dem Umpflügen der Fläche weiter verstärkt (Mitte/Ende August). Die geringen Niederschläge in dieser Zeit führen zunächst zu einem Anstieg der Feuchtegehalte in den obersten 20 bis 30 cm des Bodens. Mit dem Anstieg der Niederschläge im September setzt sich der Tiefengradient verstärkt nach unten fort. Ende September können bereits homogene Feuchteverhältnisse über das gesamte Profil festgestellt werden (vgl. Fig. 97).

Wie bereits in Kap. 6.1.3 dargelegt, treten während des Sommerhalbjahres 1994 trotz hohen und überwiegend gut verteilten Niederschlagsmengen zeitlich äußerst engbegrenzte und mengenmäßig sehr geringe Sickerwasserabläufe über die Lysimeter auf. Sowohl die frühlommerlich wie auch hochsommerlich gebildeten Sickerwassermengen stehen dabei offensichtlich in engem Zusammenhang mit den jeweils auftretenden Niederschlagsereignissen. Lediglich die Sickerwassermengen unterscheiden sich ganz deutlich voneinander. Gewisse Erklärungen hierfür bieten die Ergebnisse der Bodenfeuchtemessungen, auch wenn die außerhalb der eigentlichen Lysimeterbehälter stattgefunden haben: Während die Niederschläge im April '94, bei gut gefülltem Bodenspeicher noch eine hohe Versickerungswirksamkeit erreichen, geht diese im Hochsommer bei stark entleerten Bodenspeicherverhältnissen zurück. Versickerungsfreudig wirken sich im wesentlichen die während der hochsommerlichen Zeit stark ausgebildeten polygonartigen Trockenrisse sowie eine hohe Anzahl von Wurm- und Wurzelgängen in den Lysimeterbehältern aus. Die infiltrierten Niederschläge lösen über diese lokalen Ablaufbahnen (Makroporenfluß) eine kurzzeitige Sickerwasserbildung Mitte des Monats Juli - bei gleichzeitigem Anstieg der Bodenfeuchte - aus (vgl. auch Kap. 8.2.2)

Zu Beginn des *hydrologischen Winterhalbjahres 1994/95* zeigt sich, bedingt durch die im September bereits eingeleitete Auffüllungsphase, ein fast gleichmäßig aufgefüllter Bodenspeicher, der nur noch innerhalb der Profiltiefen kleinere, lokal eng begrenzt auftretende Feuchtedifferenzen zeigt (vgl. Fig. 97). Diese homogenen Wassergehaltsverhältnisse sind, sicherlich auch im Zusammenhang mit den günstigen Witterungskonstellationen, durch die standortspezifische Bodenstruktur zu begründen. Die ausgetriebene Wintereinsaat (Winterweizen) übt keinen wasseraufzehrenden Einfluß auf den Bodenspeicher aus. Ab Dezember '94 bis zum Ende des Winterhalbjahres (März '95) zeigen sich nur vereinzelt Unterschiede in den Wassergehaltswerten in einer Bodentiefe bis zu 10 cm z.T. auch 20 cm. Diese lassen sich dadurch erklären, daß der Boden häufig nach den Niederschlagsereignissen kurz vor der Probennahme noch deutlich durchnäßt war. Die homogenen Bodenfeuchteverhältnisse - ebenfalls für die Bodenmonolithe der Lysimeter vorausgesetzt - bewirken eine hohe Versickerungswirksamkeit der Niederschläge. Die



Variabilität der Sickerwassermengen während des Winterhalbjahres 1994/95 läßt anhand der Fig. 97 einen eindeutigen Zusammenhang mit der zeitlichen und mengenmäßigen Variabilität der Niederschlagsverteilung erkennen, insbesondere da in diesem Diagramm - im Vergleich zu den Niederschlags- Sickerwasserdiagrammen in Kap. 6.1.3 - die wöchentlich aufgelösten Daten einander gegenübergestellt sind. Boden- und Nutzungseinfluß treten somit hinsichtlich der Sickerwasserbildung hinter den Niederschlagseinfluß zurück.

Während der anschließenden drei *hydrologischen Jahre* 1995/96 (vgl. Fig. 98), 1996/97 (vgl. Fig. 99) und 1997/98 (vgl. Fig. 100) zeigen sich ähnliche Verhältnisse bezüglich des innerjährlichen Feuchteganges. Abweichungen bzw. Verschiebungen in den jeweiligen Ausschöpfungs- (= Sommerhalbjahre) bzw. Auffüllungsphasen (= Winterhalbjahre) des Bodenspeichers lassen sich im wesentlichen als Folge einer witterungsbedingten Zeit-Tiefen-Funktion erklären, in die, hauptsächlich während der Sommerhalbjahre, der Nutzungs- und Bodeneinfluß steuernd eingreift.

Bei der Betrachtung der insgesamt vier *hydrologischen Sommerhalbjahre* 1994, 1995, 1996 und 1997 treten deutliche Unterschiede in der Ausbildung der Feuchtestrukturen auf (vgl. Fig. 97 bis Fig. 100). Für den Anfang der jeweiligen Sommerhalbjahre kann festgestellt werden, daß weniger der Grad der Feuchteverhältnisse am Ende des jeweils vorangegangenen hydrologischen Winterhalbjahres, als vielmehr die zeitlich verteilten frühsummerlichen Niederschlagsmengen im wesentlichen den Zeitpunkt der einsetzenden Ausschöpfungsphase mit Beginn der Vegetationsperiode bestimmen. Der Wasseraufbrauch im Bodenspeicher zeigt ebenfalls mit Beginn und während der Wachstumsphasen der angebauten Kulturarten, in Abhängigkeit von der mengenmäßigen und zeitlichen Verteilung der Niederschläge, unterschiedliche Auswirkungen auf die sommerlichen Bodenfeuchteverhältnisse. Dies läßt sich beim Vergleich der Sommerhalbjahre 1995 (Winterweizen) und 1996 (Wintergerste) und 1997 (Hafer) besonders herausstellen (vgl. Fig. 98 bis Fig. 100).

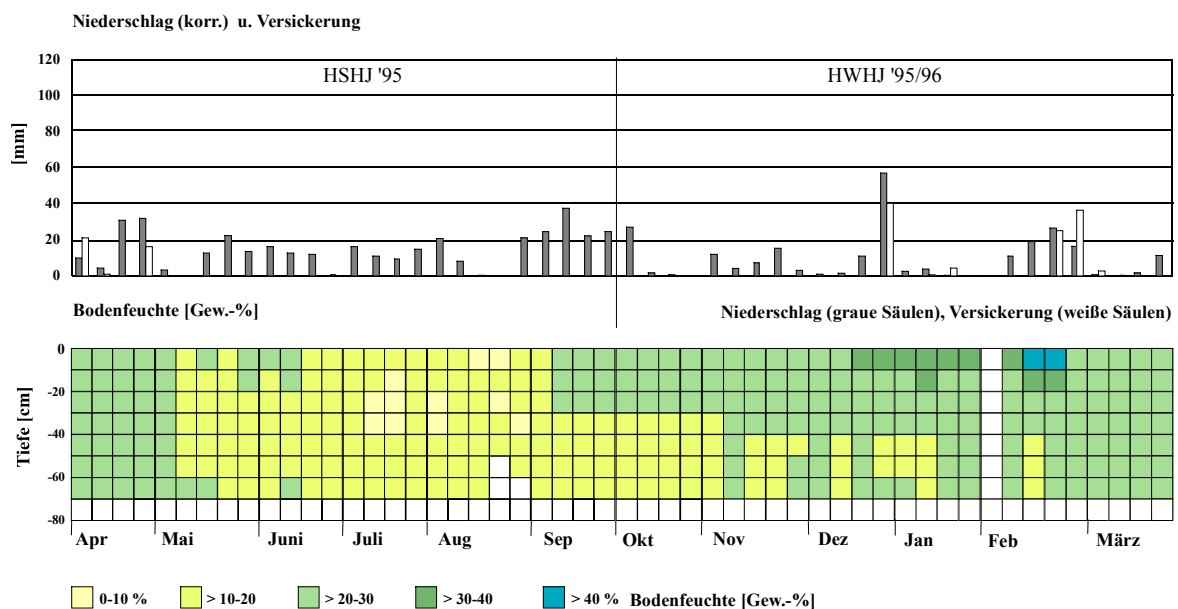


Fig. 98: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Idenheim Acker (Unterer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1995/96 auf der Basis wöchentlicher Messungen

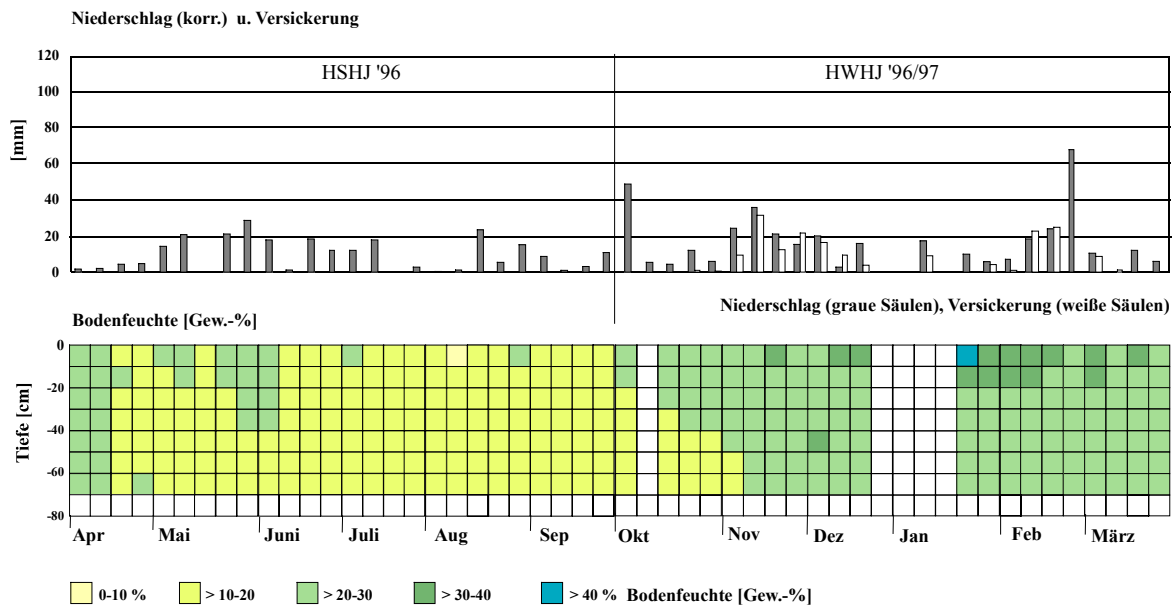


Fig. 99: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Idenheim Acker (Unterer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1996/97 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Bedingt durch die Bodenevaporation einerseits sowie dem Wasserverlust durch die Transpirationsvorgänge über den Blattflächen bzw. die daraus sich ergebenden Interzeptionsverluste andererseits, kann anhand der wöchentlichen Messungen zwar eine weitere stetige Abnahme der Bodenwassergehalte im Laufe der Sommermonate (hiervon ausgenommen das Sommerhalbjahr 1997) festgestellt werden. Allerdings werden so hohe Feuchteverluste aufgrund der kulturspezifischen Bodenwasserausschöpfung - wie in den niederschlagsarmen Wochen der Monate Juni und Juli '94 - im Sommerhalbjahr 1996 (vgl. Fig. 99) nicht bzw. im Sommerhalbjahr 1995 (vgl. Fig. 98) nur selten erreicht. Daraus ist zu schließen, daß die zwar geringen, jedoch in ihrer Verteilung im wesentlichen ausgeglichenen sommerlichen Niederschlagsmengen immer wieder für eine Ergänzung des pflanzenverfügbaren Bodenwassers sorgen.

Ein davon abweichendes Bild der Bodenfeuchteverteilung zeigt sich einerseits zu Beginn und andererseits auch in der Mitte des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1997* (vgl. Fig. 100). Mit Beginn der Wachstumsphase des im Monat März '97 eingesäten Hafers setzt, in Verbindung mit der äußerst niederschlagsarmen Zeit zwischen Anfang und Ende April, zunächst eine deutliche Abnahme der Bodenfeuchte ein. Die Bodenfeuchte wird jedoch während den anschließenden niederschlagsreichen Wochen (Anfang bis Mitte Mai) wieder deutlich angehoben. Mit dem Einsetzen der phänologische Phase 'Schossen' ist jedoch erneut eine Abnahme der Bodenfeuchte verbunden, die infolge der Niederschlagsereignisse während der Monate Juni/Juli nur kurzzeitig zu einem Aufbrauch der Wasserreserven führt, so daß während der Blüte- und Kornbildungszeit, die i.d.R. mit einer deutlichen Aufzehrung des Wasservorrates im Bodenspeicher verbunden ist, diese hohen Niederschlagsmengen den Aufzehrungsprozeß völlig kompensieren können. Die Folge davon ist ein starker Anstieg der Wassergehalte über die gesamte Profiltiefe. Gleichzeitig zeigt sich - zeitgleich zu dieser verstärkte sommerliche Auffüllung des Bodenspeichers - über die Lysimeter die Auslösung der Sickerwasserbildung im mittleren Zeitabschnitt des hydrologischen Sommerhalbjahr 1997, die während der anderen Sommerhalbjahre nicht beobachtet werden konnte.

Die anschließenden niederschlagsarmen Monate (ab Mitte Juli bis Ende August) belegen wiederum eine Abnahme der Feuchteverhältnisse im Bodenspeicher (vgl. Fig. 100). Selbst nach der Ernte Mitte August

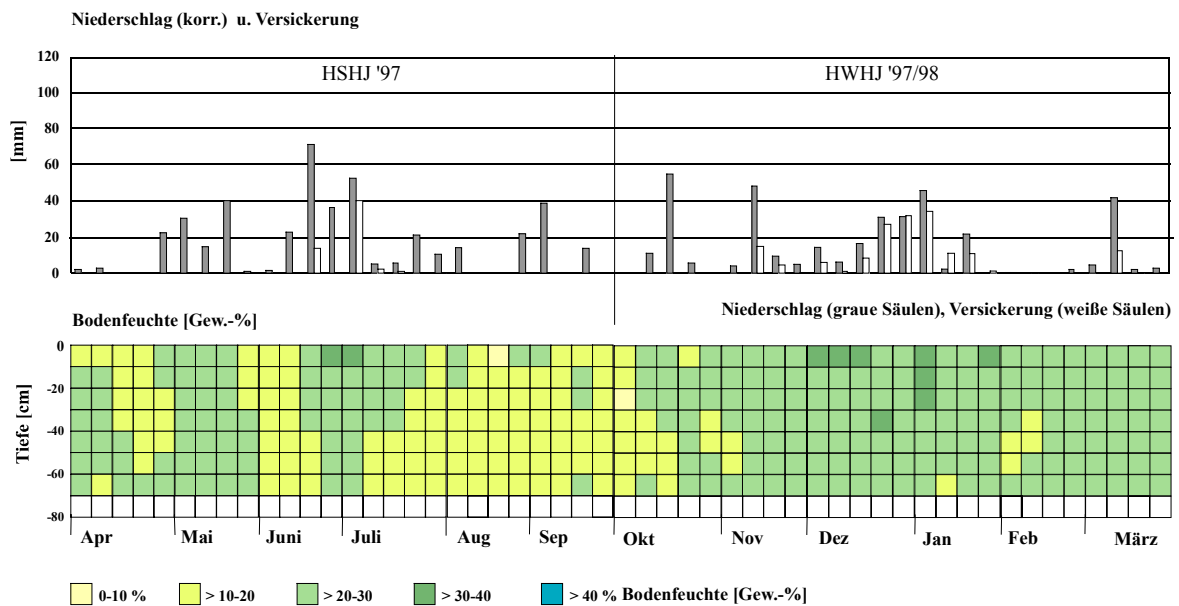


Fig. 100: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Idenheim Acker (Unterer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen

sowie nach dem Pflügen des Feldes Mitte September bewirken die Niederschläge keine Anhebung der Wassergehalte. Aufgrund der noch sehr warmen Witterungsverhältnisse bis Ende September unterliegen die auf die frisch gepflügte Oberfläche fallenden Niederschläge einer hohen Verdunstung, so daß eine Infiltration der Niederschläge in tiefere Bodenschichten unterbunden wird. Vergleichbar mit dem Ende des hydrologischen Sommerhalbjahres 1996 (jedoch abweichend vom Ende der Sommerhalbjahre 1994 und 1995) wird der Beginn der herbstlichen / winterlichen Auffüllungsphase in das sich anschließende hydrologische Winterhalbjahr 1997/98 verschoben. Hieraus läßt sich eine enge Verbindung zwischen den Bodenfeuchteverhältnissen und den Niederschlagsereignissen am Ende dieses Sommerhalbjahres 1997 erkennen.

Wie bereits oben festgestellt, werden die Bodenfeuchteverhältnisse am Beginn eines jeden *hydrologischen Winterhalbjahres* sowie der Zeitpunkt der jeweils einsetzenden Auffüllungsphase ganz erheblich auch durch die Vorfeuchteverhältnisse über den gesamten Bodenspeicher des jeweils vorangegangenen Monats bestimmt. Die Feuchtediagramme (Fig. 97 bis Fig. 100) lassen zudem erkennen, daß zwischen dem zeitlichen Verlauf sowie der Intensität der Auffüllungsphase, verbunden mit der Feuchteverlagerung nach der Tiefe und der Variabilität der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge, eine starke Abhängigkeit besteht: Bei günstig verteilten Niederschlägen während der ersten Wochen eines hydrologischen Winterhalbjahres stellt sich nur kurzzeitig ein Tiefengradient ein (vgl. Fig. 99 und Fig. 100). Die Feuchtefront wandert sehr schnell nach unten, so daß sich schon in der ersten Hälfte des Winterhalbjahres homogene Feuchteverhältnisse im Bodenspeicher einstellen. Dies zeigt sich besonders deutlich für die Halbjahre 1996/97 und 1997/98, während für das Winterhalbjahr 1994/95, witterungsbegünstigt, die Auffüllungsphase bereits im letzten Monat des Sommerhalbjahres begonnen hatte und somit der Bodenspeicher schon Anfang Oktober durch fast homogene Feuchteverhältnisse gekennzeichnet war. Ein wiederum anderes Bild zeigt sich zu Beginn des hydrologischen Winterhalbjahres 1995/96. Die sich im Oktober eingestellten Feuchteverhältnisse sind eng an die letzten drei Wochen des vorangegangenen Sommerhalbjahres 1995 gekoppelt. Die Auffüllung des Bodenspeichers zwischen Mitte September bis in die erste Novemberwoche - die im wesentlichen aus der zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung im Monat September und der ersten Oktoberwoche resultiert - führt im Bodenspeicher zu einem deutlich ausgeprägten Zweischichtprofil (vgl.

Fig. 98). Die Feuchtefront (obere Bodenschichten weisen höhere Wassergehalte, untere Bodenschichten weisen niedrigere Wassergehalte aus) liegt während dieser Zeit konstant in einer Tiefe von 30 cm und fällt gleichzeitig mit einem deutlichen Dichtesprung (oben Ld 2 darunter Ld 3) in einer Tiefe von ca. 35 cm zusammen (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 46 u. Tab. 51). In keinem anderen untersuchten Jahr konnte der hemmende Einfluß dieses verdichteten Bereiches auf die Durchsickerung festgestellt werden. Weiterhin geht aus der Figur 98 hervor, daß sich im *hydrologischen Winterhalbjahr 1995/96* kein hydraulischer Tiefengradient (in Form von einer gestaffelten Feuchteanhebung nach der Tiefe über einen bestimmten Zeitabschnitt) einstellt, über den sich schließlich die homogene Feuchteverhältnisse im Bodenspeicher ausbilden, sondern daß mit dem Aufbrechen der Feuchtefront - ab Mitte des Monats Januar '96 - gleichmäßig verteilte Feuchteverhältnisse hergestellt werden. Die in den Diagrammen vereinzelt in verschiedenen Bodentiefen auftretenden helleren Flecken (= niedrigere Feuchteklasse) implizieren lediglich eine Unterbrechung der homogenen Verhältnisse. Die absoluten Werte der wöchentlichen Feuchtemessungen - in den Excell-Datenblätter verwaltet - liegen gerade unterhalb der nächst höheren Klassenbreite und weichen nur in einem sehr geringen Maße von den sich darüber bzw. darunter befindlichen höheren Werten ab.

Abschließend kann für den Vergleich der Winterhalbjahre untereinander festgestellt werden, daß die zeitliche und mengenmäßige Verteilung der Niederschläge für die starken Abweichungen der oben beschriebenen Feuchteverhältnisse zu Beginn der Winterhalbjahre verantwortlich sind. Weiterhin muß bemerkt werden, daß die standortspezifischen bodenstrukturellen Merkmale im wesentlichen wohl nur dann auf den Verlauf der Auffüllungsphase, besonders im Zusammenhang mit der Zeit-Tiefen-Entwicklung der Feuchteverhältnisse, einen nachteiligen Einfluß ausüben, wenn gleichzeitig witterungsungünstige, d.h. niederschlagsarme Wochen den Übergang zwischen Sommer- und Winterhalbjahr kennzeichnen (vgl. auch Kap. 8.2.4).

#### ***Das Bodenfeuchtemeßnetz Idenheim-Grünland (Unterer Muschelkalk)***

An der Bodenfeuchtemeßstation Idenheim-Grünland wurden die Feuchtemessungen in der zweiten Hälfte des hydrologischen Winterhalbjahres 1994/95 begonnen, so daß die nachfolgenden Betrachtungen des innerjährlichen Feuchteganges erst ab dem hydrologischen Jahr 1995/96 erfolgen. Die Testfläche des Grünlandes zeigt für die Bodenartendifferenzierung über eine Tiefe von 80 cm relative homogene Verhältnisse. Bei der über die gesamte Profiltiefe schichtweise ermittelten Bodenart handelt es sich im wesentlichen um mittel schluffige Tone, in die lediglich zwischen 40 - 50 cm Tiefe ein schluffiger Lehm eingeschaltet ist (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 49). In dieser Tiefenlage wurde gleichzeitig auch ein sprunghafter Anstieg der Lagerungsdichte festgestellt. Der Boden zeichnet sich, im Vergleich zum Ackerstandort, durch ein insgesamt niedriges Gesamtporenvolumen aus. Auffallend ist der sehr hohe Feinporenanteil, der stark wechselnde Mittelporenanteil und der nur sehr geringe Anteil an weiten und engen Grobporen (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 51). Diese pedologischen Standorteigenschaften, die für eine hohe Wasserspeicherkapazität sprechen sowie der kulturspezifische Nutzungsaspekt in Verbindung mit dem jahreszeitlichen Niederschlagsgang werden nachfolgend in die Bewertung der zeit- und tiefenspezifischen Differenzierung der Bodenfeuchte mit einbezogen.

Das *hydrologische Winterhalbjahr 1994/95* zeigt insgesamt relativ ausgeglichene Bodenspeicherverhältnisse unter Grünlandnutzung. Aufgrund der erst mit Beginn des Winterhalbjahres 1994/95 einsetzenden Feuchtemessungen kann aus der Figur 101 lediglich geschlossen werden, daß der Prozeß der Speicherauffüllung im Oktober einsetzt. Mit der anfänglichen Auffüllung zeigt sich gleichzeitig über die sukzessive Feuchtezunahme mit der Tiefe in der Graphik die Ausbildung eines Tiefengradienten (= getrepte Feuchteabstufung). Ab Mitte November '94 lassen sich die

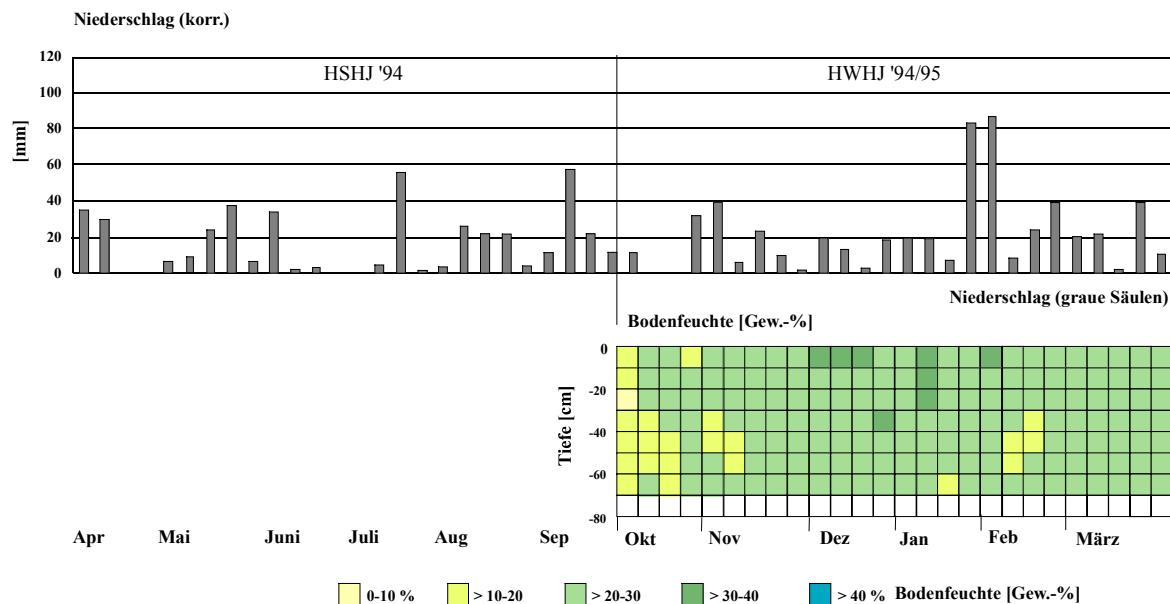


Fig. 101: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Idenheim-Grünland (Unterer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Speicherverhältnisse - über die graphische Datenumsetzung - als relativ homogen beschreiben. Die höheren Niederschlagsmengen im Februar '95 zeigen keine Veränderung im klassifizierten Bild der Bodenfeuchte.

Zu Beginn des *hydrologischen Sommerhalbjahres* 1995 zeigen sich, bei einer überwiegend gleichmäßig verteilten (geringen) Niederschlagsmenge in der Zeit zwischen April bis Anfang Juni, über das gesamte Profil homogen ausgebildete Feuchteverhältnisse (Feuchtekategorie 3) in einer Tiefe zwischen 20 bis 80 cm (vgl. Fig. 102). Hier macht sich die ausgleichende Wirkung der Substratverhältnisse bemerkbar. Die, für die gleiche Zeitbetrachtung, in den obersten 10 cm bzw. 20 cm deutlich höheren Wassergehalte (Feuchtekategorie 4) lassen sich durch den Wurzelfilz des dichten Grasbewuchses und die dadurch bedingte erhöhte Feuchtigkeitsspeicherung erklären. Bodenspezifische Merkmale sowie die Nutzungsart mit ihrem hohen Bedeckungsgrad führen zu den sehr ausgeglichenen Feuchteverhältnissen im Bodenspeicher.

Der Beginn der Austrocknungsphase setzt erst Anfang Juni '95 ein. Die Wasserversorgung der Gräser erfolgt im wesentlichen über einen Bodenabschnitt bis in ca. 30 cm Tiefe. Bis Mitte Juni können die Pflanzen ihren Wasserbedarf aus diesen Bodenschichten decken, bei gleichmäßig verteilten Niederschlägen und aufgrund der feuchtespeichernden Grasnarbe ohne wesentliche Wassergehaltsverluste in diesen Bodenschichten. In den darunter liegenden Bodenschichten fallen dagegen die Feuchtwerte deutlich ab, da eine Feuchtenachlieferung aus den oberen Bodenschichten aufgrund der dort ablaufenden Prozesse (Bodenevaporation und Pflanzentranspiration) in die tieferen Bodenschichten nicht mehr möglich ist. Nach der ersten Mahd Mitte Juni lassen sich auch die Folgen der über die Sommermonate anhaltenden Ausschöpfungsvorgänge in den oberen Bodentiefen deutlich erkennen. Die schützende Vegetationsdecke kann den Austrocknungsvorgang (Wasseraufbrauch durch nach der Mahd aufwachsende Gräser, Pflanzentranspiration sowie Bodenevaporation) nicht mehr kompensieren. Bis Anfang August stellen sich über das gesamte Profil im Vergleich zu den Vormonaten deutlich geringere Feuchteverhältnisse ein (Feuchtekategorie 2). Nach der zweiten Mahd, in Verbindung mit niederschlagsarmen Wochen im August '95, werden diese Werte kurzzeitig nochmals deutlich unterschritten (Feuchtekategorie 1), mit der Folge der stärksten Ausschöpfung des Bodenwasservorrates. Die

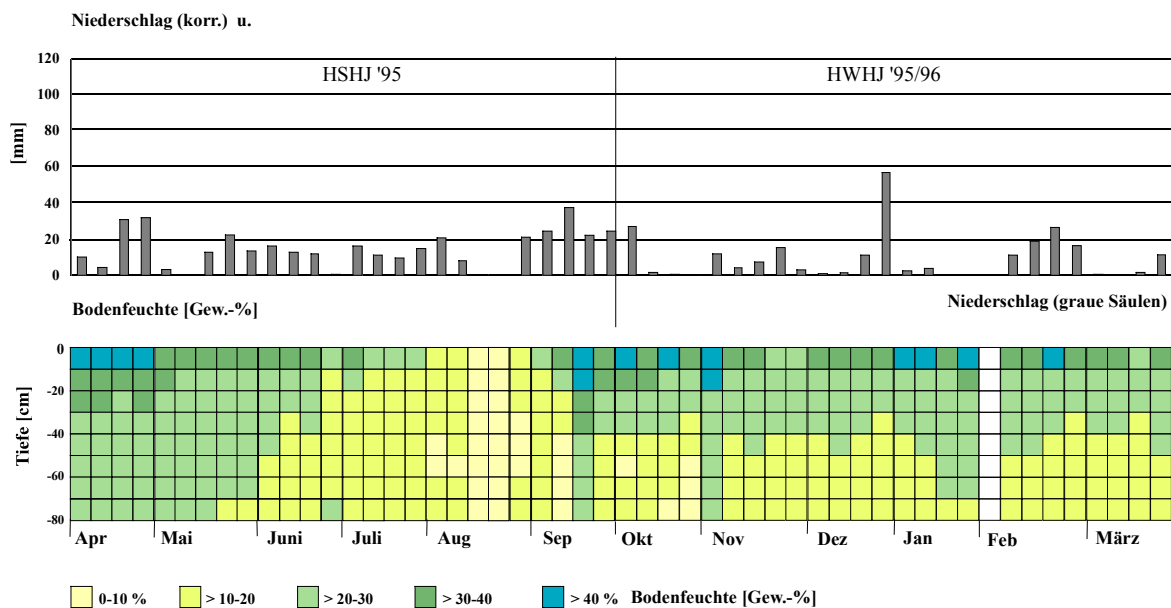


Fig. 102: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Idenheim-Grünland (Unterer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1995/96 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Ausschöpfungsphase endet mit Beginn des wesentlich niederschlagsreicheren Monats September '95. Die Niederschlagsereignisse lassen die Wassergehalte auch nach der Tiefe langsam ansteigen (vgl. Fig. 102).

Insgesamt läßt sich anhand der graphischen Datenaufbereitung für das *hydrologische Sommerhalbjahr 1995* hinsichtlich der Dynamik des Feuchtewechsels ein, für die zeitliche Betrachtung des Feuchteganges, dreigeteiltes vertikales Feuchtemuster feststellen, welches deutlich den zeitlichen Verlauf des Ausschöpfungsvorganges in Zusammenhang mit der Niederschlagsverteilung, der standörtlichen Bodenartenzusammensetzung sowie der Funktion des Grasbewuchses zeigt.

Der Feuchtegang des *hydrologischen Winterhalbjahres 1995/96* zeigt zeitweise eine enge Koppelung an die mengenmäßige und zeitliche Niederschlagsverteilung. Die Auffüllungsphase, die bereits im September '95 begonnen hatte, wird im Verlauf des Winterhalbjahres fortgesetzt (vgl. Fig. 102).

Figur 102 läßt deutlich erkennen, daß sich im Vergleich zum Sommerhalbjahr eine Variabilität in der horizontalen Feuchteverteilung einstellt, die zeitweise durch nach unten ausgreifende zapfenförmige Feuchtemuster unterbrochen wird. Mit Ausnahme der zeitlich begrenzten Ausbildung der angesprochenen Feuchtezapfen bildet sich über die gesamte Zeit des Winterhalbjahres eine Feuchtefront in 40 cm Tiefe, wodurch eine horizontale Zweigliederung - mit oben höheren und unten niedrigeren Wassergehalten - in der Graphik deutlich sichtbar wird. Die nur sehr langsame Durchfeuchtung erklärt sich erstens aus den sehr geringen und in der Regel gleichmäßig verteilten Niederschlägen sowie zweitens aus den standörtlichen Bodenartenverhältnissen sowie dem hohen Feinporenanteil. Der Anstieg der Wassergehalte in den tieferen Bodenschichten erfolgt nur kurzzeitig und häufig auch mit zeitlicher Verzögerung nach stärkeren Niederschlagsereignissen. Die ebenfalls meist höheren Wassergehalte der obersten Bodenschicht gehen wiederum auf die hohe Wasserspeicherfähigkeit des Wurzelfilzes zurück. Hier wird ein Teil des Niederschlagswassers zunächst konserviert, bevor dieses in die nächst tieferen Bodenschichten absickern kann.

Die Ausschöpfungsphase des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1996* setzt - im Vergleich zum Sommerhalbjahr 1995 - wesentlich früher ein, einerseits bedingt durch die Feuchteverhältnisse der vorangegangenen Wintermonate, andererseits durch den niederschlagsarmen Monat April. Mitte Mai

kommt es zunächst zu einer Abnahme der höheren Wassergehalte in den Bodenschichten zwischen 10 bis 40 cm Tiefe (vgl. Fig. 103).

Höhere Niederschlagsmengen während der beiden letzten Maiwochen führen jedoch zu einer erneuten Wiederbefeuchtung, die einen kurzzeitigen Anstieg der Wassergehalte bis in 40 cm Tiefe nach sich zieht. Im weiteren Verlauf des hydrologischen Sommerhalbjahres können die Niederschläge diese Wassergehaltsverhältnisse nicht aufrecht erhalten. Verstärkt wirken Pflanzenaufbrauch, Transpiration über die Blattflächen der Gräser und Bodenevaporation besonders im Anschluß an die erste Mahd Mitte Juni der Durchfeuchtung des Bodens nach Niederschlagsereignissen entgegen. Der Feuchtezapfen der zweiten Juliwoche, der einen höheren Wassergehalt über die gesamte Profiltiefe im Vergleich zur Vorwoche zeigt, kann eine Folge besserer Durchfeuchtungsbedingungen u.a. durch das Vorhandensein von Wurzel- bzw. Wurmgingen sein, bzw. können die sich gerade in den Sommermonaten ausbildenden Schrumpfrisse bis in große Tiefen diesen kurzzeitigen Anstieg der Bodenfeuchte erklären. Besonders deshalb, da diese in der nachfolgenden Woche bereits vollkommen aufgebraucht sind. Bis zum Ende des hydrologischen Sommerhalbjahres sind keine größeren Schwankungen im Bodenspeicher festzustellen. Eine stärkere Ausschöpfung besonders nach der zweiten Mahd wie vergleichsweise im Sommerhalbjahr 1995 (August '95) kann nicht festgestellt werden. Im August '96 stehen höhere Niederschlagsmengen zur Infiltration bereit, wodurch sowohl der Verdunstungsverlust über die grasbewachsene Fläche, der einen Teil des Niederschlagswassers von der Infiltration zurückhält als auch der Wasseraufbrauch durch die nachwachsenden Gräser offensichtlich kompensiert werden kann. Allerdings zeigen sich während dieser Zeit, und sogar bis zum Ende des Sommerhalbjahres, deutliche Austrocknungserscheinungen und damit Feuchteverluste in den Bodenschichten unterhalb von 40 cm Tiefe. Diese Bereiche können von den infiltrierenden Niederschlägen nicht mehr versorgt werden. Anders als im September '95 bleibt zum Ende des hydrologischen Sommerhalbjahres 1996, bedingt durch die niederschlagsarmen Wochen im September '96, die beginnende Auffüllungsphase aus. Somit wird deutlich, daß der Bodenfeuchtegang in enger Abhängigkeit einerseits mit dem kulturspezifischen Gang, andererseits mit den standortspezifischen Bodeneigenschaften steht. Unter Einbeziehung der zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung kann die charakteristische Zeit-Tiefen-Differenzierung der Feuchteverhältnisse des Bodenspeichers im Vergleich mit anderen Sommerhalbjahr verständlich gemacht werden.

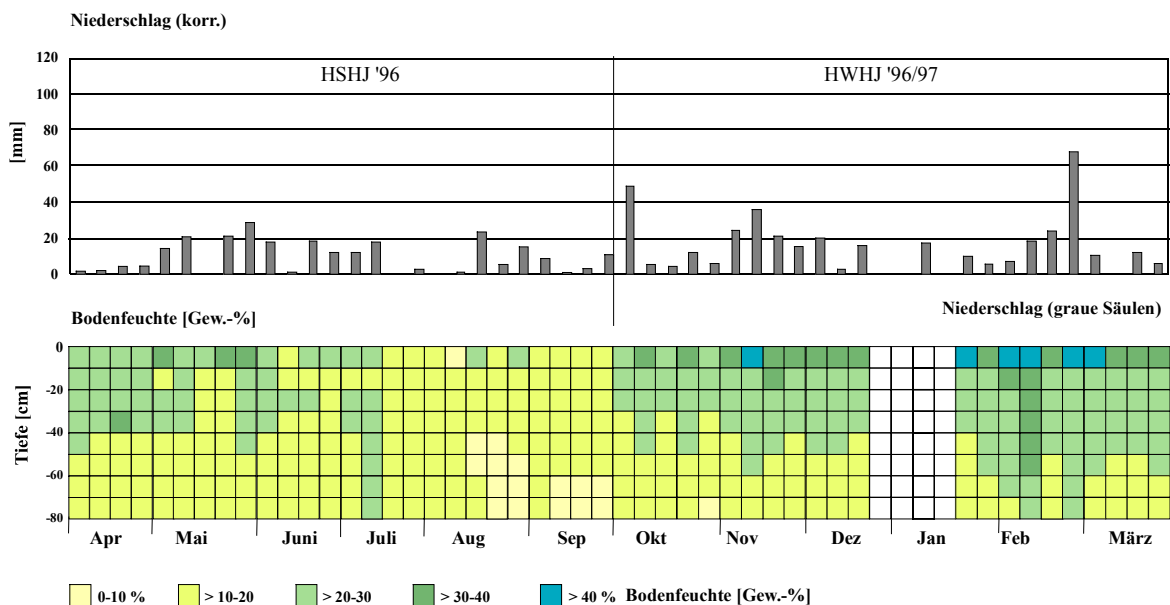


Fig. 103: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Idenheim-Grünland (Unterer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1996/97 auf der Basis wöchentlicher Messungen



Die höheren Niederschlagsmengen zu Beginn des *hydrologischen Winterhalbjahres 1996/97* leiten die Auffüllungsphase ein. Ähnlich wie im Winterhalbjahr 1995/96 bildet sich - besonders in der Zeit zwischen Oktober und Mitte Dezember '96 - ein horizontales Zweischicht-Feuchte-Profil aus. Die Feuchtefront, die die feuchteren Oberböden von den wassergehaltsärmeren Unterböden trennt, liegt im wesentlichen in einer Tiefe zwischen 40 und 50 cm. Nur selten wird diese scharfe Grenze durch Feuchtezapfen in Verbindung mit höheren Niederschlagsmengen nach unten durchbrochen. Ende Dezember '96 bis Mitte Januar '97 konnten während der starken Frostperiode technisch bedingt keine Daten erhoben werden. Die Wiederaufnahme der Messungen zeigt jedoch, daß die lange Frostperiode, verbunden mit ausbleibenden Niederschlägen, die Feuchteverhältnisse im Bodenspeicher im Vergleich zu den frostfreien Vorwochen nicht wesentlich verändert haben.

Aus der Figur 103 geht deutlich hervor, daß die niederschlagsreichen Wochen im Monat Februar '97 die Auffüllungsphase weiter fortsetzen, und daß, im Vergleich zum Ende des Winterhalbjahres 1995/96, die Auffüllung bis in die untersten Bodenschichten wesentlich deutlicher erfolgt. Einhergehend mit diesem Auffüllungsvorgang zeigt zudem die Graphik deutlich die Ausbildung eines hydraulischen Tiefengradienten. Diese Entwicklung ist wiederum vergleichbar mit den Verhältnissen des Winterhalbjahres 1995/96 in der Zeit zwischen Ende Dezember '95 und Mitte Januar '96. Am Ende des Winterhalbjahres liegt der Feuchtesprung, ersichtlich an der Lage der Feuchtefront, in einer Tiefe von 60 cm. Abschließend kann somit für den Vergleich der *hydrologischen Winterhalbjahre 1995/96* und *1996/97* festgestellt werden, daß sich zwar ähnliche Feuchtemuster - besonders hinsichtlich der zeitlichen Betrachtung - ausbilden, daß sich jedoch hinsichtlich der Tiefendifferenzierung deutliche Unterschiede ergeben, die sich aus der starken Abhängigkeit von den zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilungen erklären lassen. Der Nutzungseinfluß fällt dagegen während dieser Zeitbetrachtung hinsichtlich der Feuchteverhältnisse des Bodenspeichers nicht ins Gewicht.

Vergleicht man den Feuchtegang des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1997* mit denen der Halbjahre 1995 bzw. 1996 fällt auf, daß trotz guter Vorfeuchtebedingungen die Ausschöpfungsphase, verbunden mit dem niederschlagsarmen Monat April, zunächst einmal früh einsetzt (vgl. Fig. 104). Dies zeigt sich besonders in der dritten und vierten Aprilwoche. Die Wassergehalte zeigen über das gesamte Profil fast homogene Verhältnisse und liegen deutlich unter denen der Vorwochen (Klasse 2). Für den weiteren Verlauf des Sommerhalbjahres 1997 ergeben sich jedoch erhebliche Abweichungen im Vergleich zu den Feuchteverhältnissen der vorangegangenen Sommerhalbjahre. Insgesamt zeigt sich eine hohe Zeit-Tiefen-Variabilität der Feuchteverhältnisse bis zum Ende des Sommerhalbjahres 1997. Der nutzungsspezifische Einfluß auf den Bodenspeicher, der eindeutig in den vorangegangenen Sommerhalbjahren mit kleineren Abweichungen festgestellt werden konnte, wird durch die überaus niederschlagsreichen Sommermonate, besonders während und nach der ersten Mahd, völlig überdeckt. Bis teilweise in die tiefsten Bodenschichten können die hohen Wassergehalte (Klasse 3) über längere Zeiten bestehen bleiben. Der Feuchtegang wird eindeutig durch den Niederschlagsgang gelenkt. Erst nach der zweiten Mahd im August '97 und den sich daran anschließenden zwei niederschlagsarmen Wochen fallen die Feuchtwerte über das gesamte Profil ab (Klasse 2) (vgl. Fig. 104).

Ab September '97 ist wieder eine stärkere Dynamik im Feuchtegang zu erkennen. Auf eine längerfristige Durchfeuchtungsphase, mit Erhöhung der Wassergehalte bis in eine Tiefe von 40 bis 50 cm, verbunden mit der Ausbildung der Feuchtefront in dieser Tiefenlage, folgt eine kurzfristige Austrocknungsphase, die auch noch zu Beginn des Winterhalbjahres 1997/98 andauert. Auch während dieser Zeit werden die Feuchteverhältnisse eindeutig über die Niederschlagsverhältnisse gesteuert (vgl. Fig. 104).

Die Zeit-Tiefen-Differenzierung der Feuchteverhältnisse im Bodenspeicher zeigt über die gesamte Zeit des *hydrologischen Winterhalbjahres 1997/98*, nach zunächst anfänglichen Schwankungen, relativ



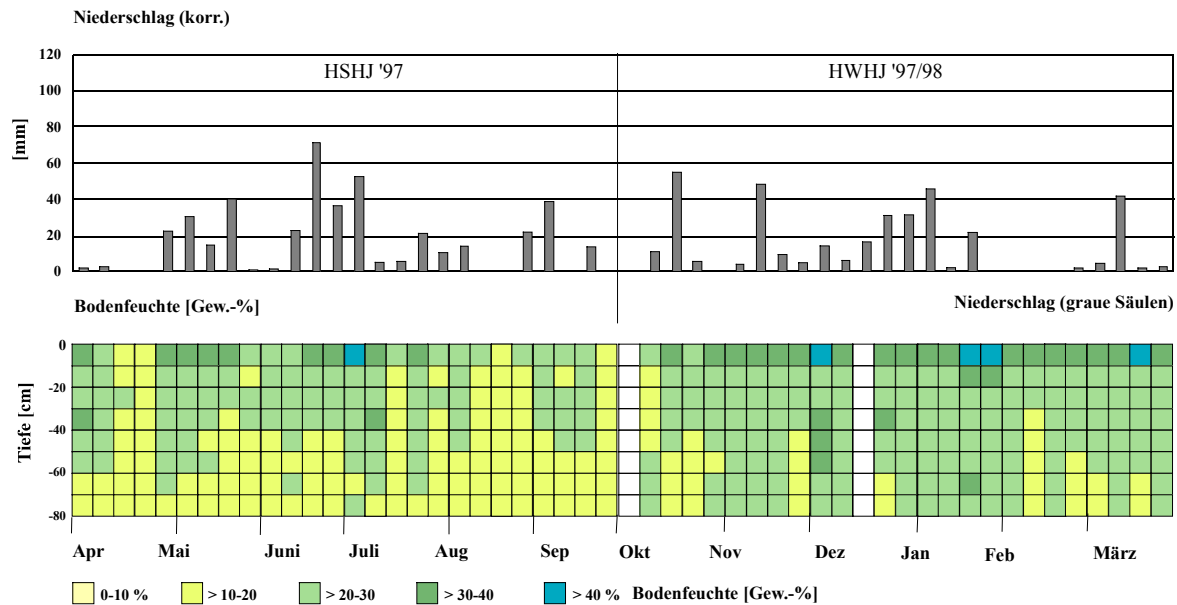


Fig. 104: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Idenheim-Grünland (Unterer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen

homogene Feuchteverhältnisse (Feuchteklasse 3) (vgl. Fig. 104). Dementsprechend vermittelt die graphische Umsetzung der Daten, im Gegensatz zu den Feuchtemustern der Winterhalbjahre 1994/95, 1995/96 und 1996/97 (vgl. Fig. 101 bis Fig. 103), ein eher uniformes Bild für den winterlichen Jahresgang:

Die niederschlagsreichen Wochen in der Zeit von Oktober '96 bis Mitte Januar '97 haben zu einer schnellen Auffüllung des Bodenspeichers z.T. bis in die untersten Bodenschichten geführt. Im Unterschied zu den vorangegangenen Winterhalbjahren kommt es somit weder zu einer horizontalen Profildifferenzierung, noch zu einer Ausbildung der Feuchtefront in einer bestimmten Tiefenlage. Gleichmaßen wie in den Winterhalbjahren zuvor treten auch im Halbjahr 1997/98 die höchsten Wassergehalte (Feuchteklasse 4) in der obersten Bodenschicht auf, bedingt durch die feuchtespeichernde Grasdecke. Die niederschlagsärmeren Wochen des Monats Februar '98 führen lediglich zu einer kurzfristigen Wassergehaltsabnahme in den untersten Bodenschichten. Die standortbedingten Bodeneigenschaften bewirken eine hohe Wasseraufnahmefähigkeit und eine geringere Wasserabgabefähigkeit, so daß im aufgefüllten Bodenspeicher die Feuchteverhältnisse auch während einer längeren niederschlagsärmeren Zeit konserviert werden können (vg. Fig. 104). Das bedeutet, daß die Wassergehalte nur kurzzeitig absinken und bei erneut ansteigenden Niederschlagsmengen der Durchfeuchtungsvorgang die Defizite rasch wieder ausgleicht. Für das hydrologische Winterhalbjahr 1997/98 kann abschließend festgehalten werden, daß die zeitliche und mengenmäßige Niederschlagsverteilung zusammen mit den standortspezifischen Bodeneigenschaften die Bodenfeuchteverhältnisse entscheidend prägen und in diesem betrachteten Halbjahr für sehr ausgeglichene Bodenfeuchteverhältnisse verantwortlich sind. Für die obersten Bodenschichten kann zudem betont werden, daß die Wassergehalte eindeutig sowohl als Funktion der Niederschlagsverteilung als auch als Funktion der Grasnarbe erklärt werden können, wobei die ausgeglichenen Feuchteverhältnisse in den oberen Bodenschichten über die feuchtigkeitsspeichernde Funktion der Grasnarbe - im Vergleich zur Zeit-Tiefen-Differenzierung der Feuchteverhältnisse - in allen Winterhalbjahren deutlich zum Tragen kommt.

### Das Bodenfeuchtemeßnetz Idenheim-Wald (Unterer Muschelkalk)

Die Bodenfeuchtemessungen am Standort Idenheim-Wald über den geologischen Ausgangsgesteinen des Unteren Muschelkalkes konnten rechtzeitig zu Beginn des hydrologischen Sommerhalbjahres 1994 gestartet werden. Die Böden an diesem Standort zeichnen sich hinsichtlich der Bodenartendifferenzierung nach der Tiefe durch ein Drei-Schicht-Profil aus, mit einem Wechsel von schluffigem Ton über tonigem Lehm und tonigem Lehm über schluffigem Ton. Aus der Korngrößenzusammensetzung ergibt sich über das gesamte Profil ein hoher Schluffanteil, neben einem mittleren Tonanteil und einem deutlich geringeren Sandanteil (Kap. 5.4.1, Tab. 49). Das für die Oberböden sehr hohe Gesamtporenvolumen nimmt von oben nach unten deutlich ab. Der auffälligste Sprung (GPV von 47,6 Vol.-% auf 34,2 Vol.-%) befindet sich in einer Tiefenlage von ca. 40 cm. Diese Tiefenlage zeichnet sich gleichzeitig durch die höchste Lagerungsdichte aus ( $R_t$  1,76 g/cm<sup>3</sup> /  $L_d$  3) (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 52). Die Bodenarten bestimmen die Zusammensetzung der Porenverteilung. Einem hohen Prozentanteil an Feinporen und mittlerem Prozentanteil an Mittelporen steht nur ein geringer Prozentanteil an Grobporen gegenüber. Hieraus kann, ähnlich wie beim benachbarten Grünlandstandort, auf ein hohes Wasserhaltevermögen für die Böden dieses Waldstandortes geschlossen werden.

Der Bodenfeuchtegang am Waldstandort für das *hydrologische Sommerhalbjahr 1994* läßt auf den ersten Blick zunächst eine grobe Dreiteilung in der Vertikalen über die Zeitachse (April-Juni, Juni-August und September) hinsichtlich der Dynamik des Feuchtewechsels erkennen, die z.T. auch noch durch horizontale Feuchtemuster modifiziert wird (vgl. Fig. 105). In Verbindung mit den Witterungsverhältnissen läßt sich der Feuchtegang bereits als eine enge Funktion der zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung beschreiben. Die hohe zeitliche Auflösung gestattet zusätzlich die Bewertung des nutzungsspezifischen Einflusses auf die Zeit-Tiefen-Differenzierung der Bodenwassergehalte. Bis Mitte Juni '94 zeigt sich deutlich, daß aufgrund der niederschlagsreichen Frühsommerwochen der Wassernachschub besonders in den oberen und mittleren Tiefen durch die infiltrierenden Niederschläge einen Anstieg der Wassergehalte bewirken. Die höchsten Wassergehalte treten dabei hauptsächlich in einer Tiefe zwischen 0 - 20 cm auf. Diese hohen Wassergehalte sind eindeutig auf die wasserspeichernde Fähigkeit des Waldbodens mit seiner mächtigen Streuauflage

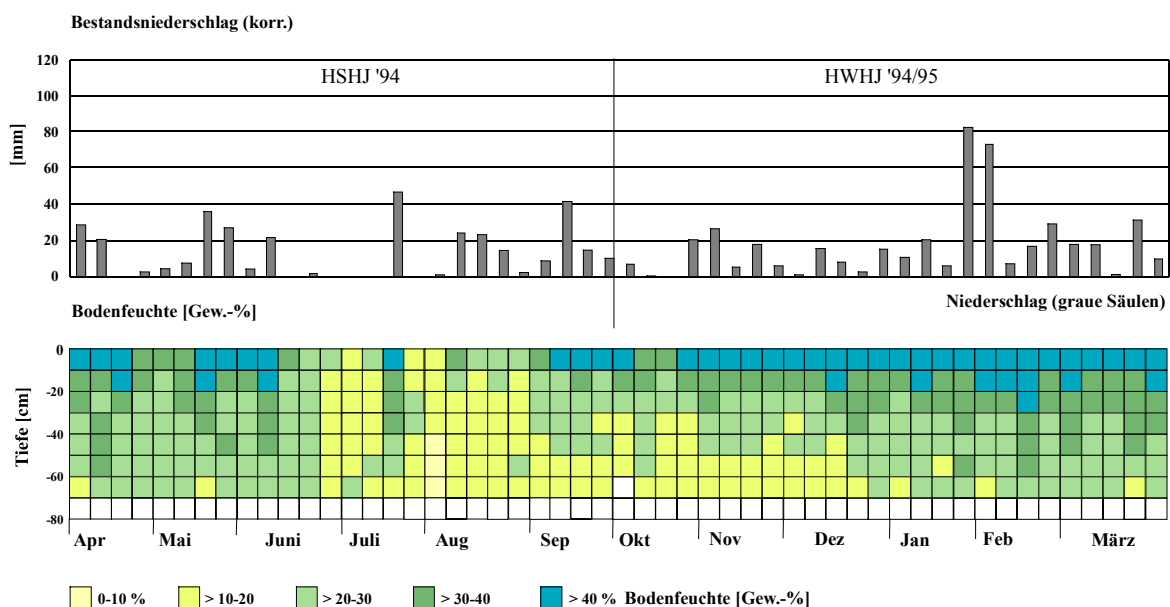


Fig. 105: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Idenheim-Wald (Unterer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen

zurückzuführen (vgl. festgestellte wasserspeichernde Funktion der Grasnarbe an den Grünlandstandorte) Gleichzeitig bedeutet dies, daß ein gewisser Anteil der Niederschläge bereits vor der eigentlichen Infiltration in den Boden eine Reduzierung erfährt (Interzeptionsverlust durch das Kronendach nicht eingeschlossen) und somit für die weitere Durchfeuchtung nicht mehr zur Verfügung steht.

Mit dem Rückgang der Niederschlagsmenge fallen die Feuchtwerte ab Mitte/Ende Juni '94 ab, lediglich Mitte Juli kommt es nach heftigen Niederschlägen wieder zu einem kurzzeitigen Anstieg der Feuchtwerte (vgl. Fig. 105). Aus der Graphik wird deutlich, daß die geringsten Wassergehalte im Zeitraum zwischen Mitte Juni bis Ende August auftreten. Es zeigt sich aber auch, daß mit den Niederschlagsereignissen im August der Wasseraufbrauch im Bodenspeicher nicht ausgeglichen werden kann. Die nachgelieferten Wassermengen werden aufgrund des Wasserentzuges durch die Waldbodenvegetation sowie die Baumwurzeln dem Bodenspeicher unmittelbar wieder entnommen. Auch die Streuevaporation mindert den für die Infiltration bereitstehenden Niederschlagsanteil. Auf die hochsommerliche Ausschöpfungsphase folgt bereits ab Anfang September eine Auffüllungsphase, die die Wassergehalte bis in eine Tiefe von 50 cm wieder deutlich ansteigen läßt. Deutlich ist die Ausbildung eines horizontalen Zweischicht-Feuchteprofils zu erkennen. Die Lage der Feuchtefront in dieser Bodenschicht fällt u.a. mit dem sprunghaften Anstieg der Lagerungsdichte und der Abnahme der Wasserleitfähigkeit zusammen (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 52), so daß bodenbedingt die schnellere Absickerung nach unten gehemmt ist.

Im *hydrologischen Winterhalbjahr 1994/95* zeigt sich zunächst nur eine sehr zögerliche Auffüllung des Bodenspeichers, die geringeren Niederschlagsmengen während des Monats Oktober '94 bewirken sogar, im Vergleich zum Vormonat September, eine erneute Feuchteabnahme im Horizontabschnitt zwischen 30 und 50 cm Tiefe. Aus Figur 105 wird deutlich, daß ein großer Teil der geringen Niederschlagsmenge durch die Streuauflage und in den obersten 10 cm gespeichert wird, wodurch vor dem eigentlichen Einsickern bereits ein hoher Infiltrationsverlust entsteht. Die Graphik zeigt somit eine horizontale dreistufige Gliederung für den Bodenspeicher bis Ende Dezember, deutlich getrennt durch die Ausbildung von Feuchtefronten in unterschiedlichster Tiefenlage, die gleichzeitig den Übergang von der höheren Wassergehaltsklasse in die jeweils niedrigere markieren. Ab Ende Dezember '94 steigen die Wassergehalte bis in die untersten Bodenschichten deutlich an. Die geringen aber gleichmäßig verteilten Niederschlagsmengen haben die zuvor in 50 cm Tiefe gelegene Feuchtefront nach unten wandern lassen. Aus dem dreigeteilten horizontalen Feuchteprofil hat sich ein zweigeteiltes Feuchteprofil entwickelt, welches nur gelegentlich durch Feuchtezapfen (kurzzeitig nach unten ansteigende Wassergehalte als Folge deutlich höherer Niederschlagsanteile) unterbrochen wird. Der Feuchtegang des Bodenspeichers zeigt somit eine hohe Abhängigkeit von der zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung. Die Dauer der Auffüllungsphase und damit die Wanderung der Feuchtefront in die untersten Bodenschichten hängt einerseits stark von den Vorfeuchteverhältnissen der vorangegangenen Sommermonate, andererseits auch von den standortspezifischen Bodeneigenschaften ab. Die überaus hohen Feuchteverhältnisse in den obersten 10 bis 20 cm Tiefe sind eindeutig als Funktion der Streuauflage, der organischen Substanz sowie der Waldbodenartenzusammensetzung zu sehen und spiegeln nicht den Grad der Wasserspeicherfähigkeit der Bodenarten der Oberböden wider.

Zu Beginn des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1995* herrschen noch ähnliche Feuchteverhältnisse im Bodenspeicher wie zum Ende des vorangegangenen Winterhalbjahres. Die Feuchtefront hat sich jedoch bereits - im Vergleich zum Vormonat März - deutlich nach oben verlagert (vgl. Fig. 106). Dies bedeutet, daß trotz gleichbleibend hoher Niederschlagsmengen während der beiden Monate März '95 und April '95 mit Beginn der Vegetationsperiode Prozesse wie Evaporation über das Blattwerk der Bäume, Streuevaporation, Speicherung der infiltrierten Wassermengen in der obersten Schicht (hier wurden die

höchsten Wassergehalte gemessen), einsetzender Wasserverbrauch durch Baumwurzeln und Waldbodenvegetation zum einen bereits vor dem eigentlichen Infiltrationsvorgang die Niederschlagsmenge reduzieren und zum anderen die verstärkte Wasserspeicherung im Wurzelfilz die noch für die Tiefensickerung zur Verfügung stehenden Wassermengen weiter mindern. Somit läßt sich der Beginn der Ausschöpfungsphase hauptsächlich über die Wassergehaltsabnahme in den mittleren Bodenschichten erkennen. Eine deutliche Verstärkung des Ausschöpfungsvorganges, mit dem daran gekoppelten weiteren Feuchteverlust (Änderung der Feuchtekategorie 4 nach Feuchtekategorie 3), zeigt sich besonders in der Zeit zwischen Ende Juni bis Anfang September '95 (wie bereits im Sommerhalbjahr 1994 festgestellt). Feuchtezapfen (Feuchtekategorie 4) treten nur vereinzelt auf. Die Niederschlagsmengen können somit den Wasserverlust durch Pflanzenaufbrauch und Evaporation nicht ausgleichen. Ende September '95 zeigt sich mit ansteigenden Niederschlagsmengen wieder ein Wechsel in der Feuchtedynamik. Die Feuchtezapfen wandern wieder verstärkt in die unteren Bodenschichten, ein Zeichen dafür, daß die Auffüllungsphase eingeleitet wird. Im Unterschied zum vorangegangenen Winterhalbjahr 1994/95 zeigt die Graphik für das *hydrologische Sommerhalbjahr 1995* keine horizontale Abstufung für die Feuchteverhältnisse, sondern - ähnlich wie im Sommerhalbjahr 1994 - ein über die Zeitachse mehr oder weniger zweigeteiltes Feuchteprofil in der Vertikalen.

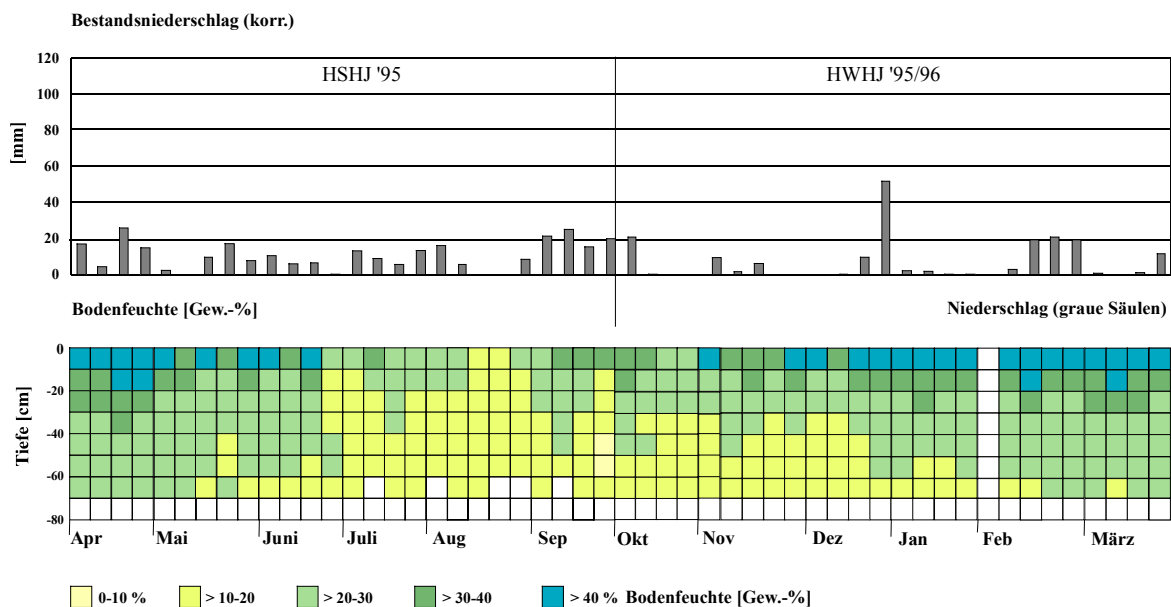


Fig. 106: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Idenheim-Wald (Unterer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1995/96 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Der Feuchtegang nach Tiefe und Zeit für das *hydrologische Winterhalbjahr 1995/96* zeigt, ähnlich dem Feuchteprofil des Winterhalbjahres 1994/95, wiederum eine stärkere horizontale Abstufung, die in der Figur 106 besonders durch die Ausbildung von Feuchtefronten in unterschiedlicher Tiefenlage - im wesentlichen gekoppelt an Dichtesprünge - hervortritt. Während der ersten Auffüllungsphase von Anfang Oktober bis Mitte Dezember steigen vor allem die Wassergehalte bis in eine Tiefe von 30 cm an. Dies erklärt sich zum einen aus der sehr geringen zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung sowie aus den standortspezifischen Bodeneigenschaften (hoher Fein- und Mittelporenanteil des mittelschluffigen Tones). Die vereinzelt auftretenden Feuchtezapfen, die kurzzeitig eine tieferreichendere Durchfeuchtung belegen, resultieren einerseits aus stärkeren Niederschlagsereignissen, andererseits kann jedoch auch das infiltrierte Niederschlagswasser über die zahlreichen Wurzelbahnen und Wurmgänge durch eine schnellere Absickerung nach unten zu einer Anhebung der Feuchtwerte führen. Diese

Feuchtesteigerung fällt jedoch wieder relativ schnell ab, wenn auf die niederschlagsreichen Ereignisse neiderschlagsarme Phasen folgen. Ab Ende Dezember '95 verlagert sich die Feuchtefront deutlich in die tieferen Bodenschichten. Das bis zu diesem Zeitpunkt im wesentlichen horizontal ausgerichtete dreischichtige Feuchteprofil wechselt in ein Zweischichtprofil (ähnliches konnte für die Dynamik des Feuchteganges im Winterhalbjahr 1994/95 festgestellt werden). In der Bodentiefe von 0 - 20 cm hat sich ein ausgeglichenes Feuchteniveau mit den höchsten Wassergehaltswerten eingestellt.

Der dynamische Verlauf des Feuchteganges *im hydrologischen Sommerhalbjahr 1996* zeigt - im Vergleich zu den beiden Sommerhalbjahren 1994 und 1995 - eine stärkere Abhängigkeit von der zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung (vgl. Fig. 107). Demzufolge ergibt sich auch ein verändertes Feuchtemuster, welches besonders in der zweiten Sommerhalbjahreshälfte von denen der Halbjahre 1994 (vgl. Fig. 105) und 1995 (vgl. Fig. 106) abweicht. Nur sehr undeutlich läßt sich die zu erwartende Feuchteaufzehrung im Bodenspeicher durch den Pflanzenaufbrauch sowie Blattflächen-, Streu- und Bodenevaporation in der hochsommerlichen Zeit erkennen. Lediglich die unteren Bodenschichten zeigen in der Zeit zwischen Anfang Juni '96 und Mitte Juli '96 eine stärkere Wassergehaltsabnahme. Dagegen zeigen sich keine Feuchteschwankungen in den oberen Bodenschichten. Zwischen Anfang August und Ende September zeigt sich im Feuchtebild über das gesamte Profil eine hohe Variabilität der Wassergehaltsverhältnisse. Nach unten ausgreifende Feuchtezapfen, die eine Anhebung der Wassergehalte deutlich werden lassen, wechseln immer wieder mit Abtrocknungsphasen bis nahe an die Bodenoberfläche ab. Ein eindeutiger Zusammenhang, besonders zwischen Wassergehaltsanstieg und Niederschlagsmenge, kann über den gesamten Zeitraum nicht immer eindeutig erkannt werden. Schon nach kürzeren niederschlagsarmen Zeiten genügt ein geringes Anwachsen der Niederschlagsmengen, um den Wassergehalt wieder deutlich ansteigen zu lassen. Somit kann für das Sommerhalbjahr 1996 festgestellt werden, daß der Vegetationsbestand nur einen geringen Einfluß auf die Bodenfeuchteverhältnisse ausübt. Vielmehr kann für dieses Sommerhalbjahr davon ausgegangen werden, daß die zeitliche und mengenmäßige Verteilung der Niederschläge sowie deren Intensität, überwiegend den Grad des Feuchteganges nach Tiefe und Zeit bestimmen. Zusätzlich wird die Wasseraufnahme- und Wasserspeicherfähigkeit durch die standortspezifischen Bodenverhältnisse begünstigt, wodurch das eigentlich zu erwartende Feuchtedefizit kompensiert bzw. ausgeglichen werden kann. Die hohe

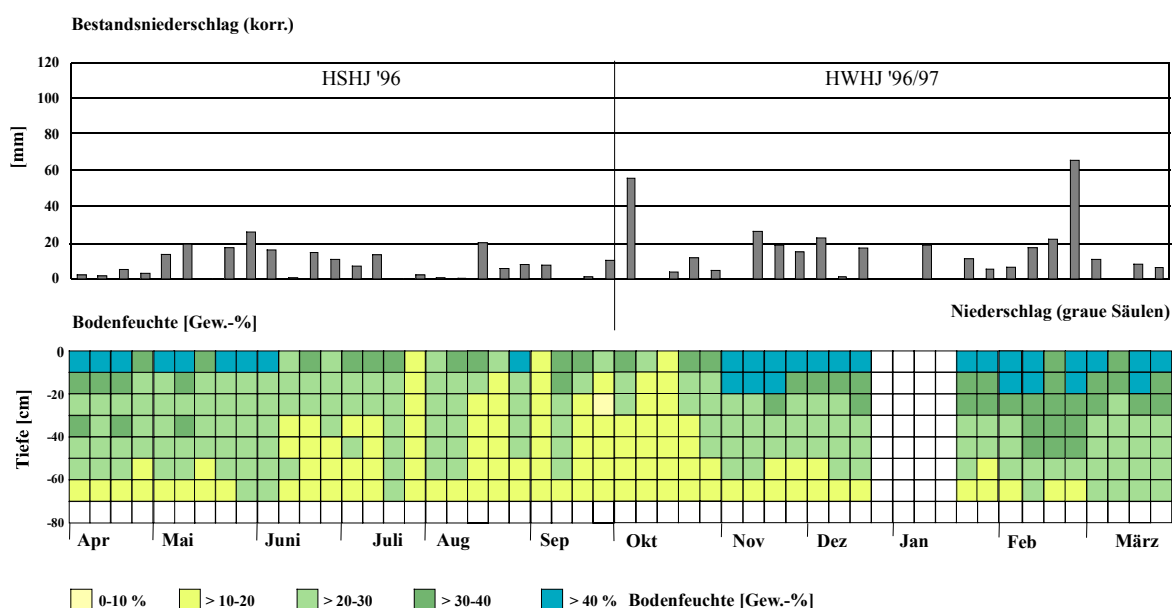


Fig. 107: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Idenheim-Wald (Unterer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1996/97 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Variabilität von Austrocknungs- und Wiederbefeuchtungswechsel gerade zum Ende des Sommerhalbjahres belegen, daß die Auffüllungsphase (verglichen mit den Sommerhalbjahresenden 1994 und 1995) noch nicht eingesetzt hat.

Auch die ersten Wochen des *hydrologischen Winterhalbjahres 1996/97* lassen im Feuchtediagramm noch ein deutliches Feuchtedefizit erkennen. Die hohen Niederschlagsmengen zu Beginn des Monats Oktober '96 lassen die Wassergehalte nur kurzzeitig bis in eine Tiefe von ca. 30 cm ansteigen. Die zeitlich nachfolgenden Messungen (zweite und dritte Oktoberwoche) zeigen dagegen wieder ein Abfallen der Feuchtwerte als Folge mengenmäßig geringerer Niederschlagsereignisse (vgl. Fig. 107). Die eigentliche Auffüllungsphase setzt Ende Oktober ein. Von dieser Zeit an bis zum Ende des Winterhalbjahres 1996/97 zeigen sich bezüglich des Feuchteganges - sowohl für die zeitliche als auch für die tiefendifferenzierte Entwicklung - vergleichbare Verhältnisse wie im Winterhalbjahr 1994/95. Dies wird besonders in der Ausbildung der Feuchtemuster deutlich. Auch das Winterhalbjahr 1995/96 zeigt eine ähnliche dynamische Entwicklung für den Feuchtegang, jedoch in deutlich abgeschwächter Form. Anhand der Graphiken (Fig. 105 bis 107) können für die drei genannten Winterhalbjahre die niederschlagsbedingten Bodenfeuchteschwankungen klar differenziert werden. Die horizontale Abstufung der Feuchteverhältnisse im Bodenspeicher - deutlich erkennbar durch die Ausbildung von Feuchtefronten in bestimmten Bodentiefen - ist einerseits als Funktion der Niederschläge und andererseits auch wesentlich als Funktion der standortgebundenen Bodeneigenschaften (Streuauflage eingeschlossen) zu erklären (vgl. auch Kap. 8.2.4.1 u. Kap. 8.2.4.4).

Das *hydrologische Sommerhalbjahr 1997* zeigt ein den Witterungsverhältnissen entsprechendes Feuchteprofil, welches von denen der vorangegangenen Sommerhalbjahre deutlich abweicht. Während der ersten vier niederschlagsarmen Wochen im April '97 gehen die Wassergehalte in den Bodentiefen zwischen 0 bis 20 cm zurück. Gleichzeitig zeigen sich Abtrocknungserscheinungen in der untersten Bodenschicht ab 60 cm Tiefe. Die niederschlagsreichen Wochen in der Zeit von Ende April bis Anfang Juli führen zu einem erneuten Anstieg der Wassergehalte, deutlich erkennbar an den nach unten ausgreifenden Feuchtezapfen (vgl. Fig. 108). Während dieser Zeit wird der Wasseraufbrauch durch die Bestandsvegetation sowie die Blattflächen- und Streuevaporation vollkommen durch die ständige

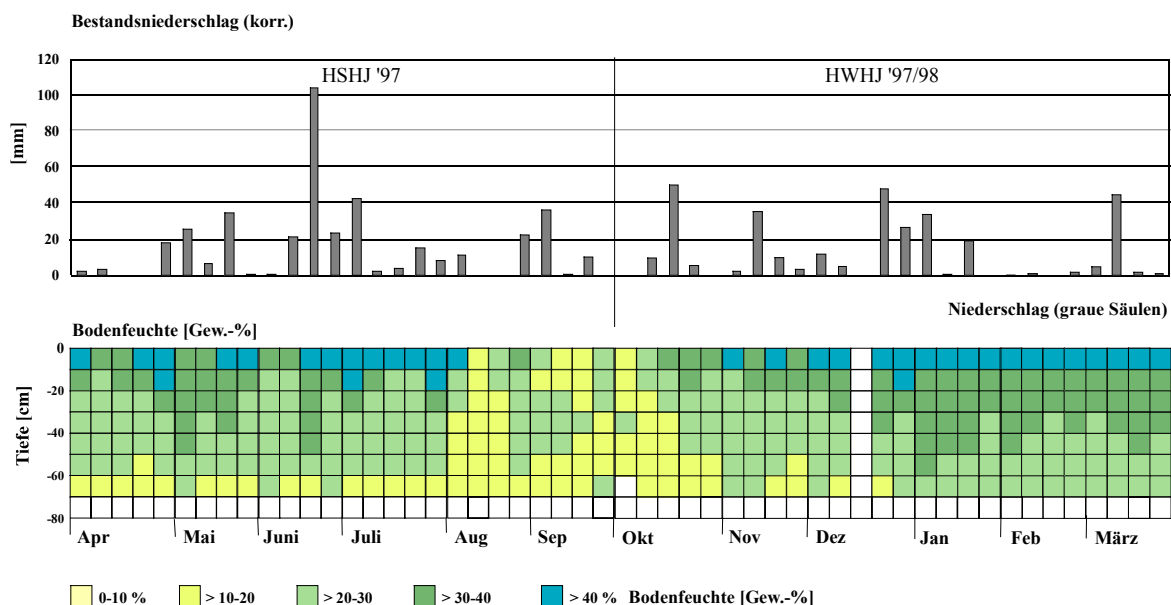


Fig. 108: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Idenheim-Wald (Unterer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Wassernachlieferung der Niederschlagsereignisse aufgefangen. Erst Anfang August '97 zeigen sich kurzfristige, die eher während der Vegetationsperiode typischen Austrocknungserscheinungen bis in die obersten Bodenschichten. Gleichzeitig kann festgestellt werden, daß sich für den Zeitraum Anfang August '97 bis erste Hälfte Oktober '97 kurzfristige Austrocknungs- mit längerfristigen Wiederbefeuchtungsphasen abwechseln, eng gekoppelt an die jeweiligen Niederschlagsverhältnisse. Insgesamt kann festgehalten werden, daß der Vegetationseinfluß auf die dynamischen Abläufe im Bodenspeicher während des Sommerhalbjahres 1997 deutlich hinter dem Niederschlagseinfluß zurückbleibt. Zusätzlich wirken die Bodeneigenschaften - entsprechend ihrer Wasseraufnahme- und Wasserspeicherkapazität - einem verstärkten Wasseraufbrauch während der Vegetationsperiode entgegen.

Im *hydrologischen Winterhalbjahr 1997/98* erfolgt, sicherlich begünstigt durch die Vorfeuchteverhältnisse am Ende des Sommerhalbjahres 1997, relativ rasch die Auffüllung des Bodenspeichers. Auch in diesem Halbjahr finden sich die höchsten Wassergehalte in den obersten 20 cm des Bodens (Streuauflage, hoher Anteil an organischer Substanz, Wurzelfilz etc.). Unterhalb der Tiefenlage von 20 cm wird die Feuchte sehr schnell nach unten weitergeleitet. Die tiefendifferenzierte Treppung ab der zweiten Oktoberwoche bis Ende Oktober (vgl. Fig. 108) zeigt einen stetig nach unten ausgerichteten Tiefengradienten, so daß sich keine zwischengeschaltete Feuchtefront im mittleren Profilteil (wie in den Winterhalbjahren 1994/95, 1995/96 und 1996/97) entwickeln kann. Ab der zweiten Halbjahreshälfte kommt es auch in den tieferen Bodenschichten zu einer zunehmenden Durchfeuchtung. Die Wassergehalte steigen deutlich an. Dies geschieht jedoch nicht auf Kosten der oberen Schichten, die weiterhin gleichbleibend hohe Feuchtwerte zeigen. Während der Frostperiode im Februar '98 tritt keine Bodenfeuchteänderung im Profil auf. Mit Beginn der Tauperiode und einem kurzzeitigen Anstieg der Niederschlagsmengen werden die Wassergehalte auch in den mittleren Bodenschichten wieder angehoben. Die Feuchtedynamik führt somit in der zweiten Halbjahreshälfte 1997/98 zur Ausbildung einer Feuchtefront in etwa 40 cm Tiefe. Die Lage der Feuchtefront fällt gleichzeitig mit dem sprunghaften Anstieg der Lagerungsdichte im Bodenprofil zusammen. Die Zeit-Tiefen-Differenzierung des Bodenfeuchtegesanges im Verlauf des hydrologischen Winterhalbjahres 1997/98 kann sowohl als Funktion der Niederschlagscharakteristik als auch als Funktion der standörtlichen Bodeneigenschaften erklärt werden. Für die oberen 0 bis 20 cm Bodenmächtigkeit spielt auch im Winterhalbjahr zusätzlich der wasserspeichernde Einfluß der Streuauflage und der organischen Substanz eine tragende Rolle (vgl. auch Kap. 8.2.4).

#### ***Das Bodenfeuchtemeßnetz Idenheim-Acker (Mittlerer Muschelkalk)***

Am Standort Idenheim-Acker (Mittlerer Muschelkalk) wurde neben dem Bodenfeuchtemeßdienst auch eine Lysimeterstation unter Ackernutzung eingerichtet. Hierdurch bietet sich die Möglichkeit sowohl den innerjährlichen Feuchtegang in Abhängigkeit von Niederschlag und Nutzungsart zu beobachten, als auch die Sickerwasserbildung in die dynamische Abhängigkeitserklärung der Stoffflüsse im Bodenspeicher einzubeziehen. Hierbei muß jedoch bedacht werden, daß die Beobachtung der Wasserflüsse - technisch bedingt - in unterschiedlichen Systemen (Sickerwasserabfluß aus dem Lysimeter, Bodenfeuchtemessungen auf der freien Testfläche) erfolgt. Die Böden der Ackerflächen, auf denen die Feuchtemessungen durchgeführt werden, sind im wesentlichen durch mittel-schluffige Tone aufgebaut. Häufig schaltet sich in einer Tiefe zwischen 40 und 50 cm der schluffige Lehm ein (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 57). Das Gesamtporenvolumen kann entsprechend der Bodenarten besonders für die Oberböden als hoch angesprochen werden. Der Hauptporenanteil liegt im Bereich der Fein- (durchschnittlich 20 Vol.-% Anteil) und Mittelporen. Der Grobporenanteil erreicht bis in eine Tiefe von 70 cm im Mittel einen Anteil von ca. 10 Vol.-%. Auffallend sind die gestaffelten Dichtesprünge innerhalb des beprobten Bodenprofils (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 58). Wie bereits an den Standorten im Bereich des Unteren Muschelkalkes kann



auch hier von einem hohen Wasserspeichervermögen der Böden ausgegangen werden. Somit stellt sich die Frage, inwieweit die Bodeneigenschaften in Verbindung mit der Nutzungsart den innerjährlichen Feuchtegang unter Beachtung des Niederschlagseintrages in den Bodenspeicher beeinflussen.

Während des **hydrologischen Jahres 1994/95** wurde auf der - als Bodenfeuchtemeßfeld ausgewählten - Ackerfläche Hafer angebaut. Die Einsaat erfolgte Anfang April '94, nachdem die Ackerfläche Ende März umgebrochen wurde. Aus der Figur 109 ist für das *hydrologische Sommerhalbjahr 1994* zu ersehen, daß bei den Niederschlagsverhältnissen in den ersten beiden Aprilwochen der Bodenspeicher noch gut aufgefüllt ist. Erste Feuchteabnahmen, besonders in den unteren Bodentiefen, stellen sich zeitgleich mit der Abnahme der Niederschläge Mitte April ein. Gleichzeitig bildet sich eine Feuchtefront in einer Tiefe zwischen 30 bzw. 40 cm aus, die zudem gut mit Dichtesprüngen im Bodenprofil in dieser Tiefenlage korreliert (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 58). Die Lage der Feuchtefront bleibt bis Mitte Juni '94 relativ konstant. Die z.T. im Mai erneut ansteigenden Niederschläge bewirken keine erneute Anhebung der Wassergehalte in den Bodenschichten unterhalb der Feuchtefront. Bodenparameter wie Korngrößenzusammensetzung, hoher Fein- und Mittelporenanteil sowie ein Anstieg der Lagerungsdichte in ca. 30 cm Tiefe wirken sich hemmend auf eine tiefere Durchsickerung der infiltrierten Niederschlagsmenge aus. In den obersten Bodenschichten bleiben die Wassergehalte unverändert hoch. Ein zu erwartender wasseraufzehrender Einfluß des Hafers während seines frühen Wachstumsstadiums (einschließlich der phänologischen Phase 'Schossen' Mitte Mai) führt zu keiner Reduzierung der Bodenfeuchte.

Mit Beginn der phänologischen Phase 'Rispschieben' ab Mitte Juni kommt es zu einem schnellen

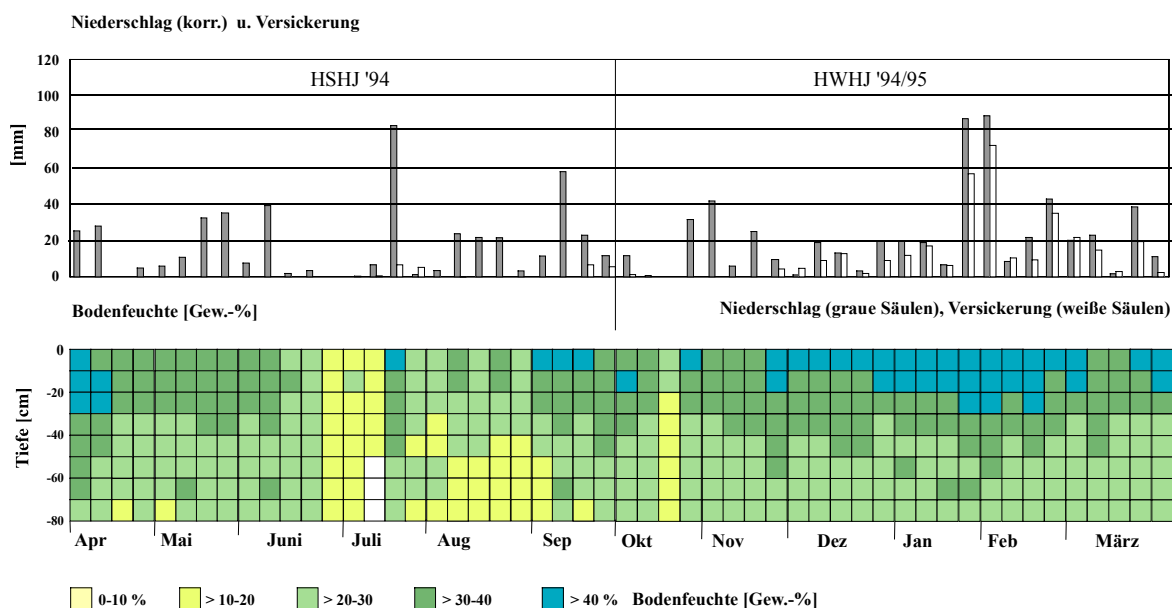


Fig. 109: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Idenheim-Acker (Mittlerer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Abfallen der Feuchtegehalte im gesamten Bodenspeicher. Der Ausschöpfungsvorgang wird zusätzlich durch die ausbleibenden Niederschläge in diesem Zeitraum unterstützt. Ein Starkniederschlagsereignis Mitte Juli führt zu einem kurzfristigen Anstieg der Feuchteverhältnisse bis in eine mittlere Tiefe des Bodenspeichers. Gleichzeitig setzt verstärkt Sickerwasserbildung ein (vgl. Fig. 109). Sicherlich ist der Sickerwasserablauf nicht als Ergebnis eines vollkommen aufgefüllten Bodenspeichers nach nur einem sommerlichen Starkniederschlagsereignisses zu bewerten. Hierfür verantwortlich sind im wesentlichen



die gerade im Sommer einerseits bodenbedingt auftretenden Schrumpfrisse (kein Schrumpfeffekt durch das Ablösen des Bodenkörpers von der Lysimeterwand), andererseits auch die schnellen Ablaufmöglichkeiten über sekundäre Grobporen wie Wurmgänge oder Wurzelbahnen, die auch im Lysimeter immer wieder festgestellt werden konnten. Dieser schnelle Feuchteanstieg konnte jedoch in den nachfolgenden Wochen aufgrund der wesentlich geringeren Niederschlagsmengen nicht aufrechterhalten werden. Allerdings fallen die Wassergehalte während der Blüte- und Kornbildungszeit nicht mehr auf den Tiefstand während der Ährenbildung ab. Ein Teil des Wasserentzuges kann einerseits durch das Getreide andererseits aber auch durch die Bodenevaporation sowie durch die Halmevaporation während der Niederschlagsereignisse durch diese Niederschlagsmengen kompensiert werden. Unmittelbar nach der Ernte Mitte August erfolgt das Umpflügen der Ackerfläche. Auf die Niederschlagsereignisse in dieser Zeit reagieren nur die obersten 20 cm des Bodenspeichers mit einer deutlichen Feuchteanhebung. Ab September setzt schließlich zeitgleich mit den vermehrten Niederschlagsmengen die Auffüllungsphase des Bodenspeichers ein (vgl. Fig. 109).

Dieser Auffüllungsprozeß setzt sich zu Beginn des *hydrologischen Winterhalbjahres 1994/95* mit einer kurzzeitigen Unterbrechung in der dritten Oktoberwoche fort. Bis Ende Oktober zeigt sich, daß die Feuchteverhältnisse im oberen Bereich des Bodenspeichers noch stark auf die schwankenden Niederschlagsmengen reagieren. Gleiches ist im Falle der Sickerwasserbildung zu erkennen. Während im September '94 bei deutlichem Anstieg der Niederschläge, verbunden mit dem zeitgleichen Anwachsen der Bodenfeuchte, Sickerwasserbildung einsetzt, bleibt diese während der ersten drei niederschlagsarmen Wochen im Oktober faktisch aus. Gleichzeitig ist auch ein verstärkter Wechsel zwischen Auffüllungs- und Austrocknungsvorgängen im Bodenspeicher zu erkennen. Diese Verhältnisse kehren sich relativ schnell um. Die Niederschlagsereignisse im November '94 lassen die Feuchtegehalte sukzessive nach unten ansteigen: In der Figur 109 läßt sich dies durch den sog. Tiefengradienten (stufenweises Vorrücken der Feuchte nach unten) erkennen. Abgesehen von einigen vereinzelt 'punkthaft', d.h. räumlich eng begrenzt auftretenden höheren Wassergehaltswerten in den unterschiedlichsten Tiefen der untersten Bodenschichten bilden sich in einer Tiefe zwischen 0 bis 40 cm zwei Feuchtefronten aus, die jeweils einen deutlichen Feuchtesprung von der höheren Feuchteklasse zur nächst tieferen markieren. Die sehr hohen Wassergehalte in den obersten Bodenschichten (bis 20 cm Tiefe) sind jedoch nicht wie am Grünland- und Waldstandort auf die wasserspeichernde Funktion der Grasdecke (Wurzelfilz) bzw. der Streu- und Humusaufgabe zurückzuführen. Statt dessen konnte zusätzlich zu dem standortspezifisch hohen Wasserhaltevermögen häufig eine Verschlämmung an der Bodenoberfläche des Ackers festgestellt werden, welche sich hemmend auf die Infiltration des Niederschlagswassers auswirkte, wodurch folglich die Feuchte oberflächennah angehoben wurde (vgl. auch Kap. 8.2.2.3 u. Kap. 8.2.4.4).

Nach mengenmäßig sehr ergiebigen Niederschlagsereignissen wandern die oben angesprochenen Feuchtefronten weiter in tiefere Bereiche des Bodenspeichers. Typisch für diese dynamischen Vorgänge sind die nach unten ausgreifenden Feuchtezapfen (Ende November '94, Mitte Dezember '94, Ende Januar/Anfang Februar '95, Mitte Februar '95 und Anfang März '95) als Ausdruck höchster Wassergehalte im Zusammenhang mit der Betrachtung der Tiefendifferenzierung. Zeitgleich ist auch die mengenmäßig ergiebigste Sickerwasserbildung in den Lysimetern festzustellen. Insgesamt kann festgehalten werden, daß die Dynamik des Feuchteganges im Winterhalbjahr 1994/95 mit seiner entsprechend entwickelten Zeit-Tiefendifferenzierung im wesentlichen als Funktion der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge zu bewerten ist. Die standortgebundenen Bodeneigenschaften unterstützen diese Entwicklung. Dagegen kann ein Einfluß über die Nutzungsart (ausgetriebene Saat der Wintergerste) nicht festgestellt werden. Gleichmaßen ist die Sickerwasserbildung als eindeutige Funktion der Niederschläge im Winterhalbjahr 1994/95 zu bewerten

(vgl. auch Kap. 6.1.3 Station Idenheim-*mm*-Acker). Im Gegensatz zum Sommerhalbjahr 1994 (verstärkt vertikal ausgerichtete Feuchtemuster) zeigt Figur 109 - mit geringen Abweichungen - verstärkt horizontal ausgerichtete Feuchtemuster über die Zeitachse.

Die niederschlagsarmen *hydrologischen Sommerhalbjahre 1995* (vgl. Fig. 110) und 1996 (vgl. Fig. 111) zeigen im Vergleich zu den niederschlagsreicheren Sommerhalbjahren 1994 (wie bereits oben besprochen) und 1997 (vgl. Fig. 112) z.T. völlig andersartige Feuchtebilder. Während der Sommerhalbjahre 1995, 1996 und 1997 wurden jeweils unterschiedliche Wintergetreidearten angebaut. Ein differenzierter Ausschöpfungsvorgang im Bodenspeicher entsprechend der kulturspezifischen phänologischen Phasen der unterschiedlichen Nutzungsarten kann jedoch anhand der Feuchtebilder nicht erkannt werden.

Erste Abweichungen hinsichtlich der Feuchteverhältnisse im Bodenspeicher zeigen sich bei allen

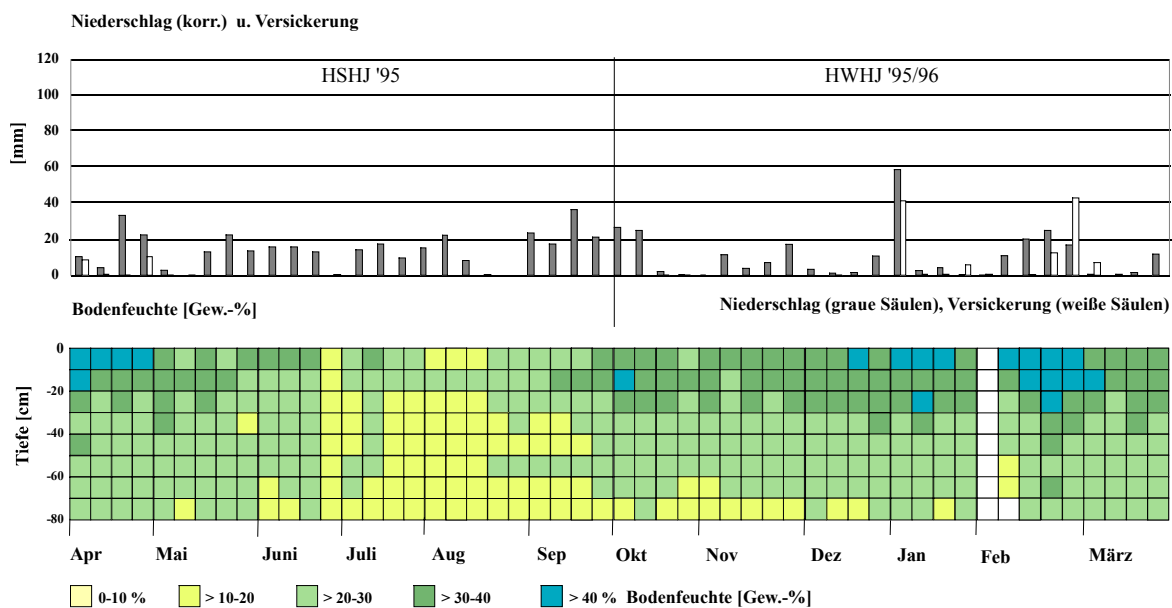


Fig. 110: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Idenheim-Acker (Mittlerer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1995/96 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Sommerhalbjahren bereits im Verlauf des Monats April. Während dieser Zeit werden die Feuchtebedingungen noch sehr stark durch die Niederschlagsverhältnisse bestimmt, wobei der Grad der Durchfeuchtung - insbesondere nach der Tiefe - auch noch im Zusammenhang mit der Vorfeuchte des jeweils vorangegangenen Wintermonats steht. Bis Anfang Juni ('95, '96 und '97) zeigen sich, verglichen mit dem Monat Juni '94, kaum Unterschiede hinsichtlich der Feuchteverhältnisse im Bodenspeicher. Bis zu diesem Zeitpunkt können in allen Sommerhalbjahren die, wenn auch mengenmäßig sehr unterschiedlichen, Niederschlagsereignisse den Wasseraufbrauch im Bodenspeicher durch die aufwachsenden Getreidearten sowie den Wasserverlust aufgrund der Bodenevaporation mehr oder weniger ausgleichen. Am deutlichsten wird dies am Beispiel der hydrologischen Sommerhalbjahre 1994 (vgl. Fig. 109) und 1997 (vgl. Fig. 112), während die Sommerhalbjahre 1995 (vgl. Fig. 110) und 1996 (vgl. Fig. 111) auch kurzfristige Austrocknungserscheinungen in den obersten 10 cm des Oberbodens zeigen. Die größten Unterschiede im Bodenspeicher werden ab Mitte Juni bis zum Ende der einzelnen Sommerhalbjahre deutlich, eng gekoppelt an die jeweiligen Niederschlagsverhältnisse während der Hauptvegetationszeit. Die stärksten Feuchteverluste treten in den Sommerhalbjahren 1995 und 1996 auf. Die Ausschöpfungsphase beginnt jeweils im Juni und endet jeweils Mitte August. Die während dieser

Zeit unterschiedlich zeitlich und mengenmäßig verteilten Niederschläge bewirken lediglich Feuchteschwankungen in den Bodentiefen zwischen 0 und 20 cm.

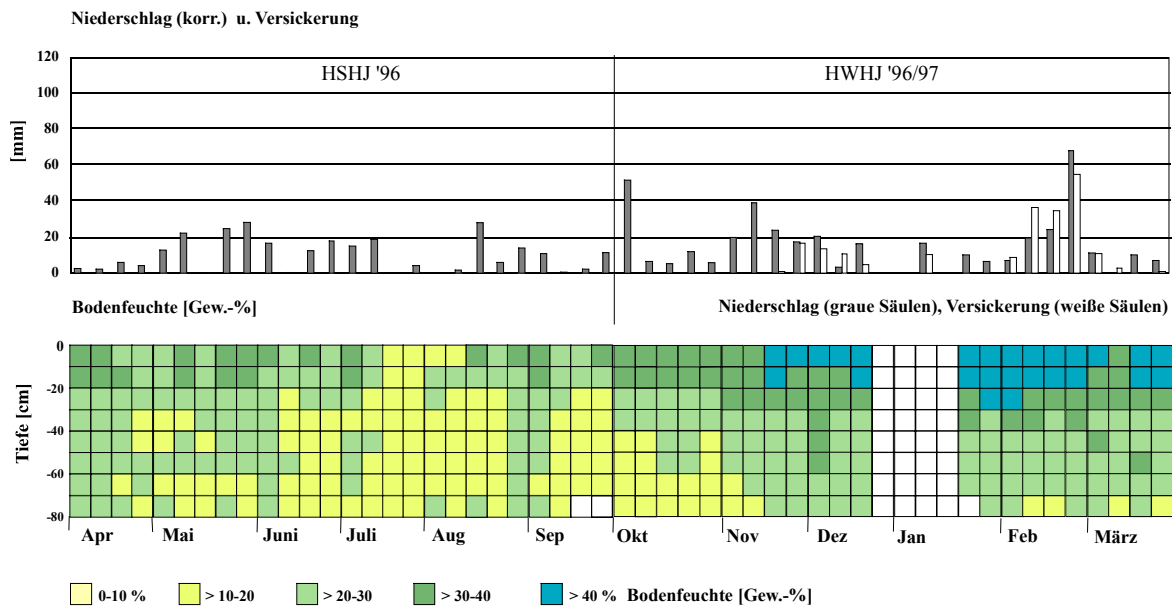


Fig. 111: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Idenheim-Acker (Mittlerer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1996/97 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Die während eines Meßtermins kurzzeitig festgestellte Feuchtezunahme über die gesamte Bodentiefe im Juli (zweite Juliwoche 1995: vgl. Fig. 110 bzw. erste Juliwoche 1996: vgl. Fig. 111) kann auf bodenspezifische Merkmale wie Trocken- bzw. Schrumpfrisse zurückgeführt werden, über die das Niederschlagswasser rasch in den Boden infiltrieren und für eine tiefreichende Durchfeuchtung sorgen kann. Die Ernte des Wintergetreides erfolgte in den beiden Sommerhalbjahren zu unterschiedlichen Terminen. Die Wintergerste wurde Anfang August '95 geerntet. Anschließend wurde die Ackerfläche umgepflügt. Dennoch zeigte sich keine wesentliche Feuchtezunahme im Bodenspeicher. Erst Ende August '95 setzt zeitgleich mit den ansteigenden Niederschlagsmengen die Auffüllung des Bodenspeichers besonders bis in eine Tiefe von 40 cm ein. Im Sommerhalbjahr 1996 wird der Winterweizen erst Mitte August geerntet und das Feld lediglich gegrubbert. Die Niederschläge der letzten August- und ersten Septemberwoche '96, die leicht in den Boden infiltrieren können, bewirken eine kurzzeitige Anhebung der Wassergehalte bis in die untersten Bodenschichten. Aufgrund des ansonsten sehr niederschlagsarmen Septembers kommt es jedoch zu einem erneuten Feuchterückgang im Bodenspeicher. Am Ende des Sommerhalbjahres 1996 (vgl. Fig. 111) wird somit, im Gegensatz zum Ende der Sommerhalbjahre 1994, 1995 und 1997, die Auffüllungsphase des Bodenspeichers noch nicht eingeleitet.

Das *hydrologische Sommerhalbjahr 1997* zeigt besonders während der Vegetationsperiode zwischen Mitte Juni und zweiter Augustwoche ein vollkommen anders Bild als die untersuchten Sommerhalbjahre der Jahre zuvor (vgl. Fig. 112). Die überaus ergiebigen Niederschlagsereignisse ab der dritten Juni- bis zur ersten Juliwoche lassen in dem bereits seit Anfang Juni durch Wasserentzug gekennzeichneten Bodenspeicher die Wassergehalte bis in die untersten Bodenschichten wieder ansteigen. Die höchsten Feuchtwerte stellen sich im Bereich zwischen 0 bis 30 cm Tiefe ein. Auf der mit Triticale (gezüchtete Wintergetreideart) bewachsenen Oberfläche konnte nach den Starkniederschlagsereignissen jeweils ein Wasserstau beobachtet werden. Die zur Verschlammung neigende Bodenart des Oberbodens wirkte sich im wesentlichen hemmend auf die Infiltration des Niederschlagswassers aus. Zudem könnte auch der

Anstieg der Lagerungsdichte in ca. 35 cm Tiefe die hohe, oberflächennah auftretende Durchfeuchtung begründen, wodurch die Permeabilität ebenfalls gemindert wird. Diese Feuchteverhältnisse bleiben im Anschluß an die sommerlichen Starkniederschläge trotz deutlich geringerer Niederschlagsmengen bis Anfang August unverändert hoch. Erst nach der Ernte zeigt sich ein erneuter Rückgang der Bodenfeuchte über die gesamte Profiltiefe. Hierfür ist, witterungsbedingt (mangelnde Niederschläge und relativ hohe Temperaturen), die Bodenevaporation verantwortlich. Die zeitgleich mit dem Pflügen einsetzenden Niederschläge im September ergänzen jedoch den Bodenspeicher bis in die untersten Bodenschichten. Somit kann bereits am Ende des Sommerhalbjahres 1997 wiederum der Beginn der winterlichen Auffüllungsphase festgestellt werden (vgl. Fig. 112).

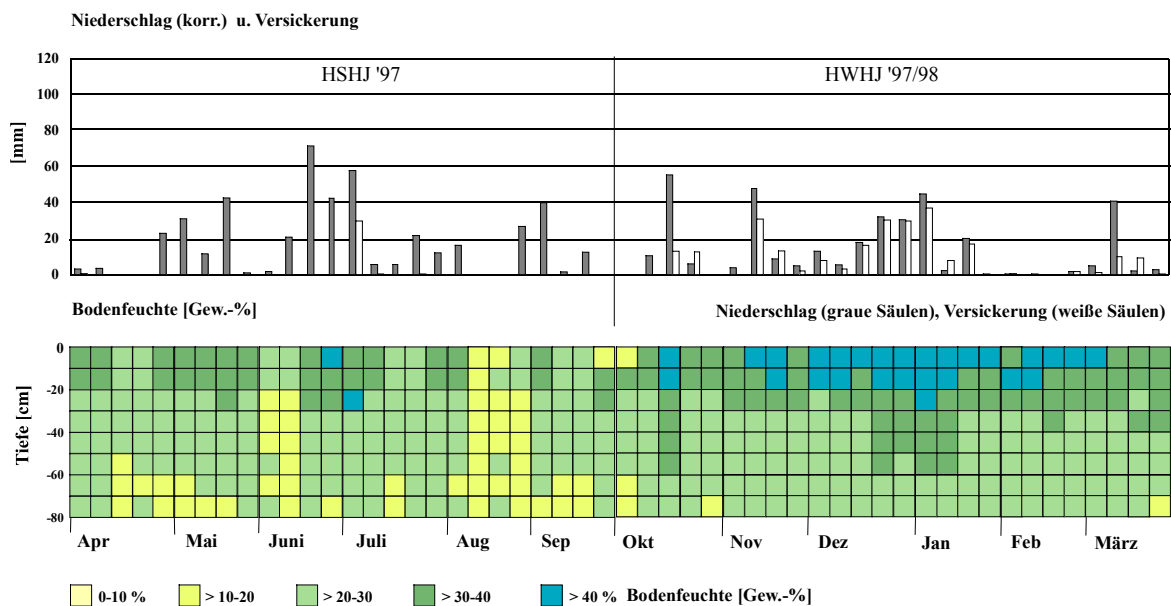


Fig. 112: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Idenheim-Acker (Mittlerer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Anhand des Feuchteganges während des *hydrologischen Winterhalbjahres 1997/98* kann die Abhängigkeit von der zeitlich und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge eindeutig erkannt werden. Besonders in der Anfangsphase reagiert der Bodenspeicher auf die Schwankungen der Niederschlagsmengen mit einem Wechsel zwischen Austrocknung und Wiederbefeuchtung (vgl. Fig. 112). Dieser Feuchtewechsel findet im wesentlichen in den obersten Bodenschichten bis in eine Tiefe von ca. 30 cm statt. Bodenbedingt (hoher Anteil an Fein- und Mittelporen sowie ein erster deutlicher Anstieg der Lagerungsdichte in 30 cm Tiefe) kommt es hier zu einer verstärkten Wasserspeicherung. Erst nach einer langen niederschlagsreichen Periode zwischen Dezember '97 und Anfang Januar '98 wird verstärkt Feuchtigkeit nach unten weitergeben, so daß der Wassergehalt bis in eine Tiefe von 60 cm deutlich ansteigt. Hieran ist gleichzeitig zu erkennen, daß nicht die Niederschlagsmenge sondern die zeitliche Verteilung der Niederschläge den Bodenspeicher nachhaltig beeinflusst, eine Entwicklung, welche in allen hydrologischen Winterhalbjahren auf diesem Bodenfeuchtemeßfeld festgestellt werden konnte (vgl. Fig. 109 bis 112). In dem Feuchtediagramm für das Winterhalbjahr 1997 (vgl. Fig. 112) wird dies durch die längerfristige Ausbildung des nach unten tiefreichenden Feuchtezapfens über mehrere Wochen belegt. Auch hier könnte bodenbedingt (deutlicher Anstieg des Feinporenanteils bei gleichzeitiger weiterer Abnahme des Grobporenanteils sowie einem erneuten Anstieg der Lagerungsdichte unterhalb von 65 cm Tiefe) der Grund für die Ausbildung einer Feuchtefront in dieser Tiefe angenommen werden. Weniger effektiv hat sich dagegen die anfänglich hohe Variabilität der Niederschläge im Bodenspeicher

ausgewirkt. Wie stark der Bodenspeicher im Winter auf die Niederschläge reagiert zeigt sich auch in den Wochen zwischen Mitte Januar '98 und am Ende des hydrologischen Winterhalbjahres 1997/98. Während dieser niederschlagsarmen Zeit wandert die Feuchtefront wieder in die oberen Bodenschichten. Zudem wird deutlich, daß in frostreichen und niederschlagsarmen Wochen im März die Feuchteverhältnisse konstant bleiben, und daß mit der Tauperiode auch eine starke Durchfeuchtung der nächst tiefer gelegenen Bodenschicht erfolgt (vgl. Fig. 112).

Bezüglich der Sickerwasserbildung, aus den unter Ackernutzung gehaltenen Lysimeterparallelen, während der Sommerhalbjahre kann - in Anlehnung an die Feuchteentwicklung auf der Ackerfläche - festgestellt werden, daß diese einerseits zu Beginn der Sommerhalbjahre möglich ist. In diesem Falle spielen im wesentlichen die Feuchtebedingungen des Bodenspeichers (eingeschlossen die Vorfeuchteverhältnisse am Ende des vorangegangenen Winterhalbjahres) offensichtlich eine wesentliche Rolle, welche die Versickerungswirksamkeit der Niederschlagsereignisse mitbestimmen. Der Nutzungseinfluß zeigt dagegen keine Auswirkung. Die oben gezeigten Graphiken zeigen darüber hinaus, daß auch während der hochsommerlichen Vegetationsperiode kurzzeitig Sickerwasserbildung einsetzen kann. Hierfür verantwortlich sind im wesentlichen Starkniederschlagsereignisse, die sehr rasch in den meist durch Schrumpfrisse und Wurmgänge gekennzeichneten Boden infiltrieren können und über die sekundären Grobporen schnell nach unten absickern (vgl. HSHJ '94). Die großen Niederschlagsmengen im Sommer '95 haben günstige Feuchteverhältnisse im Bodenspeicher hervorgerufen, so daß in dieser Zeit die Sickerwasserbildung nicht ausschließlich über die sekundären Grobporen abläuft, sondern auch die Feuchteverhältnisse für eine gute Versickerungsmöglichkeit der Niederschläge sorgen. Sickerwasserbildung am Ende des Sommerhalbjahres (vgl. z.B. HSHJ '94, Fig. 109) tritt dann ein, wenn der Auffüllungsvorgang im Bodenspeicher bereits früh eingeleitet wird und bodenbedingt die Niederschläge nicht nur der Auffüllung des Bodenspeichers dienen, sondern auch über entsprechend vorhandene Wasserleitbahnen (dränende Poren, Wurzelbahnen, Schrumpfrisse) schnell nach unten absickern können. Außerhalb dieser Standortverhältnisse zeigt sich in allen Sommerhalbjahren, daß die Niederschläge versickerungsunwirksam sind, der Bodenspeicher im wesentlichen während der Wachstumsphase der Pflanzen eine starke Aufzehrung erfährt, und daß ein weiterer Wasserverlust in Verbindung mit den Prozessen wie Evaporation und Transpiration sowohl auf der Bodenoberfläche als auch innerhalb des Bodenspeichers entsteht.

Ganz anders stellen sich die Abhängigkeitsverhältnisse zwischen Niederschlag, Bodenspeicher, Nutzung und Sickerwasserbildung während der Winterhalbjahre dar. Der Nutzungseinfluß bleibt insgesamt unbedeutend. Die stärkste Abhängigkeit zeigt sich eindeutig über die zeitliche und mengenmäßige Verteilung der winterlichen Niederschläge. Der Grad der Auffüllung des Bodenspeichers und damit eingeschlossen die standortgebundenen Bodeneigenschaften kann in diesem Zusammenhang als zusätzliche versickerungsunterstützende Funktion bewertet werden. Die hohe Versickerungswirksamkeit der Niederschläge ist somit auf die Winterhalbjahre beschränkt (vgl. Kap. 8.2).

Hinsichtlich der Feuchteverhältnisse kann festgestellt werden, daß - für diesen Ackerstandort insgesamt gesehen - sich in den Sommerhalbjahren eher vertikale Feuchtemuster ausbilden, während im Winter stärker die horizontale Ausrichtung - deutlich geprägt durch die Niederschläge und die Bodencharakteristik - zu erkennen ist. Im Sommer greifen dagegen weitere Faktoren in den Bodenspeicher ein und erhöhen dadurch die Variabilität des Feuchteganges (vgl. u.a. Kap. 8.2.4.4).

### Das Bodenfeuchtemeßnetz Idenheim-Grünland (Mittlerer Muschelkalk)

Die Böden des Grünlandstandortes, auf denen die wöchentlichen Bodenfeuchtemessungen stattgefunden haben, lassen für die Bodenartendifferenzierung nach der Tiefe eine vergleichbare Zusammensetzung wie am Ackerstandort erkennen. Insgesamt herrscht der mittel schluffige Ton über das gesamte Profil vor. Lediglich in diesen Aufbau eingeschaltet findet sich in einer Tiefe von 40 bis 50 cm der schluffige Lehm (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 57). Das hohe Gesamtporenvolumen der Oberböden verringert sich sprunghaft ab ca. 40 cm Tiefe. Gleichfalls verändert sich die Porenverteilung. Der insgesamt hohe Feinporenanteil steigt auf Kosten einer deutlichen Verringerung des Grob- und teilweise auch des Mittelporenanteils an. Zudem konnte in dieser Tiefe ein Anstieg der Lagerungsdichte festgestellt werden (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 59). Wichtig für die standortspezifische Bewertung des innerjährlichen Feuchteganges erscheint auch die Berücksichtigung der in der Profilgrube gut erkennbaren Schrumpfrisse, die von der Oberfläche bis in eine Tiefe von ca. 1 m mit einer Breite von ca. 4 cm die Horizonte durchziehen und somit gute Verhältnisse für die Absickerung des Niederschlags bedingen (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 55).

Da die Bodenfeuchtemessungen an der Grünlandstation erst in der zweiten Hälfte des Winterhalbjahres 1994/95 begonnen wurden, beschränken sich die folgenden Aussagen lediglich auf die drei hydrologischen Jahre 1995/96, 1996/97 und 1997/98. Das unvollständige Feuchteprofil (Fig. 113) für das hydrologische Winterhalbjahr 1994/95 dient lediglich zur Dokumentation der Bodenspeicherverhältnisse am Übergang vom hydrologischen Winterhalbjahr 1994/95 zum hydrologischen Sommerhalbjahr 1995.

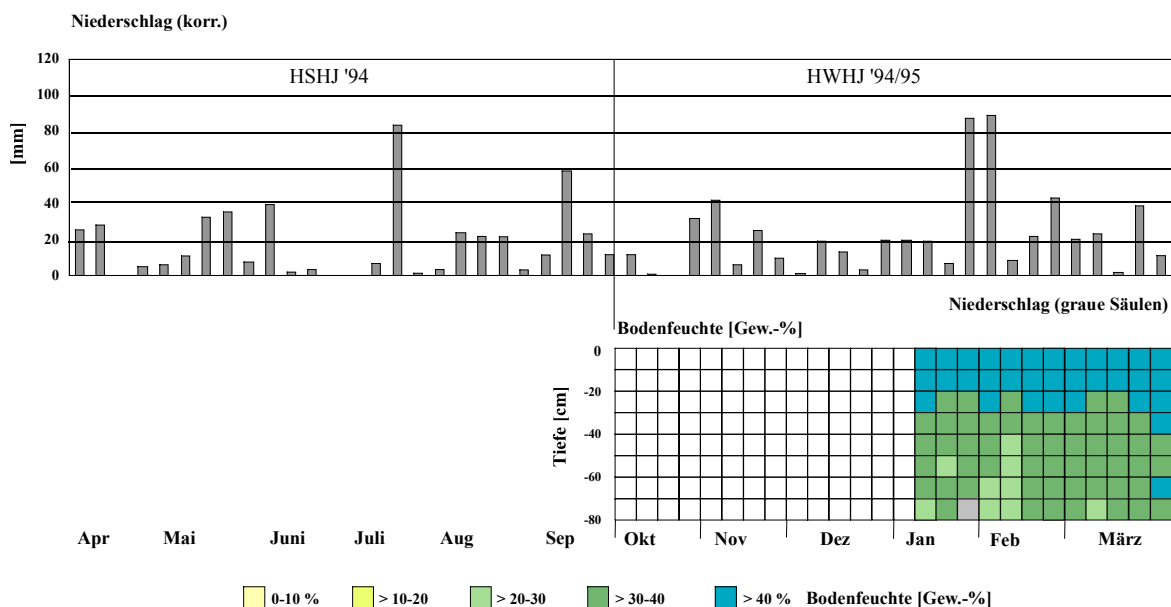


Fig. 113: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Idenheim-Grünland (Mittlerer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Zu Beginn des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1995* läßt sich anhand der Figur 114 ein noch stark aufgefüllter Bodenspeicher erkennen, trotz der relativ geringen Niederschlagsmengen in den ersten Aprilwochen. Diese Feuchteverhältnisse sind als Fortsetzung der Feuchtebedingungen (in Abhängigkeit des überaus niederschlagsreichen Winters) zum Ende des hydrologischen Winterhalbjahres 1994/95 zu bewerten (vgl. Fig. 113). Bodenbedingt wirkt sich die hohe Wasserspeicherkapazität und das hohe Wasserspeichervermögen der Böden bis Anfang Mai '95 aus. Im Vergleich zu der in unmittelbarer Nähe gelegenen Ackerfläche (Fig. 110) fallen die sehr hohen Wassergehalte (Klasse 5 und 4) - insbesondere in den oberen Bodenschichten - unter Grünlandnutzung auf. Diese erklären sich durch die grasbedeckte

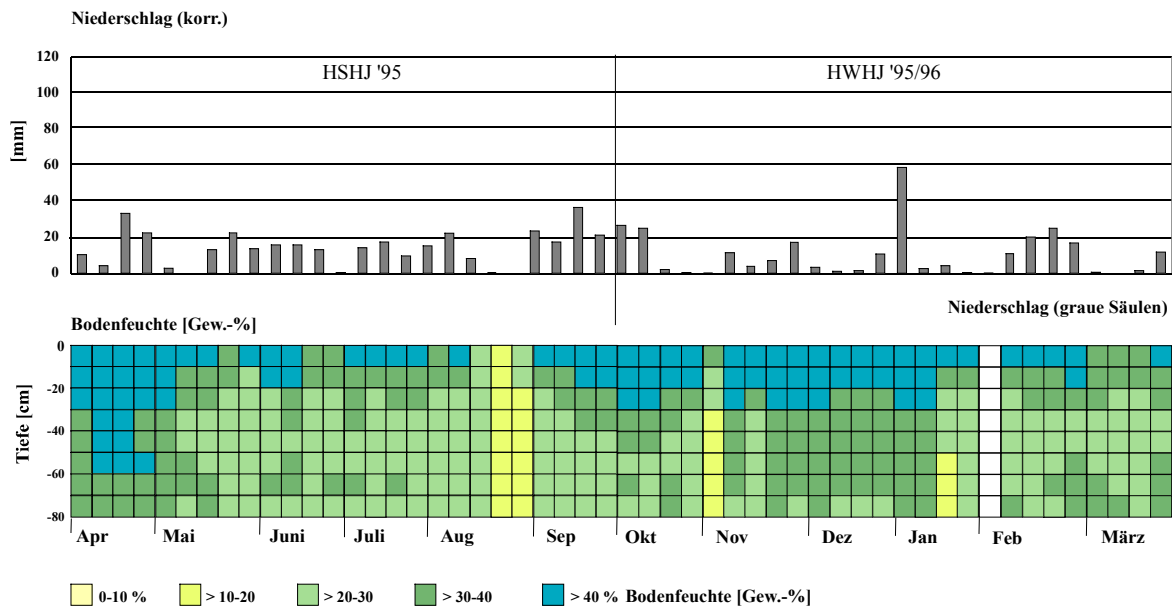


Fig. 114: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Idenheim-Grünland (Mittlerer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1995/96 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Oberfläche und den mächtigen Wurzelfilz, der die obersten 20 cm des Bodens durchzieht. Hierdurch wird ein gewisser Anteil des Niederschlagswassers gespeichert, der sich bei der gravimetrischen Feuchtemessung des Bodens nicht ausschließen läßt und mithin zu einer mehr oder weniger geringfügigen Verfälschung der Meßwerte führt (vgl. auch Kap. 5.3.2).

Ein weiterer Grund für die anfänglichen hohen Wassergehalte (bis in ca. 60 cm Tiefe) liegt in der Bodencharakteristik dieses Standortes. Zum einen vermögen die Mittel- und Feinporen einen hohen Wasseranteil zu speichern, zudem ist der Anteil an gut drainierenden Grobporen sehr gering. Zum anderen haben die in unterschiedlichen Tiefenlagen ausgebildeten Dichtesprünge (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 59) eine hemmende Wirkung auf die Permeabilität. Zusätzlich wasserspeichernd wirkt die Ausbildung des II Sw-Horizontes über dem II Sd-Horizont, in dem sich vor allem in den regenreichen Winterhalbjahren entsprechend stark ansteigende Wassergehaltswerte einstellen können. Hinzu kommt sicherlich, daß die Testfläche in fast ebenem Gelände liegt wodurch laterale Abflußmöglichkeiten mehr oder weniger vernachlässigbar sind. Nach längeren Niederschlagsperioden steht das Wasser auf der Bodenfläche.

Mit dem nachlassenden Niederschlag Anfang Mai beginnt die erste tiefreichende Ausschöpfungsphase des Bodenspeichers. Zudem wird der Stau-effekt aufgehoben. Schon während der Fröhsommermonate zeigen sich an der Oberfläche des Grünlandes Schrumpfrisse, die eine bessere Infiltration des Wassers in die tieferen Bodenschichten ermöglichen. Transpiration der Grünlandvegetation aber auch Bodenevaporation führen zu einem Feuchteaufbrauch im Bodenspeicher. Die gleichmäßig gering verteilten Niederschläge (Mitte Mai bis Anfang Juni) vermögen nur die Bodenfeuchtwerte in den obersten 10 cm konstant zu halten. Nach der ersten Mahd Anfang Juni bewirken die Niederschläge zunächst eine kurzzeitige Erhöhung der Wassergehalte.

Dieser Effekt konnte jedoch am darauffolgenden Meßtermin nicht mehr festgestellt werden. Die nach der Mahd erneut aufwachsenden Gräser bewirken einen Wasserbrauch bis in den August '95. Nach der zweiten Mahd Mitte August nimmt die Bodenfeuchte erneut ab. Zeitgleich fehlen die Niederschläge, die den Wasseraufbrauch bzw. die verstärkte Bodenevaporation während der warmen Augustwochen ausgleichen könnten. Die ansteigenden Niederschläge im September '95 setzten die Auffüllungsphase im



Bodenspeicher in Gang. In der Graphik ist dies an dem sich ausbildenden Tiefengradienten erkennbar, mit dem gleichzeitig die 'Feuchtefront' stetig nach unten verlagert wird (vgl. Fig. 114).

Der Auffüllungsvorgang wird noch in den ersten beiden Wochen des *hydrologischen Winterhalbjahres* 1995/96 fortgesetzt, deutlich erkennbar an den beiden Feuchtefronten (belegt durch den Wechsel zur nächst höheren Feuchteklasse), die sich im Vergleich zum Vormonat weiter nach unten verschoben haben und somit gleichzeitig die stufenweise Anhebung der Feuchte im Bodenspeicher von oben nach unten deutlich machen. Die nachfolgenden äußerst niederschlagsarmen Wochen bis Anfang November bewirken eine nachhaltige Feuchteabnahme, mit einer Unterbrechung bis Mitte November. Anschließend steigen die Feuchtwerte im Bodenspeicher wieder an.

Bis einschließlich der zweiten Januarwoche '96 stellen sich homogene Verhältnisse im Bodenspeicher ein, wobei die nur geringen aber gleichmäßig verteilten Niederschläge einen höheren Wassergehaltsanstieg in den oberflächennahen Bodenschichten bewirken (Wurzelfilz fördert die Wasseraufnahme und Wasserspeicherung). Ab der dritten Januarwoche fallen die Feuchtwerte - zeitgleich mit den ausbleibenden Niederschlägen - bis Anfang Februar '96 erneut bis in die untersten Bodentiefen abrupt ab. Mit dem gleichzeitig einsetzenden Frost gefriert der Boden bis in eine Tiefe von fast 30 - 35 cm. Dies wirkt sich hemmend auf die Niederschlagsinfiltration aus, wodurch nur die obersten 10 cm des Oberbodens stark durchfeuchtet werden. Während der ansteigenden Niederschläge im Februar taut der oberflächennah gefrorene Bereich langsam auf, so daß der Niederschlag nur langsam in den Boden infiltrieren kann, wodurch der Feuchteanstieg im Boden zunächst nur stark verzögert vonstatten geht. Die erneute Frostperiode im März bei zeitgleich ausbleibenden Niederschlägen zeigt im mittleren Profilbereich eine Feuchteabnahme, dagegen konstante Feuchteverhältnisse in den obersten bzw. untersten Bodenschichten (vgl. Fig. 114).

Die höheren Wassergehalte der obersten Bodenbereiche gehen auf die ausgleichende und wasserspeichernde Fähigkeit des Wurzelfilzes zurück. Neben diesem feuchtigkeitskonservierenden Effekt verhindert der Frost die Weitergabe der Feuchte in die mittleren Bodenschichten. Die untersten Bodenschichten können die Feuchtigkeit aufgrund des Staueffektes in den Bodenschichten im Bereich zwischen Sw-/Sd-Horizont ebenfalls besser speichern, zudem wird der Wassergehalt aus den Bodentiefen unterhalb der gefrorenen Bodenpartien durch Wasserbewegung im Bodenspeicher weiter nach unten abgegeben. Insgesamt kann für den innerjährlichen Feuchtegang am Grünlandstandort für das hydrologische Jahr 1995/96 eine hohe Variabilität festgestellt werden, die im Sommerhalbjahr durch das komplexe Wirkungsgefüge von kulturspezifischem Einfluß, Bodencharakteristika und Witterungsverhältnissen gesteuert wird. Die vielfältigen Schwankungen im Bodenspeicher während des Winterhalbjahres sind im wesentlichen als Funktion der Witterung (Niederschlag und Frost) und der Bodencharakteristik zu bewerten. Vergleicht man die Feuchteverhältnisse des Grünlandstandortes im Bereich des Mittleren Muschelkalkes mit denen des Unteren Muschelkalkes (vgl. Fig. 101 bis Fig. 104), so muß als weiterer bodenfeuchtebeeinflussender Parameter die Lage im Relief mit in die Bewertung einbezogen werden. Durch die Flachmuldenlage am Unterhang der Muschelkalkstufe wird der Grad der Bodenfeuchte im Bodenspeicher auch durch das Zuschußwasser über den Hangabfluß bestimmt. Hierdurch ergeben sich besonders im Winterhalbjahr im Vergleich zum Grünlandstandort im Bereich des Unteren Muschelkalkes bei gleicher Bodenartendifferenzierung im Profilaufbau aber unterschiedlicher Relieflage (ebene Fläche am Oberhang) stark voneinander abweichende Feuchteverhältnisse.

Die Zeit-Tiefendifferenzierung des Feuchteganges im *hydrologischen Sommerhalbjahr* 1996 zeigt im Vergleich zum Sommerhalbjahr 1995 eine wesentlich geringere Variabilität. Dies wird besonders deutlich zu Beginn des Sommerhalbjahres 1996 (vgl. Fig. 115).



Der Grad der Bodenfeuchte liegt deutlich unter dem des vorangegangenen Sommerhalbjahres. Hierfür verantwortlich sind erstens die Vorfeuchteverhältnisse am Ende des jeweiligen Winterhalbjahres (im HWHJ '94/95 zeigt der Bodenspeicher sehr hohe Wassergehaltswerte, im HWHJ '95/96 hat die Ausschöpfungsphase bereits begonnen) und zweitens die sehr geringen Niederschlagsmengen während des gesamten Monats April '96, die zu einer weiteren Feuchteabnahme besonders in den obersten Bodenschichten (vgl. Verhältnisse im März '96) geführt haben, so daß der Ausschöpfungsvorgang weiter im Bodenspeicher wirksam bleiben kann. Auch die höheren Niederschläge im Mai tragen zu keiner erneuten Durchfeuchtung bei. Lediglich im Tiefenbereich von 0-10 cm kann kurzzeitig die Feuchte angehoben werden (wasserspeichernder Wurzelfilz). Ansonsten werden die Niederschlagstropfen zu einem großen Anteil auf den Grashalmen vor dem direkten Einsickern in den Oberboden zurückgehalten, so daß witterungsbedingt verstärkt Halmtranspiration einsetzt. Hierdurch wird der potentielle Niederschlagseintrag bereits vor der Infiltration reduziert. Somit können die Niederschläge lediglich die wasseraufzehrenden Vorgänge an der Oberfläche (Transpiration durch die Gräser) sowie im Bodenspeicher (Bodenevaporation und Wasserbedarf der Gräser im durchwurzelten Bereich) kompensieren. Eine verstärkte Ausschöpfung wird nach der ersten Mahd Mitte Juni in den mittleren Bodenschichten deutlich. Die nachwachsenden Gräser haben einen erhöhten Wasserbedarf. Weiterhin ausgeglichene Verhältnisse herrschen dagegen in den oberen 10 - 20 cm des Bodens (feuchtigkeitsspeichernde Fähigkeit der Grasnarbe und des Wurzelfilzes). Der Ausschöpfungsvorgang wird in den ersten beiden Juliwochen unterbrochen. Gleichmäßige Niederschlagsmengen lassen die Wassergehalte kurzzeitig über das gesamte Profil ansteigen.

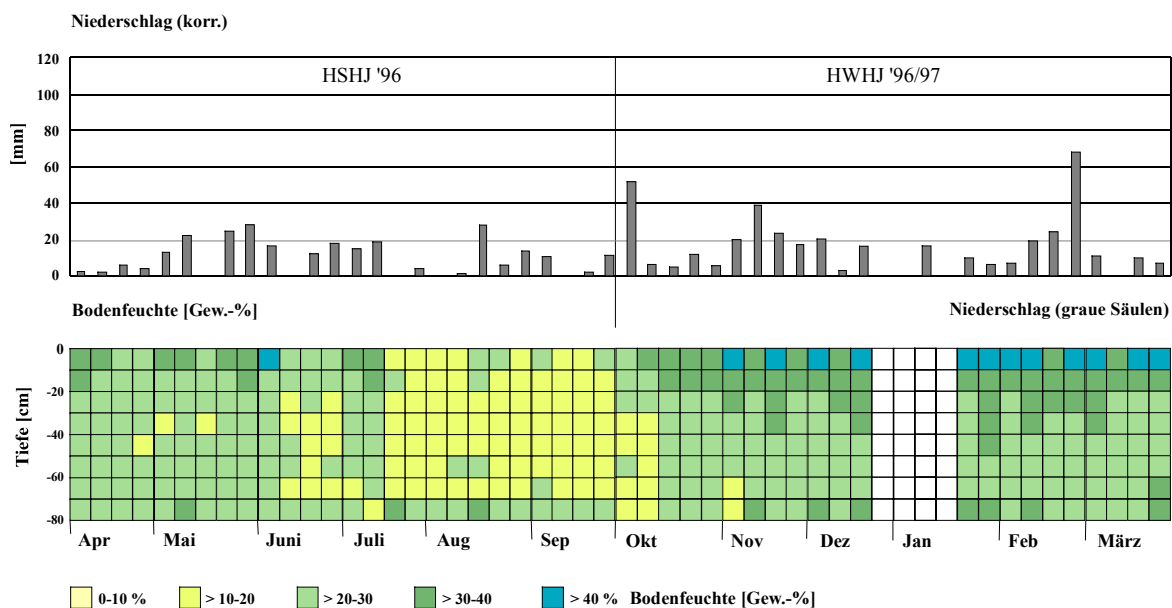


Fig. 115: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Idenheim-Grünland (Mittlerer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1996/97 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Die anschließend warmen und fast ausnahmslos niederschlagsarmen Wochen ab Mitte Juli bis Ende September '96 (vgl. Fig. 115) zeigen homogene Feuchteverhältnisse im gesamten Bodenspeicher auf einem deutlich niedrigeren Feuchteniveau im Vergleich zur ersten Halbjahreshälfte. Die zweite Mahd Mitte August wirkt sich nicht weiter feuchtemindernd im Bodenspeicher aus (vgl. auch Fig. 114: HSHJ '95).

Der Ausschöpfungszustand am Ende des hydrologischen Sommerhalbjahres 1996 zeigt deutliche Auswirkungen auf den dynamischen Ablauf des Feuchteganges im *hydrologischen Winterhalbjahr 1996/97* (vgl. Fig. 115). Der eigentliche Beginn der winterlichen Auffüllungsphase verschiebt sich - als Folge einer leicht verzögerten Reaktion auf die Niederschlagsmenge in der ersten Oktoberwoche - bis Mitte Oktober '96. Ab diesem Zeitpunkt erfolgt zeitgleich mit den zwar geringen, aber gleichmäßig verteilten Niederschlagsmengen die Feuchte-Ergänzung über den gesamten Bodenspeicher. Bis zum Ende des Winterhalbjahres stellt sich im Prinzip ein horizontal ausgerichtetes Zweischicht-Feuchteprofil ein. Der Feuchtesprung tritt überwiegend in einer Bodentiefe von ca. 20 cm auf. Somit liegt die Feuchtefront im Vergleich zu der des Vorjahres (Winterhalbjahr 1995/96) sehr weit oben im Bodenprofil. Nur selten wird diese Tiefenlage der Feuchtefront durch die Ausbildung tiefreichender Feuchtezapfen (niederschlagsbedingt, bzw. weniger deutlich während der Auftauperiode nach längerer Frosteinwirkung und gleichzeitig einsetzender Niederschläge wie z.B. ab der ersten Februarwoche) unterbrochen. In den Bodenschichten unterhalb der Feuchtefront herrschen überwiegend homogene Feuchteverhältnisse (Feuchteklasse 3). Lediglich in den obersten 10 cm des Bodenspeichers treten häufig Feuchtegehaltsschwankungen in Verbindung mit Niederschlagsschwankungen auf, die wiederum mehr oder weniger durch die wasserspeichernde Funktion der Grasnarbe erklärt werden können (vgl. auch Kap. 8.2.4.4).

Mit Beginn des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1997* herrschen bis nach der ersten Augustwoche (im Vergleich zum Winterhalbjahr 1996/97) kaum veränderte Feuchteverhältnisse im Bodenspeicher. Besonders im Unterschied zu den beobachteten Sommerhalbjahren zuvor zeigt sich nach der ersten Mahd Mitte Juni '97 keine Feuchteabnahme (vgl. Fig. 116). Auffallend ist eher, daß durch die sehr hohen Sommerniederschläge während des gesamten Juni bis in die erste Juliwoche der Feuchtegehalt nicht nur innerhalb der obersten Bodenschichten, sondern auch in den untersten Bodenschichten zeitweilig deutlich angehoben wird. Die Wasserabgaben nach unten sind jedoch nicht auf die bodenphysikalischen Eigenschaften dieser Böden (hoher Ton- und Schluffanteil), sondern eher auf die z.T. tief nach unten reichenden Schrumpfrisse zurückzuführen. Im Einflußbereich des II Sd-Horizontes im untersten Bodenabschnitt wird die kontinuierliche Wasserwegsamkeit unterbunden, so daß über den wasserstauenden Effekt zeitweilig höhere Feuchtwerte auftreten.

Für die insgesamt höheren Feuchtwerte, bzw. für den nicht erkennbaren Wasseraufbrauch in der ersten Hälfte der Vegetationsperiode sind vor allem die niederschlagsreichen Sommermonate (Mai, Juni und z.T. Juli) verantwortlich, die den Bodenspeicher ständig ergänzen. Unterstützend wirken sich hier die standortspezifischen Bodeneigenschaften (hohe Wasseraufnahme- und Wasserspeicherkapazität) aus, so daß in der ersten Phase der Vegetationsperiode feuchteaufzehrende Prozesse (Bodenevaporation besonders nach der ersten Mahd, Wurzelfilztranspiration) und niederschlagsreduzierende Vorgänge (Blatt- und Halmevaporation) genügend kompensiert werden können. Erst ab der zweiten Augustwoche setzt eine verstärkte Feuchteabnahme im gesamten Bodenspeicher ein. Gründe hierfür sind einerseits die ausbleibenden Niederschläge bei gleichzeitig ansteigenden Temperaturen, andererseits der nach der zweiten Mahd (Mitte August) wieder verstärkt einsetzende Wasserverbrauch der frisch aufwachsenden Gräser und letztendlich sicherlich auch eine kurzzeitig verstärkte Bodenevaporation, da nach dem Grasschnitt der Verdunstungsschutz der Gräser deutlich reduziert ist (vgl. Fig. 116).

Mit dem Starkniederschlagsereignis Anfang September '97 erfolgt eine erneute Ergänzung des Bodenspeichers, dessen Auswirkung über einen Meßzeitraum von 2 Wochen feststellbar ist (vgl. Fig. 116). Die Wassergehalte steigen bis in eine Tiefe von ca. 60 cm an. Während der letzten beiden Wochen des Sommerhalbjahres kommt es witterungsbedingt (sehr geringe bzw. ausbleibende Niederschläge und warme spätsommerliche Temperaturen) zu einer erneuten Feuchteabnahme im mittleren

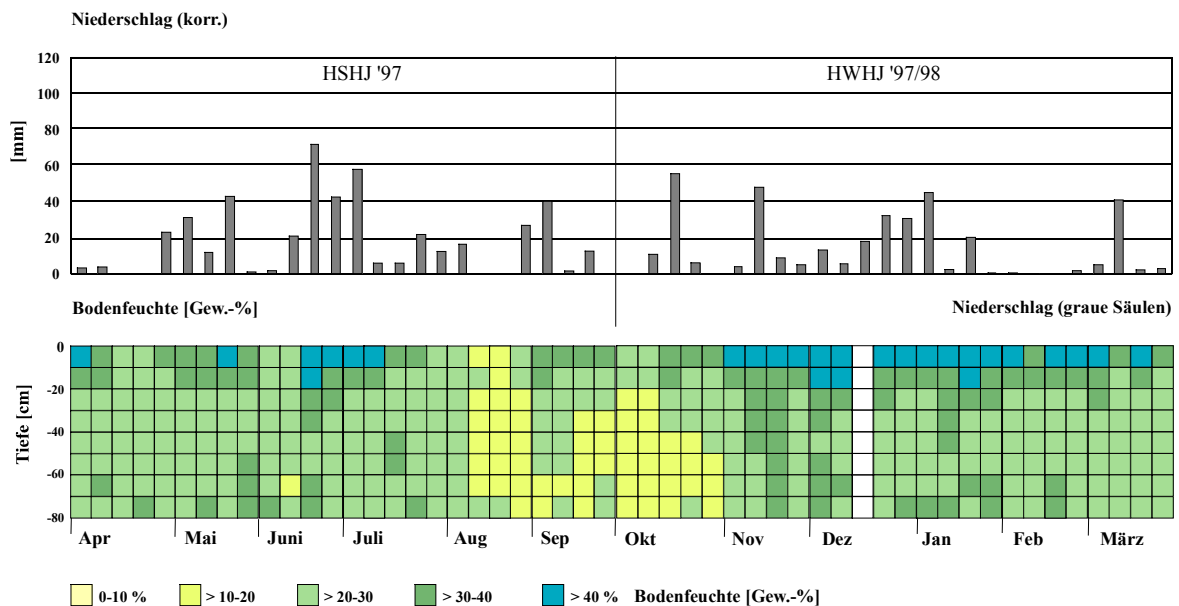


Fig. 116: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Idenheim-Grünland (Mittlerer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Bodenspeicherbereich. Im Vergleich zum Sommerhalbjahresende 1996 bewirken die spätsommerlichen Niederschlagsereignisse 1997 einen nachhaltigen Einfluß (Feuchteanhebung) auf die Bodenschichten bis etwa in eine Tiefe von 30 cm (somit vergleichbar mit den Verhältnissen am Ende des Sommerhalbjahres 1995) (vgl. Fig. 114 u. Fig. 116).

Die am Ende des Sommerhalbjahres 1997 herrschenden Feuchteverhältnisse setzten sich zunächst bis in das *hydrologische Winterhalbjahr 1997/98* hinein fort. Mit dem Witterungsumschwung Mitte Oktober '97 (zurückgehende Temperaturen und ansteigende Niederschläge) wandert die Feuchtefront, mit anfänglicher Lage in ca. 20 cm Tiefe, langsam in die tieferen Bereiche des Bodenspeichers. Diese dynamischen Abläufe lassen sich in Figur 116 durch die Ausbildung eines Tiefengradienten (treppenförmiges Anwachsen der Feuchte nach der Tiefe) in der Zeit zwischen Anfang bis Ende Oktober nachvollziehen. Der Ausgleich nach der Tiefe findet somit bis Anfang November '97 'versetzt' statt. Ab diesem Zeitpunkt läßt sich über die Graphik ein im Prinzip horizontal zweigeteiltes Feuchteprofil über die gesamte Zeitachse des restlichen Winterhalbjahres erkennen, mit den höchsten Wassergehalten (Klasse 4 und 5) im Tiefenbereich zwischen 0 bis 20 cm. In den sich darunter anschließenden Schichten treten deutlich niedrige Wassergehalte auf (Klasse 3). Lediglich während bzw. kurz nach niederschlagsreichen Ereignissen kann auch die Wasserabgabe in die tieferen Bodenschichten erfolgen (vgl. Mitte November und Anfang Dezember '97, zweite Januarwoche '98). In Figur 116 wird dies durch die in die tieferen Bereiche des Bodenspeichers hinabwandernden Feuchtezapfen deutlich. Während der übrigen Zeit des Winterhalbjahres bewirkt das infiltrierende Wasser lediglich eine starke Feuchteanhebung in den obersten 20 bis 30 cm der Bodenschicht. Während der langen Frostperiode ab Ende Januar bis Ende Februar bleiben die Feuchtwerte in den obersten 20 cm konstant.

Auch für das hydrologische Winterhalbjahr 1997/98 kann somit hinsichtlich der Aussagen zur Dynamik des Feuchtewechsels eine enge Abhängigkeit von der zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung erklärt werden. Zusätzlich werden die Wasserumsätze im Bodenspeicher durch die standörtlichen Bodeneigenschaften unterstützt. Eine nicht zu unterschätzende Einwirkung auf den oberflächennahen Bodenspeicherbereich übt die Grasnarbe auch während der winterlichen Vegetationspause aus. Aus dieser Faktorenkonstellation läßt sich somit der Grad der winterlichen

Durchfeuchtung und damit die Tiefendifferenzierung der Feuchte erklären. Vergleicht man die Winterhalbjahre 1995/96, 1996/97 und 1997/98 miteinander wird zudem deutlich, daß nicht allein die Niederschlagsmenge und deren zeitliche Verteilung im jeweiligen Winterhalbjahr die Zeit-Tiefendifferenzierung bestimmt, sondern daß durch die Vorfeuchtebedingungen der jeweils vorangegangenen Sommerhalbjahre, daß heißt der Grad der sommerlichen Ausschöpfung bzw. der Grad der bereits eingeleiteten sommerlichen Speicherauffüllung (dadurch zeitlich unterschiedlich bedingter Beginn der Auffüllungsphase), die Dynamik des Feuchteganges nach Tiefe und Zeit mitbeeinflusst wird (vgl. Kap. 8.2.4.1 bis einschließlich Kap. 8.2.4.4).

### ***Das Bodenfeuchtemeßnetz Idenheim-Wald (Mittlerer Muschelkalk)***

Die Waldareale in der Umgebung des Bodenfeuchtemeßfeldes Idenheim (Mittlerer Muschelkalk) werden überwiegend durch den Mischwald (Rotbuchen/Fichtenforst, mit z.T. jungem Birkenaufwuchs) geprägt. Das Bodenfeuchtemeßfeld der Waldstation Idenheim (Mittlerer Muschelkalk) wurde im Grenzbereich zwischen Nadelwald und Laubwald eingerichtet. Da technisch bedingt diese beiden unterschiedlichen Nutzungsarten nicht durch jeweils getrennte Beobachtungsflächen ausgewiesen werden konnten, wurden sowohl der Bestandsniederschlag als auch die Bodenfeuchte als gemittelte Wochenwerte erfaßt. Diese Ergebnisse werden in den Graphiken (Fig. 117 bis Fig. 120) dargestellt.

Die Böden der Testflächen zeichnen sich überwiegend durch ein Zweischichtprofil aus (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 56). Kennzeichnend ist - sowohl für den Laubwald als auch für den Nadelwald - ein von oben nach unten abnehmender Schluffanteil (von gemittelt 75%-Anteil in 0-40 cm Tiefe auf gemittelt 61%-Anteil in 40-70 cm Tiefe) zugunsten des von oben nach unten zunehmenden Tonanteils (16%-Anteil in 0-40 cm Tiefe auf 32%-Anteil in 40-70 cm Tiefe) bei gleichbleibend geringem Sandanteil (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 57 u. Anhang: Fig. 32). Entsprechend der Bodenartendifferenzierung ergibt sich ein hohes Gesamtporenvolumen, welches ebenfalls von oben (bis in eine Tiefe von 12 cm ca. 57 Vol.%) nach unten deutlich abnimmt (auf ca. 44 Vol.-% in einer Tiefe zwischen 30 bis 50 cm). Der Hauptporenanteil wird durch die Mittelporen gebildet, der Grobporenanteil nimmt von oben nach unten ab bei gleichzeitigem Anstieg der Feinporen (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 60 u. Anhang: Fig. 33). Somit lassen die Bodeneigenschaften auf eine hohe Wasseraufnahme- bei gleichzeitig guter Wasserspeicherfähigkeit schließen. Hieraus leitet sich die Frage ab, ob die Bodeneigenschaften in Verbindung mit der Waldvegetation (hier besonders den Waldbodenbewuchs) zu einer ähnlichen Entwicklung im Feuchteregime führen wie die Verhältnisse im Grünlandbereich.

Der Feuchtegang läßt anhand der Figur 117 für das ***hydrologische Jahr 1994/95*** eine innerjährliche Variabilität bezüglich der Zeit-Tiefen-Differenzierung erkennen. Dabei wird deutlich, daß die Feuchteverhältnisse des Sommer- und Winterhalbjahres durch bestimmte dynamische Abläufe geprägt sein müssen, die nicht allein auf die Niederschlagsabhängigkeit zurückgeführt werden können. Bei der hier zugrundegelegten Betrachtung handelt es sich um die Bestandsniederschläge (Erdbodennähe, mit Hilfe von Totalisatoren aufgefangen (vgl. Anhang: Abb. 3b), so daß der Interzeptionsverlust durch den hochwüchsigen Baumbestand außer acht gelassen wird.

Das *hydrologische Sommerhalbjahr 1994* zeichnet sich im Zeitraum zwischen Anfang bis Ende April, abgesehen von den höheren Wassergehalten der Bodenschichten in 0 bis 20 cm Tiefe, durch homogene Feuchteverhältnisse über den gesamten Bodenspeicher aus. Die hohen Feuchtwerte in den oberen Bodenschichten ergeben sich aus einer verstärkten Wasserspeicherfähigkeit der Bodenstreu, durch die ein wesentlicher Teil der auf die Bodenoberfläche fallenden Niederschläge vor dem weiteren Einsickern in die tieferen Bodenschichten abgehalten wird. Aus den Datenblättern geht hervor, daß bereits Mitte April

ein deutlicher Feuchterückgang im Bodenspeicher unterhalb einer Tiefe von 20 cm eintritt (vgl. auch Fig. 117).

Die Feuchtwerte liegen an der unteren Grenze der Feuchtekategorie 3, so daß dieser Abfall aus der Graphik nicht ablesbar ist. Dieser Feuchterückgang steht in einem engen Zusammenhang mit den geringen Niederschlagsmengen bis Ende April. Denkbar erscheint aber auch als weitere Erklärungsmöglichkeit für die einsetzenden Feuchteaufzehrung der Wasseraufbrauch durch das tiefreichende Wurzelwerk der Waldbäume zu Beginn der Vegetationsperiode. Die insgesamt hohen Niederschlagsmengen im Verlauf des Monats Mai führen zu einer erneuten Ergänzung im Bodenspeicher, die sich nachhaltig bis in die erste Junihälfte auswirkt. Anschließend setzt jedoch eine sehr rasche Ausschöpfung im gesamten Bodenspeicher ein, die bis zum Ende des Sommerhalbjahres durch keine erneute Auffüllung unterbrochen wird. Die sommerlichen und spätsommerlichen Niederschlagsereignisse bleiben unwirksam. Ihr Einfluß auf den Bodenspeicher wird eindeutig durch die Ausschöpfung des Wasservorrates durch die Waldvegetation überlagert. Auch die Wasserbindung in der Bodenstreu, besonders nach größeren Niederschlagsmengen, läßt keine nachhaltige Wirkung erkennen, da neben der Wasserspeicherung auch ein großer Teil der Niederschläge auf der Bestandsoberfläche (Bodenstreu und z.T. dichte Moospolster unter Nadelwald sowie Blattstreu im Buchenbestand) schon vor dem Eindringen in den Waldboden verdunstet und somit der Durchfeuchtung nicht mehr zur Verfügung steht. Im Vergleich zum Waldstandort im Bereich des Unteren Muschelkalkes wird der Bodenspeicher wesentlich stärker und wesentlich früher ausgeschöpft. Die dort bereits am Ende des Sommerhalbjahres eingeleitete Auffüllungsphase bleibt im Waldbereich über Mittlerem Muschelkalk aus. Hierfür spricht sicherlich der stärkere Rückgang der Feuchtwerte im gesamten Bodenspeicher, in dem, bei vergleichbar hohen Niederschlägen im September, die Defizite nicht so rasch ausgeglichen werden konnten. Der bestandsbedingte, niederschlagsreduzierende Einfluß scheint somit auf der hier beobachteten Fläche deutlich höher zu sein, was sich in der geringen Infiltration nach längeren Niederschlagsereignissen - durch geringere Feuchteverhältnisse im Feuchtediagramm - im Hoch- und Spätsommer niederschlägt.

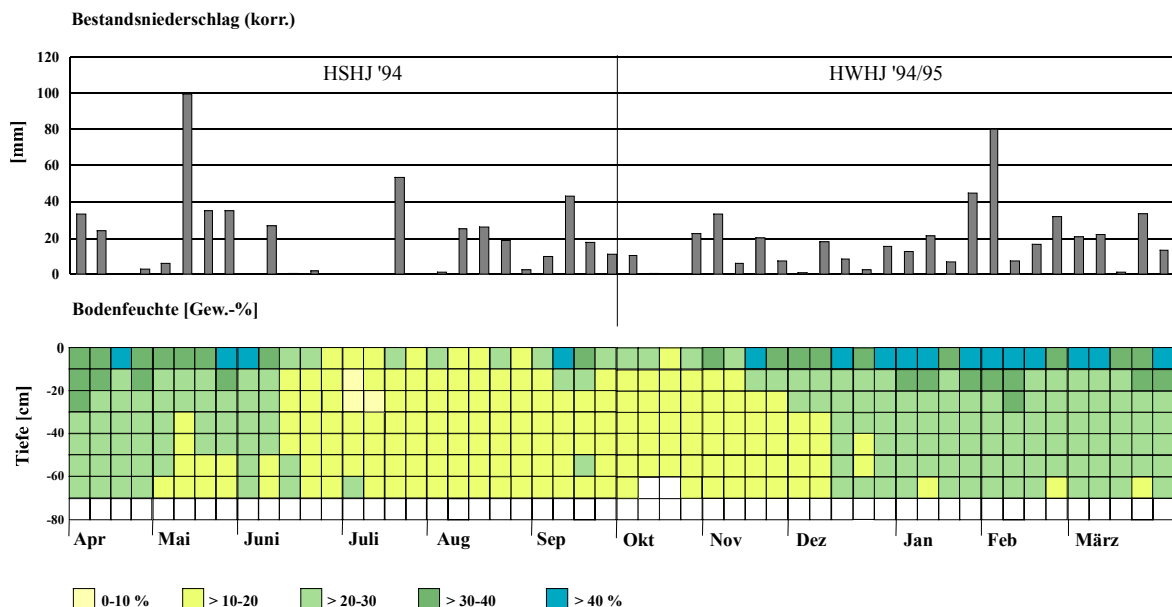


Fig. 117: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Idenheim-Wald (Mittlerer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Im hydrologischen Winterhalbjahr 1994/95 setzt die Auffüllungsphase, im Vergleich zu der Nutzungsart Acker (für den Grünlandstandort lassen sich für diesen Zeitabschnitt keine Vergleiche ziehen), bei

gleichen geologischen Ausgangsbedingungen mit wesentlicher Zeitverzögerung ein. Gleiches kann auch für den Waldstandort über dem Unteren Muschelkalk festgestellt werden. Bis in die zweite Novemberwoche bleiben die am Ende des Sommerhalbjahres bestehenden Feuchteverhältnisse unverändert. Ab der dritten Novemberwoche setzt der Auffüllungsvorgang und damit die Feuchtwanderung in die tieferen Bodenschichten zunächst sehr zögerlich ein. In Figur 117 zeigt sich dieser dynamische Ablauf an der Ausbildung eines Tiefengradienten (stufenweise Verlagerung der Wasserabgabe nach unten) über einen Zeitraum von Mitte November bis Mitte Dezember. Ab Januar '95 herrschen bis zum Ende des hydrologischen Winterhalbjahres 1994/95 im gesamten Bodenspeicher, ausgenommen der oberen Bodenschichten bis ca. 20 bzw. 30 cm Tiefe, homogene Feuchteverhältnisse (Klasse 3), die bei der Betrachtung der absolut gemessenen Werte nur prozentual gering voneinander abweichen. Die stärkeren Schwankungen in den obersten Bodenpartien sind wiederum auf die Speicherkapazität der auf der Oberfläche ankommenden Niederschlagsmenge durch die Artenzusammensetzung des Waldboden sowie die Streuauflage (eingeschlossen auch der Bedeckungsgrad) zurückzuführen. Ähnliche Verhältnisse konnten an allen Waldstandorten des Untersuchungsgebietes bei unterschiedlichen geologischen Ausgangsbedingungen festgestellt werden (vgl. hierzu auch: Greverath: Mittlerer Buntsandstein (Fig. 88), Idenheim: Unterer Muschelkalk (Fig. 105) sowie Meckel: Unterer Keuper (Fig. 129)). Lediglich der unterschiedliche Bedeckungsgrad sowie die unterschiedliche Artenzusammensetzung führen, bei vergleichbaren Niederschlagsmengen, zu wesentlich geringeren Abweichungen im Feuchtegrad der obersten Bodenschichten als im restlichen Bodenspeicherraum (vgl. Fig. 117).

Mit Beginn des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1995* bleiben die, den Bodenspeicher zum Ende des Winterhalbjahres 1994/95 kennzeichnenden Feuchteverhältnisse bis Mitte Mai '95 relativ konstant. Erste Ausschöpfungsvorgänge, besonders in den tieferen Bodenschichten zeigen sich ab Mitte Mai (vgl. Fig. 118). Diese lassen sich zum einen durch den Wasserverbrauch der Baumwurzeln, zum anderen durch die anhaltend geringen Niederschlagsmengen in der Vegetationsperiode und deren Speicherung in den obersten Bodenpartien erklären, so daß lediglich in den oberflächennahen Bodenbereichen das infiltrierende Wasser gespeichert wird und eine weitere Wassergabe nach unten nicht mehr erfolgen kann.

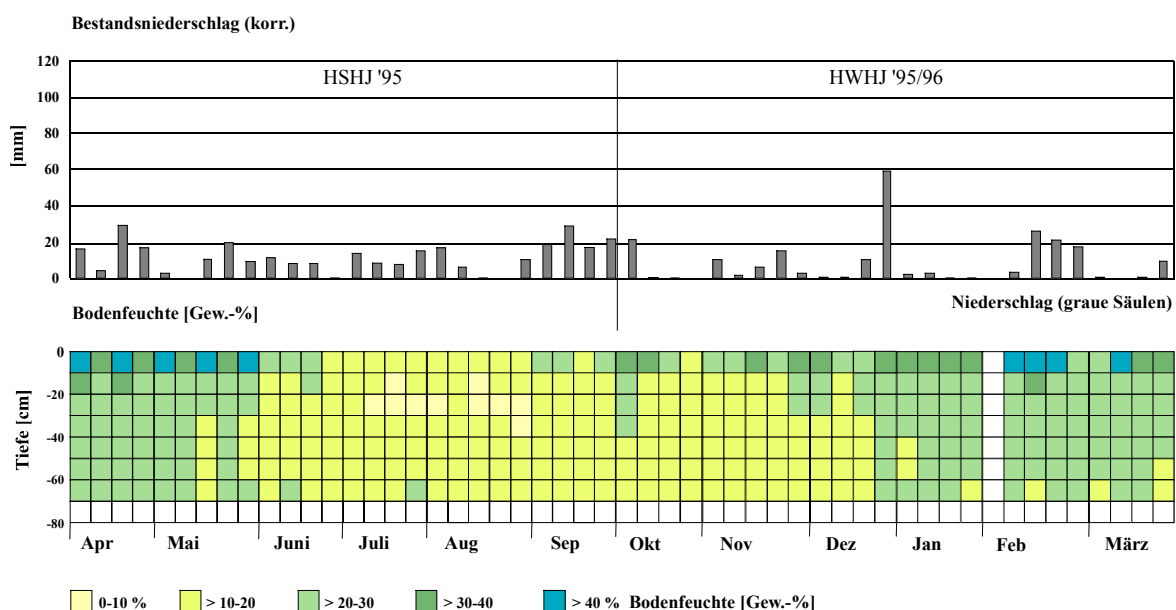


Fig. 118: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Idenheim-Wald (Mittlerer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1995/96 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Die weiter zurückgehenden Niederschlagsmengen führen ab Mitte Juni zu einem Feuchterückgang in den oberen Bodenschichten. Die ab dieser Zeit bis zum Ende des Sommerhalbjahres 1995 herrschenden homogenen Feuchteverhältnisse (Feuchtekategorie 2) über den gesamten Bodenspeicher werden lediglich durch weitere Ausschöpfungsvorgänge (Feuchtekategorie 1) besonders in den Bodentiefen zwischen 10 bis 20 cm im Zeitraum Juli bis Ende August unterbrochen. Während die Ausschöpfung der Baumwurzeln durch die Niederschläge kompensiert werden kann, bewirkt die niederwüchsige Strauch- bzw. Bodenvegetation einen deutlich höheren Wasseraufbrauch, was an den fleckenartigen 'Abtrocknungsmustern' der oben genannten Bodentiefen gut belegt werden kann. Ähnlich wie am Ende des Sommerhalbjahres 1994 können die niederschlagsreicheren Septemberwochen auch am Ende des Sommerhalbjahres 1995 noch nicht die Auffüllungsphase einleiten. Betrachtet man die absoluten Feuchtwerte für den Monat September über die gesamte Bodentiefe, so kann lediglich in der obersten Bodenschicht eine geringe Feuchtezunahme festgestellt werden. Dies bedeutet gleichzeitig, daß auch noch am Ende des Sommerhalbjahres temperaturbedingt die auf die Bodenoberfläche auftreffenden Niederschläge noch einem hohen Verdunstungsverlust unterliegen.

Das *hydrologische Winterhalbjahr 1995/96* startet folglich mit einem noch stark ausgeschöpften Bodenspeicher (vgl. Fig. 118). Allerdings konnte Anfang Oktober '95, als Folge der seit Anfang September bis Anfang Oktober gleichmäßig verteilten Niederschlagsmengen, der Boden - lediglich kurzzeitig und ohne nachhaltige Wirkung - bis in eine Tiefe von 40 cm durchfeuchtet werden. In der sich daran anschließenden niederschlagsärmeren Zeit kommt es immer wieder zu einem Wechsel zwischen Wassergehaltsabnahme und erneuter Wiederbefeuchtung. Hiervon sind jedoch nur die oberen Bodenschichten betroffen. Daraus läßt sich gleichzeitig schließen, daß auch im hydrologischen Winterhalbjahr '95/96 die Auffüllungsphase des Bodenspeicher niederschlagsbedingt erst in der zweiten Hälfte des Winterhalbjahres einsetzt. Das starke Niederschlagsereignis Ende Dezember '95 führt zu einem sprunghaften Wassergehaltsanstieg im gesamten Bodenspeicher. Bis zum Ende des Winterhalbjahres stellen sich unterhalb einer Tiefe von 10 bis 20 cm insgesamt ausgeglichene Feuchteverhältnisse (Kategorie 3) ein, die lediglich nach stärkeren Niederschlagsmengen größere Abweichungen zeigen. Ein Feuchteanstieg über die Feuchtekategorie 3, wie im Falle der obersten Bodenschichten (durch Bodenstreu etc., vgl. oben), wird dabei jedoch nicht erreicht.

Zu Beginn des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1996* liegen die Feuchteverhältnisse im Bodenspeicher in den ersten beiden Wochen ähnlich hoch wie am Ende des vergangenen Winterhalbjahres (vergleichbare Bedingungen konnten auch für die vorangegangenen Sommerhalbjahre 1994 und 1995 festgestellt werden). Die sehr niederschlagsarmen Aprilwochen lassen die Feuchtwerte ab der zweiten Aprilhälfte deutlich abfallen (Fig. 119). Diese Feststellung geht eindeutig aus den absoluten Meßdaten der Stationsprotokolle hervor, was jedoch in der Graphik aufgrund der klassifiziert dargestellten Werte nicht deutlich gemacht werden kann. Die Niederschlagsarmut fällt gleichzeitig mit dem Beginn der Vegetationsperiode und dem Einsetzen des Baumwuchses sowie dem Aufkommen der Waldbodenvegetation zusammen. Hieraus ergibt sich, im Vergleich zu den beiden Sommerhalbjahren zuvor, ein wesentlich früheres Einsetzen der Ausschöpfungsphase, welche sich zunächst wiederum in den unteren Bodenschichten erkennen läßt. Ab der zweiten Juniwoche macht sich die Wasseraufzehrung (u.a. Wasserbedarf der Pflanzen und Verdunstung an der Oberfläche) im gesamten Bodenspeicher bemerkbar. Der maximale Ausschöpfungsgrad und damit verbunden die geringsten Wassergehalte werden während des Hoch- und Spätsommers in den Bodentiefen zwischen 0 bis 40 cm erreicht. Die Zeit-Tiefen-Differenzierung der Durchfeuchtung zeigt hierbei eine hohe Abhängigkeit von der zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung, wobei auch eine gewisse zeitliche Verzögerung (bodenspezifisch bedingt) bezüglich der Feuchteanhebung nach Niederschlag erkennbar ist.



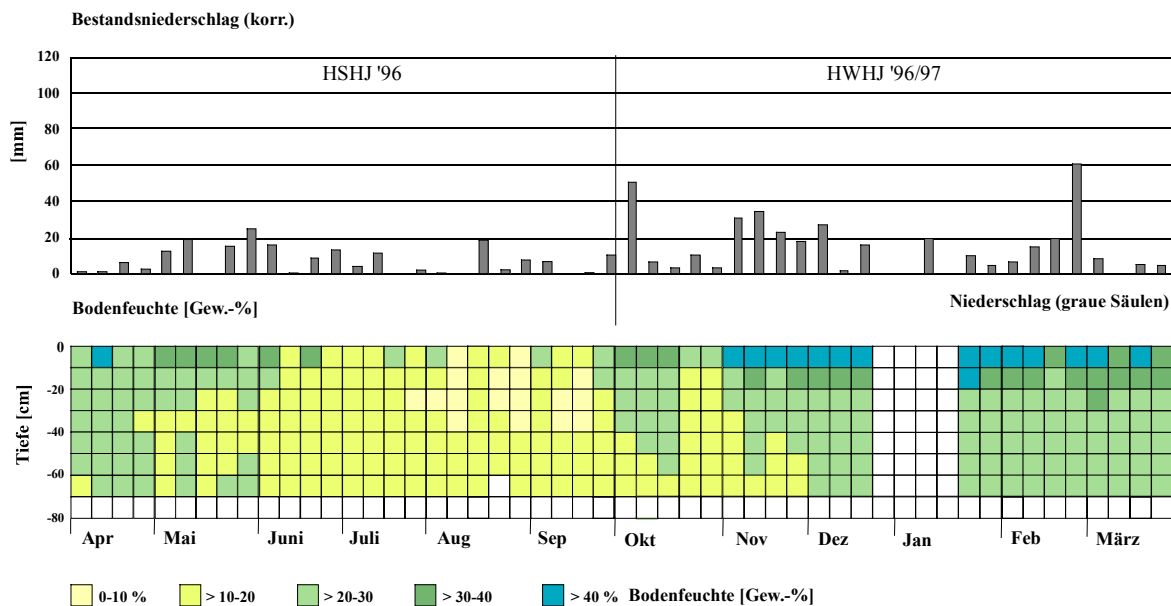


Fig. 119: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Idenheim-Wald (Mittlerer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1996/97 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Das *hydrologische Winterhalbjahr 1996/97* beginnt, verbunden mit hohen Niederschlagsmengen, mit einer deutlichen Wassergehaltszunahme bis in eine Bodentiefe von ca. 40 cm. Trotz nachlassender Niederschläge in den folgenden zwei Wochen kann die weitere Wasserabgabe noch bis in 60 cm Tiefe weiter erfolgen. Die weiter anhaltende niederschlagsarme Zeit bewirkt jedoch eine erneute Feuchteabnahme bis nahe an die Oberfläche (vgl. Fig. 119). Hieraus kann gefolgert werden, daß der im Vergleich zu den vorangegangenen Winterhalbjahren sehr früh einsetzende Auffüllungsvorgang Mitte Oktober (witterungsbedingt) unterbrochen wird. Erst mit dem regenreichen November '96 setzt der Auffüllungsvorgang verstärkt ein. Allerdings zeigt sich auch hier eine verzögerte Reaktion der Durchfeuchtung besonders hinsichtlich der Tiefendifferenzierung auf die Niederschlagsmengen. Anfang Dezember '96 herrschen bereits homogene Feuchteverhältnisse (Feuchteklasse 3) im gesamten Bodenspeicher, ausgenommen, wie schon in den Jahren zuvor festgestellt, die obersten 20 cm des Bodenspeichers (verstärkte Wasseraufnahme und Wasserspeicherung u.a. durch Streuauflage, Wurzelfilz). Diese Verhältnisse bleiben unverändert bis zum Ende des Winterhalbjahres 1996/97 bestehen. Die zeitliche und mengenmäßige Verteilung der Niederschläge in der zweiten Hälfte des Winterhalbjahres (ausgenommen die lange Frostperiode Ende Dezember '96 bis Mitte Januar '97) prägen die Feuchteverhältnisse, der Bodeneinfluß tritt dagegen gegenüber den Witterungsbedingungen zurück (vgl. auch Kap. 8.2.4.1).

Das *hydrologische Sommerhalbjahr 1997* zeigt im Vergleich zu den Sommerhalbjahren 1994, 1995 und 1996 besonders im mittleren Zeitabschnitt ein stark verändertes Feuchtebild (vgl. Fig. 120). Die mit Beginn der Vegetationsperiode einsetzende Aufzehrungsphase im Bodenspeicher (Wasserbedarf der Baumwurzeln, Feinwurzelfilz, Aufwachsen der Waldbodenvegetation) zeigt zwar im Feuchtediagramm bis in die zweite Maiwoche zunächst keine Veränderungen (Feuchteklasse 3) im Vergleich zum Winterhalbjahr. Anhand der absoluten Meßdaten in den Stationsdatenblätter läßt sich jedoch ein Feuchterückgang eindeutig feststellen, der jedoch noch innerhalb der Feuchteklasse 3 sich bewegt, und aufgrund dessen im Feuchtebild nicht zum Ausdruck gebracht werden kann.

Ab der zweiten Maihälfte bis Mitte Juni führt der Wasseraufbrauch (Wachstumsphase des Waldbestandes, Transpiration im Bereich der Streuauflage und Moospolster), verbunden mit zeitweilig



ausbleibenden Niederschlägen, zu einer deutlichen Feuchteabnahme im Bodenspeicher. Die starken Niederschlagsereignisse besonders im Juni lassen mit sehr nachhaltiger Wirkung (begünstigt durch die Bodeneigenschaften, Speicherkapazität) den Wassergehalt über den ganzen Bodenspeicher ansteigen. Der Nutzungseinfluß wird somit vollkommen überdeckt. Die anschließenden überwiegend trockenen und warmen Sommer- und Spätsommerwochen (August bis Ende September) lassen die Wassergehalte erneut absinken. Eine maximale Ausschöpfung besonders in den oberen Bodenschichten - wie in den Sommerhalbjahren 1995 (vgl. Fig. 118) und 1996 (vgl. Fig. 119) - wird jedoch - niederschlagsbedingt - nicht erreicht (vgl. Fig. 120).

Die ausgeschöpften Verhältnisse (Feuchteklasse 2) im Bodenspeicher am Ende des Sommerhalbjahres 1997 wirken sich noch bis in die ersten Wochen des *hydrologischen Winterhalbjahres 1997/98* aus. Das Niederschlagsereignis in der dritten Oktoberwoche führt mit einwöchiger zeitlicher Verzögerung zu einer ersten Ergänzung (Feuchteklasse 3) des Bodenspeichers bis in eine Bodentiefe von 30 cm. Im Vergleich zur Vorwoche beträgt der Feuchteunterschied ca. 7 Gew.-% pro dm-Abschnitt für diesen Tiefenbereich. Anhand der Wochendatenblätter konnte auch das Einsetzen der Wasserabgabe in die nächst tieferen Bodenschichten und eine allmähliche Anhebung der Wassergehalte festgestellt werden. Die anschließend nachlassenden Regenfälle bewirken einen erneuten Rückgang der Feuchtwerte mit gleichzeitiger Unterbrechung der winterlichen Auffüllungsphase bis Anfang November '97. Ähnlich wie in den vorangegangenen Winterhalbjahren zeigt sich somit ein zeitverzögertes Einsetzen des Auffüllungsvorganges (vgl. Fig. 120). Allerdings zeigen sich beim Vergleich der untersuchten Winterhalbjahre untereinander deutliche Unterschiede hinsichtlich des zeitlichen Beginns der jeweiligen Auffüllungsphase. Der Grad der zeitlichen Verzögerung in Verbindung mit dem Grad der Feuchteabgabe in die Tiefe läßt eine enge Abhängigkeit von der zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung erkennen. Nicht zu vergessen sind die Vorfeuchtebedingungen im gesamten Bodenspeicher der jeweiligen vorangegangenen Spätsommermonate, die als Ausgangsbedingungen ebenfalls für die Einschätzung der winterlichen Auffüllungsphase in Betracht gezogen werden müssen. Dies zeigt sich deutlich an den unterschiedlichen Verhältnissen der hydrologischen Winterhalbjahre 1994/95 und 1995/96 (geringere Niederschläge zu Beginn der Winterhalbjahre) im Vergleich zu 1996/97 und 1997/98.

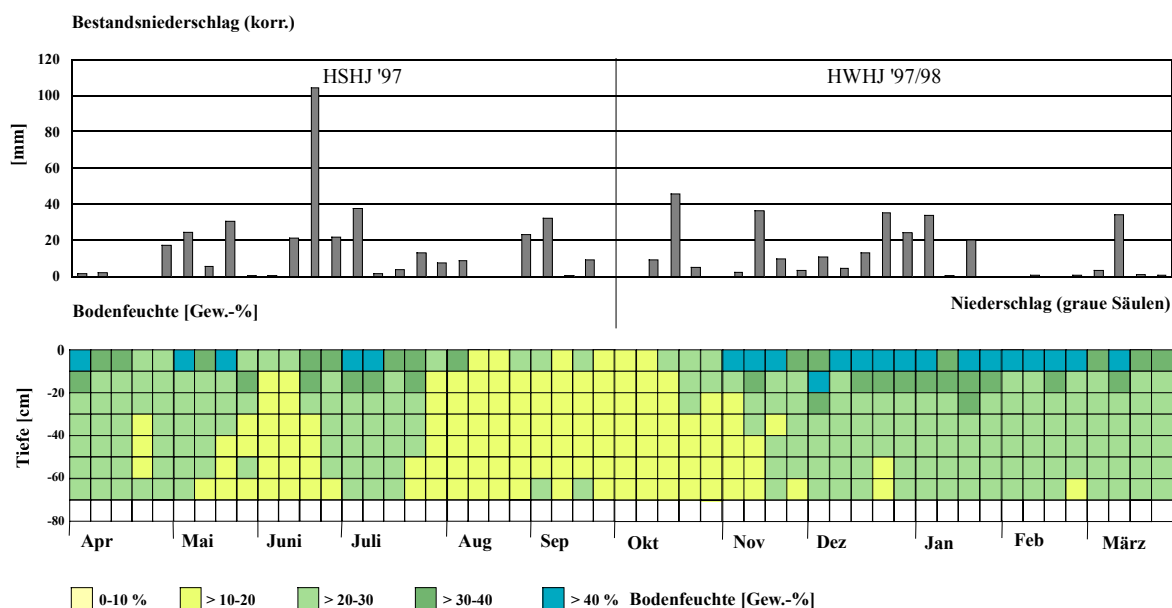


Fig. 120: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen am Standort Idenheim-Wald (Mittlerer Muschelkalk) für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Das Niederschlagsereignis in der zweiten Novemberwoche wirkt sich nachhaltig auf die Bodenspeicherauffüllung aus (vgl. Fig. 120). Ab der darauffolgenden Woche stellen sich überwiegend gleichmäßig verteilt höhere Wassergehalte im Bodenspeicher (ausgenommen die obersten Bodenschichten) ein, die bis zum Ende des Winterhalbjahres, auch bei sinkenden Niederschlagsmengen, kaum eine Veränderung zeigen. Das Feuchtediagramm zeigt, wie in den Winterhalbjahren zuvor, die höchsten Feuchtegehalte in der oberflächennahen Bodenschicht. Diese Feuchtwerte sind insbesondere als Funktion der Niederschlagsmenge in Verbindung mit der Streuauflage zu sehen, in der längerfristig Wasser gebunden werden kann, welches nur langsam in den Boden einsickert und hier, bodenspezifisch bedingt (hoher Mittelporenanteil), gespeichert wird. Zusätzlich wird die Speicherkapazität auch durch den hohen Anteil an humoser Substanz gefördert, so daß der Feuchtwert nicht nur die reinen Bodenwassergehalte widerspiegelt, sondern den Wasseraufnahme- und Speichereffekt durch die Bodenaufgabe mit einschließt.

#### **6.2.4 Das Bodenfeuchtemeßnetz in der Gemarkung Meckel**

Im Bereich der Gemarkung Meckel wurden in unmittelbarer Nachbarschaft zu den bewirtschafteten Lysimeterstationen die entsprechenden Bewirtschaftungsflächen mit der Nutzungsdifferenzierung Acker, Grünland und Wald als Bodenfeuchtemeßfelder angepachtet. Diese Versuchsflächen liegen über den geologischen Ausgangsgesteinen des Unteren Keupers.

##### ***Das Bodenfeuchtemeßnetz Meckel-Acker (Unterer Keuper)***

Die Böden der Ackerfläche sind über das gesamte Profil durch relativ hohe Schluff-, mittlere Ton- und nur sehr geringe Sandanteile gekennzeichnet. Entsprechend der Bodenartenzusammensetzung ergibt sich ein hohes Gesamtporenvolumen, mit einem sehr hohen Feinporenanteil, einem geringeren Mittelporenanteil und einem nur sehr geringen Grobporenanteil (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 65). Diese Bodeneigenschaften lassen eine hohe Wasseraufnahme- und eine gute Wasserspeicherkapazität an diesem Standort erwarten.

Die Datenerfassung (Niederschlag, Bodenfeuchte und Sickerwasser) konnte erst im Laufe des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1994* (zu unterschiedlichen Meßterminen) gestartet werden. Das unvollständige Feuchtediagramm zeigt hinsichtlich der Feuchtedynamik (Zeit-Tiefen-Differenzierung) ein ausgeprägt variables Verhalten (vgl. Fig. 121). Auffallend sind die überwiegend vertikal ausgebildeten Feuchte- bzw. Trockenmuster, deren Erklärung in die gesamte Betrachtung des (unvollständigen) sommerlichen Feuchtegangs einfließen wird. Im August '93 wurde Raps als Wintersaat ausgesät. Der Einfluß der Nutzungsart auf die Bodenfeuchte besonders während der ersten Austriebsphase bis Ende Mai kann jedoch aufgrund der fehlenden Feuchtedaten nicht bewertet werden.

Bis Mitte Juni '94 bestimmen die Feuchtwerte der Feuchtekategorie 3 den gesamten Bodenspeicher. Um die Feuchtezustände über den Niederschlagseinfluß bewerten zu können, werden bis Juni die Angaben der Station Idenheim-Acker als Erklärungshilfe hinzugenommen. Danach kann davon ausgegangen werden, daß durch die niederschlagsreiche Zeit zwischen April bis Anfang Juni in Verbindung mit den ton- und schluffreichen Böden die Wassergehalte trotz der Wachstumsphase der Kulturart zunächst nicht absinken. Mit der Abnahme der Niederschläge ab der zweiten Juniwoche tritt jedoch über eine Zeitdauer von nur zwei Wochen ein wachsender Feuchteverlust von der Bodenoberfläche in die Tiefe ein. Bei fehlenden Niederschlägen kommt es zum verstärkten Wasseraufbrauch durch den Raps.

Das Starkniederschlagsereignis der zweiten Juliwoche kann den Ausschöpfungsvorgang nur durch eine kurzzeitig positive Speicheränderung unterbrechen, die jedoch am nächsten Meßtermin nicht mehr festgestellt werden konnte (vgl. Fig. 121). Die geringen Niederschlagsmengen der beiden nachfolgenden

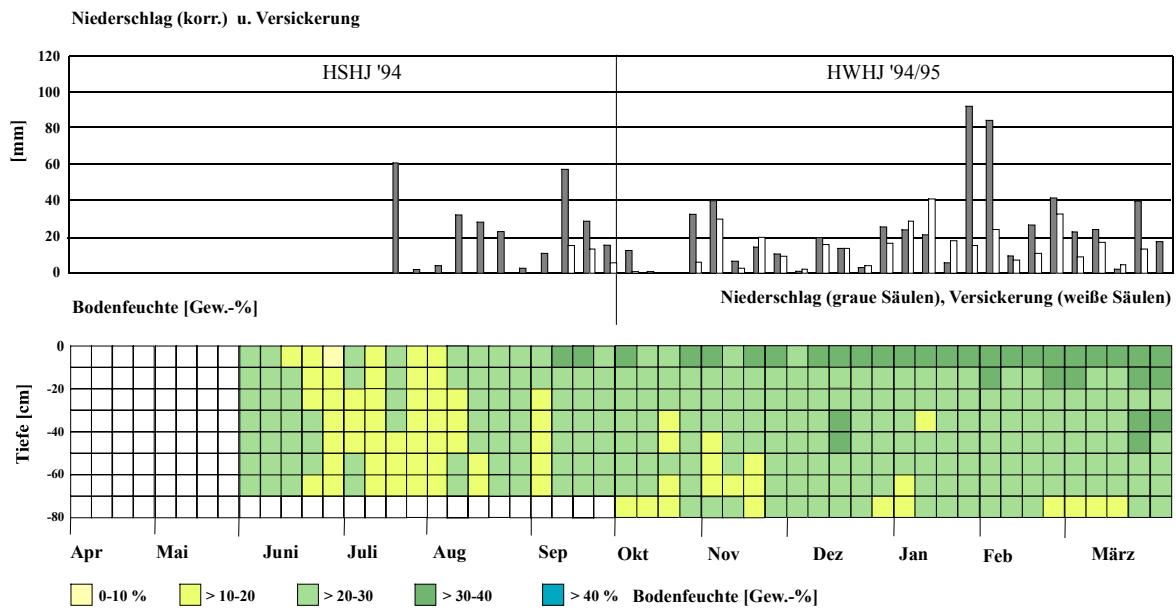


Fig. 121: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Meckel-Acker (Unterer Keuper) für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Wochen bleiben ohne Wirkung auf die Feuchtegehalte. Hier liegt der Schluß nahe, daß aufgrund der bereits hochgewachsenen Rapspflanzen der Interzeptionsverlust (Auskämmen der Niederschläge durch den Bestandsaufwuchs) gegenüber der Infiltrationsmöglichkeit überwiegt.

Nach der Ernte Anfang August '94 steigen die Wassergehalte bei gleichzeitig erhöhten Niederschlagsmengen im Bodenspeicher allmählich an. Zwischen der sommerlichen Ausschöpfungsphase und der bereits im Spätsommer (mit kurzer Unterbrechung) einsetzenden Auffüllungsphase steigen die Feuchtwerte - besonders in den oberen Bodenschichten - um fast 10 Gew.-% an. Das insgesamt heterogene Feuchtebild des Sommerhalbjahres ist sowohl als Funktion der Niederschläge, als auch der Nutzung und der Bodencharakteristik zu bewerten, wobei die letzten beiden Parameter zeitweise den witterungsbedingten Einfluß überlagern. Daraus ergibt sich deutlich die im wesentlichen vertikale Veränderung der Feuchteverhältnisse im Bodenspeicher (im Wechsel sich ausbildende vertikale Feuchte- bzw. Trockenmuster). Gleichzeitig mit der Auffüllungsphase setzt, in Verbindung mit dem niederschlagsreichen Monat September, auch die Sickerwasserbildung ein. Diese läuft wahrscheinlich noch im wesentlichen über den Makroporenabfluß ab, da sich die im Sommer stark ausgebildeten, stark verzweigten Schrumpfrisse (achteckige Struktur, mit weit in die Tiefe reichenden Spalten, vgl. Kap. 5.3.1.1, Abb. 3) bis Ende September auf der Ackerfläche gehalten haben, über die die Niederschläge schnell in den ansonsten eher dichteren Boden absickern konnten.

Das *hydrologische Winterhalbjahr 1994/95* setzt bei gleichzeitig stattfindender Sickerwasserbildung den bereits eingeleiteten Auffüllungsvorgang weiter fort. Die Niederschlagsvariabilität korreliert gut mit der mengenmäßigen Variabilität der Sickerwasserbildung (vgl. Fig. 121). Die sich mit Beginn des Winterhalbjahres eingestellten Wassergehalte bleiben bis zum Ende des Winterhalbjahres relativ homogen (Feuchteklasse 3). Lediglich in einer Bodentiefe zwischen 0 - 10 cm bzw. bis 20 cm liegen die Feuchtwerte z.T. über den Werten der tieferen Bodenschichten. Die gehemmte Wasserabgabe nach unten fällt zum einen mit dem sprunghaften Anstieg der Lagerungsdichte in ca. 25 cm Tiefe zusammen. Zum anderen zeigte sich an der Oberfläche und oberflächennah, daß der sehr schluff- und tonhaltige Boden leicht zur Verschlammung neigt. Im Vergleich zum Sommerhalbjahr zeichnet sich der

Bodenspeicher im Winterhalbjahr durch ausgeglichene Feuchteverhältnisse aus. Hierfür verantwortlich sind hauptsächlich die zeitliche und mengenmäßige Verteilung der Niederschläge, mit nachhaltiger Unterstützung durch die standortspezifischen Bodeneigenschaften. Die Anfang Oktober '94 eingebrachte Wintersaat (Winterweizen) zeigt keine Wirkung auf die Feuchtedynamik im Laufe des Winterhalbjahres.

Die Feuchteverhältnisse zu Beginn des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1995* zeigen zunächst bis Anfang Mai keine wesentlichen Veränderungen im Vergleich zum Ende des vorangegangenen Winterhalbjahres (vgl. Fig. 122). Die Niederschläge können während dieser Zeit den Wasseraufbrauch durch den aufwachsenden Winterweizen noch gut kompensieren. Ab der zweiten Maiwoche setzt die Feuchteabnahme - zunächst in den tieferen Bodenschichten, ab Mitte Juni im gesamten Bodenspeicher - verstärkt ein (vgl. Fig. 122). Die gleichmäßig verteilten, aber mengenmäßig wesentlich geringeren Niederschlagsereignisse können den kulturspezifischen Nutzungseinfluß (Wasseraufbrauch durch das Getreide, Bodenevaporation und zunehmender Interzeptionsverlust durch das im Juli bereits hoch aufgewachsene Getreide) nicht mehr überdecken. Selbst nach der Ernte (Mitte August) bewirken die Niederschlagsmengen lediglich eine kurzzeitige Durchfeuchtung der oberflächennahen Bodenschicht. Bei warmen Temperaturen überwiegt die wasseraufzehrende Bodenevaporation. Nach dem Grubbern der Ackerfläche und den zeitgleich einsetzenden höheren Niederschlagsmengen setzt die rasche Auffüllung des Bodenspeichers bereits ab der zweiten Septemberwoche ein. Auch dieses Sommerhalbjahr ist, ähnlich wie das Sommerhalbjahr 1994 (vgl. Fig. 121), durch eine heterogene Feuchteentwicklung geprägt, deren Feuchtedynamik eindeutig durch das komplexe jahreszeitlich spezifisch bedingte Wirkungsgefüge zwischen Nutzungsart, Bodencharakteristika sowie Witterungsverhältnissen gesteuert wird.

Die Ackerfläche liegt während des *hydrologischen Winterhalbjahres 1995/96* brach, lediglich das Ausfallgetreide der zuletzt eingesäten Saat bedeckt die Ackeroberfläche. Das Winterhalbjahr zeigt in seiner Feuchtedynamik kaum Änderungen im Vergleich zum Winterhalbjahr 1994/95. Trotz deutlich geringerer Niederschlagsmengen vermag der Bodenspeicher, die Ende des Sommerhalbjahres deutlich angestiegenen Wassergehalte zu konservieren (vgl. Fig. 122). Vereinzelt auftretende Niederschlagsereignisse mit höheren Niederschlagsmengen lassen im wesentlichen in den oberflächennahen Bodenschichten die Wassergehalte stärker ansteigen. Dieser verstärkte Stau effekt ist

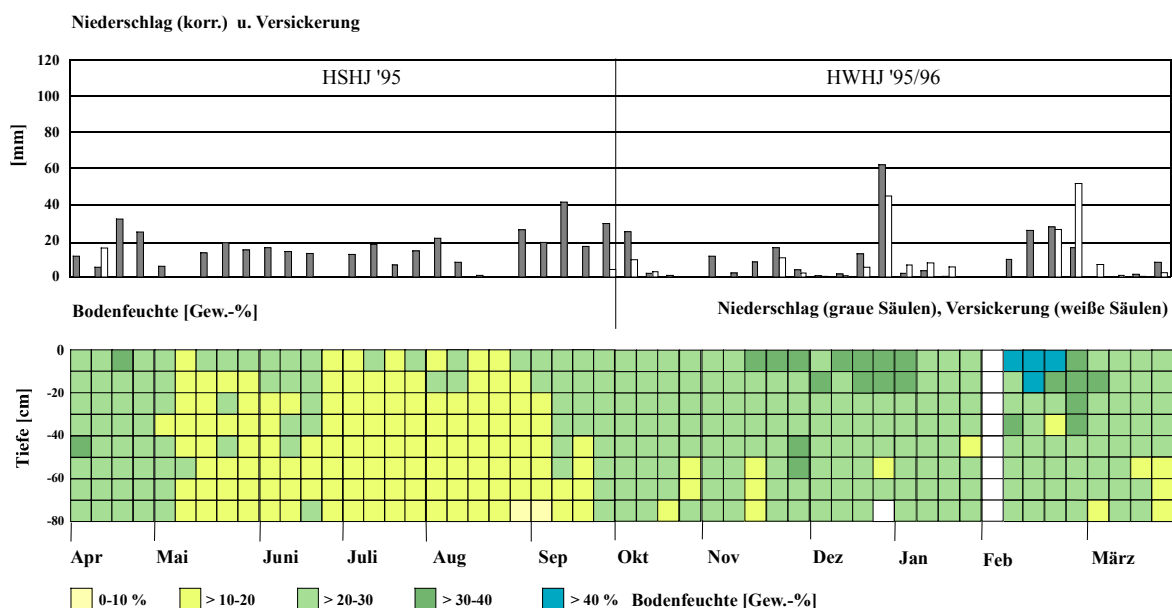


Fig. 122: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Meckel-Acker (Unterer Keuper) für das hydrologische Jahr 1995/96 auf der Basis wöchentlicher Messungen

durch die auftretende Verschlammung sowie durch die höhere Lagerungsdichte in ca. 25 cm Tiefe bedingt (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 66). Insgesamt zeigt sich jedoch ein überwiegend ausgeglichenes Feuchteverhältnis über den gesamten Zeitraum des Winterhalbjahres. Mitte März wird die Ackerfläche umgepflügt. Die Einsaat des Sommermengengetreides erfolgte Ende März.

Das *hydrologische Sommerhalbjahr 1996* zeigt hinsichtlich der Feuchtedynamik, beim Vergleich mit dem Sommerhalbjahr 1995, weniger vergleichbare Züge im Bodenspeicher. Die überaus niederschlagsarmen Wochen im Laufe des Monats April lassen die Bodenfeuchte im Bodenspeicher kaum merklich absinken (vgl. Fig. 123). Zudem tragen die Niederschlagsmengen zwischen Mai '96 und Anfang Juni '96 immer wieder zur Ergänzung im Bodenspeicher bei. Somit kann davon ausgegangen werden, daß der Austrieb des Sommermengengetreides den Bodenwasserhaushalt während dieser Zeit nicht nachhaltig beeinflussen kann. Die Niederschlagsereignisse führen sogar noch zur Sickerwasserbildung. Ab Juni sinken die Wassergehalte, verbunden mit nachlassenden Niederschlägen, im gesamten Bodenspeicher ab. Erst mit größerer Zeitverzögerung wird der Niederschlagseinfluß durch die nutzungsspezifische Wachstumsphase, verbunden mit den wasseraufzehrenden Vorgängen (Bodenevaporation, Halmflächentranspiration, Wasseraufbrauch durch das Getreide selbst, Interzeptionsverlust durch die hochaufgewachsenen Ähren) deutlich überlagert. Zeitgleich mit der Ernte Mitte August führt das nach längerer Trockenheit einsetzende stärkere Niederschlagsereignis zu einer Anhebung der Feuchte bis in eine Bodentiefe von ca. 30 cm. Gleichzeitig setzt ab diesem Meßtermin die weitere Auffüllungsphase ein. In der Graphik zeigt sich dieser Vorgang an der Ausbildung eines Tiefengradienten, der die sukzessive Feuchteverlagerung in die tieferen Bodenschichten über eine Zeitdauer von drei Wochen deutlich werden läßt. Das Pflügen der Ackerfläche Anfang September wirkt sich dabei vermutlich positiv auf die Infiltrationsmöglichkeiten der Niederschläge in den Boden aus. Der Niederschlagsrückgang in der dritten und vierten Septemberwoche '96 unterbricht mit zeitlicher Verzögerung den Auffüllungsvorgang in den ersten beiden Septemberwochen (vgl. Fig. 123).

Der Auffüllungsprozeß wird im *hydrologischen Winterhalbjahr 1996/97* bei ansteigenden Niederschlagsmengen weiter fortgesetzt. Anfang Oktober '97 erfolgt die Einsaat der Wintergerste, deren erste Austriebe ab Mitte November die Bodenoberfläche (lückenhaft) bedecken. Die absoluten

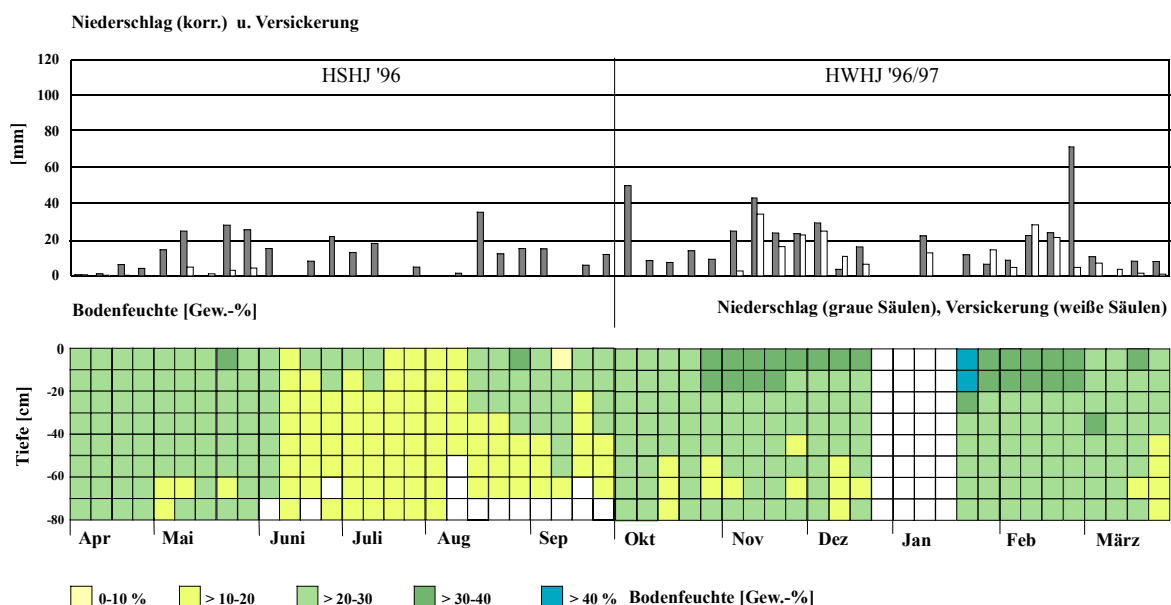


Fig. 123: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Meckel-Acker (Unterer Keuper) für das hydrologische Jahr 1996/97 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Feuchtegehalte zeigen eine stetige Zunahme der Feuchte im weiteren Verlauf des Winterhalbjahres (vgl. Fig. 123). Anhand dieser Graphik wird deutlich, daß sich besonders in den niederschlagsreicheren Perioden ein horizontal ausgerichtetes Feuchteprofil ausbildet, bei welchem die oberen Bodenschichten deutlich höhere Wassergehalte aufweisen im Vergleich zu den darunterliegenden Bodentiefen. Ansteigende Lagerungsdichte in ca. 25 cm Tiefe sowie die oberflächennah gehemmte Einsickerung (Verschlämmung) in Verbindung mit den über die kleinen Saatzpflänzchen z.T. konzentriert abtropfenden Regentropfen lassen sich als mögliche Ursachen für diese höheren Wassergehalte anführen. Das Maximum der Feuchtwerte konnte in den letzten Wochen des Winterhalbjahres trotz abnehmender Niederschlagsmengen festgestellt werden. Somit ist davon auszugehen, daß die Dynamik des winterlichen Feuchteganges (zeit-tiefen-differenziert) hauptsächlich als eine Funktion der Niederschläge zu bewerten ist. Die sich gleichzeitig ergebende nachhaltige Wirkung findet ihre Unterstützung durch die standortspezifische Bodencharakteristik. Der Nutzungseinfluß zeigt während der verdunstungsarmen Jahreszeit keinerlei Einfluß auf den Feuchtegang. Daraus läßt sich für die Sickerwasserbildung aus den Lysimetern die hohe Versickerungsleistung der Niederschläge ableiten, die im wesentlichen die Variabilität der zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung nachzeichnet.

Die dynamische Entwicklung des Feuchteganges während des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1997* zeigt ein völlig andersartiges Bild im Vergleich zu den Sommerhalbjahren zuvor. Die Wassergehalte im Bodenspeicher fallen während des trockenen und relativ warmen Monats April nur unwesentlich ab (vgl. Fig. 124). Das Aufwachsen der Wintergerste läßt zu Beginn der Vegetationsperiode keine feuchteaufzehrenden Vorgänge erkennen. Die hohen Niederschlagsmengen im Monat Mai ergänzen erneut den Bodenspeicher. Erst mit der Ausbildung der Ähren Ende Mai und gleichzeitig verringerten Niederschlägen läßt sich ein starker Rückgang der Bodenfeuchte feststellen. Dieser Feuchteverlust (Halmtranspiration sowie Interzeptionsverlust durch die Bestandshöhe des aufgewachsenen Getreides) wird jedoch durch die ansteigenden Niederschläge ab der zweiten Juniwoche bis Anfang Juli wieder aufgefangen.

Die Ergänzung des Bodenspeichers durch diese Niederschlagsereignisse zeigt bis zum Ende des Sommerhalbjahres eine überaus positive und nachhaltige Wirkung. Nachlassende Niederschläge im August, verbunden mit warmen Temperaturen und einer freien Bodenoberfläche nach der Ernte der Wintergerste Anfang August, lassen die Feuchtwerte dennoch nicht absinken. Besonders die durch die unbewachsene Ackerfläche zu erwartende Bodenevaporation bleibt ohne erkennbare feuchteausschöpfende Wirkung auf den Bodenspeicher.

Die insgesamt hohen Niederschlagsmengen im Sommerhalbjahr 1997 haben im wesentlichen, in Verbindung mit den Bodeneigenschaften, zu den ausgeglichenen Feuchteverhältnissen im Bodenspeicher geführt. Die für die Sommerhalbjahre eigentlich typische Ausschöpfungsphase fiel im Sommerhalbjahr 1997, hauptsächlich witterungsbedingt, praktisch aus. Im Zusammenhang hiermit steht auch das zeitliche Auftreten der Sickerwasserbildung aus den Lysimetern (vgl. Fig. 124). Anders als in den vorangegangenen Sommerhalbjahren findet im Sommerhalbjahr 1997 die Sickerwasserbildung in der früh- und hochsommerlichen Phase statt. Hieraus läßt sich eindeutig die Abhängigkeit der Sickerwässer von den Niederschlägen ableiten. Anders formuliert heißt dies auch, daß im Gegensatz zu den übrigen untersuchten Sommerhalbjahren die Niederschläge in den Sommermonaten zwischen Mai '97 und Juli '97 ihre höchste Versickerungswirksamkeit erreichen. Der Nutzungseinfluß tritt somit deutlich hinter den Witterungseinfluß zurück (vgl. Kap. 8.2.4.1 u. Kap. 8.2.4.3).

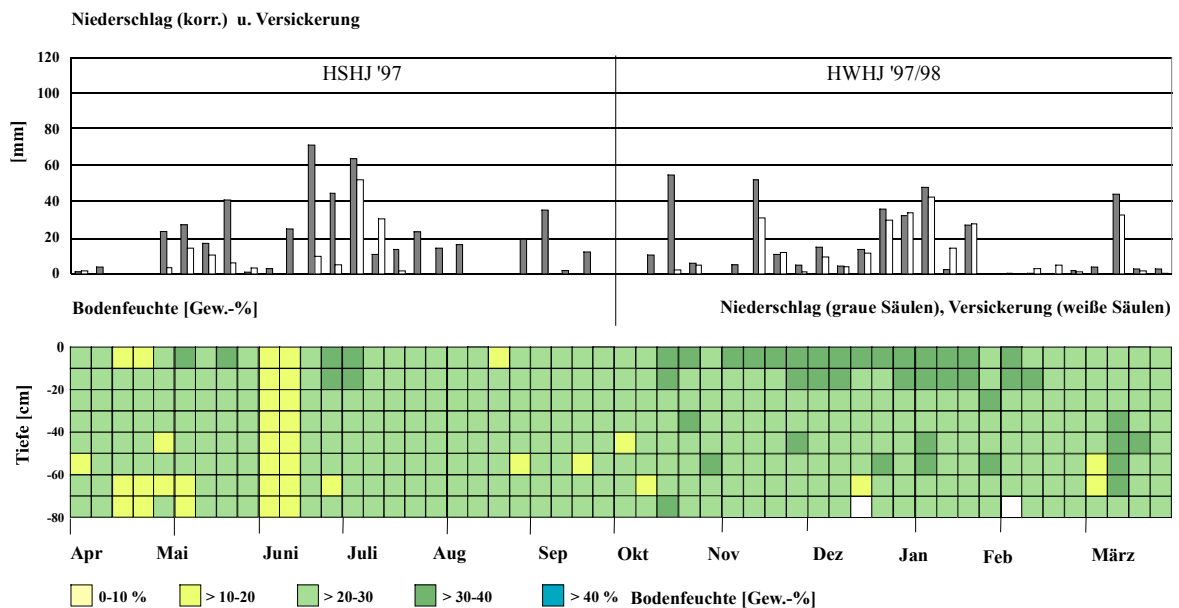


Fig. 124: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Meckel-Acker (Unterer Keuper) für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Zu Beginn des *hydrologischen Winterhalbjahres 1997/98* wird das Feld geeggt. Da über das Winterhalbjahr keine Einsaat von Wintergetreide erfolgt, kommt es Anfang November zum Austreiben des Ausfallgetreides, dessen Triebe die Bodenoberfläche äußerst lückenhaft bedecken. Im Bodenspeicher zeigen sich zunächst keine wesentlichen Veränderungen hinsichtlich der Feuchteverhältnisse im Vergleich zum Ende des vergangenen Sommerhalbjahres. Anhand der wöchentlichen Meßergebnisse zeigt sich, daß sich mit fortschreitender Auffüllung ein relativ homogenes Feuchteverhältnis (ausgenommen die obersten Bodenschichten) im Bodenspeicher sich einstellt (vgl. Fig. 124), welches bis zum Ende des Winterhalbjahres diese Feuchtebedingungen bewahrt. Die vereinzelt auftretenden Feuchteflecken, die einen Feuchtegehalt der nächst höheren Feuchteklasse belegen, sind nur als lokal eng begrenzte Abweichungen zu bewerten, die u.a. durch die schnellere Feuchteabgabe über sekundäre Grobporen (Wurzelbahnen, Risse durch Quellungs- und Schrumpfungsvorgänge oder Wurmrohren) lokal höhere Wassergehalte hervorrufen können. Die höchsten Wassergehalte finden sich somit fast ausschließlich in den Bodentiefen zwischen 10 bis 20 cm, oberhalb einer stärker verdichteten Bodenschicht, im Bereich der Pflugsohle (Anstieg der Lagerungsdichte). Im März zeigt sich in der zweiten Woche ein Anstieg der Bodenfeuchte in den unteren Bodenschichten. Diese Feuchteverlagerung, bei zeitgleich hohem Niederschlagsereignis, geht wahrscheinlich auf das vorherige Tiefpflügen der Ackerfläche (Vorbereitung für die Einsaat des Sommergetreides Anfang April) zurück. Es kann vermutet werden, daß hierdurch bessere Infiltrations- und Perkolationsbedingungen geschaffen wurden. Hinsichtlich der Sickerwasserbildung zeigt sich, daß diese ganz entscheidend von den Witterungsbedingungen abhängig sind, und daß im Winterhalbjahr der Nutzungseinfluß ohne Wirkung auf den Feuchtegang und damit die Wasserflüsse in der durchwurzelter Zone bleibt. Die Bodencharakteristik fördert die überwiegend ausgeglichenen Feuchteverhältnisse im gesamten Bodenspeicher, so daß die Sickerwasserbildung bei genügend vorhandenen Niederschlägen auch in sehr ton- und schluffreichen Ackerböden sehr effektiv ablaufen kann (vgl. Kap. 8.2.2.3 u. Kap. 8.2.4.4).



### Das Bodenfeuchtemeßnetz Meckel-Grünland (Unterer Keuper)

Die schluff- und tonreichen Böden am Grünlandstandort zeigen nach der Tiefe eine starke Veränderung hinsichtlich des Gesamtporenvolumens, mit einer deutlichen Abnahme von oben nach unten. Einhergehend hiermit konnte in den Tiefen 25 cm und 40 cm jeweils ein Anstieg der Lagerungsdichte festgestellt werden. Das Maximum der prozentualen Anteile der Porengrößenklassen liegt eindeutig im Bereich der Fein- und Mittelporen (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 67 u. Anhang: Fig. 33). Seitens der Bodencharakteristik ist somit am Grünlandstandort eine hohe Wasseraufnahme- und Wasserspeicherfähigkeit zu erwarten. Gleichsam wird die Frage gestellt, ob, bzw. inwieweit sich die bodenphysikalischen Merkmale wie sprunghafter Anstieg der Lagerungsdichte in bestimmten Bodenhorizonten sowie die Bodenartendifferenzierung (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 65 u. Anhang: Fig. 32) nach der Tiefe (oben schluffreicher, nach unten hin deutlich tonreicher) im Feuchtegang widerspiegeln. Mit der Erfassung der einzelnen Parameter (Niederschlag, Bodenfeuchte und Sickerwasser) wurde im Verlauf des hydrologischen Sommerhalbjahres 1994 - technisch bedingt - zu unterschiedlichen Meßterminen begonnen. Da die stationseigenen Niederschlagsdaten erst ab Ende September '94 vorliegen, werden die Niederschlagsdaten der Station Idenheim-Acker (mm) (vgl. Fig. 109) für die Bewertung des Feuchteganges im Sommerhalbjahr 1994 herangezogen.

Aus Figur 125 für das *hydrologische Sommerhalbjahr 1994* läßt sich herauslesen, daß sich der Bodenspeicher ab Juni offensichtlich in der Ausschöpfungsphase befindet. Deutlich wird, daß die Feuchteabnahme - umgekehrt zur Dynamik während der Auffüllungsphase - zunächst in den unteren Bodenschichten ansetzt und nach oben eine stetige Fortsetzung erfährt.

Die Niederschlagsereignisse bewirken im Laufe der Vegetationsperiode, besonders in der Zeit vor dem ersten Grasschnitt, lediglich eine Ergänzung des Bodenspeichers in den oberflächennahen Bodenschichten. Die schützende Grasdecke sowie der Wurzelfilz in der oberflächennahen Bodenschicht wirken sich verstärkt wasseraufnehmend und wasserspeichernd aus. Hierdurch wird die Wasserabgabe in die tieferen Bodenschichten gehemmt. Zusätzlich wirkt sich die in 20 cm Bodentiefe ansteigende Lagerungsdichte hemmend auf die Feuchteverlagerung nach unten aus. Nach der ersten Mahd kehrt sich

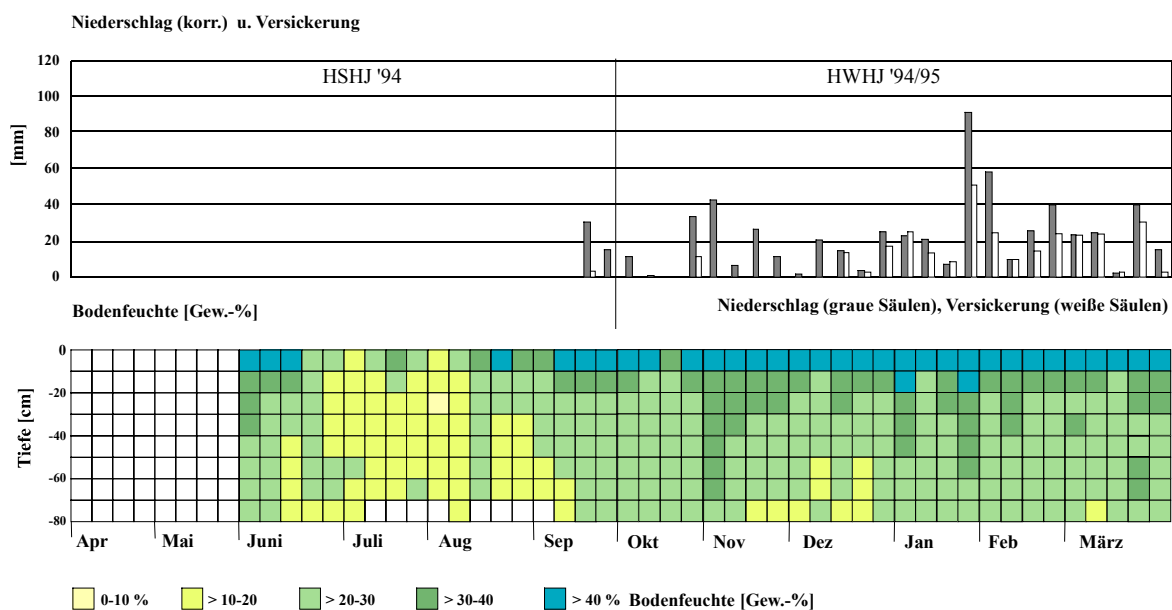


Fig. 125: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Meckel-Grünland (Unterer Keuper) für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen



das Feuchtebild auch innerhalb der obersten Bodentiefen um. Durch die intensive Wachstumsphase der nachwachsenden Gräser und dem dadurch bedingten Wasseraufbrauch läuft die Bodenfeuchteausschöpfung verstärkt ab. Selbst das Starkniederschlagsereignis in der zweiten Juliwoche führt zu keiner Unterbrechung des feuchteaufzehrenden Prozesses. Ab Mitte August setzt bereits die Auffüllungsphase im gesamten Bodenspeicher ein. Dieser Prozeß steht in engem Zusammenhang mit der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung des Niederschlages (vgl. Fig. 125). Die überwiegend gleichmäßig verteilten Niederschläge zwischen Anfang August bis Anfang September bewirken eine sukzessive Feuchtwanderung in die tieferen Bodenschichten (deutlich erkennbar am Tiefengradienten). Gleichzeitig wird hiermit die Auffüllungsphase eingeleitet. Ab der dritten Septemberwoche herrschen - abgesehen von den obersten 20 cm - über den gesamten Bodenspeicher überwiegend ausgeglichene Feuchteverhältnisse (Feuchteklasse 3) vor.

Zu Beginn des *hydrologischen Winterhalbjahres 1994/95* zeigt sich im Bodenspeicher kaum eine Veränderung gegenüber den Feuchteverhältnissen zum Ende des hydrologischen Sommerhalbjahres (vgl. Fig. 125). Ab der ersten Novemberwoche läßt sich bis zum Ende des Winterhalbjahres die Feuchtedynamik (Zeit-Tiefendifferenzierung) als Funktion der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge erkennen. Dies kann am Beispiel der Meßtermine im November '94 deutlich gemacht werden. Ansteigende Niederschläge führen sehr schnell zu einer Anhebung der winterlichen Bodenwasserrücklage (Feuchteklasse 4). Die Menge der jeweiligen Niederschlagsereignisse bestimmt dabei offensichtlich die Tiefenwirksamkeit, es entstehen vertikale Feuchtezapfen (vgl. auch Feuchtezapfen im Januar '95, Februar '95 und März '95). Das im wesentlichen horizontal gegliederte Zweischichtprofil wird zeitweilig durch diese Feuchtezapfen unterbrochen. Charakteristisch für das horizontal ausgeprägte Feuchtemuster ist die Lage der Feuchtefront in einer Tiefe von 20 cm, welche die sprunghafte Veränderung der Wassergehalte (oben: Feuchteklasse 4 bis 5; unten: Feuchteklasse 3) nach der Tiefe deutlich werden läßt. Die höheren Wassergehalte in den obersten 20 cm des Bodens können jedoch nicht ausschließlich über die Niederschläge erklärt werden. Sie sind im wesentlichen auf die hohe Wasseraufnahme- und Wasserspeicherfähigkeit des Wurzelfilzes zurückzuführen. Zudem kann die in einer Tiefe von ca. 25 cm ansteigende Lagerungsdichte sich hemmend auf die Wasserabgabe nach unten auswirken. Die standortspezifischen Bodenverhältnisse zeigen jedoch insgesamt eine ausgleichende Wirkung auf den Bodenfeuchtehaushalt. Somit läßt sich die Feuchtedynamik des Winterhalbjahres als Funktion des komplexen Zusammenwirkens zwischen Niederschlags-eingabe und der bodenbedingten Prozeßdynamik im Bodenspeicher bewerten (vgl. Kap. 8.2.4). Im Zusammenhang mit der Betrachtung des Bodenspeichers zeigt sich für die Sickerwasserbildung aus den Lysimetern während des Winterhalbjahres, daß nach einer gewissen Auffüllungsphase die Niederschläge eine hohe Versickerungswirksamkeit erreichen. Vergleichbar mit der Abhängigkeit der Zeit-Tiefen-Differenzierung der Feuchtwerte von der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge ergibt sich auch hieraus die Abhängigkeit der zeitlichen und mengenmäßigen Variabilität der Sickerwasserbildung (vgl. Kap. 8.2.2.1 u. Kap. 8.2.2.3).

Die Figur 126 für das *hydrologische Sommerhalbjahr 1995* zeigt noch hohe Feuchtwerte zu Beginn und während der Vegetationsperiode zwischen April '95 und Mitte Juli '95 (vgl. auch Sommerhalbjahr 1994), trotz der meist sehr geringen Niederschlagsmengen. Es wird deutlich, daß sich nicht die Menge der Niederschläge sondern die gleichmäßige Niederschlagsverteilung (in Verbindung mit den Bodeneigenschaften) ausgleichend auf den Bodenspeicher auswirkt, und zudem, daß der Wasseraufbrauch durch die Pflanzen (Bereitstellung von genügend pflanzenverfügbarem Wasser in den Mittelporen) gut kompensiert werden kann. Auch unmittelbar nach der ersten Mahd Mitte Juni steht den nachwachsenden Gräsern genügend Feuchtigkeit zur Verfügung, so daß es nicht zu einer starken

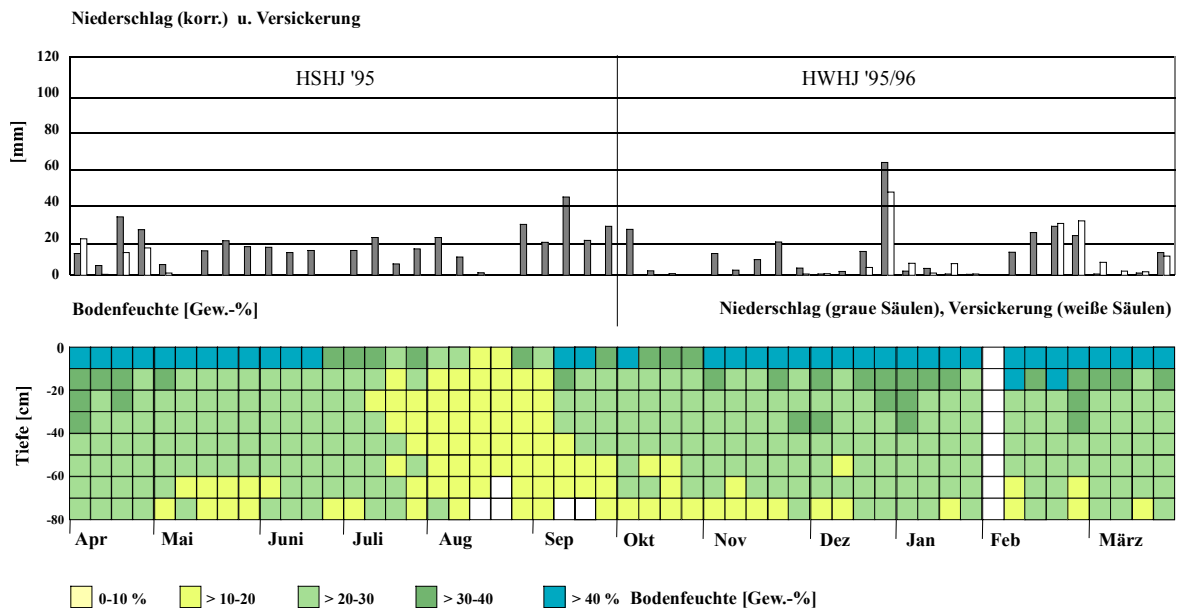


Fig. 126: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Meckel-Grünland (Unterer Keuper) für das hydrologische Jahr 1995/96 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Feuchtereduzierung im Bodenspeicher kommt. Die Folge hieraus ist eine deutliche Verschiebung der sommerlichen Aufzehrungsphase in die zweite Hälfte des Sommerhalbjahres 1995. Vorgänge wie einerseits Wasseraufbrauch sowie Transpiration durch die Vegetation und andererseits Bodenevaporation lassen die Wassergehalte im Bodenspeicher sukzessive absinken (vgl. Fig. 126 mit deutlich nach unten abgestufter Feuchteaufzehrung). Witterungsbedingt, d.h. durch nachlassende Niederschläge und noch sehr warme Sommertemperaturen bis Anfang September, wirkt während dieser Zeit der Nutzungseinfluß wesentlich stärker im Bodenspeicher aus als der Niederschlagsseinfluß. Mit den Mitte September '95 ansteigenden Niederschlagsmengen wird die Auffüllungsphase eingeleitet. In der Graphik zeigt sich dies anhand der nach unten schichtweise ansteigenden Feuchte über einen Zeitraum von ca. vier Wochen. Versickerungswirksam wirken sich jedoch nur die Niederschlagsereignisse zu Beginn des Sommerhalbjahres aus, da hier der Bodenspeicher noch aufgefüllt ist. Als versickerungsunwirksam sind dagegen die übrigen sommerlichen Niederschlagsereignisse zu bewerten (vgl. Fig. 126). Aufgrund der verstärkten Einflußnahme der Vegetation in den Bodenwasserhaushalt wird die Absickerungsmöglichkeit (und damit die Sickerwasserbildung) der infiltrierenden Niederschläge unterbunden.

Zu Beginn des *hydrologischen Winterhalbjahres 1995/96* zeigen sich relativ homogene Feuchteverhältnisse über den gesamten Bodenspeicher, die während des insgesamt sehr niederschlagsarmen Winterhalbjahres prozentual gesehen nur noch geringfügig angehoben werden. Eine Ausnahme bildet das sich im Vergleich zum Halbjahresdurchschnitt heraushebende stärkere Niederschlagsereignis Ende Dezember '95, welches - z.T. zeitverzögert - lediglich einen Anstieg der Feuchtwerte bis in eine Tiefe von ca. 40 cm bewirkt (Feuchtezapfen) (vgl. Fig. 126). Insgesamt zeigt sich jedoch ein für Grünlandstandorte typisches winterliches Feuchtebild. Die maximalen Wassergehalte befinden sich in den oberflächennahen Bodenschichten. Der Feuchtesprung innerhalb des Bodenspeichers (oben: Feuchteklasse 4, unten: Klasse 3) wird durch die Lage der Feuchtefront in der graphischen Aufbereitung verdeutlicht. Die horizontale Gliederung des Feuchtebildes spiegelt somit einerseits den dynamischen Feuchtegang in Abhängigkeit der Niederschläge wider, andererseits wird gerade in den oberen Zentimetern der Bodenschicht die Dynamik durch den Effekt der schützenden Grasnarbe und des starken Wurzelfilzes (Wasseraufnahme- und Wasserspeicherung) überlagert. Die Sickerwasserbildung ist,

wie bereits unter Kap. 6.1.4 (Station Meckel-Grünland; Fig. 74) erwähnt, im wesentlichen als Funktion der winterhalbjährlichen Niederschläge zu bewerten.

Die Figur 127 für das *hydrologische Sommerhalbjahr 1996* zeigt, im Unterschied zu den Sommerhalbjahren 1994, 1995 und 1997, ein vertikal ausgerichtetes, zweigeteiltes Feuchtebild. Die Ausschöpfungsphase beginnt Anfang Juni. Zu diesem Zeitpunkt bewegen sich die Feuchtwerte in den Bodenschichten unterhalb von 20 bzw. 30 cm innerhalb der Feuchtekategorie 3. Anhand der Datenblätter konnte festgestellt werden, daß das Maximum des Bodenwasseraufbrauchs etwa ab Mitte Juli '96 erreicht wird, und daß diese Feuchteverhältnisse (Feuchtekategorie 2) bis zum Ende des Sommerhalbjahres im Bodenspeicher andauern. Hieraus ist abzuleiten, daß nach dem ersten Grasschnitt (Anfang Juni '96) die nachwachsenden Gräser mehr Wasser aufbrauchen, als durch die geringen Niederschläge in den obersten Bodenschichten ergänzt werden kann. Kurzzeitige Wiederbefeuchtung durch die Niederschlagsereignisse in der letzten Juni bzw. in der zweiten Juliwoche bleiben ohne nachhaltige Wirkung im Bodenspeicher. Der Nutzungseinfluß (Wasseraufbrauch, Interzeptionsverlust über die Blattflächen sowie auch Bodenevaporation) während der überwiegend niederschlagsarmen Sommer- und Herbstwochen überdeckt den Niederschlagseinfluß. Hieraus erklärt sich auch, daß im Vergleich zu den Sommerhalbjahren 1994 und 1995 die Auffüllungsphase am Grünlandstandort in das sich anschließende Winterhalbjahr 1996/97 verschoben wird.

Der Bodenwasseraufbrauch führt somit auch zu keiner Absickerung in die tieferen Bodenschichten, so daß während der Hauptvegetationszeit keine Sickerwasserbildung möglich wird. Auch hier zeigt sich, daß der Nutzungseinfluß eindeutig in die Feuchtedynamik des durchwurzelterten Bodenraumes eingreift. Lediglich zu Beginn des hydrologischen Sommerhalbjahres, zur Zeit eines noch gut gefüllten Bodenspeichers, zeigt sich - wenn auch nur sehr geringfügig - die Versickerungswirksamkeit der Niederschläge (vgl. Fig. 127).

Wie bereits oben angedeutet, setzt der Wiederauffüllungsvorgang im Bodenspeicher nach dem niederschlagsarmen und warmen Herbstmonat September im *hydrologischen Winterhalbjahr 1996/97* ein (vgl. Fig. 127). Die Niederschlagsereignisse im Verlauf des Monats Oktober '96 lassen die Feuchtwerte im Bodenspeicher sukzessive nach unten ansteigen. Ab Mitte November herrschen unterhalb einer Tiefe

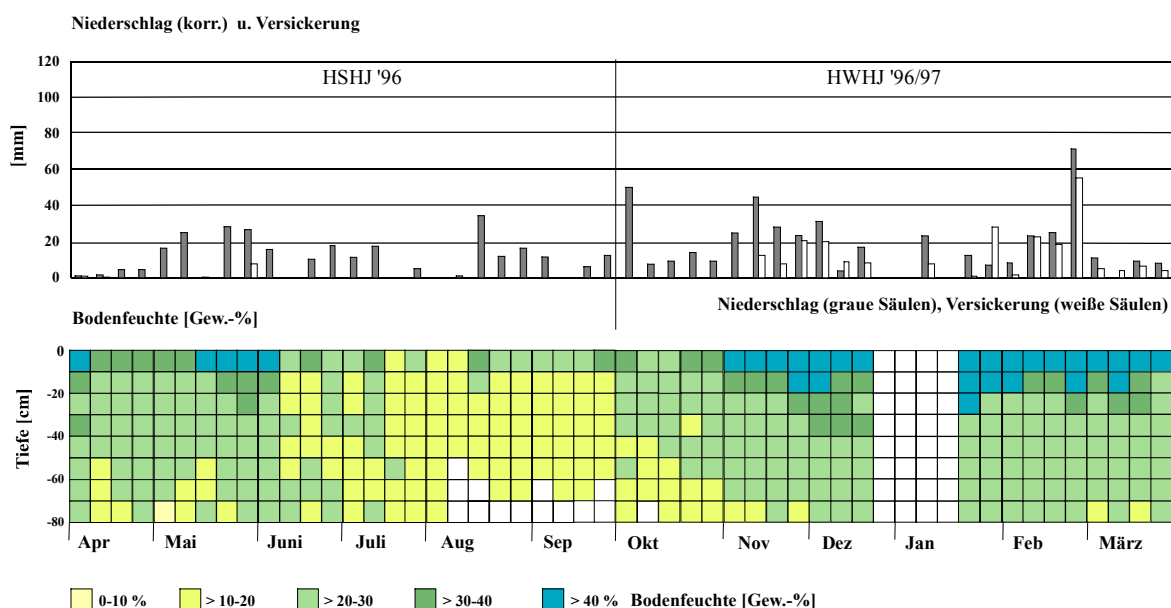


Fig. 127: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Meckel-Grünland (Unterer Keuper) für das hydrologische Jahr 1996/97 auf der Basis wöchentlicher Messungen

von 20 bzw. 30 cm relativ ausgeglichene Feuchteverhältnisse. Die stärksten Feuchteunterschiede (bezogen auf die absoluten Wassergehaltswerte) treten eng gekoppelt an die zeitliche und mengenmäßige Abgabe der Niederschläge in den obersten Bodenschichten (Wurzelfilz der Grasnarbe) auf. Hierdurch ergibt sich wieder das für Winterhalbjahre typische horizontal gegliederte Feuchtebild.

Länger anhaltende Niederschlagsperioden wie z.B. zwischen November und Anfang Dezember '96 bewirken eine nachhaltige Zeit-Tiefen-Differenzierung im Bodenspeicher bis Mitte Dezember. Der bodenbedingte Einfluß (hohe Wasseraufnahmefähigkeit und hohe Wasserhaltefähigkeit, verbunden mit der Feuchteabgabe nach der Tiefe bei genügender Wassernachlieferung) verstärkt diesen Effekt. Die technisch bedingte Datenlücke für die Wassergehalte von Ende Dezember '96 bis Mitte Januar '97 läßt keine Aussage für die Feuchtedynamik zu. Die Datenaufzeichnung (absolute Werte) der anschließenden Wochen bis zum Ende des Winterhalbjahres sowie deren graphische Umsetzung lassen nur geringfügig veränderte Feuchteverhältnisse im Vergleich zu den Wochen vor dem Datenausfall erkennen. Somit kann auch für die Zeit des Datenausfalls von kontinuierlichen Feuchteverhältnissen im Bodenspeicher ausgegangen werden.

Die Sickerwasserbildung vollzieht sich im hydrologischen Winterhalbjahr 1996/97 wieder in Abhängigkeit der zeitlichen und mengenmäßigen Variabilität der Niederschlagsverteilung. Der Nutzungseinfluß zeigt keine reduzierende Wirkung auf die Versickerungswirksamkeit der Niederschläge (vgl. Kap. 6.1.4, Fig. 75).

Der dynamische Feuchtegang im *hydrologischen Sommerhalbjahr 1997* zeigt im Vergleich zu den zuvor diskutierten Sommerhalbjahren eine völlig andersartige Entwicklung (vgl. Fig. 128). Aus dem Feuchtebild ist zu erkennen, daß die Ausschöpfungsvoränge während der Vegetationsperiode erst ab der dritten Augustwoche bis zum Ende des Sommerhalbjahres zu einer deutlichen Feuchteabnahme im Bodenspeicher führen (ausgenommen der kurzen Unterbrechung in der ersten Septemberwoche). Hieraus erklärt sich, daß die für das Sommerhalbjahr 1997 charakteristische Variabilität der zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung hauptsächlich für den Feuchtegang verantwortlich ist. Der Nutzungseffekt mit all seinen feuchteaufzehrenden Begleiterscheinungen bleibt völlig unwirksam.

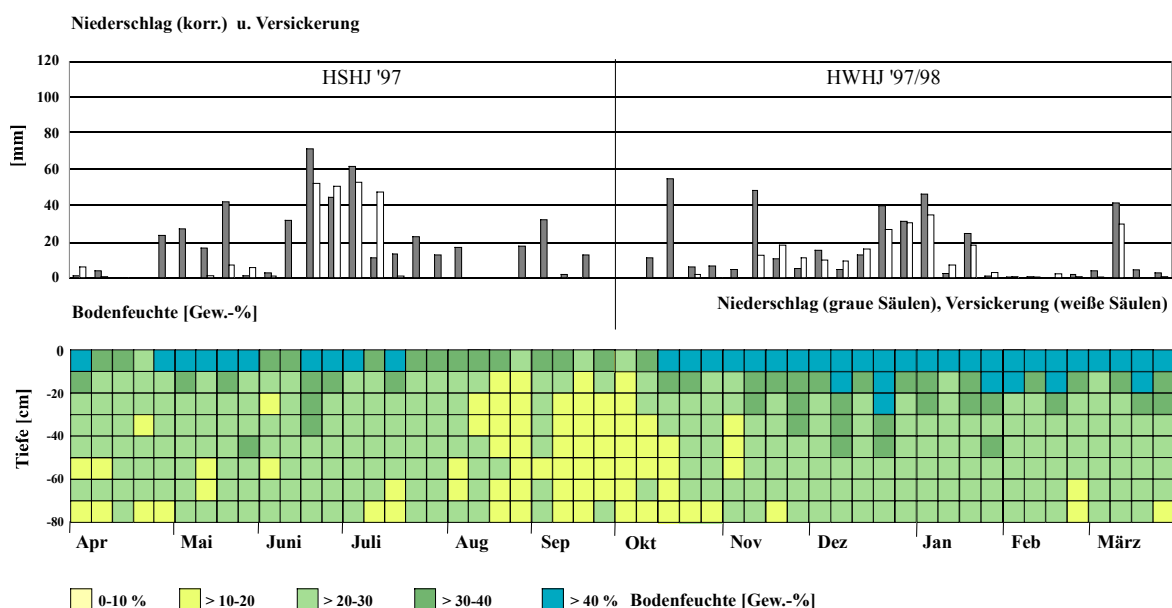


Fig. 128: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Meckel-Grünland (Unterer Keuper) für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Ein leichter Nutzungseffekt läßt sich vielleicht für die überwiegend niederschlagsarmen Spätsommer- und frühherbstlichen Wochen am Ende des Sommerhalbjahres nach dem zweiten Grasschnitt Mitte August erkennen (durch den Wasseraufbrauch der neu aufwachsenden Gräser). Durch die sehr warmen Spätsommertage kann zudem auf dem frisch gemähten Grünland die Bodenevaporation noch feuchteaufzehrend wirken. Somit wird - vergleichbar mit dem Ende des Sommerhalbjahres 1996 - die Auffüllungsphase in das hydrologische Winterhalbjahr 1997/98 verschoben (vgl. Fig. 128).

Die hohe Variabilität der Niederschläge im überaus niederschlagsreichen Sommerhalbjahr 1997 läßt sogar während der Hauptvegetationsperiode Sickerwasserbildung in den sich unter Grünlandnutzung befindlichen Lysimetern zu. Eindeutig tritt der Nutzungseinfluß hinter den Niederschlagseinfluß zurück. Bodenbedingt können sich allerdings die gerade während der Sommerzeit stark ausgebildeten Schrumpfrisse (sekundäre Grobporen) in den sehr ton- und schluffreichen Böden versickerungsfördernd auswirken (vgl. auch Kap. 6.1.4, Fig. 76; vgl. auch Kap. 8.2).

Im *hydrologischen Winterhalbjahr 1997/98* wird die Auffüllungsphase im Bodenspeicher bereits ab der zweiten Oktoberwoche bei noch geringen Niederschlagsmengen eingeleitet. Das mengenmäßig hohe Niederschlagsereignis in der dritten Oktoberwoche bewirkt mit einwöchiger Zeitverzögerung die Feuchteauffüllung über den gesamten Speicherraum. Der Feuchterückgang in der ersten Novemberwoche (nach einer dreiwöchigen niederschlagsarmen Zeit), besonders in einer Tiefe zwischen 30 bis 60 cm, kann nur kurzzeitig bestehen bleiben (vgl. Fig. 128).

Abgesehen von den Feuchteschwankungen zu Beginn der winterlichen Auffüllungsphase zeigt das Feuchtebild für das hydrologische Winterhalbjahr ab Mitte November '97 bis Ende März '98, besonders in einer Tiefe unterhalb von 20 cm, homogene Feuchteverhältnisse (Feuchteklasse 3), die i.d.R. bei der Betrachtung der Zeit-Tiefen-Differenzierung der absoluten Wassergehaltswerte prozentual nur gering voneinander abweichen. Hier macht sich der ausgleichende Effekt der standörtlichen Bodeneigenschaften auf die Wasserflüsse unterhalb der Feuchtefront bemerkbar. Das Maximum der Feuchtwerte findet sich, wie in allen vorherigen untersuchten Winterhalbjahren, in den obersten Bodenschichten, dort, wo der Wurzelfilz der Grasnarbe die langsam durch die Grasdecke infiltrierenden Niederschläge aufnimmt und speichert. Der Grad der Tiefenauswirkung zeigt sich über die vertikal unterschiedlich tief nach unten reichenden Feuchtezapfen, die die Lage der Feuchtefront in meist 20 cm Tiefe unterbrechen. Das zapfenartige Tiefenwachstum der Feuchte fällt meist zeitgleich mit den mengenmäßig stärkeren Niederschlagsereignissen zusammen. Auch während der trocken-kalten Februarwochen '98 zeigt sich keine übermäßige Feuchteveränderung (vgl. Fig. 128). Hier können die Bodeneigenschaften den ausbleibenden Wassernachschub durch fehlende Niederschläge im Bodenspeicher kompensieren. Der Nutzungseinfluß auf den Feuchtegang kann hier, bedingt durch die winterliche Vegetationspause und einer damit verbundenen geringen Verdunstung, außer acht gelassen werden.

Gleiches gilt für die Bewertung der Sickerwasserbildung unter dem Aspekt des Wirkungsgefüges zwischen Niederschlag, standörtliche Bodencharakteristik, Bodenspeicher sowie Nutzungsart. Die Sickerwasserbildung im hydrologischen Winterhalbjahr 1997/98 zeigt eine starke Abhängigkeit von der Niederschlagsvariabilität (vgl. Kap. 6.1.4, Fig. 76). Der Einfluß der bodenphysikalischen Eigenschaften auf die Wasserflüsse im Boden und die sich daraus ergebende Sickerwasserbildung tritt nach einer gewissen Vorlaufphase - verbunden mit zunehmender Feuchte im Bodenspeicher - hinter den Niederschlagseinfluß zurück. Im Vergleich zur Sickerwasserbildung im Sommerhalbjahr 1997 (Absickerung auch aufgrund der sekundären Grobporen) ist für das Winterhalbjahr im wesentlichen die Versickerungswirksamkeit der Niederschläge hervorzuheben.

### ***Das Bodenfeuchtemeßnetz Meckel-Wald (Unterer Keuper)***

Die Böden der Beobachtungsfläche unter Waldnutzung im unmittelbaren Bereich zu der Lysimeterstation zeichnen sich durch einen insgesamt hohen Schluff- und Tonanteil aus (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 65 u. Anhang: Fig. 32). Entsprechend hoch ist das Gesamtporenvolumen (von oben: 59 Vol.-% nach unten bis auf 51 Vol.-% langsam abfallend). Die Porenklassenverteilung zeigt über die Profiltiefe eine starke Differenzierung. Während in den oberen Horizonten (bis ca. 22 cm Tiefe) der Feinporenanteil gegenüber fast gleichen Mittel- und Grobporenanteilen überwiegt, nimmt unterhalb dieser Tiefe der Feinporenanteil weiter zu, wogegen die Prozentanteile von Grob- und Mittelporen stärkeren Schwankungen unterlegen sind (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 68 u. Anhang: Fig. 33). Hieraus ist bodenbedingt einerseits eine hohe Wasseraufnahme- und Wasserspeicherfähigkeit zu erwarten. Andererseits darf aufgrund des Grobporenanteils, in Verbindung mit den über das gesamte Bodenprofil festgestellten Wurzelbahnen (= zusätzliche sekundäre Grobporen), die Wasserleitfähigkeit hinsichtlich der Feuchtedynamik nicht unterschätzt werden (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 64).

Das Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetz konnte erst im letzten Drittel des Sommerhalbjahres 1994 in Betrieb genommen werden, so daß die Auswertungen des Feuchteganges für das ***hydrologische Jahr 1994/95*** entsprechend unvollständig sind.

Der dynamische Feuchtegang unter Wald zeigt im Verlauf *des hydrologischen Sommerhalbjahres 1994* eine hohe Variabilität, die sich im wesentlichen durch eine Feuchtedifferenzierung in vertikaler Richtung auszeichnet (vgl. Fig. 129). Von Anfang Juni bis Ende Juni '94 zeigen sich im Feuchtebild relativ hohe und - mit Ausnahme der ersten beiden Juniwochen sowie der obersten Bodenschicht bis in eine Tiefe von 10 cm - ausgeglichene Feuchteverhältnisse (Feuchtekategorie 3) über den gesamten Bodenspeicher. Die maximalen Feuchtwerte im oberflächennahen Bereich lassen sich über den hohen Anteil an organischer Substanz und deren überaus gute feuchtespeichernde Fähigkeit im Bodenprobengut erklären. Zudem wird ein Teil des von der Streuauflage zurückgehaltenen Bestandsniederschlages langsam an die oberflächennahen Bodenschichten abgegeben was ebenfalls, besonders in den noch nicht so warmen Frühsommerwochen Mai und Juni, zu einer stärkeren Durchfeuchtung dieser Schicht führt. Die sich vertikal nach unten erstreckenden Feuchtezapfen Anfang Juni (erster und zweiter Meßtermin) lassen die Vermutung zu, daß diese hohen Feuchteverhältnisse einerseits noch aus der winterlichen Auffüllungsphase resultieren, und andererseits mit Beginn der Vegetationsperiode die frühsommerlichen Niederschlagsmengen (vgl. Kap. 6.2.3: Station Idenheim-Wald: April und Mai; Fig. 117) das Einsetzen der Ausschöpfungsphase verzögert haben.

Erste Ausschöpfungsvorgänge im Bodenspeicher zeigen sich ab der zweiten Junihälfte. Die Feuchteabnahme (von Feuchtekategorie 4 nach Feuchtekategorie 3) (durch nachlassende Niederschläge sowie Wasseraufbrauch durch die Baum- und Strauchwurzeln) erfolgt zunächst unterhalb einer Bodentiefe von 10 cm. Ab Anfang Juli bis Anfang September verstärkt sich der feuchteaufzehrende Vorgang zunächst weiter in den tieferen Bodenschichten. Die Wassergehalte fallen bis in die nächst tiefere Feuchtekategorie (Kategorie 2) ab. Ende August läßt sich die maximale Ausschöpfung auch bis in die oberflächennahe Bodenschicht feststellen. Die während dieser Zeit fallenden Niederschläge vermögen den Wasseraufbrauch durch die Baum- und Strauchwurzeln (hauptsächlich aus tieferen Bodenschichten) und die Waldbodenvegetation (aus höheren Bereichen des Bodenspeichers) nicht mehr auszugleichen. Als weiterer feuchteaufzehrender Effekt ist die Streuevaporation zu nennen. Ein Teil des auf den Waldboden fallenden und in der Streuschicht festgehaltenen Niederschlages unterliegt besonders in den warmen Juli- und Augustwochen einer verstärkten Verdunstung, so daß hierdurch der Niederschlagseintrag bereits eine deutliche Verringerung erfährt. Der niederschlagsreiche Monat September führt jedoch zu einer deutlichen Erhöhung der Bodenwasservorräte über den gesamten Bodenspeicher.

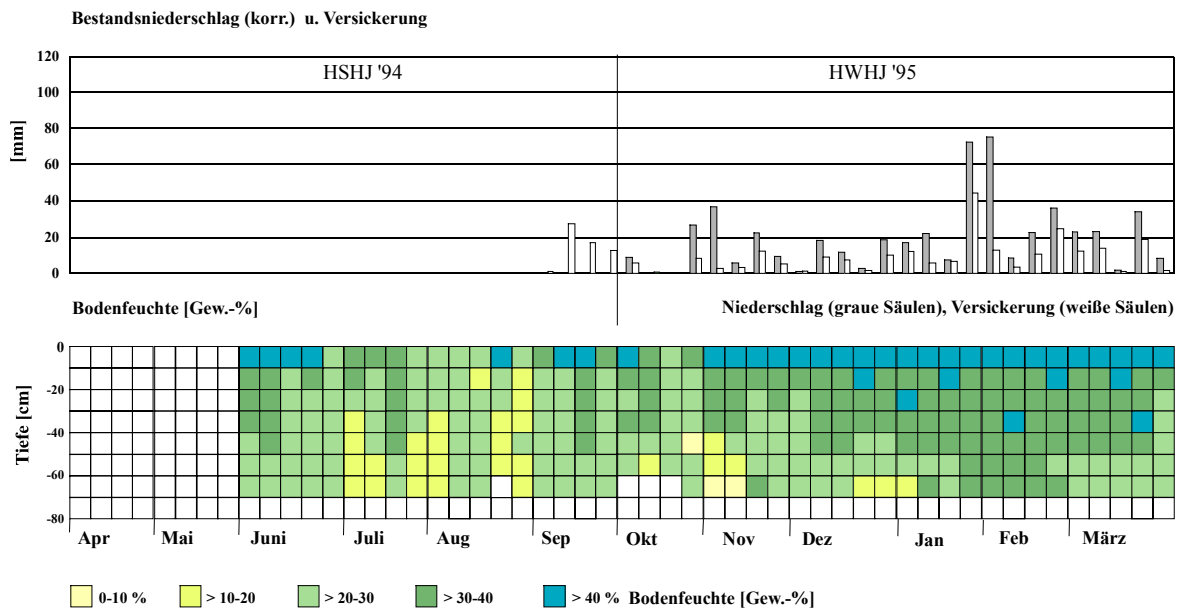


Fig. 129: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen (unvollständige Meßreihe) am Standort Meckel-Wald (Unterer Keuper) für das hydrologische Jahr 1994/95 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Die Heterogenität der sommerlichen Feuchteverhältnisse kann als Funktion des komplexen Zusammenwirkens zwischen den standörtlichen Parametern Nutzung (Wachstumsphase der Artenzusammensetzung des Waldstandortes), Witterungsbedingungen (Niederschlag- und Temperaturverhältnisse) und Bodencharakteristika bewertet werden. Nutzung und Bodencharakteristika überlagern dabei teilweise den witterungsbedingten Einfluß (Niederschlag). Hieraus ergibt sich die im wesentlichen vertikale Wanderung der Bodenfeuchte (vertikale Feuchte- bzw. Trockenmuster im Wechsel) (vgl. Fig. 129; vgl. auch Kap. 8.2.4.4).

Hinsichtlich der standörtlichen Bewertung der Sickerwasserbildung während des Sommerhalbjahres 1994 im Zusammenhang mit dem Nutzungs- und Bodeneinfluß kann aufgrund der erst zum Ende des Sommerhalbjahres begonnenen Meßreihe keine Aussage getroffen werden.

Das Feuchtebild für das *hydrologische Winterhalbjahr 1994/95* zeigt, daß sich die bereits am Ende des Sommerhalbjahres eingesetzte Auffüllungsphase im Laufe des Winterhalbjahres weiter verstärkt. Eng gekoppelt an die zeitliche und mengenmäßige Niederschlagsverteilung ist die dynamische Entwicklung der Zeit-Tiefendifferenzierung der Feuchte zu beobachten. Der zeitliche Verlauf der Auffüllungsphase zeigt sich in der Figur 129 anhand einer sukzessiv nach unten fortschreitenden Feuchtezunahme (Feuchteklasse 4). Auf den Niederschlagseinfluß bezogen bedeutet dies, daß die meist gleichmäßig verteilten Niederschlagsmengen - über einen Zeitraum zwischen November '94 bis einschließlich Januar '95 - die Wassergehalte in den ton- und schluffreichen Böden stetig ansteigen lassen. Das Feuchtemaximum über den gesamten Bodenspeicher stellt sich zwischen der letzten Januarwoche und der letzten Februarwoche ein. Während dieser Zeit konnten im Vergleich zu den Vorwochen deutlich höhere Niederschlagsmengen erfaßt werden. Ab März scheint bereits der Ausschöpfungsvorgang eingeleitet zu sein. Die im Vergleich zum Vormonat in der Monatssumme nur unwesentlich geringeren Niederschlagsmengen vermögen die Feuchteverhältnisse in den tieferen Bodenschichten nicht mehr aufrechtzuhalten. Eine erste frühe Wurzelaktivität könnte zum verstärkten Wasseraufbrauch in den tieferen Bodenbereichen geführt haben. Andererseits wäre auch der bestandsniederschlagsreduzierende Effekt aufgrund der Streuevaporation mit vermindertem Niederschlagseintrag denkbar. Letztere würde

allerdings warme Temperaturen voraussetzen, die im März jedoch noch nicht in dem Maße gegeben waren.

Bezüglich der Sickerwasserbildung während des hydrologischen Winterhalbjahres 1994/95 zeigt sich, daß diese eindeutig in Abhängigkeit von den Niederschlägen zu erklären ist. Den Bodeneigenschaften kommt dabei eine unterstützende Wirkung zu. Im Vergleich zu den bisher untersuchten Waldstandorten fällt auf, daß die Sickerwasserabläufe aus den Lysimeterparallelen ohne größere zeitliche Verzögerung auf die Niederschlagsereignisse einsetzen. Die Labordaten (besonders die Kf-Werte) belegen die günstigen Bedingungen der Sickerwasserbildung in dem ton- und schluffreichen Waldboden, der aufgrund des Korngrößenverteilungsspektrums eigentlich eher eine gehemmte Bodenwasserdynamik, erwarten lassen sollte. An diesem Standort übernehmen jedoch die Wurzelbahnen die Grobporenfunktion. Die sekundären Grobporen, in Verbindung mit der Flachgründigkeit des Waldstandortes fördern somit die Wasserwegsamkeit und die damit verbundene schnelle Absickerung (vgl. auch Kap. 5.4.1, Tab. 68 u. Kap. 6.1.4, Fig. 77 sowie Kap. 8.2.2.3 u. Kap. 8.2.4.4).

Am Feuchtebild für das *hydrologische Sommerhalbjahr 1995* wird deutlich, daß der bereits am Ende des Winterhalbjahres 1994/95 eingeleitete Ausschöpfungsvorgang während der ersten beiden Monate des hydrologischen Sommerhalbjahres zunächst nicht weiter fortgesetzt wird (vgl. Fig. 130). Die Niederschlagsereignisse tragen sogar dazu bei, daß die vorherige Feuchteabnahme in den tieferen Bodenschichten wieder aufgehoben wird. Der Wasseraufbrauch der Baum- und Strauchwurzeln scheint während dieser Zeit noch über die Niederschlagseinträge kompensiert werden zu können. Ab der zweiten Juniwoche setzt ein langsamer Rückgang der Bodenfeuchte - zunächst unterhalb der bodennahen Schicht - ein. Bei abnehmenden Niederschlagsmengen wird die sommerliche Ausschöpfungsphase eingeleitet. Dieser Ausschöpfungsvorgang läßt sich bis zum Ende des Sommerhalbjahres beobachten. Anhand der wöchentlichen Datenblätter mit den absoluten Wassergehaltsangaben zeigt sich, daß besonders in den Monaten Juli bis Ende August die stärksten Wassergehaltsabnahmen (innerhalb der entsprechenden Feuchteklasse 2 bzw. 3) aber auch Wassergehaltsschwankungen (häufig zwischen zwei Meßterminen) in einer Bodentiefe zwischen 0 und 30 cm auftreten (erklärbar durch den Wasseraufbrauch über die Waldbodenvegetation sowie die Bodenevaporation). Insgesamt wird deutlich, daß mit dem Beginn der verstärkten Bodenwasserausschöpfung einerseits durch den Wasseraufbrauch der Kraut- und Strauchschicht sowie die Bodenevaporation, andererseits aber auch die Streuevaporation (Zurückhalten eines Teiles der Niederschläge durch den Waldunterwuchs (= Interzeptionsverlust) und dadurch begünstigte Verdunstung über die Streuauflage), der Niederschlagseintrag deutlich überlagert wird. Ab September '95 steigen die Bodenfeuchtwerte im Bodenspeicher langsam an. Aus Figur 130 wird deutlich, daß in einer Bodentiefe von 20 - 30 cm bzw. 20 - 40 cm zeitweise höhere Wassergehalte (Feuchteklasse 4) auftreten. Hier macht sich der stauende Effekt der ansteigenden Lagerungsdichte bemerkbar.

Trotz dieses Ausschöpfungsvorganges kommt es während des Sommerhalbjahres immer wieder zur Sickerwasserbildung (vgl. Fig. 130). Scheinbar kommt den Niederschlagsereignissen eine hohe Versickerungswirksamkeit zu. Diese wiederum läßt sich jedoch nur unter der Berücksichtigung der standortspezifischen Bodencharakteristik erklären, wobei im wesentlichen durch das gut ausgebildete sekundäre Makroporensystem (Wurzelbahnen) im Waldboden die Wasserwegsamkeit für die infiltrierenden Niederschläge gefördert und die Absickerung gesteigert wird. Hinweise auf diese günstigen Bedingungen innerhalb dieses Bodenprofils konnten über die horizontspezifischen diagnostischen Merkmale an der offenen Profilgrube des Waldstandortes gewonnen werden (Kap. 5.4.1, Tab. 64).



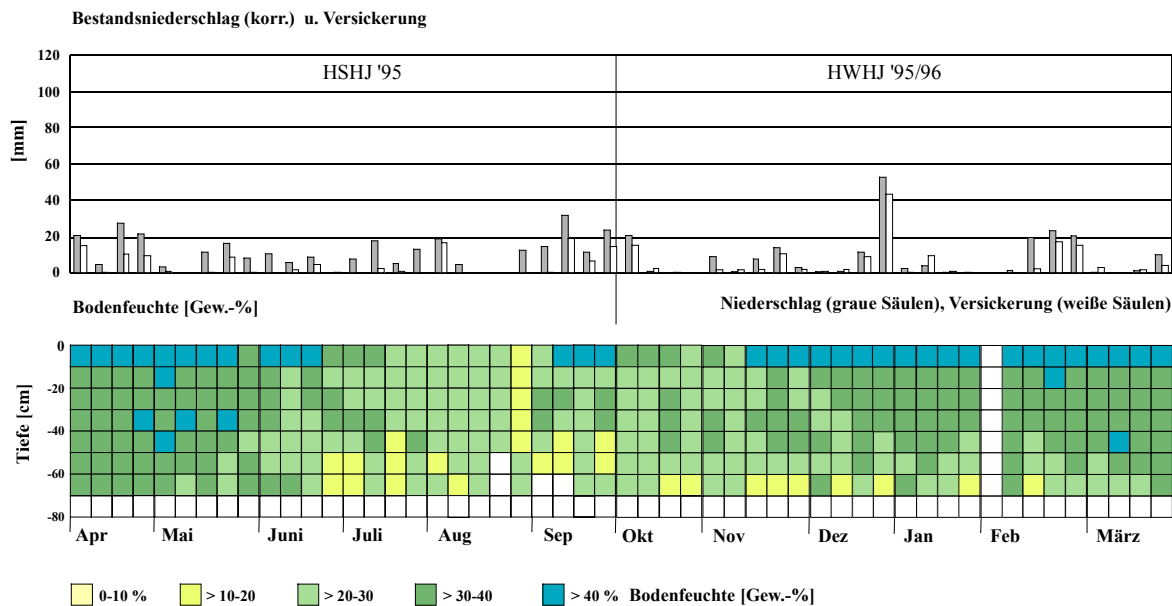


Fig. 130: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Meckel-Wald (Unterer Keuper) für das hydrologische Jahr 1995/96 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Die Figur 130 läßt für das *hydrologische Winterhalbjahr 1995/96* in der Art eines zweigeteilten und im wesentlichen vertikal gegliederten Feuchtemusters deutlich erkennen, daß die Feuchtezunahme im Bodenspeicher nur sehr langsam und über Wochen abläuft und dadurch die Auffüllung in die zweite Hälfte des Winterhalbjahres verschoben wird. Der Tiefengradient (erkennbar durch das 'getreppte' Feuchtebild) gibt dabei die Reaktion der Feuchtwanderung nach der Tiefe auf die Niederschlagsereignisse ungefähr wieder. Die wöchentlichen Datenaufzeichnungen belegen, daß sich der Bodenspeicher Anfang Januar '96 bis zum Ende des Winterhalbjahres im wesentlichen durch ausgeglichene Feuchteverhältnisse auszeichnet, d.h. die Schwankungsbreite der Wassergehalte über die Bodentiefe hat, im Vergleich zur ersten Hälfte des Winterhalbjahres, deutlich abgenommen. Die zeitliche Verschiebung des Auffüllungsvorgangs sowie die sich erst in der zweiten Hälfte des Winterhalbjahres einstellenden ausgeglichenen Feuchteverhältnisse sind das Ergebnis des Zusammenwirkens zwischen Bodencharakteristik (u.a. Korngrößenzusammensetzung, Porenklassenverteilung) und der zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung. Es kann davon ausgegangen werden, daß der schluff- und tonreiche Boden einen wesentlichen Einfluß auf die Feuchtedynamik ausübt. Der Nutzungseinfluß der Waldvegetation auf den Feuchtegang tritt während der winterlichen Vegetationspause völlig zurück. Die niederschlagsarmen und frostreichen Wochen zwischen Anfang Januar und der ersten Hälfte des Februars '96 zeigen keine Auswirkung auf den Bodenspeicher.

Die Variabilität der Sickerwasserbildung aus den Lysimetern spiegelt eindeutig die Versickerungswirksamkeit der Niederschläge während des Winterhalbjahres wider. Über die zeitlich und mengenmäßige unterschiedliche Niederschlagsverteilung läßt sich sehr gut das Reaktionsvermögen der Sickerwasserläufe erkennen. Dabei wirkt sich sicherlich die über das Makroporensystem (Wurzelbahnen) gesteigerte Wasserwegsamkeit in den schluff- und tonreichen Böden fördernd auf die Sickerwasserbildung aus (vgl. statistische Aussage hinsichtlich der Überprüfung der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung Kap. 5.3.1.1, Tab. 24 u. Tab. 26; vgl. auch Kap. 8.2.1 u. Kap. 8.2.2.3).

Die niederschlagsarmen Wochen zu Beginn des *hydrologischen Sommerhalbjahres 1996* lassen die Wassergehalte im Bodenspeicher kaum absinken (vgl. Fig. 131). Der zum Ende des Winterhalbjahres 1995/96 im Bodenspeicher herrschende Auffüllungsgrad bleibt bis Anfang Juni '96 gewahrt. Dies kann

anhand der wöchentlich ermittelten Wassergehalte belegt werden. Erst ab der zweiten Juniwoche fallen die Feuchtwerte sehr schnell bis in die unteren Bodenschichten ab. Dieser Feuchtwertwechsel im Bodenspeicher von der Auffüllungsphase in die Ausschöpfungsphase wird im Feuchtediagramm durch die markante Grenze zwischen der Feuchteklasse 3 und Feuchteklasse 2 deutlich ausgedrückt. Die Auswirkungen des Ausschöpfungsvorganges während der Vegetationsperiode (sowohl durch die Wurzeltranspiration von Baum-, Strauch- und Krautschichtvegetation, sowie der Boden evaporation als auch der Streuevaporation) lassen die Feuchtwerte bis zum Ende des Sommerhalbjahres 1996, bei insgesamt geringem Niederschlagsbeitrag, nicht mehr wesentlich ansteigen. Anhand der wöchentlichen Datenblätter wird deutlich, daß die maximale Ausschöpfung (= niedrigste Wassergehaltswerte) am Ende des Sommerhalbjahres den Bodenspeicher prägt.

Die Sickerwasserbildung im Verlaufe des hydrologischen Sommerhalbjahres 1996 findet sowohl zu Zeiten eines noch gut aufgefüllten Bodenspeichers als auch während der Ausschöpfungsphase statt. Der Nutzungseinfluß, in Form eines verstärkten Wasseraufbrauchs während der Wachstumsphase, übt scheinbar keine hemmende Wirkung auf die Absickerung des infiltrierenden Niederschlagsanteils aus. Die Sickerwasserbildung ist eher als Funktion der Niederschläge in Verbindung mit der standortgebundenen starken Durchwurzelung des eher - bodenartenbedingt - wasseraufnahme- und wasserspeicherungsfähigen Waldbodens, zu bewerten. Die Versickerungswirksamkeit wird zusätzlich durch die Flachgründigkeit des Waldbodens unterstützt.

Zu Beginn des *hydrologischen Winterhalbjahres 1996/97* (Fig. 131) wird die Bodenfeuchte im Bodenspeicher trotz ansteigender Niederschlagsmengen im Oktober im Vergleich zu den letzten Wochen des Sommerhalbjahres nur unwesentlich angehoben. Auf die anschließende niederschlagsreichere Zeit im November '96 reagiert der Bodenspeicher jedoch mit einem sehr schnellen Anstieg der Wassergehaltswerte. Der sich Ende November '96 einstellende Auffüllungsgrad bleibt bis zum Ende des Winterhalbjahres erhalten. Die helleren Feuchteflecken im Feuchtediagramm zeigen, daß - besonders in Verbindung mit geringeren Niederschlagsmengen - in den unteren Bodenschichten zeitweise immer wieder Wassergehaltsschwankungen auftreten. Im insgesamt ton- und schluffreichen Bodenaufbau, dessen Porenklassen besonders in den unteren Bereichen zunehmend durch einen sehr hohen

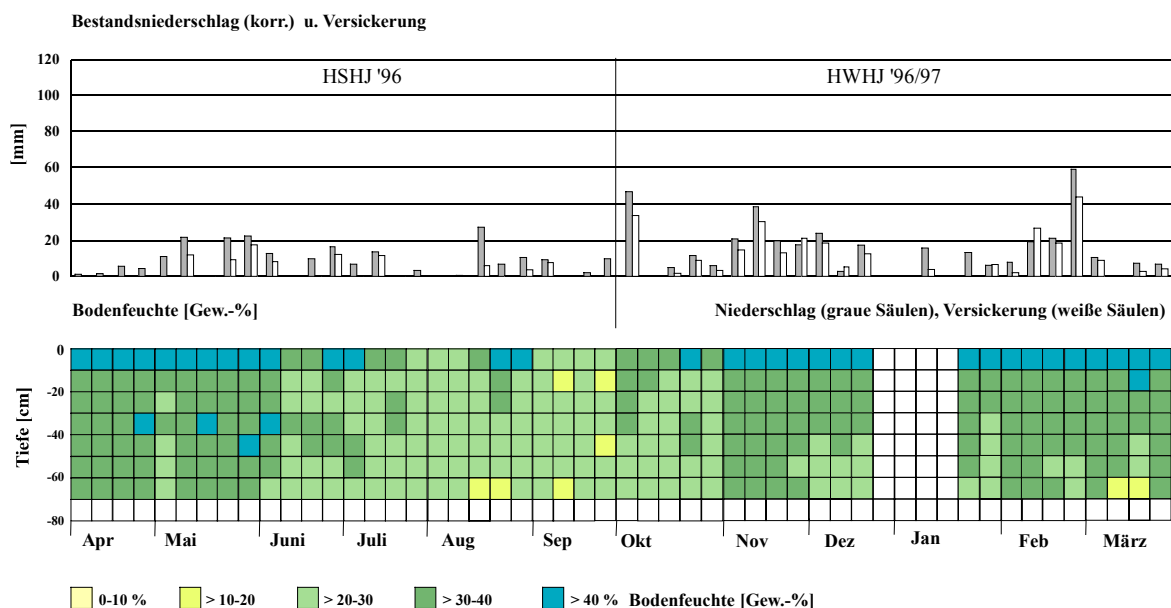


Fig. 131: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Meckel-Wald (Unterer Keuper) für das hydrologische Jahr 1996/97 auf der Basis wöchentlicher Messungen

Prozentanteil an Feinporen geprägt werden, reichen die geringeren Niederschlagsmengen scheinbar nicht aus, um über den gesamten Bodenspeicher gleichmäßig verteilte Feuchteverhältnisse entstehen zu lassen.

Das *hydrologische Sommerhalbjahr 1997* zeigt, im Vergleich mit den vorangegangenen Sommerhalbjahren 1994, 1995 und 1996, stark abweichende Verhältnisse im halbjahreszeitlichen Feuchtegang (vgl. Fig. 132). Aus dem Feuchtebild läßt sich erkennen, daß der Beginn der sommerlichen Ausschöpfungsphase mit deutlicher Zeitverzögerung in die zweite Hälfte des Sommerhalbjahres verschoben ist. Bis Anfang Juli '97 bleiben die Wassergehalte im Bodenspeicher, abgesehen von einer kurzzeitigen Feuchteabnahme, fast unverändert hoch. Besonders die Niederschlagsereignisse im Zeitraum zwischen Mai und Anfang Juli können offensichtlich den verstärkt zu erwartenden anwachsenden Nutzungseinfluß mit Beginn der Vegetationsperiode vollkommen kompensieren. Die niederschlagsärmere Zeit ab der zweiten Juliwoche läßt jedoch den Feuchtegehalt im Bodenspeicher von unten nach oben rasch abnehmen. Dieser Ausschöpfungsprozeß, der bis auf eine Unterbrechung in den ersten beiden Septemberwochen bis zum Ende des Sommerhalbjahres andauert, läßt zum einen die Abhängigkeit zwischen der Zeit-Tiefen-Differenzierung der Feuchteverhältnisse im Bodenspeicher erkennen. Andererseits übt die vielfältige Artenzusammensetzung des Waldstandortes - aufgrund ihres Wasserbedarfes während der Vegetationsperiode - einen nicht zu vernachlässigenden Einfluß auf den Bodenspeicher aus. Ohne diesen feuchteaufzehrenden Effekt könnte der schnelle Abfall der Wassergehalte als Reaktion auf deutlich nachlassende Niederschlagsereignisse in einem stark tonig-schluffigen Boden nicht erklärt werden.

Die Sickerwasserbildung aus den Lysimeterparallelen zeigt - ähnlich wie der Bodenspeicher - eine deutliche Niederschlagsabhängigkeit. Die zeitliche und mengenmäßige Variabilität der Sickerwasserabflüsse korreliert mit den Schwankungen der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge (vgl. Kap. 6.1.4, Fig. 80 u. Kap. 5.3.1.1, Tab. 24 statistische Überprüfung durch Korrelation; vgl. auch Kap. 8.2.1). Der Nutzungseinfluß (u.a. Wasseraufbrauch durch die Waldbodenvegetation sowie durch die Streuevaporation) und damit eine Steigerung der Versickerungsunwirksamkeit der Niederschläge während der Vegetationsperiode kann für die Lysimeter unter Waldbodenvegetation nicht festgestellt werden. Die Versickerungswirksamkeit der Niederschläge wird - wie bereits schon zuvor herausgestellt - bei den ton- und schluffreichen Böden in den Monolithen

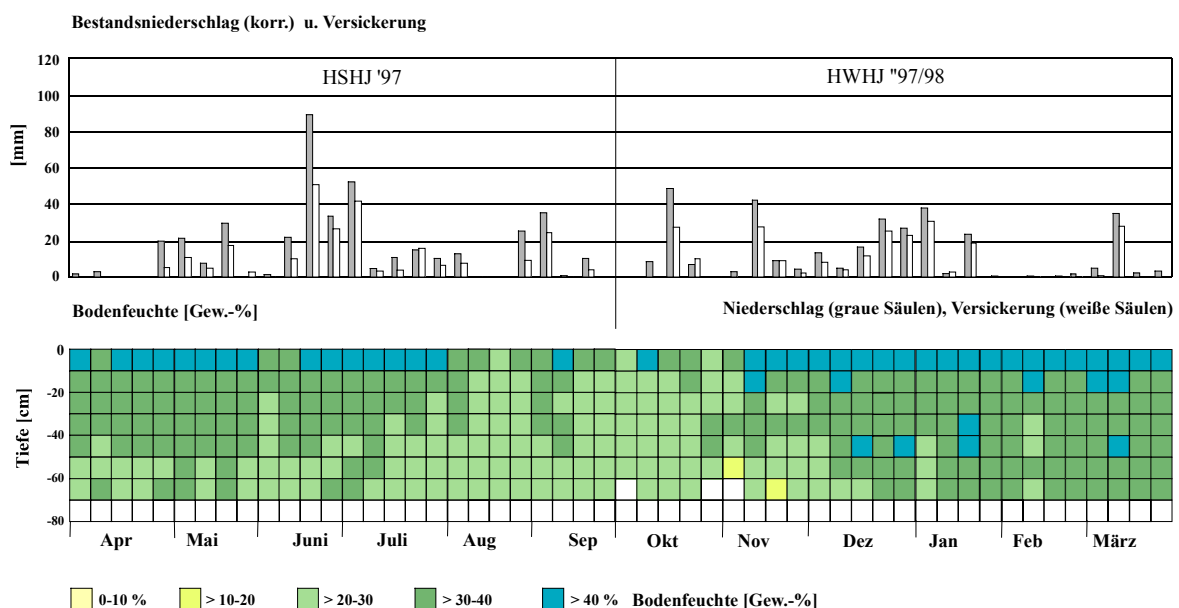


Fig. 132: Bodenfeuchteprofil (Gew.-%) als Funktion der Zeit und der Tiefe sowie innerjährliche Verteilung der Niederschlags- und Sickerwassermengen am Standort Meckel-Wald (Unterer Keuper) für das hydrologische Jahr 1997/98 auf der Basis wöchentlicher Messungen

im wesentlichen durch die (sekundären) Grobporen (Wurzelbahnen) gefördert.

Der Ausschöpfungsgrad am Ende des Sommerhalbjahres 1997 macht sich auch noch zu Beginn des *hydrologischen Winterhalbjahres 1997/98* über den gesamten Bodenspeicher bis Ende Oktober bemerkbar (vgl. Fig. 132). Aus den wöchentlichen Datenblätter läßt sich eine nur sehr langsame Anhebung der Bodenfeuchte (von oben nach unten) feststellen.

Aus Figur 132 geht, in Verbindung mit den wöchentlich ermittelten Wassergehaltswerten, zudem hervor, daß sich die eigentliche winterliche Auffüllungsphase über einen Zeitraum von Mitte Oktober bis Anfang Dezember '97 erstreckt. Die stark schwankenden Niederschlagsereignisse während der Auffüllungszeit bewirken noch schwankende Feuchteverhältnisse (bezogen auf die absoluten Werte innerhalb der entsprechenden Feuchtekategorie) im gesamten Bodenspeicher. Ab der zweiten Dezemberwoche zeichnet sich der Bodenspeicher durch wesentlich ausgeglichene Feuchteverhältnisse aus, die bis zum Ende des Winterhalbjahres keiner größeren Veränderungen unterliegen. Auch während den frostreichen und niederschlagsarmen Wochen zwischen Ende Januar und Anfang März '98 bleiben die Wassergehaltsverhältnisse überwiegend konstant. Hieraus kann abgeleitet werden, daß sich nachdem das anfänglich bestehende Bodenfeuchtedefizit im tonig-schluffigen Waldboden aufgehoben wurde, durch die standortgebundenen Bodeneigenschaften (Bodenartenzusammensetzung sowie Porenklassenverteilung) überwiegend ausgeglichene Feuchteverhältnisse einstellen. Die vereinzelt im Feuchtebild auffallenden dunkleren Feuchteflecken sind sicherlich durch den teilweise hohen (über den Bohrstockeinschlag mit nach unten geschleppten) Wurzelfilzanteil im Bodenprobenmaterial zu erklären, wodurch der Wassergehalt dieser einzelnen Schichttiefen, vergleichbar mit den hohen Feuchteverhältnisse in der bodennahen Schichttiefe, jeweils künstlich angehoben wird.

Die Sickerwasserbildung zeigt, ähnlich wie in den vorangegangenen Winterhalbjahren, eine hohe Abhängigkeit von den Niederschlägen. Im zeitlichen Sickerwassergang spiegelt sich eindeutig der zeitliche Niederschlagsgang wieder. Der Nutzungseinfluß auf die Versickerungswirksamkeit der Niederschläge kann auch für das hydrologische Winterhalbjahr 1997/98 ausgeschlossen werden.

### 6.3 Abschätzung der realen Verdunstung ( $ET_{real}$ ) aus den Wasserhaushaltsbilanzgrößen Niederschlag, Sickerwassermenge und Bodenwasservorratsänderung (Bodenspeicherrückhalt)

Da an den neun Stationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes weder die potentielle noch die aktuelle (reale) Evapotranspirationsrate *direkt* ermittelt werden konnte, wurde letztere Bilanzgröße des Bodenwasserhaushaltes mit Hilfe der bekannten, am Standort direkt ermittelten bzw. berechneten Bilanzgrößen *Niederschlag* (Kap. 5.2.1.1), *Sickerwasser* (Kap. 5.3.1.1) und *Bodenspeichervorrat* (vgl. Kap. 5.3.2, Tab. 30) über die einfache Wasserhaushaltsgleichung *indirekt* abgeleitet (vgl. Kap. 4.3.2.2, Gl. 6 u. Kap. 5.2.2.2). Für das Lysimeterstationsnetz galten hierbei bezüglich der Relieflage der hier untersuchten Standorte jeweils gleiche Ausgangsbedingungen: Alle Stationen sind in ebener Lage errichtet worden. Hierdurch bedingt konnte die Bilanzgröße *Oberflächenabfluß* in der obigen Gleichung vernachlässigt werden.

Es muß jedoch an dieser Stelle betont werden, daß es sich bei der hier vorgelegten Berechnung lediglich um eine standortgebundene Abschätzung des Jahreswertes der aktuellen Evapotranspiration für die Lysimeterstandorte handeln kann. Dies liegt im wesentlichen darin begründet, daß wichtige Eingangsgrößen der oben genannten Gleichung wie Sickerwassermenge (aus den Bodenmonolithen in den Lysimeterbehältern: durch Wände gegenüber der freien Testfläche abgegrenztes System mit eingeschränkten Lateralabflüssen) und Bodenwasservorratsänderung (über Bodenfeuchtemessungen auf der freien Beobachtungsfläche, als freies offenes System) - somit zwangsweise - aus unterschiedlichen Betrachtungssystemen stammen. Hierdurch muß eine gewisse Fehlergröße, die nicht quantifizierbar ist, akzeptiert werden. Daher wird im Zusammenhang mit der standortgebundenen Ermittlung der Jahressumme der realen Evapotranspiration an dieser Stelle lediglich von einer Schätzgröße gesprochen.

Die Zweckmäßigkeit und Tauglichkeit eines solchen einfachen Berechnungsverfahrens konnte, trotz gewisser Schwächen hinsichtlich der Datenqualität, von vielen Autoren in unterschiedlichen Regionalstudien hinreichend belegt werden (vgl. u.a. HESSISCHE LANDESANSTALT FÜR UMWELT 1992, 1994a, 1994b, BOHLEBER 1992, HUSMANN 1996, S. 129 ff).

Anhand der nachfolgenden Stationstabellen (Tab. 76 bis Tab. 84) werden die standortspezifisch ermittelten Bilanzgrößen Niederschlag, Sickerwassermenge und Bodenspeicherwerte sowie und die daraus abgeleitete Meßgröße *reale Evapotranspiration* (Kap. 4.3.2.2, Gl. 6) tabellarisch zusammengestellt und vergleichend bewertet. Gleichzeitig dient die hier betrachtete Untersuchung der Herausstellung der Interaktion zwischen diesen einzelnen Wasserbilanzgliedern. Die Ergebnisse der Jahresbilanzsummen der einzelnen Meßgrößen beziehen sich jeweils auf den Bilanzierungszeitraum eines Lysimeterjahres (1.4. - 31.3.) und basieren auf der Grundlage der wöchentlich ermittelten Eingangsparameter an den Stationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtestationsnetzes. Im Falle nicht vorhandener gemessener Sickerwassermengen aus den Lysimetern (z.B. für das erste hydrologische Jahr 1994/95) wird auf den - nach RENGGER et al. (1990) - berechneten standortbezogenen Wert der Jahressickerwassermenge für die entsprechende Lysimeterstation (vgl. Kap. 5.3.1.2, Tab. 28) zurückgegriffen.

Im Anschluß daran erfolgt zusätzlich noch die Abschätzung der Jahressumme der realen Evapotranspiration auf der Basis des Berechnungsansatzes nach RENGGER & WESSOLEK (1996, S.46-47) (über nutzungsspezifische Regressionsgleichungen) sowohl für die Testflächen der Bodenfeuchtemeßfelder ohne Lysimereinrichtungen als auch für die Testflächen mit den daran gekoppelten Lysimeterstationen als Vergleichswerte zu den erzielten Ergebnissen der Jahressummen der realen Evapotranspiration aus den direkt gemessenen meteorologischen (= Niederschlag) und

bodenhydrologischen Meßgrößen (= Sickerwassermengen und Bodenfeuchte) an den Lysimeterstationen (vgl. Anhang: Tab. 3). So läßt sich letztendlich auch ein Vergleich zwischen den über nutzungsspezifische Regressionsgleichungen abgeleiteten Jahressummen der realen Evapotranspiration und den Ergebnissen aus den am Standort direkt gemessenen Bilanzgrößen durchführen (vgl. Kap. 6.3.2, Tab. 85).

Zusätzlich wurde für die jeweiligen Feldstationen des Bodenfeuchtemeßfeldes, an denen die Sickerwassererfassung nicht direkt über die Lysimetrie erfolgen konnte, der standortbezogene Wert der Jahressickerwassermenge über den Berechnungsansatz nach RENGGER et al. (1990) mittels nutzungsabhängiger multipler Regressionsgleichungen (vgl. Kap. 4.3.3.2, Kap. 5.3.1.2, Tab. 28) abgeleitet und in die einfache Wasserhaushaltsgleichung (vgl. Kap. 4.3.2.2, Gl. 6) zur Abschätzung der Jahressumme der realen Evapotranspiration eingesetzt. Die Ergebnisse dieser Jahresbilanzen befinden sich im Anhang dieser Arbeit und werden dort kurz kommentiert (Anhang: Tab. 14 bis Tab. 27).

Mit Hilfe der nachfolgend aufgestellten Jahresbilanzen soll die Interaktion zwischen den Bilanz- und Einflußgrößen des Wasserhaushaltes vor allem vor dem Hintergrund der Einflußnahme durch die heterogenen naturräumlichen und nutzungsspezifischen Eigenschaften des Untersuchungsgebietes (welche über die Wahl der Lysimeter-Referenzstationen als Punktaussage Berücksichtigung findet) herausgestellt werden. Die eigentliche Bewertung der Interaktion zwischen den einzelnen standortspezifisch ermittelten Bilanzgliedern des Wasserhaushaltes und die sich daraus ergebenden Bilanzwerte der einzelnen Wasserhaushaltsparameter wird u.a. in Kapitel 8.3.1 vorgenommen und anhand von vergleichbaren Angaben aus der Literatur diskutiert.

### **6.3.1 Standörtliche Bewertung der Jahressumme der realen Evapotranspiration an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtestationsmeßnetzes**

#### ***Lysimeterstation Greverath-Acker***

Aufgrund der in Tabelle 76 aufgeführten Jahresbilanzwerte für die Ackerstation in der Gemarkung Greverath können folgende Aussagen hinsichtlich der standortspezifischen Betrachtung des Wasserhaushaltes getroffen werden: Beim Vergleich der unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeterstationen (Acker, Grünland und Wald) konnte bereits gezeigt werden, daß im hier betrachteten Zeitraum über vier hydrologische Jahre die *Niederschläge* am Ackerstandort die höchste *Versickerungswirksamkeit* erzielen, während die Jahressickerwassermengen sowohl am Grünland- als auch am Waldstandort eine deutlich geringere Versickerungswirksamkeit der Niederschläge belegen (vgl. auch Kap. 5.3.1.1, Tab. 21). Der standortspezifische *Wasseraufbrauch im Bodenspeicher* zeigt je nach Jahresniederschlagsmenge und jahreszeitlich mengenmäßiger Verteilung (vgl. hierzu auch Kap. 5.2.1.1, Tab. 12) stark wechselnde Verhältnisse. Der stärkste Speicherverlust ist trotz höherer Jahresniederschlagsmengen im Vergleich zu 1995/96 am Ende des hydrologischen Jahres 1996/97 festzustellen. Begründen läßt sich der Speicherverlust durch die sehr geringen Niederschlagsmengen im vorangegangenen Winterhalbjahr 1995/96, gefolgt von einem ebenso niederschlagsarmen Sommerhalbjahr 1996/97. Hierdurch wird der Wasseraufbrauch wesentlich gesteigert. Während des sich anschließenden niederschlagsreicheren Winterhalbjahres 1996/97 (vgl. auch Kap. 6.2.1, Fig. 82 unten u. Tab. 76) können die Feuchteverluste des Sommerhalbjahres über die Niederschlagseinträge nicht kompensiert werden. Erst nach dem wesentlich feuchteren hydrologischen Jahr 1997/98 wird im Bodenspeicher der Wasserverlust des Vorjahres wieder ausgeglichen (vgl. auch Kap. 6.2.1, Fig. 83).

Bezüglich der Jahresbilanzwerte für die *reale Evapotranspiration* unter Ackernutzung läßt sich aus der Tabelle 76 ein deutlicher Zusammenhang zwischen Niederschlagsmenge, Sickerwassermenge,

Tab. 76: Bilanzgrößen an der Lysimeterstation Greverath-Acker (Mittlerer Buntsandstein)

Hydrol.- Jahr	N (korrig.)	Sickerwasser		Bodenspeicher			E <sub>treal</sub>	E <sub>Treal</sub>
		LMW	Anteil von N	HSJ- Beginn	HWJ- Ende	Differenz von HWJ u. HSJ		
	[mm/a]	[mm/a]	[%]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm/a]	Anteil von N [%]
1994/95	1109,6	539,9*	49	155,4	184,4	29,0	<b>540,6</b>	49
1995/96	594,1	166,8	28	184,4	161,2	-23,2	<b>450,5</b>	75
1996/97	647,8	300,2	46	161,2	115,9	-45,3	<b>392,9</b>	61
1997/98	807,2	376,6	46	115,9	161,6	45,7	<b>384,9</b>	48

\* = unvollständige Meßreihe der Lysimeterparallelen für das Hydrol.-Jahr 1994/95 daher LMW 1994/95 = gerechneter Wert über nutzungabhängige Regressionsgleichung RENGIER et al. 1990 für Ackernutzung; Bodenspeicher = errechnet aus der Bodenwasservorratsänderung im jeweils betrachteten Meßzeitraum (1.4.-31.3.).

Bodenspeicheraufbrauch bzw. -rücklage für die hier untersuchte Nutzform ableiten. Die niederschlagsreichen Jahre 1994/95 und 1997/98 mit positivem Speicherzuwachs zeigen ein ausgewogenes Verhältnis zwischen Jahressickerwassermenge und der Summe der realen Evapotranspiration. Demgegenüber steigt die reale Evapotranspiration - gemessen am prozentualen Anteil am Jahresniederschlag in den trockenen Jahren 1995/96 und 1996/97 ( $E_{Treal} = 75$  bzw. 61 % von N) - auf Kosten der Sickerwassermengen (28 bzw. 46% von N) deutlich an. Gleichzeitig zeigt sich ein erhöhter Speicheraufbrauch, was sich in den negativen Bilanzgrößen des Bodenspeichers niederschlägt. Besonders deutlich wird, daß die in den Boden infiltrierenden Niederschlagsmengen im niederschlagsreichen Sommer des Trockenjahres 1995/96 (vgl. Anhang: Tab. 5) nicht zur Sickerwasserbildung beitragen, sondern offensichtlich durch Zwischenspeicherung im Boden u.a. über den Wasserverbrauch der Kulturpflanzen aufgezehrt wird (vgl. Kap. 8.2.2.2 u. Kap. 8.2.4.4).

Der Speicherverlust des hydrologischen Jahres 1996/97 (vgl. Tab. 76) erklärt sich aus der Konstellation des trockenen Winterhalbjahres 1995/96 und dem sich anschließenden trockenen Sommerhalbjahr 1996, wodurch der Speicherverlust des Vorjahres nicht ausgeglichen werden konnte. Hier zeigt sich wiederum ein enger Zusammenhang zwischen der jahreszeitlichen Differenzierung der Niederschlagsmenge (Sommer gering, Winter höher) und dem Anstieg der Sickerwasserbildung - im Vergleich zum Vorjahr - bei gleichzeitiger Abnahme der realen Verdunstung. Anteilmäßig am Gesamtjahresniederschlag bewertet liegt die Verdunstung dennoch über dem Anteil der Sickerwassermengenanteil am Niederschlag.

### ***Lysimeterstation Greverath-Grünland***

Aus der Betrachtung der einzelnen Jahresbilanzglieder des Wasserhaushalts am Grünlandstandort Greverath (Tab. 77) ergeben sich im Vergleich zum Ackerstandort z.T. deutliche Abweichungen:

Wie am Ackerstandort zeigt sich zwar auch hier eine Abhängigkeit zwischen Niederschlags- und Sickerwassermenge (vgl. auch Kap. 6.2.1: Lysimeterstation Greverath Grünland). Vergleicht man aber die prozentualen Anteile der Jahressickerwassermengen am Niederschlag unter Acker- und Grünlandnutzung, so läßt sich am Grünlandstandort eine wesentlich geringere Versickerungswirksamkeit der Niederschläge feststellen (Kap. 5.3.1.1, Tab. 21 u. Anhang: Tab. 6). In Kapitel 8 wird noch zu diskutieren sein, welche Standorteigenschaften (z.B. Nutzung, Boden) in die Bodenwasserdynamik eingreifen und hierdurch eine unterschiedlich hohe Sickerwasserbildung an diesen beiden Stationen verursachen (vgl. auch Kap. 8.2.2.2, Kap. 8.2.2.3 u. Kap. 8.2.4.4). Da sich die Bodeneigenschaften an den beiden Standorten mit unterschiedlicher Nutzung kaum voneinander unterscheiden, wird dem Einfluß des Bewuchses auf die Sickerwasserbildung hier sicherlich eine entscheidende Rolle zugesprochen werden müssen.

Tab. 77: Bilanzgrößen an der Lysimeterstation Greverath-Grünland (Mittlerer Buntsandstein)

Hydrol.- Jahr	N (korrig.) [mm/a]	Sickerwasser		Bodenspeicher**			ETreal [mm/a]	ETreal Anteil von N [%]
		LMW [mm/a]	Anteil von N [%]	HSHJ- Beginn [mm]	HWHJ- Ende [mm]	Differenz von HWHJ u. HSHJ [mm]		
1994/95	1101,2	429,6*	39	209,6	214,6	5,0	<b>666,5</b>	61
1995/96	634,8	108,9	17	214,6	210,7	-3,9	<b>529,7</b>	83
1996/97	652,0	183,2	28	210,7	208,7	-2,0	<b>470,0</b>	72
1997/98	825,5	256,5	31	208,7	263,7	55,0	<b>514,0</b>	62

\* = unvollständige Meßreihe der Lysimeterparallelen für das Hydrol. Jahr 1994/95 daher LMW (= gemittelter Wert der Lysimeterparallelen) 1994/95 = gerechneter Wert über nutzungsabhängige Regressionsgleichung nach RENGIER et al. 1990 für Grünlandnutzung; \*\*aus der Berechnung des Bodenspeichers wurde der Tiefenabschnitt 0-10 cm ausgeschlossen (u.a. zu hoher Wurzelfilzanteil)

Die *Bodenspeicherwerte* zeigen - im Vergleich zum Ackerstandort - mit Ausnahme des hydrologischen Jahres 1997/98 eine geringere Schwankungsbreite - im Vergleich zum Ackerstandort - zwischen den einzelnen Jahren. Die ersten drei hydrologischen Jahre zeichnen sich durch einen geringen Bodenspeicherzuwachs bzw. durch geringe Bodenspeicherverluste aus. Als überaus günstige Konstellation erwies sich die zeitliche und mengenmäßige Niederschlagsverteilung während des insgesamt feuchten Jahres 1997/98, so daß am Ende dieses hydrologischen Jahres ein hoher Bodenspeicherwert zu verbuchen ist.

Die Jahressummenwerte der *realen Evapotranspiration* am Grünlandstandort übersteigen in allen hydrologischen Jahren die des Ackerstandortes: In Abhängigkeit von den insgesamt geringeren Jahressickerwassermengen und den wesentlich ausgeglicheneren Bodenspeicherverhältnissen können somit *nutzungsbedingt* höhere prozentuale Anteile für die reale Evapotranspiration am Niederschlag abgeleitet werden. Besonders in den niederschlagsarmen hydrologischen Jahren 1995/96 und 1996/97 steigt die Verdunstungsmenge auf Kosten der Sickerwasserrate an.

### ***Lysimeterstation Greverath Wald***

Im Hinblick auf die Betrachtung der Jahresbilanzgrößen des Wasserhaushaltes am Waldstandort Greverath (vgl. Tab. 78) muß hervorgehoben werden, daß die hierbei zugrunde gelegte meteorologische Größe des Niederschlages zum einen - im Vergleich zu den Freilandstationen Acker und Grünland - jeweils die Jahressumme des Bestandsniederschlags repräsentiert und somit bestandsbedingt um den Betrag des Interzeptionsverlustes reduziert ist (vgl. Tab. 78: *Variante a*). Zusätzlich hierzu wird in Tabelle 78 über die *Variante b* der Freilandniederschlag der Nachbarstation Greverath-Grünland der Jahresbilanzaufstellung zugrunde gelegt, um hierüber auch die Auswirkung des Interzeptionsverlustes auf die Wasserhaushaltsgrößen *Sickerwasser* und *reale Evapotranspiration* - im Vergleich zu den Verhältnissen an den Freilandstationen bewerten zu können

Am Waldstandort liegen - unter Berücksichtigung des Bestandsniederschlags - die prozentualen Anteile der *Jahressickerwassermengen* am Jahresniederschlag - wie schon unter Grünlandnutzung festgestellt - deutlich unter denen des Ackerstandortes. Somit zeigt sich auch hier nutzungsbedingt eine verminderte Versickerungswirksamkeit der Niederschläge (vgl. Anhang: Tab. 7). Legt man der Berechnung des niederschlagsanteiligen Prozentwertes der Sickerwassermengen den Freilandniederschlag der benachbarten Grünlandstation zugrunde, zeigt sich für die einzelnen hydrologischen Jahre eine weitere Verschlechterung für das bilanzierte Niederschlags-Sickerwasser-Verhältnis.



Tab. 78: Bilanzgrößen an der Lysimeterstation Greverath-Wald (Mittlerer Buntsandstein)

<b>Variante a: BN* = Bestandsniederschlag</b>								
<b>Hydrol.-Jahr</b>	<b>BN* (korrig.)</b>	<b>Sickerwasser</b>		<b>Bodenspeicher***</b>			<b>ETreal</b>	<b>ETreal</b>
		<b>LMW</b>	<b>Anteil von N</b>	<b>HSJ-Beginn</b>	<b>HWJ-</b>	<b>Differenz von</b>		
	[mm/a]	[mm/a]	[%]	[mm]	[mm]	HWJ u. HSJ [mm]	[mm/a]	von N [%]
1994/95	806,43	399,7**	50	175,6	184,6	9,0	397,7	49
1995/96	481,6	94,1	19	184,6	166,6	-18,0	<b>405,5</b>	84
1996/97	505,0	126,5	25	166,6	146,4	-20,2	<b>398,7</b>	78
1997/98	595,6	185,3	31	146,4	129,5	-16,9	<b>427,2</b>	
<b>Variante b: N* = Freilandniederschlag der Station Greverath-Grünland</b>								
<b>Hydrol.-Jahr</b>	<b>N* (korrig.)</b>	<b>Sickerwasser</b>		<b>Bodenspeicher***</b>			<b>ETreal</b>	<b>ETreal</b>
		<b>LMW</b>	<b>Anteil von N</b>	<b>HSJ-Beginn</b>	<b>HWJ-Ende</b>	<b>Differenz von</b>		
	[mm/a]	[mm/a]	[%]	[mm]	[mm]	HWJ u. HSJ [mm]	[mm/a]	Anteil von N [%]
1995/96	634,8	94,1	15	184,6	166,6	-18,0	<b>540,7</b>	85
1996/97	652,0	126,5	19	166,6	146,4	-20,2	<b>546,0</b>	83
1997/98	825,5	185,3	22	146,4	129,5	-16,9	<b>640,2</b>	77

\*\* = unvollständige Meßreihe der Lysimeterparallelen für das Hydrol. Jahr 1994/95 daher LMW (= gemittelter Wert der Lysimeterparallelen) 1994/95 = gerechneter Wert über nutzungsabhängige Regressionsgleichung nach RENGGER et al. 1990 für Waldnutzung (Nadelwald); \*\*\*aus der Berechnung des Bodenspeichers wurde der Tiefenabschnitt 0-10 cm ausgeschlossen (u.a. zu hoher Anteil an organischer Substanz u.a. Wurzelfilzanteil in den Feuchteproben)

Die *Bodenspeicherverhältnisse* zeigen mit Ausnahme des hydrologischen Jahres 1994/95 einen hohen Ausschöpfungsgrad, der selbst am Ende des insgesamt feuchten hydrologischen Jahres 1997/98 (Sommer- und Winterniederschläge fast gleichermaßen hoch) nicht ausgeglichen werden konnte.

Entsprechend der geringen Versickerungswirksamkeit der Niederschläge - im Vergleich zu den Jahreswerten am Acker- sowie z.T. aber auch am Grünlandstandort - und den Bodenspeicherverlusten jeweils am Ende der einzelnen hydrologischen Jahre, resultieren die hohen prozentualen Anteile der *Jahressumme der realen Evapotranspiration* am Jahresniederschlag unter Waldnutzung. Insbesondere über die Variante b (Tab. 78) wird die Bedeutung des Interzeptionsverlustes im Zusammenhang mit der Bewertung der Wasserhaushaltsbilanzgrößen Sickerwasser und reale Verdunstung als Funktion des Niederschlages deutlich herausgestellt.

#### **Lysimeterstation Schleidweiler/Rodt-Acker**

Die nachfolgende Tabelle (Tab. 79) weist die Meßergebnisse des Niederschlags, des Sickerwassers, der Bodenspeicheränderung sowie die hieraus abgeleitete reale Evapotranspiration für die Lysimeterstation Rodt-Acker auf. Die *Bodenspeicherverhältnisse* zeigen deutliche Schwankungen beim Vergleich der vier hydrologischen Jahre. Insbesondere die Jahre (1995/96 und 1997/98), in denen das Niederschlagsmaximum im Sommerhalbjahr auftritt (vgl. Anhang: Tab. 8), zeichnen sich durch einen starken Bodenwasseraufbrauch aus, der durch die winterlichen Niederschläge nicht ausgeglichen werden kann (vgl. auch Kap. 6.2.2). Dementsprechend hoch liegen die Jahreswerte für die *reale*

Tab. 79: Bilanzgrößen an der Lysimeterstation Rodt-Acker (Oberer Buntsandstein)

Hydrol.- Jahr	N (korrig.)	Sickerwasser		Bodenspeicher			ETreal	ETreal
		LMW	Anteil von N	HSJH- Beginn	HWHJ- Ende	Differenz von HWHJ u. HSJH		Anteil von N
	[mm/a]	[mm/a]	[%]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm/a]	[%]
1994/95	932,95	437,1*	47	245,1	263,3	18,2	477,7	51
1995/96	619,5	137,0	22	263,3	244,3	-19,0	501,5	80
1996/97	619,6	237,2	38	244,3	248,3	4,0	378,4	61
1997/98	798,0	250,7	31	248,3	242,0	-6,3	553,6	69

\* = unvollständige Meßreihe der Lysimeterparallelen für das Hydrol. Jahr 1994/95 daher LMW (= gemittelter Wert der Lysimeterparallelen) 1994/95 = gerechneter Wert über nutzungsabhängige Regressionsgleichung RENGIER et al. 1990 für Ackernutzung; Bodenspeicher = errechnet aus der Bodenwasservorratsänderung im jeweils betrachteten Meßzeitraum (1.4.-31.3.)

*Evapotranspiration* in den Jahren 1995/96 und 1997/98. In diesen Jahren steigt eindeutig die Verdunstung auf Kosten der Sickerwasserbildung an.

Der Grad des Speicheraufbrauchs besonders in den trockenen Jahren 1995/96 und 1996/97 bleibt jedoch deutlich hinter dem jeweiligen Wasseraufbrauch im Bodenspeicher am Ackerstandort Greverath zurück. Hier zeichnen sich die standortspezifischen Bodeneigenschaften durch eine positive Wirkung auf die Wasserspeicherverhältnisse aus. Insgesamt fällt aber auch an diesem Ackerstandort der hohe Anteil der realen *Evapotranspiration* am Niederschlag bei der Betrachtung der einzelnen hydrologischen Jahre auf.

Auch hinsichtlich der Jahresbilanzgrößen Sickerwasser und reale *Evapotranspiration* bietet sich am Ackerstandort Rodt - im Vergleich zum Ackerstandort Greverath - ein verändertes Bild für die prozentualen Anteile dieser Bilanzgrößen am Niederschlag. Nicht der Nutzungseinfluß sondern die unterschiedlichen Bodeneigenschaften (u.a. Wasserspeicherkapazität) müssen offensichtlich im Rahmen der Bewertung der Variabilität der hier betrachteten Bilanzgrößen zwischen diesen beiden Standorten berücksichtigt werden (vgl. auch Kap. 8.2.2.3 u. Kap. 8.3.1).

#### ***Lysimeterstation Idenheim-Acker (Unterer Muschelkalk)***

Im Vergleich zu den Lysimeterstationen unter Ackernutzung in der Gemarkung Greverath und Schleidweiler/Rodt zeigt sich bei gleicher Nutzungsart am Standort Idenheim (mu) im Jahresvergleich der Bilanzgrößen ein z.T. verändertes Bild.

Die *Bodenspeicherverhältnisse* lassen in Abhängigkeit der Niederschlagsverhältnisse deutliche Abweichungen zwischen einzelnen hydrologischen Jahren für den hier betrachteten Untersuchungszeitraum erkennen. Die größten Wasserdefizite im Bodenspeicher treten dabei in den niederschlagsarmen Jahren (1995/96 und 1996/97) auf.

Stellt man die *Jahressickerwassermengen* der drei Ackerstationen Greverath, Schleidweiler/Rodt und Idenheim vergleichend einander gegenüber (vgl. Anhang: Tab. 5, Tab. 8 u. Tab. 9) so treten die niedrigsten Sickerwassermengen in allen untersuchten hydrologischen Jahren an der Station Idenheim Acker (mu) auf. Aus der geringen Versickerungswirksamkeit der Niederschläge am Standort Idenheim (mu) gegenüber den beiden zuvor genannten Ackerstandorten erklärt sich entsprechend der hohe prozentuale Anteil der *realen Evapotranspiration* am Niederschlag (vgl. Tab. 80).

Mengenmäßig gesehen zeigt sich der größte Verdunstungseffekt - und daran gekoppelte die niedrigsten Sickerwassermengen - im trockensten hydrologischen Jahr 1995/96 der insgesamt vier untersuchten hydrologischen Jahre. Gleichzeitig konnte für das Jahr 1995/96 - trotz hoher sommerlicher Niederschläge - die größten Wasserverluste im Bodenspeicher festgestellt werden.

Tab. 80: Bilanzgrößen an der Lysimeterstation Idenheim-Acker (Unterer Muschelkalk)

Hydrol.- Jahr	N (korrig.)	Sickerwasser		Bodenspeicher			ETreal	ETreal
		LMW	Anteil von N	HSHJ- Beginn	HWHJ- Ende	Differenz von HWHJ u. HSHJ		Anteil von N
	[mm/a]	[mm/a]	[%]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm/a]	[%]
1994/95	990,75	439,7*	44	248,0	247,6	-0,4	<b>551,5</b>	56
1995/96	617,0	148,7	24	247,6	231,1	-16,5	<b>484,8</b>	78
1996/97	640,5	177,8	27	231,1	221,1	-10,0	<b>472,7</b>	74
1997/98	792,6	217,1	27	221,1	238,7	17,6	<b>557,9</b>	70

\* = unvollständige Meßreihe der Lysimeterparallelen für das Hydrol. Jahr 1994/95 daher LMW (= gemittelter Wert der Lysimeterparallelen) 1994/95 = gerechneter Wert über nutzungsabhängige Regressionsgleichung RENGIER et al. 1990 für Ackernutzung; Bodenspeicher = errechnet aus der Bodenwasservorratsänderung im jeweils betrachteten Meßzeitraum (1.4.-31.3.).]

Besonders deutlich tritt der Unterschied zwischen den Bilanzgrößen der Ackerstationen Greverath und Schleidweiler/Rodt im Vergleich zu denen der Lysimeterstation Idenheim (*mu*) im hydrologischen Jahr 1996/97 auf. In diesem Jahr liegt der prozentuale Anteil der Verdunstung am Jahresniederschlag um ca. 10% über den Prozentanteilen der Ackerstationen Greverath und Rodt. Selbst der Anstieg der Niederschlagsmengen im darauffolgenden hydrologischen Jahr 1997/98 zeigt vor allem gegenüber der Station Greverath-Acker eine weiterhin stark verringerte Sickerwasserbildung zu Gunsten einer immer noch hohen - wenn auch im Vergleich zu den Jahren zuvor verringerte - Jahresverdunstung. Die Niederschläge dienen hier offensichtlich zunächst der Auffüllung des Bodenspeichers, der am Ende des hydrologischen Jahres 1997/98 - im Vergleich zu den Jahren zuvor - wieder einen positiven Speicherwert ausweist.

Aus der einerseits geringen Versickerungswirksamkeit der Niederschläge und andererseits durch den verstärkten Speicherverlust - der sich offensichtlich aus einer ungünstigen Konstellation der Aufeinanderfolge von einem niederschlagsreichen Sommerhalbjahr (1995) und den sich daran anschließenden niederschlagsarmen Winterhalbjahr (1995/96) und einem nochmals sich anschließenden niederschlagsarmen Sommerhalbjahr (1996) erklärt (vgl. Anhang: Tab. 9) -, resultiert somit der hohe prozentuale Anteil der *realen Evapotranspiration* am Niederschlag über alle Jahre hinweg (vgl. auch Kap. 8.3.1).

#### ***Lysimeterstation Idenheim-Acker (Mittlerer Muschelkalk)***

Die Ergebnisse für die untersuchten Bilanzgrößen Sickerwassermenge, Bodenspeicherrückhalt und reale Evapotranspiration am Ackerstandort Idenheim-Acker im Bereich des Mittleren Muschelkalkes (vgl. Tab. 81) zeigen im Vergleich zum Ackerstandort Idenheim im Bereich des Unteren Muschelkalkes leicht veränderte Verhältnisse:

Die *Jahressickerwassermengen* schwanken entsprechend der Variabilität der Jahresniederschlagsmengen. Im Vergleich zum Ackerstandort Greverath verschlechtert sich jedoch auch am Ackerstandort Idenheim (*mm*) das Abhängigkeitsverhältnis Niederschlag/Sickerwasser. Wie schon an den Ackerstationen Rodt und Idenheim (Unterer Muschelkalk) im Vergleich zur Ackerstation Greverath festgestellt, wirken sich auch hier im wesentlichen die standörtlichen Bodeneigenschaften versickerungshemmend aus (vgl. Kap. 8.2.2.3, Fig. 140 sowie Tab. 89 u. Tab. 90).

Mit Ausnahme des hydrologischen Jahres 1995/96 zeigt sich am Ackerstandort Idenheim (Mittlerer Muschelkalk) eine höhere Versickerungswirksamkeit der Niederschläge im Vergleich zum Ackerstandort Idenheim (Unterer Muschelkalk): Während in den hydrologischen Jahren 1994/95 und 1995/96 an beiden Standorten fast gleich hohe prozentuale Sickerwasseranteile am Niederschlag festgestellt werden können,

Tab. 81: Bilanzgrößen an der Lysimeterstation Idenheim-Acker (Mittlerer Muschelkalk)

Hydrol.- Jahr	N (korrig.) [mm/a]	Sickerwasser		Bodenspeicher			ETreal	ETreal
		LMW [mm/a]	Anteil von N [%]	HSJ- Beginn [mm]	HSJ- Ende [mm]	Differenz von HSJ u. HSJ [mm]	[mm/a]	von N [%]
1994/95	1038,7	469,9*	45	338,5	333,9	-4,6	573,4	55
1995/96	613,5	132,1	22	333,9	321,5	-12,4	493,7	80
1996/97	662,4	205,8	31	321,5	302,8	-18,7	475,3	72
1997/98	808,9	275,7	34	302,8	363,5	60,6	472,5	58

\* = unvollständige Meßreihe der Lysimeterparallelen für das Hydrol. Jahr 1994/95 daher LMW (= gemittelter Wert der Lysimeterparallelen) 1994/95 = gerechneter Wert über nutzungsabhängige Regressionsgleichung RENGIER et al. 1990 für Ackernutzung; Bodenspeicher = errechnet aus der Bodenwasservorratsänderung im jeweils betrachteten Meßzeitraum (1.4.-31.3.).]

steigt die Versickerungswirksamkeit der Niederschläge in den darauffolgenden Jahren 1996/97 und 1997/98 am Lysimeterstandort Idenheim (Mittlerer Muschelkalk) im Vergleich zum Lysimeterstandort im Bereich des Unteren Muschelkalkes deutlich an (vgl. auch Kap. 6.1.3).

Die *Bodenspeicherverhältnisse* lassen während der ersten drei hydrologischen Jahre des Untersuchungszeitraumes einen Speicheraufbrauch (vgl. auch Kap. 6.2.3: Bodenfeuchtemeßfeld Idenheim Acker (mm)) erkennen, der zudem - mit Ausnahme des hydrologischen Jahres 1995/96 - über dem des Speicherverlustes am Standort Idenheim-Acker (Unterer Muschelkalk) liegt. Lediglich im sehr feuchten hydrologischen Jahr 1997/98 wird der Wasserverlust des Vorjahres im Bodenspeicher mehr als ausgeglichen. Entsprechend der Speicherverhältnisse der einzelnen hydrologischen Jahre und der Jahressickerwassermengen erklären sich die Schwankungen zwischen den Jahressummen der *realen Evapotranspiration* der einzelnen Jahre am Standort Idenheim-Acker (Mittlerer Muschelkalk).

Insbesondere in dem sehr trockenen hydrologischen Jahren 1995/96 steigt der prozentuale Anteil der realen Evapotranspirationsrate am Jahresniederschlag auf Kosten der reduzierten Versickerungswirksamkeit der Niederschläge - gegenüber den übrigen hydrologischen Jahren - deutlich an. Ähnliche Verhältnisse konnten bereits am Ackerstandort Idenheim (Unterer Muschelkalk) festgestellt werden. Umgekehrt verhält es sich dagegen im hydrologischen Jahr 1997/98. Die im Vergleich zu den trockeneren Vorjahren höheren Niederschläge zeichnen sich durch eine gesteigerte Versickerungswirksamkeit sowie einen stärker aufgefüllten Bodenspeicher am Ende des hydrologischen Jahres 1997/98 aus, wodurch der Prozentanteil der realen Verdunstung am Niederschlag entsprechend verringert wird.

### ***Lysimeterstation Meckel-Acker***

Die an der Lysimeterstation Meckel-Acker direkt ermittelten bzw. indirekt über die Wasserhaushaltsgleichung abgeleiteten Bilanzglieder des Wasserhaushalts sind in der nachfolgenden Tabelle 82 aufgelistet. Aufgrund unvollständiger Meßzeitreihen wird keine Bewertung für die Jahresbilanzgrößen des hydrologischen Jahres 1994/95 vorgenommen.

Aus der Tabelle geht deutlich hervor, daß die *Jahressickerwassermengen* in Abhängigkeit von der Variabilität der Jahresniederschlagsmenge deutlichen Schwankungen unterliegen. Gründe für die unterschiedliche Versickerungswirksamkeit der Niederschläge wurden bereits im Kap. 6.1.4 (Lysimeterstation Meckel-Acker) dargelegt. Zieht man zur Bewertung der Versickerungswirksamkeit der Niederschläge noch zusätzlich die *Bodenspeicherverhältnisse* hinzu, so wird deutlich, daß besonders während der niederschlagsarmen hydrologischen Jahre 1995/96 und 1996/97 ein sehr hoher Speicherverlust am Ackerstandort entsteht. Demgegenüber können die Pflanzen in dem

Tab. 82: Bilanzgrößen an der Lysimeterstation Meckel-Acker (Unterer Keuper)

Hydrol.- Jahr	N (korrig.)	Sickerwasser		Bodenspeicher			ETreal	ETreal
		LMW	Anteil von N	HSJH- Beginn	HWHJ- Ende	Differenz von HWHJ u. HSJH		Anteil von N
	[mm/a]	[mm/a]	[%]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm/a]	[%]
1994/95	1032,1*	467,1**	45	257,7	344,6	86,9**	<b>478,1</b>	46
1995/96	627,4	207,0	33	344,6	290,3	-54,3	<b>474,7</b>	76
1996/97	706,8	229,8	33	290,3	269,6	-20,7	<b>497,6</b>	70
1997/98	850,6	421,9	50	269,6	307,5	37,8	<b>403,8</b>	47

hydrologisches Jahr 1994/95: \*fehlende Niederschlagswerte über Station Badenborn (LPP) ergänzt; \*\* = unvollständige Meßreihe der Lysimeterparallelen für das Hydrol. Jahr 1994/95 daher LMW (= gemittelter Wert der Lysimeterparallelen) 1994/95 = gerechneter Wert über nutzungsabhängige Regressionsgleichung RENGIER et al. 1990 für Ackernutzung; Bodenspeicher = errechnet aus der Bodenwasservorratsänderung im jeweils betrachteten Meßzeitraum (Start 1.6.1994) somit \*\*\*unvollständige Zeitreihe der Feuchtemessungen, so daß die Ableitung der Jahressumme der ETreal 1994/95 auf lückenhaften Daten beruht

niederschlagsreicheren Jahr 1997/98 über den Speichervorrat offensichtlich genügend versorgt werden, ohne daß es dabei zu einem größeren Wasserverlust im Bodenspeicher kommt. Dieser kann durch die höheren Niederschlagsmengen eine deutliche Ergänzung erfahren, so daß der Bodenspeicherwert ein positives Vorzeichen - im Vergleich zu den beiden Vorjahreswerten - aufzeigt.

Die sowohl witterungsbedingt als auch nutzungsbedingt stark schwankenden Bodenspeicherverhältnisse (vgl. Kap. 6.2.4: Bodenfeuchtemeßfeld Meckel-Acker) in Verbindung mit den unterschiedlichen Sickerwassermengen (vgl. Kap. 6.1.4: Lysimeterstation Meckel-Acker) spiegeln sich sowohl in der Variabilität der Jahressummen der *realen Evapotranspiration* als auch in den unterschiedlich hohen Prozentanteilen dieser Jahresbilanzgröße am jeweiligen Jahresniederschlag wider (vgl. Tab. 82). Niederschlagsmangel verbunden mit hohen Speicherverlusten lassen auf Kosten der Sickerwasserbildung den prozentualen Anteil der realen Evapotranspiration am Niederschlag - besonders in den beiden Trockenjahren des hier betrachteten Meßzeitraumes - erheblich ansteigen. Demgegenüber erreichen die Niederschläge in den niederschlagsreichen Jahren, verbunden mit standortbedingt günstigeren Bodenspeicherverhältnissen, eine hohe Versickerungswirksamkeit, so daß die Sickerwasseranteile bezogen auf die Jahresniederschlagsmenge auf Kosten der realen Evapotranspiration deutlich ansteigen.

### **Lysimeterstation Meckel-Grünland**

Die über die Lysimeterabläufe gemessenen *Jahressickerwassermengen* liegen mit Ausnahme des hydrologischen Jahres 1996/97 am Grünlandstandort mengenmäßig nur geringfügig unter den Jahreswerten des Ackerstandortes (vgl. Tab. 83 mit Tab. 82). Gleiches läßt sich für die prozentualen Anteile der Sickerwassermengen am jeweiligen Jahresniederschlag für beide Standorte mit unterschiedlicher Nutzung feststellen. Somit scheint der unterschiedliche Nutzungseinfluß auf die Sickerwasserbildung von einer untergeordneten Bedeutung zu sein. In Kap. 6.1.4 und 6.2.4 wurde bereits die Bedeutung der bodenspezifischen Eigenschaften für den Wasserumsatz im Boden an den Versuchsstandorten (Acker, Grünland und Wald) im Bereich des Unteren Keupers angesprochen, die noch weiter in Kapitel 8.2.2.3 und Kapitel 8.2.4.4 zu diskutieren sind.

Anders als am Ackerstandort stellen sich dagegen die *Bodenspeicherverhältnisse* unter Grünlandnutzung dar. Mit Ausnahme des sehr niederschlagsarmen Jahres 1995/96 zeigen sich wesentlich ausgeglichene Verhältnisse unter Grünlandnutzung. Die sich im Bodenspeicher abzeichnende stärkere Ausgeglichenheit konnte i.d.R. an allen Grünlandstandorten des Meßnetzes im Untersuchungsgebiet - unabhängig von deren standortspezifischen Bodeneigenschaften und einer sehr unterschiedlichen Zeit-Tiefen-Differenzierung bezüglich des innerjährlichen Feuchteganges - festgestellt werden (vgl. Tab. 77

Tab. 83: Bilanzgrößen an der Lysimeterstation Meckel-Grünland (Unterer Keuper)

Hydrol.- Jahr	N (korr.) [mm/a]	Sickerwasser		Bodenspeicher***			ETreal	ETreal
		LMW	Anteil von N [%]	HSJ- Beginn [mm]	HSJ- Ende [mm]	HSJ u. HSJ [mm]	[mm/a]	Anteil von N [%]
1994/95	1022,1*	422,9**	41	282,1	277,09	-5,0**	<b>604,3</b>	59
1995/96	647,5	195,4	30	277,1	257,0	-20,1	<b>472,2</b>	73
1996/97	720,5	242,9	34	257,0	263,0	6,0	<b>471,6</b>	65
1997/98	850,0	457,0	54	263,0	258,3	-4,7	<b>397,7</b>	46

hydrologisches Jahr 1994/95: \*fehlende Niederschlagswerte über Station Badenborn (LPP) ergänzt; \*\* = unvollständige Meßreihe der Lysimeterparallelen für das Hydrol. Jahr 1994/95 daher LMW (= gemittelter Wert der Lysimeterparallelen) 1994/95 = gerechneter Wert über nutzungsabhängige Regressionsgleichung RENGIER et al. 1990 für Grünlandnutzung; Bodenspeicher = errechnet aus der Bodenwasservorratsänderung im jeweils betrachteten Meßzeitraum, unvollständige Zeitreihe der Feuchtemessungen (Start 1.6.1994), so daß die Ableitung Jahressumme der ETreal 1994/95 auf lückenhaften Daten beruht; \*\*\*für die Berechnung des Bodenspeicherwertes wurde der Tiefenabschnitt 0-10 cm der Bodenwassersäule ausgeschlossen (u.a. zu hoher Wurzelfilzanteil); N (korr.) = Freilandniederschlag der nahe gelegenen Grünlandstation

Greverath-Grünland u. Kap. 6.2: Bodenfeuchtemeßfelder unter Grünlandnutzung, vgl. auch Kap. 5.3.2, Tab. 30).

Die einzelnen Jahreswerte der *realen Evapotranspiration* lassen sich für die hydrologischen Jahre - mit geringerem Speicherzuwachs bzw. Speicheraufbrauch - fast gänzlich aus der Differenz Jahresniederschlag minus Jahressickerwassermenge ableiten. Vergleicht man die prozentualen Anteile der realen Evapotranspirationsraten am Niederschlag unter Grünlandnutzung mit denen unter Ackernutzung, zeigen sich mit Ausnahme des hydrologischen Jahres 1996/97 fast gleich hohe Verdunstungsanteile. Hierbei werden die Bilanzgrößen des hydrologischen Jahres 1994/95 - wie schon am Ackerstandort begründet - nicht in die Betrachtung eingeschlossen. Entsprechend der Witterungsverhältnisse steigen die Werte in den sehr trockenen Jahren im wesentlichen auf Kosten der Sickerwassermengen an, wogegen die Jahresverdunstung im niederschlagsreichen Jahr 1997/98, bedingt durch eine gesteigerte Sickerwasserbildung deutlich herabgesetzt wird.

#### **Lysimeterstation Meckel-Wald**

Am Waldstandort Meckel liegt in Tabelle 84 für die *Variante a* der Bilanzierung der Wasserhaushaltsgrößen als wichtigste Eingangsgröße der 'Bestandsniederschlag' zugrunde. Dies erklärt die davon stark abweichenden Niederschlagsmengenangaben von den Freilandstationen Acker und Grünland (vgl. Tab. 82 u. 83 sowie Tab. 84 Variante b). Es wird im Rahmen dieser Betrachtung (Variante a) somit nur die Niederschlagsmenge in die Bewertung der Bilanzglieder einbezogen, die letztendlich auf die Waldbodenoberfläche auftritt und anschließend in den dynamischen Prozeß des Wasserumsatzes an der Bodenoberfläche bzw. nach der Infiltration im Bodenspeicher einbezogen wird.

Über den *Interzeptionsverlust* geht somit ein bestimmter Niederschlagsanteil (vgl. Tab. 84) sowohl für die Sickerwasserbildung als auch für die Verdunstung bzw. den Bodenspeicherumsatz verloren. Diese Bilanzgröße konnte im Rahmen der hier durchgeführten Untersuchungen meßtechnisch jedoch nicht erfaßt werden (vgl. auch Anhang Tab. 13). In der hier vorgenommen Jahresbilanzbetrachtung wird sie lediglich - wie in Tabelle 84 über die Variante b gezeigt - aus der Differenz zwischen Freilandniederschlag des Grünlandstandortes und Bestandsniederschlag abgeschätzt. Die Bilanzierungsergebnisse für das hydrologische Jahr 1994/95 beziehen sich auf einen Zeitraum vom 1.6.1994 bis 31.3.1995, so daß dieses hydrologische Jahr in der nachfolgenden Ausführung keine Berücksichtigung findet.

Tab. 84: Bilanzgrößen an der Lysimeterstation Meckel-Wald (Unterer Keuper)

<b>Variante a: BN* = Bestandsniederschlag</b>								
<b>Hydrol.- Jahr</b>	<b>BN* (korrig.)</b>	<b>Sickerwasser</b>		<b>Bodenspeicher***</b>			<b>ETreal</b>	<b>ETreal</b>
		<b>LMW</b>	<b>Anteil von N</b>	<b>HSHJ- Beginn</b>	<b>Ende</b>	<b>Differenz von HWHJ u. HSHJ</b>		<b>Anteil von N</b>
	<b>[mm/a]</b>	<b>[mm/a]</b>		<b>[mm]</b>	<b>[mm]</b>	<b>[mm]</b>	<b>[mm/a]</b>	<b>[%]</b>
1994/95	646,3**	438,88**	68	242,18	231,4	-10,8**	218,3**	
1995/96	503,0	252,1	50	231,4	277,1	45,7	205,2	41
1996/97	597,2	359,18	62	277,12	272,0	-5,1	243,1	41
1997/98	733,5	477,2	65	272,04	279,3	7,3	249,0	34
<b>Variante b: N* = Freilandniederschlag der Station Greverath-Grünland</b>								
<b>Hydrol.- Jahr</b>	<b>N* (korrig.)</b>	<b>Sickerwasser LMW</b>		<b>Bodenspeicher***</b>			<b>ETreal</b>	<b>ETreal</b>
1995/96	647,5	252,1	38	231,4	277,1	45,7	349,7	54
1996/97	720,5	359,2	49	277,1	272,0	-5,1	366,4	51
1997/98	850,0	477,2	56	272,0	279,3	7,3	365,5	43

hydrologisches Jahr 1994/95: \*\* = unvollständige Meßreihe der Lysimeterparallelen für das Hydrol. Jahr 1994/95 daher LMW (= gemittelter Wert der Lysimeterparallelen) 1994/95 = gerechneter Wert über nutzungsabhängige Regressionsgleichung nach RENGIER et al. 1990 für Waldnutzung; \*Niederschlag als Bestandsniederschlag; \*\*unvollständige Meßreihe für den Niederschlag (Messungen ab 11.8.1994); \*\*unvollständige Zeitreihe der Feuchtemessungen (Start 11.8.1994), so daß die Ableitung Jahressumme der ETreal '94/95 auf lückenhaften Daten beruht; \*\*\*für die Berechnung des Bodenspeicherwertes wurde der Tiefenabschnitt 0-10 cm der Bodenwassersäule ausgeschlossen (u.a. zu hoher Wurzelfilzanteil)

Die Tabelle 84 weist - über alle untersuchten hydrologischen Jahre hinweg - für den Waldstandort Meckel eine hohe Versickerungswirksamkeit der Niederschläge auf, die deutlich über den *Sickerwassermengen* der Acker- und Grünlandstation in der Gemarkung Meckel - bei fast gleicher Bodenartenzusammensetzung - liegen (vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 20 u. Kap. 6.1.4; vgl. auch Kap. 8.2.2).

Die *Bodenspeicherverhältnisse* des Waldstandortes lassen z.T. starke Schwankungen zwischen den einzelnen hydrologischen Jahren erkennen. Das Bilanzierungsergebnis für das hydrologische Jahr 1994/95 basiert auf der Berechnung der Bodenspeicheränderung für einen verkürzten Berechnungszeitraum (11.8.1994 bis 31.3.1995) (vgl. Tab. 84 Variante a). In Bezug auf die zeitgleichen Startmessungen von Bestandsniederschlag und Bodenfeuchte, errechnet sich am Ende des (verkürzten) hydrologischen Jahres 1994/95 der in der obigen Tabelle angegebene negative Bodenspeicherwert. Am Ende des hydrologischen Jahres 1995/96 konnte der Speicherverlust des (verkürzten) Vorjahres - trotz deutlich geringerer Winterniederschläge im Vergleich zum Vorjahr - durch einen hohen Bodenwasserzuwachs mehr als ausgeglichen werden. Die beiden darauffolgenden hydrologischen Jahre zeigen - beim Vergleich untereinander - wesentlich geringere Schwankungen als im Vergleich zu den beiden Vorjahren. In Kapitel 6.2.4 (Bodenfeuchtemeßfeld Meckel-Wald) wurde herausgestellt, daß nicht nur die Sickerwasserbildung sondern auch der Wasserumsatz im Bodenspeicher vor allem durch die innerjährliche Verteilung der Niederschlagsmengen gesteuert wird.

Entsprechend schlägt sich diese Beeinflussung auch in den abgeleiteten Jahressummenwerten der *realen Evapotranspiration* sowie in deren prozentualen Anteilen am jeweiligen Jahresniederschlag nieder (vgl. Tab. 84 Variante a). Die während aller hydrologischen Jahre insgesamt hohe Versickerungswirksamkeit

der Niederschläge führt dazu, daß die Werte der realen Evapotranspiration in allen Jahren gering ausfällt, dies fällt insbesondere auf, wenn man die Ergebnisse der Acker- und Grünlandstandorte mit denen des Waldstandortes vergleicht. Die Variabilität der rechnerisch abgeleiteten Meßgröße *reale Evapotranspiration* [mm/a] aus der umgestellten einfachen Wasserhaushaltsgleichung (vgl. Kap. 4.3.2.2, Gl. 6) läßt anhand der Tabellen eine deutliche Abhängigkeit sowohl von den standortspezifischen Eigenschaften (Nutzung) einer jeden Station als auch von der zeitlichen und mengenmäßigen Variabilität der Niederschläge erkennen. Zieht man in die Bewertung der Jahresbilanzzahlen die Erkenntnisse aus den standortspezifischen Untersuchungen zur innerjährlichen Sickerwasserbildung (vgl. Kap. 6.1.4) und zum Feuchtegang in der Zeit und Tiefe (vgl. Kap. 6.2.4) hinzu, wird deutlich, daß sich der mengenmäßige Unterschied der Niederschläge zwischen Sommer- und Winterhalbjahr ganz entscheidend auf diese beiden Jahresbilanzgrößen auswirkt (vgl. Anhang: Tab. 13).

Zusätzlich werden in Tab. 84 als Variante b zur Bewertung der niederschlagsanteiligen *Jahressickerwassermengen* und *Jahressummen der realen Evapotranspiration* am Waldstandort Meckel auch noch die *Jahresniederschlagsmengen* der nahegelegenen Freilandstation Meckel-Grünland (vgl. Tab. 83) herangezogen. Hierüber läßt sich wie schon oben erwähnt der *Interzeptionsverlust* des Niederschlages durch den Bestand abschätzen. Zu dem ist die Möglichkeit gegeben, auf dieser Datenbasis eine vergleichende Bewertung der Ergebnisse dieser Bilanzgrößen als Funktion der Standorteigenschaften durch die Gegenüberstellung der Stationen unterschiedlicher Nutzung (Acker, Grünland und Wald) besser vorzunehmen. Hierdurch ergeben sich entsprechende Abweichungen zu den Ergebnissen der Jahresbilanztabellen im Zusammenhang mit den standörtlichen Analysen der innerjährlichen Sickerwasserbildung in Kapitel 6.1 (vgl. Anhang: Tab. 7 und Tab. 13).

Anhand der Tabelle 84 wird am Beispiel der *Variante b* deutlich, daß sich unter Zugrundelegung des Freilandniederschlags für den Waldstandort das Niederschlags-Sickerwasser-Verhältnis - im Vergleich zu den Berechnungen in Tabelle 84 *Variante a* erheblich verschlechtert. Demgegenüber zeigt sich, daß der Betrag der realen Verdunstung deutlich angehoben wird und daß in diesen Jahresbilanzwerten - unter Berücksichtigung des Freilandniederschlags und somit auch des Interzeptionsbetrages - die Jahressumme der realen Evapotranspiration entschieden angehoben wird (vgl. auch Kap. 8.3.1).

Betrachtet man abschließend für alle Stationen die Wasserhaushaltsparameter Niederschlag, Sickerwasser, Bodenspeicher und die hieraus abgeschätzte Meßgröße reale Evapotranspiration und vergleicht diese untereinander, so läßt sich zwischen den Parametern *Sickerwasser*, *Bodenspeicherwert* und *reale Evapotranspiration* eine hohe zeitliche und räumliche Variabilität erkennen. Die zeitliche Variabilität der Meßgrößen begründet sich aus den unterschiedlich hohen Niederschlagsmengen der einzelnen hydrologischen Jahre. Dabei scheint der differenzierten Betrachtung der jahreszeitlichen Verteilung der Niederschläge (Summe des Niederschlages für Sommer- bzw. Winterhalbjahr) eine entscheidende Rolle hinsichtlich der Bewertung der Jahreswerte zuzukommen (vgl. Kap. 8.2.1, Kap. 8.2.2.3, Fig. 139; vgl. auch Kap. 5.3.1.1, Fig. 21). Zudem kann festgehalten werden, daß anhand der standortspezifischen Aussagen zu den direkt ermittelten bzw. rechnerisch abgeleiteten Bilanzgliedern des Wasserhaushalts (wie Niederschlag, Sickerwasser, Bodenspeicheränderung und reale Evapotranspiration) gezeigt werden konnte, daß der Wasserumsatz im Boden durch die klimatologischen Parameter Niederschlag und Verdunstung gesteuert wird (vgl. u.a. Kap. 8.2.1, Kap. 8.2.4.1 sowie Kap. 8.3.1, Fig. 145 u. Fig. 146).



### 6.3.2 Gegenüberstellung der rechnerisch abgeleiteten Jahressummen der realen Evapotranspiration an den Lysimeterstationen am Beispiel unterschiedlicher Verfahren

Wie bereits unter 6.3.1 erwähnt, wurde die Jahresbilanzgröße der *realen Evapotranspiration* noch zusätzlich für jeden Standort des Lysimetermeßnetzes aus den nutzungsabhängigen Regressionsgleichungen nach RENGGER & WESSOLEK (1996) abgeleitet (vgl. Kap. 4.3.2.2, Gl. 8 u. Tab. 6). Die Ergebnisse dieser Berechnungen basieren auf der Grundlage klimatologischer (Niederschläge, differenziert nach Sommer- und Winterhalbjahr, Jahresverdunstung nach HAUDE), boden- (pflanzenverfügbares Bodenwasser) und nutzungsspezifischer (Differenzierung nach Acker, Grünland, Wald) Parameter, die an den einzelnen Feldstationen erhoben wurden und Eingang in die nutzungsspezifischen Regressionsgleichungen finden. Die hierüber standortgebunden abgeleiteten Jahressummen der ET<sub>real</sub> werden nachfolgend in der Tabelle 85 den über die an den Lysimeterstationen direkt gemessenen Bilanzgrößen Niederschlag, Sickerwasser und Bodenspeicheränderung und mit Hilfe der einfachen Wasserhaushaltsbilanzgleichung (vgl. Kap. 4.3.2.2, Gl. 6 u. Kap. 5.2.2.2 u. Anhang: Tab. 3) abgeleiteten Jahressummen der *realen Evapotranspiration* als Vergleichswerte gegenübergestellt. Die jeweils stationsspezifisch durchgeführten Jahresbilanzrechnungen auf der Basis des Berechnungsverfahrens nach WESSOLEK & RENGGER (1996) finden sich im Anhang (vgl. Anhang: Tab. 3a).

Tabelle 85 weist als Bilanzglieder des Wasserhaushaltes die Parameter *Sickerwasser* und *reale Evapotranspiration* aus. Die hier dargestellten Ergebnisse der einzelnen Meßgrößen sind das Resultat unterschiedlicher Arbeitsansätze (Lysimetrie, Bodenfeuchtemessungen, Ableitung aus der einfachen Wasserhaushaltsbilanzgleichung unter Zugrundelegung aller gemessenen Bilanzgrößen, Ableitung über empirisch ermittelte nutzungsabhängige Regressionsgleichungen nach RENGGER et al. 1990 bzw. RENGGER & WESSOLEK 1996), über die die beiden Bilanzglieder zum einen direkt gemessen und zum anderen rechnerisch abgeleitet wurden. Sie gelten als Punktinformation für den jeweiligen Meßstandort. Die im Anhang befindlichen Jahresbilanztabellen für die einzelnen Feldstationen dokumentieren, welche Parameter den unterschiedlichen Bilanzierungsschritten und dem zufolge den hier vorgelegten Endergebnissen zugrunde gelegt wurden (vgl. Anhang: Tab. 28).

Die in Tab. 85 ausgewiesenen Mittelwerte beziehen sich lediglich auf den Bearbeitungszeitraum von drei vollen hydrologischen Jahren (1.4.1995 bis 31.3.1998), da für das erste hydrologische Jahr 1994/95 für die direkt gemessenen Bilanzglieder *Sickerwasser* und *Bodenfeuchte* keine vollständigen Meßzeitreihen vorlagen.

Die Abweichungen zwischen den Jahressickerwassermengen aus den Lysimetern (Tab. 85 Spalte Sickerwasser: Lysimeter gemessen) und denen aus der Ableitung über nutzungsspezifische Regressionsgleichungen (Tab. 85 Spalte Sickerwasser: RENGGER gerechnet) wurden bereits in Kapitel 5.3.1.2 (vgl. dort auch Tab. 28) beschrieben. Eine Bewertung der Unterschiede in den Jahressummen und des Prozentanteils am jeweils zugrunde gelegten Jahresniederschlag - vor allem vor dem Hintergrund der verschiedenen Ermittlungsverfahren - wird erst in Kapitel 8.2.1 und Kapitel 8.2.3 vorgenommen (vgl. auch Kap. 5.3.1.2, Tab. 29 sowie Anhang: Fig. 21 bis Fig. 31).

Die Jahressummen der realen Evapotranspiration werden - wie bereits an anderer Stelle dargelegt - zum einen als sog. Restgröße über die Wasserhaushaltsbilanzgleichung aus der Differenz der an den Feldstationen gemessenen Bilanzgrößen abgeleitet (vgl. Tab. 76 bis Tab. 84). Die entsprechenden Ergebnisse sind in der Tabelle 85 unter der Spalte ET<sub>real</sub> Variante 1 mit der Kennung '*Siwa gemessen*' ausgewiesen. Ergänzend hierzu wird die ET<sub>real</sub> aus der Wasserhaushaltsbilanzgleichung mit etwas veränderten Eingangsparametern abgeleitet. Im Vergleich zu der zuvor genannten Bilanzgleichung (vgl.

Kap. 6.3.1, Tab. 76 bis Tab. 84) werden die über Lysimeter volumetrisch erfaßten Sickerwassermengen in der einfachen Wasserhaushaltsbilanzgleichung durch die standortspezifisch berechneten Jahressickerwassermengen nach RENGGER et al. 1990 (vgl. Tab. 85, Spalte Sickerwasser: RENGGER berechnet; vgl. Kap. 4.3.3.2, Tab. 7) ausgetauscht. Die hierdurch erzielten Ergebnisse für die reale Evapotranspiration finden sich in der Tabelle 85 unter der Spalte ETreal Variante 1 mit der Kennung 'Siwa berechnet'. Sie werden dort den Ergebnissen der Spalte ETreal Variante 1 'Siwa gemessen' direkt vergleichend gegenübergestellt.

Tab. 85: Gegenüberstellung der Ergebnisse der Jahresbilanzgrößen von Sickerwasser (gemessen bzw. berechnet) und reale Evapotranspiration (aus der Ableitung unterschiedlicher Arbeitsansätze) an den Feldstationen, deren Prozentanteile am Jahresniederschlag sowie Mittelwertbildung für drei volle hydrologische Jahre im Zeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998

Station	Jahr	Sickerwasser				ETreal Variante 1				ETreal Variante 2			
		Lysimeter gemessen	%- von N	RENGGER berechnet	%- von N	Siwa ge- messen	%- von N	Siwa berechnet	%- von N	Siwa ge- messen	%- von N	RENGGER & Wessolek	%- N
				[mm/a]		[mm/a]		[mm/a]		[mm/a]		[mm/a]	
Greverath (sm)													
Acker	'94/95	*	k.A.	539,9	54	*	k.A.	429,9	43	*	k.A.	458,8	46
	'95/96	166,8	28	147,6	28	450,5	75	410,5	76	450,5	75	387,2	72
	'96/97	300,2	46	222,0	39	392,8	61	380,2	68	392,8	61	360,8	62
	'97/98	376,6	46	305,6	42	384,8	48	366,6	51	384,8	48	420,2	58
	Mittelwert	281,20	40	225,07	36	409,37	61	385,77	65	409,37	61	389,40	64
Grünland	'94/95	*	k.A.	429,64	43	*	k.A.	557,3	56	*	k.A.	557,6	56
	'95/96	108,9	17	85,14	15	529,7	83	489,8	85	529,7	83	481,1	84
	'96/97	183,3	28	144,57	24	470,0	72	444,4	75	470,0	72	437,7	75
	'97/98	256,5	31	222,99	30	514,0	62	465,0	62	514,0	62	420,2	57
	Mittelwert	182,90	25	150,90	23	504,57	72	466,40	74	504,57	72	446,33	72
Wald	'94/95	*	k.A.	399,6	55	*	k.A.	317,8	43	*	k.A.	493,4	68
	'95/96	94,1	19	111,5	25	405,5	84	340,2	78	405,5	84	421,2	97
	'96/97	126,5	25	123,2	27	398,7	78	351,9	77	398,7	78	367,3	81
	'97/98	185,3	31	228,1	42	427,2	71	325,3	60	427,2	71	353,9	66
	Mittelwert	135,30	25	154,27	31	410,47	78	339,13	72	410,47	78	380,80	81
Greverath Wald - Berechnungen auf der Basis des Freilandniederschlages (vgl. Tab. 78)													
	'94/95			399,7	36			692,5	63			592,1	60
	'95/96	94,1	15	111,6	17	540,7	85	540,4	85	540,7	85	463,6	81
	'96/97	126,5	19	123,2	19	546,0	83	548,9	84	546,0	83	463,5	79
	'97/98	185,3	22	228,1	27	640,2	77	613,8	74	640,2	77	514,7	69
Mittelwert		135,30	25	117,1	21	575,6	82	567,8	81	575,6	82	480,6	76
Rödt (so)													
Acker	'94/95	*	k.A.	437,0	46	*	k.A.	477,6	51	*	k.A.	399,9	48
	'95/96	137,0	22	182,1	29	501,5	80	456,3	74	501,5	80	372,7	67
	'96/97	237,2	38	220,7	35	378,4	61	394,8	64	378,4	61	334,2	60
	'97/98	250,7	31	320,2	40	553,5	69	484,0	61	553,5	69	395,6	55
	Mittelwert	208,30	30	241,00	35	477,80	70	445,03	66	477,80	70	367,50	61
Idenheim (mu)													
Acker	'94/95			439,6	44			551,45	55			452,1	51
	'95/96	148,7	24	148,3	24	484,8	78	485,11	79	484,8	78	406,4	73
	'96/97	177,8	28	202,8	32	472,7	74	447,63	70	472,7	74	381,7	66
	'97/98	217,1	27	277,8	35	557,9	70	497,13	63	557,9	70	426,9	60
	Mittelwert	181,20	26	209,63	30	505,13	74	476,62	71	505,13	74	405,00	66
Idenheim (mm)													
Acker	'94/95	*	k.A.	469,9	45	*	k.A.	573,4	55	*	k.A.	464,9	50
	'95/96	132,1	22	146,5	24	493,7	80	479,3	78	493,7	80	405,2	78
	'96/97	205,8	31	217,5	33	475,2	72	463,5	70	475,2	72	379,3	64
	'97/98	275,7	34	285,4	35	472,5	58	462,7	57	472,5	58	442,3	61
	Mittelwert	204,53	29	216,47	31	480,47	70	468,50	68	480,47	70	408,93	68
Meckel (ku)													
Acker	'94/95	*	k.A.	467,1	45	*	k.A.	478,1	46	*	k.A.	461,7	50
	'95/96	207,0	33	153,1	24	474,6	76	528,5	84	474,6	76	411,8	73
	'96/97	229,9	32	243,4	34	497,5	70	484,0	69	497,5	70	392,5	62
	'97/98	409,2	48	311,3	37	403,7	47	501,4	59	403,7	47	458,5	60
	Mittelwert	282,03	38	235,93	31	458,60	64	504,63	71	458,60	64	420,93	65

Station	Jahr	Sickerwasser				ETreal Variante 1				ETreal Variante 2			
		Lysimeter gemessen	%- von N	RENGER berechnet	%- von N	Siwa ge- messen	%- von N	Siwa berechnet	%- von N	Siwa ge- messen	%- von N	RENGER & Wessolek	%- von N
		[mm/a]		[mm/a]		[mm/a]		[mm/a]		[mm/a]		[mm/a]	
Grünland	'94/95	*	k.A.	422,8	46			503,1	55			498,6	54
	'95/96	195,4	30	140,1	24	472,2	73	462,9	79	472,2	73	443,3	76
	'96/97	242,9	34	233,8	36	471,6	65	408,2	63	471,6	65	387,7	60
	'97/98	457,0	54	275,2	36	397,7	46	494,4	65	397,7	46	463,3	61
	Mittelwert	298,43	39	216,37	32	447,17	61	455,17	69	447,17	61	431,43	65
Wald	'94/95	*	k.A.	438,8	68	*	k.A.	218,2	34	*	k.A.	431,8	66
	'95/96	252,1	50	117,5	56	205,2	41	289,8	64	205,2	41	342,4	75
	'96/97	359,7	62	179,0	34	243,1	41	345,3	67	243,1	41	302,7	58
	'97/98	477,2	65	290,5	44	249,0	34	362,9	55	249,0	34	499,1	75
	Mittelwert	363,00	59	195,67	45	232,43	39	332,67	62	232,43	39	381,40	70
Meckel Wald - Berechnungen auf der Basis des Freilandniederschlages (vgl. Tab. 84)													
Wald	'94/95	*	k.A.										
	'95/96	252,1	38	117,6	18	540,7	85	484,2	75	540,7	85	472,2	81
	'96/97	359,7	49	179,0	25	546,0	83	546,6	76	546,0	83	491,8	76
	'97/98	477,2	56	290,6	34	640,2	77	552,1	65	640,2	77	531,9	70
	Mittelwert	363,00	48	195,7	26	575,6	81	527,6	72	575,6	81	498,6	76

\*unvollständige Meßreihe für das hydrologische Jahr 1994/95;

In der Spalte ETreal Variante 2 sind wiederum die Ergebnisse der realen Evapotranspiration (= Spalte ETreal Variante 2 'Siwa gemessen', berechnet aus der einfachen Wasserhaushaltsbilanzrechnung mit den gemessenen Bilanzgrößen an den Lysimeterstationen als Eingangsparameter, den Ergebnissen der Jahressumme der realen Evapotranspiration, abgeleitet über nutzungsabhängige Regressionsgleichungen nach RENGIER & WESSOLEK (1996; vgl. Kap. 5.2.2.2 sowie Anhang: Tab. 3a) (= Spalte ETreal Variante 2 'RENGIER & WESSOLEK') zum Vergleich einander gegenübergestellt.

Vergleicht man diese Ergebnisse stationsweise untereinander, so stellt man fest, daß die Schwankungen zwischen den Bilanzgrößen der verschiedenen Ermittlungsverfahren unterschiedlich stark streuen (vgl. Tab. 85; vgl. auch Anhang: Tab. 28). Die besten Annäherungen zwischen den Ergebnissen der Jahressummen der realen Evapotranspiration der Variante 1 werden an den Meßpunkten Greverath-Grünland und Idenheim-Acker (mm) erzielt. Bezogen auf die berechneten Mittelwerte weichen die unterschiedlich ermittelten Jahressummen dieser beiden Stationen um lediglich 2 % vom jeweils gemittelten Jahresniederschlag ab. Die stärksten Abweichungen mit 25 % (Mittelwert) - auf der Basis der gemittelten Bilanzgrößen - liegen an der Waldstation Meckel vor. Betrachtet man noch zusätzlich die Angaben für die reale Evapotranspiration der Einzeljahre, so fallen die stärkeren Abweichungen zwischen den beiden Bilanzgrößen in den Spalten ETreal Variante 1 vor allem im hydrologischen Jahr 1997/98 an den Stationen Greverath-Wald (11 %), Rodt-Acker (9 %) und Meckel-Grünland (19 %) auf. Zudem fallen beim Vergleich der Stationen untereinander auch noch die Schwankungen den Jahressummen zwischen den einzelnen hydrologischen Jahren des Untersuchungszeitraumes auf.

Vergleicht man die Stationsergebnisse zusätzlich noch unter Berücksichtigung der Nutzungsdifferenzierung (Acker, Grünland und Wald), so kann festgestellt werden, daß in der Gemarkung Greverath sowohl an der Grünland- als auch an der Waldstation der Prozentanteil der Verdunstung am Jahresniederschlag (gemittelte Werte und Einzeljahreswerte betrachtet) deutlich über dem ausgewiesenen Prozentanteil der Verdunstung am Jahresniederschlag unter Ackernutzung liegt. Die Abweichungen zwischen den Jahressummenwerten der realen Evapotranspiration zwischen Wald- und Ackerstandort vergrößern sich noch, wenn man der Bilanzierung am Waldstandort (Greverath) die Freilandniederschläge der benachbarten Grünlandstation zugrunde legt (vgl. Kap. 6.3.1, Tab. 78).

Umgekehrt zeigt sich, daß die Prozentanteile der Jahressickerwassermengen am Jahresniederschlag unter Ackernutzung die Prozentanteile unter Grünland- und Waldnutzung deutlich übersteigen. Offensichtlich ist die Sickerwasserbildung nicht nur eine Funktion des Niederschlages und des Nutzungseinflusses, sondern auch eine Funktion der Verdunstung. Diese Behauptung läßt sich jedoch nicht uneingeschränkt auf die Stationsergebnisse der unterschiedlich bewirtschafteten Feldstationen in der Gemarkung Meckel - im Vergleich zur Gemarkung Greverath - übertragen. Hier stellt sich eine Abnahme des Prozentanteils der realen Evapotranspiration vom entsprechenden Jahresniederschlag in der Reihenfolge vom Acker über Grünland zum Wald ein (vgl. Kap. 8.3.1, Fig. 144). Gleichzeitig zeigen sich, wie bereits zuvor genannt, auch hierbei deutliche Unterschiede im Grad der Abnahme zwischen den unterschiedlich angewandten Verfahren, die zu den jeweiligen Ergebnissen geführt haben.

Vergleicht man schließlich noch die Stationsergebnisse gleicher Nutzungsarten, wie z.B. aller Ackerstationen untereinander, so zeigen sich ebenfalls Abweichungen zwischen den Prozentanteilen der realen Evapotranspiration am jeweiligen Niederschlag (vgl. auch Kap. 8.3.1, Fig. 146). In den beiden Spalten ETreal Variante 1 treten die niedrigsten Prozentwerte am Ackerstandort Greverath (Siwa gemessen: 61 %, Siwa berechnet: 65 %) auf. Die höchsten Prozentanteile finden sich am Ackerstandort Idenheim (mu) (Siwa gemessen: 74 %, Siwa berechnet: 71 %). Die sich hieraus ableitende Frage, durch welche weiteren Einflüsse sich diese Unterschiede erklären lassen können wird unter Kapitel 8.3.1 im Zusammenhang mit der Diskussion eines wechselseitigen Wirkungsgefüge zwischen den Bilanz- und Einflußgrößen des Wasserhaushaltes wieder aufgegriffen und dort umfassend diskutiert.

Der Einfluß der Nutzungsdifferenzierung in der Gemarkung Greverath spiegelt sich ebenfalls - wenn auch umgekehrt zum Ergebnis der realen Verdunstung - in den Sickerwassermengen wider. Die geringere Verdunstungsleistung unter Ackernutzung führt zur einer höheren Versickerungsleistung. Demgegenüber resultiert aus der stärkeren Verdunstungsleistung unter Grünland- und Waldnutzung eine deutlich verringerte Versickerungswirksamkeit der Niederschläge (vgl. auch Kap. 8.3.1, Fig. 147).

Im Falle der Betrachtung der Sickerwasseranteile am Niederschlag an den Feldstationen der Gemarkung Meckel zeigt sich ein solches - nach der Nutzungsart differenziertes - Bild für die Sickerwassermengen nicht, was wiederum eine starke Parallele zu den zuvor beschriebenen Verhältnissen der realen Evapotranspiration bezüglich der Nutzungsdifferenzierung darstellt.

Ein ähnliches, wie das zuvor beschriebene Bild hinsichtlich der Betrachtung der Abweichungen zwischen den Ergebnissen der Spalte *Variante 1* zeigt sich auch beim Vergleich zwischen den ermittelten Jahressummen der realen Evapotranspiration unter der Spalte ETreal *Variante 2*. Die Gegenüberstellung der nach unterschiedlichen Verfahren ermittelten Werte in den einzelnen Stationsbilanzen zeigen auch im Falle der *Variante 2* die größten Abweichungen zwischen den Mittelwerten an der Station Meckel-Wald (Siwa gemessen: 39 % und RENGEL & WESSOLEK: 69 %). Die geringsten Abweichungen treten wiederum an den drei Stationen in der Gemarkung Greverath auf.

Insgesamt gesehen lassen die Bilanzergebnisse (*Sickerwasser* und *reale Evapotranspiration*) beim Vergleich untereinander sowohl eine zeitliche als auch eine räumliche Variabilität erkennen. Eine weitere Feststellung, die sich aus der Tabelle 85 herauslesen läßt ist, daß offensichtlich ein gewisser funktionaler Zusammenhang zwischen den Jahressummen der realen Evapotranspiration und den Jahressickerwassermengen besteht. Hohe Jahresbilanzwerte für die Verdunstung mindern die Versickerungswerte in der Jahresbilanz. Hieraus ist zu schließen, daß die ermittelte Versickerungsleistung eines Meßpunktes offensichtlich - in Ergänzung zu den Ausführungen in Kap. 6.1 und 6.2 - auch als Funktion der Verdunstung zu beschreiben ist. Inwieweit Nutzungsaspekte und Bodeneigenschaften die

Verdunstungsleistung und demnach auch die Versickerungsleistung mindern oder fördern können, wird in Kapitel 8.3.1 unter Einbeziehung weiterer Literaturbelege diskutiert.

Aufgrund des sehr geringen Stichprobenumfanges von  $n = 3$  lassen sich jedoch keine gesicherten statistischen Aussagen hinsichtlich der Überprüfung eines möglichen funktionalen Zusammenhanges zwischen den beiden Bilanzgrößen *reale Evapotranspiration* (aus der Wasserhaushaltsberechnung mit den direkt gemessenen Eingangsparameter) und *Sickerwassermenge* (aus den Lysimetern) treffen. Die Ergebnisse der durchgeführten Regressions- und Korrelationsanalysen für einen Stichprobenumfang von  $n = 3$  (Zeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998) können im Anhang (Tab. 29) eingesehen werden. Zudem finden sich dort auch die Ergebnisse der Regressions- und Korrelationsanalysen aus der Überprüfung des Zusammenhanges zwischen den Ergebnissen der Jahressummen der realen Evapotranspiration (vgl. Tab. 85), abgeleitet aus den unterschiedlichen Berechnungsverfahren (vgl. Anhang: Tab. 30).

## 7 GIS-basierte Regionalisierung der jährlichen Sickerwassermenge aus der ungesättigten Bodenzone

### 7.1 Gebietsspezifische Betrachtungen und methodischer Ansatz

Neben der direkten Erfassung der standortspezifischen Jahressickerwassermengen an repräsentativen Standorten des Untersuchungsgebietes mittels der Lysimetermethode erfolgte in einem weiteren Schritt die punktuelle Ableitung der standortgebundenen Sickerwassermenge aus der ungesättigten Bodenzone über die Wasserhaushaltsberechnungen nach RENGGER et al. (1990) sowie einem weiteren Verfahren nach NIBIS (1992) für ein insgesamt 79 km<sup>2</sup> großes Untersuchungsgebiet, welches die 14 Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes einschließt.

Der Kalkulation der jährlichen Sickerwassermenge aus der ungesättigten Bodenzone liegen, in Anlehnung an die beiden oben genannten Verfahren, im wesentlichen *klimatologische*, *boden-*, *nutzungs-* sowie *geländespezifische* Parameter zugrunde. Das Flußplandiagramm verdeutlicht die notwendigen Arbeitsschritte, über die sich die geforderten Berechnungsgrößen gewinnen lassen (Fig. 133).

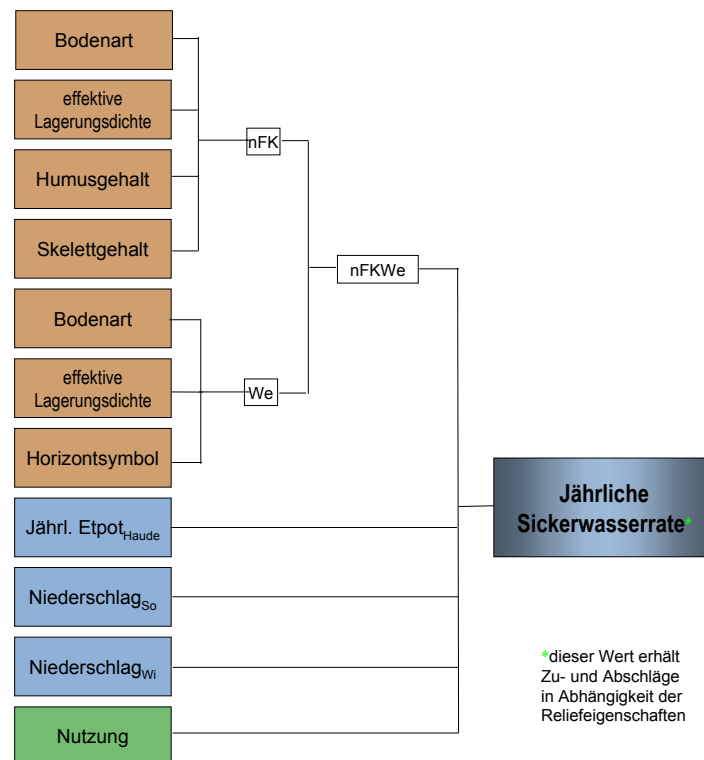


Fig. 133: Flußplandiagramm zur Ableitung des Kennwertes 'Jährliche Sickerwassermenge aus der ungesättigten Bodenzone', verändert nach RENGGER et al. (1990) und NIBIS (1992)

Anhand des Flußplandiagrammes wird deutlich, daß - mit den beiden gewählten Berechnungsansätzen - die jährliche Sickerwassermenge über nutzungsabhängige Regressionsgleichungen bestimmt wird (vgl. auch Kap. 4.3.3.2), für die die Parameter Niederschlag (Niederschlag des hydrologischen Sommerhalbjahres, Niederschlag des hydrologischen Winterhalbjahres vgl. auch Kap. 5.2.1.2), potentielle Evapotranspiration nach HAUDE (vgl. auch Kap. 5.2.2.1) sowie pflanzenverfügbares Bodenwasser (vgl. auch Kap. 5.4.2.3) als notwendige Eingangsdaten gefordert sind.

Im Vergleich zu der Berechnungsgrundlage nach RENGIER et al. (1990) wird im NIBIS-Verfahren zusätzlich der Reliefeinfluß (Hangneigung, Hangexposition sowie Hangposition) auf die Sickerwassermenge über die Vorgabe bestimmter Zu- bzw. Abschläge in die Berechnung mit einbezogen. Hierdurch erweitert sich der Gültigkeitsbereich für Standorte bis zu 10° Hangneigung im Vergleich zu RENGIER et al. (1990) mit einem Gültigkeitsbereich für Standorte bis lediglich 3° Hangneigung (vgl. auch Kap. 4.3.3.3).

Die flächendifferenzierte Berechnung (= Regionalisierung) der Jahresversickerung erfolgt mit Hilfe des Geographischen Informationssystems ARC/INFO über Rasterdatenverarbeitung im GRID-Modul. Diese Arbeitsweise erfordert zunächst, daß die im wesentlichen punktuell erhobenen Eingangsdaten (klimatologische und bodenspezifische Parameter) durch Interpolationsverfahren auf die Fläche übertragen werden (vgl. Kap. 5.2.1.2 u. Kap. 5.4.3). Anschließend wurden alle Flächendaten (= Vektordaten) in die Rasterebene (30 m x 30 m) überführt, um miteinander algebraisch verrechnet werden zu können. Die Verarbeitung der Grunddaten zu sog. Flächencoverages wird mit der nachfolgenden Figur 134 dokumentiert.

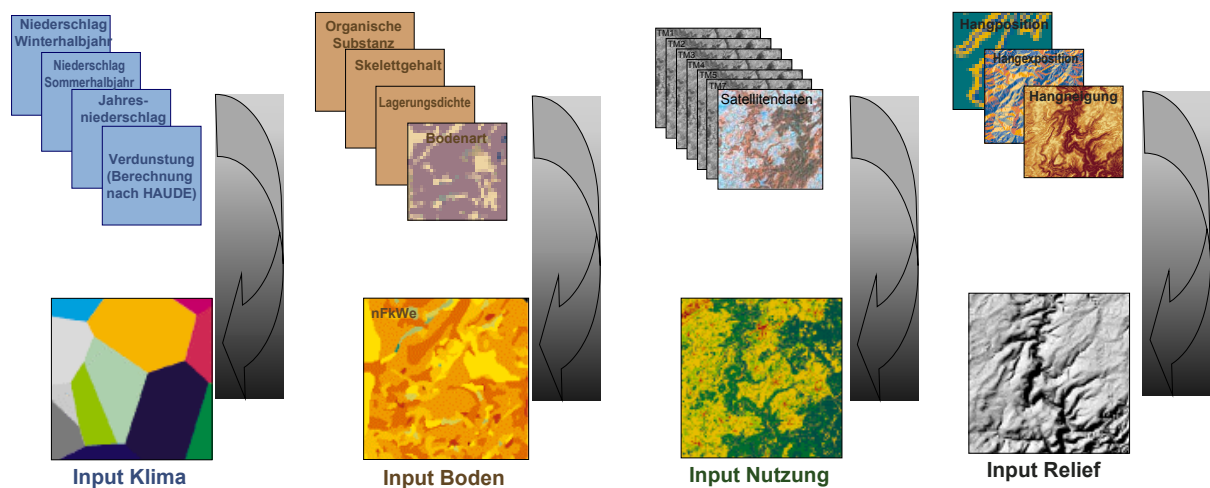


Fig. 134: Verarbeitung der Basisdaten: Informationsebenen im Rasterformat

## 7.2 Eingangsparameter

Im folgenden wird das Vorgehen der Datenregionalisierung für jeden geforderten Eingangsparameter der Berechnungsgrundlage - in Ergänzung zu den entsprechenden Unterkapiteln von Kapitel 5 - kurz skizziert. Die Ergebnisse für den Untersuchungszeitraum vom 1.4.1994 bis 31.3.1998 werden in Form von thematischen Karten vorgelegt und abschließend diskutiert und bewertet.

### Niederschlag

Die Niederschlagsdaten liegen für elf Stationen (DWD, LPP sowie projekteigene Stationen) vor, von denen sich neun Stationen innerhalb und zwei Stationen außerhalb des Untersuchungsgebietes befinden (vgl. Kap. 5.2.1.2). Die Regionalisierung der punktuell ermittelten Meßwerte des Niederschlages (= Gebietsniederschlag) - differenziert nach der Vorgabe in Fig. 134 Flächencoverage Klima - für jeweils abgeschlossene hydrologische Jahre (1.4.-31.3.) erfolgte mittels der THIESSEN-Polygonmethode. Die Ergebnisse sind in Kapitel 5.2.1.2 (vgl. dort Fig. 19 sowie Tab. 14 u. Tab. 15) dargestellt.

Bei dieser Methode bleiben die orographischen Einflüsse, die einen erheblichen Einfluß auf die räumliche Differenzierung der Niederschlagsverteilung ausüben, allerdings unberücksichtigt. Dieser Nachteil muß bei der Bewertung der räumlichen Variabilität der Sickerwassermenge berücksichtigt werden.

### **Potentielle Evapotranspiration ( $ETP_{HAUDE}$ )**

Für die flächenbasierte Informationsebene *Verdunstung* (Berechnung nach HAUDE, vgl. Fig. 134) konnte lediglich der an der amtlichen Station Badenborn (LPP Mainz; vgl. Kap. 5.2.2.1, vgl. Tab. 16) errechnete Jahreswert der potentiellen Evapotranspiration nach HAUDE als konstanter Gebietsmittelwert für die gesamte Fläche des Untersuchungsgebietes der Berechnung zugrunde gelegt werden (vgl. Kap. 5.2.2.1, vgl. Tab. 17). Auch hier muß davon ausgegangen werden, daß somit die räumliche Variabilität (u.a. topographisch bedingt) der Verdunstung in den hier zur Anwendung kommenden Berechnungsverfahren unberücksichtigt bleibt.

### **Nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes ( $nFKWe$ )**

Wie bereits in Kapitel 5.4.2 dargelegt, mußten für die standortgebundene Ableitung der  $nFKWe$  (hier gleichgesetzt mit dem Bodenkennwert pflanzenverfügbares Bodenwasser) folgende bodenspezifische Parameter ermittelt werden: Bodenart, Lagerungsdichte, Skelettgehalt, Mächtigkeit des effektiven Wurzelraumes (vgl. Fig. 133). Um die Variabilität der Böden im Untersuchungsgebiet zu berücksichtigen, wurden an 5.482 von 5.777 Bohrpunkte (Bodenkartierungen sowie Datenauswertung der amtlichen Bodenschätzung; vgl. Kap. 5.4.2; vgl. auch Anhang: Karte 4a) die oben geforderten bodenspezifischen Parameter ermittelt und auf deren Basis punktbezogen der Bodenkennwert  $nFKWe$  berechnet. Diese punktuell errechneten und anschließend klassifizierten  $nFKWe$ -Werte wurden auf der Basis eines einfachen Interpolationsverfahrens (Arealausweisung, vgl. Kap. 5.4.3) auf die Fläche übertragen. Das Ergebnis ist regionalisierte Karte der  $nFKWe$  (vgl. Anhang: Karte 5), die als Flächencoverage (vgl. Fig. 134) der Berechnung der Jahressickerwassermengen zugrunde gelegt wurde.

### **Nutzung**

Die gebietsspezifische Nutzungsvielfalt konnte mit Hilfe einer Landnutzungsklassifikation von Landsat-5 TM Daten ausgewiesen werden (vgl. auch Kap. 5.5 u. Anhang: Karte 6). Als Berechnungsgrundlage für die Regionalisierung der Sickerwassermengen mußte die vegetationsspezifische Vielfalt des Untersuchungsgebietes - entsprechend der gewählten Berechnungsverfahren nach RENGGER et al. (1990) und NIBIS (1992) - in bestimmten Vegetationsklassen zusammengefaßt werden (vgl. Kap. 4.3.3.2). Die im Untersuchungsgebiet vorkommenden Windwurfflächen (Sturmschäden u.a. durch 'Wiebke' 1990), die in der Nutzungskarte häufig als 'Blößen' ausgewiesen werden, wurden der Vegetationsklasse 'Grünland' zugeordnet, da es sich im Vergleich zu den Waldgebieten um z. Zt. noch wesentlich offenere Landschaftsräume handelt. Hierüber konnte als geforderte Berechnungsgrundlage das Flächencoverage *Nutzung* erstellt werden (vgl. Fig. 134).

### **Relief**

Die Reliefparameter Hangneigung und Hangexposition wurden aus dem Digitalen Geländemodell (40 m Auflösung) entsprechend der klassifizierten NIBIS-Vorgaben direkt gewonnen (vgl. hierzu auch Kap. 4.7 u. Kap. 5.6). Hierdurch konnten die notwendigen Flächencoverages *Hangneigungsarealkarte* und *Hangexpositionskarte* hergestellt werden (vgl. Fig. 134; vgl. auch Anhang: Karte 7 u. Karte 8).

Die prozentualen Anteile der Hangneigungsklassen am Gesamtuntersuchungsgebiet zeigt Tabelle 31 im Anhang. Diese Ergebnisse wurden für die 79 qkm große Fläche des Untersuchungsgebietes über das digitale Geländemodell auf der Basis von 88.040 Rasterzellen gewonnen. Anhand dieser Tabelle wird



ersichtlich, daß auf der Fläche des Untersuchungsgebietes die Hangneigungsklassen 2 (mit 42,31 %) und 3 (mit 42,15 %) anteilmäßig gegenüber der Hangneigungsklasse 1 (mit 15,54 %) dominieren. Gleichzeitig kann anhand der prozentualen Anteile der Hangneigungsklassen deutlich gemacht werden, daß bei der rechnerischen Ableitung der Sickerwassermengen auf der Basis von Bodenwasserhaushaltsmodellen der Relieffaktor nicht unberücksichtigt bleiben darf.

Die gebietsspezifische Differenzierung der Hangpositionen erfolgte durch die manuelle Ausgliederung der unterschiedlichen Hangbereiche (Ober-, Mittel- und Unterhang) unter Zuhilfenahme der Höhenlinienkarte des Digitalen Geländemodells, der Topographischen Karten im Maßstab 1:10.000 sowie der standortspezifischen Aufnahmevermerke in den Kartierungsunterlagen (vgl. auch Kap. 5.6). Die auf diese Weise erstellte Karte der *'Areale der Hangpositionen'* (vgl. Anhang: Karte 9) mußte anschließend digitalisiert und als Flächencoverage in ARC/INFO zur weiteren Berechnung abgelegt werden (vgl. Fig. 134).

### 7.3 Berechnung der jährlichen Sickerwassermenge durch Verknüpfung der Einzelergebnisse

Nachdem alle geforderten Eingangsdaten (vgl. Fig. 134) flächenbasiert vorlagen, konnte die jährliche Sickerwassermenge über die gewählten empirisch ermittelten nutzungsabhängigen Regressionsgleichungen nach RENGGER et al. (1990) und NIBIS (1992) berechnet werden:

$$\text{Sickerwassermenge} = F_1 * N_{wi} + F_2 * N_V - F_3 * \log(nFKWe) - F_4 * ETP_{Haude} + F_5 (+/- \text{Reliefkorrektur}) \quad (\text{Gl. 14})$$

Die Regressionsgleichungen für die vier Hauptnutzungsarten Acker, Grünland, Laub- und Nadelwald unterscheiden sich dabei durch unterschiedliche Faktoren ( $F_n$ ). Im Falle des NIBIS-Verfahrens wird das über die Regressionsgleichungen erzielte Ergebnis anschließend in Abhängigkeit des Reliefs durch entsprechende Zu- und Abschläge korrigiert. Hierdurch konnte, wie bereits an anderer Stelle erwähnt, der Gültigkeitsbereich für Untersuchungsgebiete in den deutschen Mittelgebirgen - wenn auch mit gewissen Einschränkungen - erweitert werden. Die ausführliche Darlegung dieser Berechnungsansätze erfolgte bereits in Kap. 4.3.3.2, so daß an diese Stelle zudem auf die Auflösung der einzelnen Formelküzel in der obigen Gleichung 14 verzichtet werden kann.

Um den Einfluß des Reliefs auf die räumliche Variabilität der Sickerwassermengen zu verdeutlichen, werden für einige ausgewählte Standorte im Untersuchungsgebiet die Ergebnisse der beiden Berechnungsansätze exemplarisch gegenübergestellt und diskutiert (vgl. Kap. 7.5, Tab. 87 u. Anhang: Tab. 43 bis Tab. 58). Der Einfluß des Versiegelungsgrades durch Siedlungen und sonstige Bebauungsflächen auf die Sickerwasserbildung innerhalb des Untersuchungsgebietes wurde in den vorgenannten Berechnungsverfahren nicht berücksichtigt, so daß hierüber keine Aussage getroffen werden konnte.

Der eigentliche Berechnungsvorgang der flächendifferenzierten Jahressickerwassermengen für das gewählte Untersuchungsgebiet erfolgte über das Geographische Informationssystem ARC/INFO für die vier hydrologischen Jahre vom 1.4.1994 bis 31.3.1998 (vgl. Anhang: Karte 10 bis Karte 19). Hierbei wurde für jede Rasterfläche (30 m x 30 m Auflösung) die Jahressickerwassermenge - auf der Grundlage der für jede Rasterzelle vorliegenden Eingangsparameter (vgl. Fig. 134) - berechnet. Über die ARC/INFO-eigene Datenbank lassen sich sowohl die berechneten Sickerwassermengen als auch die ihr zugrundeliegenden Eingangsdaten für jeden beliebigen Punkt auf der Fläche des Untersuchungsgebietes problemlos abrufen. Hierdurch können die Ergebnisse der Regionalisierung - insbesondere vor dem Hintergrund einer Bewertung des Reliefeinflusses auf die Sickerwasserbildung - im Vergleich zum Kartenbildergebnis wesentlich besser beurteilt werden (vgl. Tab. 87 sowie Anhang: Tab. 43 bis Tab. 58).

#### **7.4 Ergebnisse der Regionalisierung der jährlichen Sickerwassermengen mit Hilfe nutzungsabhängiger Regressionsgleichungen**

Die Ergebnisse der zuvor beschriebenen Arbeitsschritte werden in den entsprechend aufbereiteten thematischen Karten 'Jährliche Sickerwassermengen aus der ungesättigten Bodenzone' nach dem Berechnungsansatz von RENGGER et al. (1990) und NIBIS (1992) vorgelegt (Karte 10 bis 17). Nachfolgend werden die Ergebnisse dieser beiden - im wesentlichen vergleichbaren und lediglich in bezug auf die Berücksichtigung des Reliefs sich voneinander unterscheidenden - Verfahren anhand der Karten der Jahresversickerung für einen Untersuchungszeitraum von vier hydrologischen Jahren (1.3.1994 bis 31.3.1998) beschrieben und im Vergleich miteinander bewertet. Abschließend wird die Variabilität der Sickerwassermengen zwischen den vier hydrologischen Jahren anhand des komplexen Wirkungsgefüges der landschaftshaushaltlichen Parameter und dessen Einfluß auf die heterogene Verteilung der Sickerwassermenge (mengenmäßig und räumlich) in Kap. 8.4 diskutiert.

Eine Berechnung und Bewertung der Jahressickerwassermengen für die steil abfallenden Hänge entlang des Flußverlaufes der Kyll und einiger in die Kyll einmündender Nebenbäche wurde nicht durchgeführt, da hier der Gültigkeitsbereich der ausgewählten Methoden aufgrund der bestehenden Hangneigungsverhältnisse  $>10^\circ$  nicht mehr zutrifft. Der gesamte Talbodenbereich der Kyll wurde ebenfalls aus der Berechnung herausgenommen, da für diese Flächen nicht genügend Daten gewonnen werden konnten.

##### ***Karte der Jahressickerwassermengen für das hydrologische Jahr 1994/95***

Für das sehr feuchte hydrologische Jahr 1994/95 wurden im Untersuchungsgebiet - über beide Berechnungsverfahren - Jahressickerwassermengen aus der ungesättigten Bodenzone zwischen 300 und 600 mm, vereinzelt auch bis zu 650 mm errechnet (vgl. Anhang: Karte 10 u. Karte 11). Deutlich erkennbar ist die starke räumliche Variabilität hinsichtlich der mengenmäßigen Verteilung der Sickerwassermengen. Auffallend ist das wesentlich heterogenere Bild der räumlichen Verteilung der Jahressickerwassermengen in den beiden Teiluntersuchungsgebieten westlich und östlich des Kylltales im Vergleich zum ganz im Osten des Kartenausschnittes gelegenen Untersuchungsgebiet (Greverath, Heidweiler, Niersbach vgl. Kap. 5.2.1.2, Fig. 19: UG II).

Die Ursache für die einerseits insgesamt sehr hohen Jahressickerwassermengen und andererseits für deren räumliche Variabilität steht in einem engen Zusammenhang mit der Jahresniederschlagsmenge im hydrologischen Jahr 1994/95. Nicht nur die Jahressumme der Niederschläge sondern insbesondere die über die Fläche des Untersuchungsgebiets unterschiedliche Verteilung der Niederschläge lassen einen nicht unerheblichen Einfluß auf die mengenmäßige Sickerwasserbildung erkennen. Die Gebiete mit den geringsten Jahressickerwassermengen treten im wesentlichen im NW (vgl. Kartenbereich: zwischen Hochwert: 5529, Rechtswert: 2536 bis Hochwert: 5529, Rechtswert: 2540 und Hochwert: 5530, Rechtswert: 2536 bis Hochwert: 5531, Rechtswert: 2541) sowie im Bereich östlich des Kylltales (vgl. Kartenbereich: Hochwert: 55225, Rechtswert: 2547 bis Hochwert: 5525, Rechtswert: 2550 bis Hochwert: 5530, Rechtswert: 2526 bis Hochwert: 5531, Rechtswert: 2549) und auf einer kleineren Fläche entlang des südwestlichen Kyllverlaufes auf. Demgegenüber treten die höchsten Sickerwassermengen auf der gesamten Fläche im Bereich der Gemarkung Greverath auf (ganz im Osten gelegen) sowie auf kleineren Flächen nordöstlich bzw. westlich von Zemmer (vgl. Kartenbereich: Hochwert: 5529, Rechtswert: 2550). Anhand dieses kurz beschriebenen Verteilungsmusters der klassifizierten Jahressickerwassermengen spiegelt sich deutlich die unterschiedliche Gewichtung des Gebietsniederschlages in den ausgewiesenen Polygonflächen wider (vgl. Kap. 5.2.1.2, Fig. 19 sowie Tab. 14 u. Tab. 15). Dennoch lassen sich die

deutlichen Abweichungen zwischen den bereits angesprochenen Gebieten nicht allein aus der Niederschlagsverteilung erklären.

Beim Vergleich der beiden Karten (vgl. Anhang: Karte 10 u. Karte 11) zeigt sich - wenn auch nicht übermäßig deutlich - der Einfluß des Reliefs auf die Sickerwasserbildung. Die Bewertung der unterschiedlichen Sickerwassermengen in Abhängigkeit vom Relief sollte jedoch nur innerhalb der gleichen Niederschlags-Polygonflächen erfolgen, um so die gleichen Ausgangsbedingungen (Sickerwasserbildung als Funktion der Niederschlagsmenge) gewährleisten zu können. Der direkte Vergleich der Ergebnisse durch die unterschiedlichen Berechnungsansätze sollte zudem immer für den gleichen Nutzungsaspekt vorgenommen werden, da auch der Einfluß der Nutzungsarten auf die Sickerwassermenge von einem nicht unerheblichem Ausmaß sein kann (vgl. Kap. 8.2.2).

Trotz des technisch bedingt kleinen Kartenmaßstabes lassen sich besonders in Gebieten mit einer stärkeren Relieferung mengenmäßige Unterschiede zwischen den rechnerisch abgeleiteten Jahressickerwassermengen der beiden unterschiedlichen Ansätze erkennen. Die Südhänge, in Abhängigkeit von einer entsprechenden Hangneigung und Hangposition, weisen im Vergleich zu den Nordhängen i.d.R. wesentlich geringere Sickerwassermengen auf. Dieser Unterschied verstärkt sich noch, wenn man die Kartenergebnisse nach dem NIBIS-Verfahren (1992) mit denen des Verfahrens für ebene Standorte nach RENGGER et al. (1990) vergleicht. Dies läßt sich insbesondere am Vergleich der beiden Karten für die Fläche des Untersuchungsgebietes Greverath, Heidweiler und Niersbach (vgl. Fig. 19: UG II) dokumentieren. Gegenüber der Karte nach RENGGER et al. (1990) weist die Karte nach NIBIS (1992) eine wesentlich stärkere Heterogenität für das räumliche Verteilungsmuster der Jahressickerwassermengen für das hydrologische Jahr 1994/95 aus. Dieses räumliche Verteilungsmuster spiegelt wiederum gleichzeitig den kleinräumigen Wechsel in den Hangneigungs- und Hangexpositionsverhältnissen in diesem Ausschnitt des Gesamtuntersuchungsgebietes wider (vgl. Anhang: Karte 7 u. Karte 8). Als weiteres Beispiel für die reliefbedingten Unterschiede zwischen den beiden Kartenergebnissen läßt sich die Fläche im Bereich Idenheim und Idesheim, westlich der Kyll (vgl. Kap. 5.1.1.3, Fig. 16) anführen. Die Auswirkungen des Reliefs - im Bereich der Muschelkalkstufe (*mo*) - auf die niederschlagsanteilige Jahressickerwassermenge lassen sich gegenüber den Berechnungen für ebene Flächen nach RENGGER et al. (1990) im Kartenbild ebenfalls gut erkennen.

Weiterhin kann anhand der Kartenergebnisse auch der Einfluß der unterschiedlichen Nutzungsarten auf die Sickerwassermengen - unter Zuhilfenahme der klassifizierten Landnutzungskarte (vgl. Anhang: Karte 6) - festgestellt werden. Die höchsten Sickerwassermengen treten dabei eindeutig unter Ackernutzung auf. Deutlich niedriger fallen dagegen die Sickerwassermengen unter Grünland- und Waldnutzung aus. Die größeren Waldflächen korrelieren i.d.R. mit den geringsten Jahressickerwassermengen (vgl. hierzu Anhang: Karte 6). Dies drückt sich auch in der Auswertung der prozentualen Anteile der nutzungsabhängigen Sickerwassermengen an den Sickerwassermengen-Klassen aus (vgl. hierzu Anhang: Tab. 33 u. Tab. 34 sowie Anhang: Fig. 34a u. Fig. 34b). Die räumliche Modifizierung in den Sickerwassermengen - z.B. zwischen Flächen gleicher Nutzungsart - weist auch auf den Einfluß weiterer Standorteigenschaften (wie z.B. der Boden) auf die Sickerwasserbildung hin (vgl. u.a. Kap. 8.4).

Eine vergleichende Bewertung der Sickerwassermenge als Funktion der Nutzung bzw. des Bewuchses sollte jedoch auch nur in Gebieten mit gleicher unterlagernder Geologie vorgenommen werden, da auch die bodenspezifischen Merkmale - hier als nFKWe - die Sickerwasserbildung beeinflussen. Diese Auffassung findet ihre Bestätigung am Beispiel der vergleichenden Betrachtung der Sickerwassermengenberechnung nach RENGGER et al. (1990) unter Ackernutzung bei unterschiedlichen standortspezifischen Bodenverhältnissen für einen Standort im Bereich der Gemarkung Greverath und der

Gemarkung Idenheim (vgl. Tab. 87, Spalte RENGGER). Diese Unterschiede konnten gleichermaßen über die Lysimetermethode herausgestellt werden (vgl. hierzu Anhang: Tab. 5, Tab. 9 u. Tab. 10).

Die prozentualen Anteile der Sickerwassermengen in den einzelnen Klassen werden über Tabelle 86 ausgewiesen. Durch die vergleichende Gegenüberstellung der prozentualen Anteile der Sickerwassermengen in den einzelnen Klassen für die beiden unterschiedlichen Modellansätze (RENGER et al. (1990) und NIBIS (1992)) werden in dieser Tabelle die Abweichungen zwischen den Ergebnissen dieser beiden Verfahren - nutzungsunabhängig - deutlich herausgestellt (Tab. 86). Demgegenüber zeigen die Tabellen 33 und 34 im Anhang sowie die Figuren 34a und 34b im Anhang - wie schon oben erwähnt - die jeweils anteilmäßige Verteilung der Sickerwassermengen (klassifiziert) entsprechend der Nutzungsdifferenzierung für die beiden unterschiedlichen Berechnungsverfahren.

### ***Karte der Jahressickerwassermengen für das hydrologische Jahr 1995/96***

Im hydrologischen Jahr 1995/96 fielen an allen Stationen fast 50% weniger Niederschläge als im vorangegangenen hydrologischen Jahr 1994/95 (vgl. Kap. 5.2.1.2, Tab. 14 u. Tab. 15). Entsprechend niedrig fallen die Sickerwassermengen im gesamten Untersuchungsgebiet aus. Hieraus wird die Abhängigkeit der Sickerwasserbildung von der (Jahres)Niederschlagsmenge deutlich. Wie in den Karten des Vorjahres (Anhang: Karte 10 u. Karte 11) zeigt sich auch für die Berechnung der Sickerwassermengen für das hydrologische Jahr 1995/96 eine hohe Variabilität hinsichtlich der räumlichen Verteilung der Jahressickerwassermengen (vgl. Anhang: Karte 12 u. Karte 13). In Abhängigkeit der einflussnehmenden Parameter wie Niederschlag, Relief und Nutzungsvielfalt zeigt sich ein entsprechend flächendifferenziertes Verteilungsmuster der Sickerwassermengen, vergleichbar mit dem des Jahres 1994/95, allerdings mit wesentlich geringeren Sickerwassermengen. Die Karte der jährlichen Sickerwassermenge auf der Basis des NIBIS-Verfahrens zeichnet wesentlich differenzierter die räumliche Verteilung der Sickerwassermengen in Abhängigkeit der Reliefparameter nach. Dies zeigt sich besonders deutlich in dem ganz im Osten gelegenen Teiluntersuchungsgebiet *Greverath, Heidweiler* und *Niersbach* (vgl. Kap. 5.2.1.2, Fig. 19: UG II).

Weiterhin fällt auf, daß der Grad der Variabilität der Sickerwassermengen zwischen den einzelnen Flächen des Untersuchungsgebietes im Vergleich zum Vorjahr deutlich weniger schwankt. Ein Vergleich zwischen dem Untersuchungsgebiet *Greverath, Heidweiler* und *Niersbach* und den westlich sich daran anschließenden Flächen kann diese Feststellung - im Gegensatz zu den Verhältnissen im Vorjahr - eindeutig belegen.

Deutlich spiegelt sich die Variabilität der Sickerwassermengen in der vielfältigen Nutzungsvariabilität wider. Die niedrigsten Sickerwassermengen treten i.d.R. unter den Waldflächen auf, die höchsten Sickerwassermengen lassen sich auch im Trockenjahr 1995/96 unter Ackernutzung feststellen. Die Sickerwassermengen unter Grünland liegen unter den Werten der Ackerflächen und meist über den Werten der Waldflächen (vgl. auch Anhang: Tab. 35 u. Tab. 36 sowie Anhang: Fig. 35a u. Fig. 35b).

Im Vergleich zu den Ergebniskarten des hydrologischen Jahres 1994/95 macht sich jedoch die Abgrenzung zwischen den einzelnen Niederschlags-Polygonflächen in der räumlichen Verteilung der Sickerwassermengen für das hydrologische Jahr 1995/96 kaum bemerkbar. Dies liegt an der weniger starken Streuung der Jahresniederschlagssummen zwischen den einzelnen Meßstationen im hydrologischen Jahr 1995/96 (Kap. 5.2.1.2, Tab. 15 u. Tab. 16). Eine Ausnahme bildet hierbei lediglich die Niederschlags-Polygonfläche im NW des Untersuchungsgebietes mit der dazugehörigen amtlichen Klimastation Badenborn (LPP). An dieser Station wurden (wie auch schon im Vorjahr) im Vergleich zu allen anderen Stationen wiederum die geringsten Niederschläge im Untersuchungsjaar 1995/96 gemessen, was sich wiederum in der geringeren Sickerwasserbildung auf dieser Polygonfläche niederschlägt. Schon

aufgrund des sich in der Karte farblich abhebenden Bereichs dieser Polygonfläche gegenüber den übrigen Polygonflächen des Untersuchungsgebietes (vgl. Kap. 5.2.1.2, Fig. 19) wird deutlich, daß eine starke Abhängigkeit zwischen der Höhe der Jahresniederschlagsmenge und der Höhe der Jahressickerwassermenge besteht. Eine Erklärung für die abweichenden Niederschlagsmengen der Jahre 1994/95 und 1995/96 der Station Badenborn von den übrigen amtlichen (DWD) und projekteigenen (Niederschlagsstationen der Lysimeterstationen) Stationen (vgl. Kap. 5.2.1.2, Tab. 14) konnte nicht gefunden werden. Technische Fehler dürften hier als vernachlässigbar klein angesehen werden, da die Stationsdaten durch die Landesanstalt Mainz geprüft weitergegeben wurden. Topographisch bedingt könnte das Niederschlagsdefizit durch eine gewisse Leelage dieser Station (vgl. Anhang: Karte 2) z.B. im Vergleich zu den Stationen Meckel, auf der freien Hochfläche gelegen, erklärt werden.

Die modifizierende Einflußnahme bestimmter Reliefparameter (Hangexposition, Hangneigung und Hangposition) auf die Sickerwassermengen wird auch im Trockenjahr 1995/96 beim Vergleich der beiden Kartenergebnisse nach RENGGER et al. (1990) und NIBIS (1992) untereinander deutlich (vgl. auch Tab. 86). Besonders in der Gemarkung *Greverath*, *Heidweiler* und *Niersbach* spiegelt sich der stark wechselnde Reliefcharakter in der räumlichen Variabilität der Sickerwassermengen in der 'Karte der Jahressickerwassermengen' nach dem NIBIS-Verfahren wider (vgl. Anhang: Karte 13). Gleiches kann auch im Untersuchungsgebiet Idenheim östlich der Muschelkalkstufe (*mo*) - wie schon am Beispiel der Ergebnisse des Vorjahres herausgehoben - festgestellt werden. In Muldenlagen bzw. im Bereich der Unterhänge werden auf der NIBIS-Karte im Vergleich zur Karte nach dem Verfahren nach RENGGER et al. (1990) höhere Sickerwassermengen ausgewiesen. Die flachen Kuppen oder Oberhangbereiche zeigen dagegen keinerlei Unterschiede beim Vergleich der beiden - auf der Basis unterschiedlicher Berechnungsverfahren - gewonnenen Ergebniskarten. Beim Vergleich dieser Flächen untereinander kann zudem auch der Einfluß bodenspezifischer Merkmale (*nFKWe*, Gründigkeit etc.) auf den Grad der Sickerwasserbildung nachvollzogen werden (vgl. hierzu Anhang: Karten 12 u. 13 unter Berücksichtigung von Karte 5).

#### ***Karte der Jahressickerwassermengen für das hydrologische Jahr 1996/97***

Im Untersuchungsjahr 1996/97 liegen die Jahresniederschlagsmengen - bezogen auf die einzelnen Polygonflächen - meist nur mit ca. 50 mm über den Werten des Vorjahres, wodurch auch dieses hydrologische Jahr als Trockenjahr zu charakterisieren ist. Im gesamten Untersuchungsgebiet werden entsprechend auch höhere Jahressickerwassermengen im Vergleich zum hydrologischen Jahr 1995/96 erreicht. Großflächig gesehen treten die höchsten Jahressickerwassermengen innerhalb der Niederschlags-Polygonflächen mit den höchsten Jahresniederschlagsmengen auf (vgl. Kap. 5.2.1.2, Fig. 19 Polygone: 20-ku2 und 19-ku1, Zemmer-2). Vergleicht man die Sickerwassermengen in der Fläche des Polygons Meckel (Kap. 5.2.1.2, Fig. 19: 19-ku1 und 20 ku-2) mit denen auf der Polygonfläche Badenborn (vgl. Fig. 19: Polygon 25), bestätigt sich die schon in Kapitel 5.3.1 herausgestellte These, daß die Sickerwasserbildung (auf Jahresbasis gesehen) eindeutig als Funktion des Niederschlages beschrieben werden kann, in der farblichen Unterscheidung zwischen den oben genannten Beispiel-Polygonflächen. Die stärkere räumliche Differenzierung der Sickerwassermengen auf diesen Flächen muß zusätzlich noch als Funktion der Bodenmerkmale (*nFKWe*; vgl. hierzu auch Anhang: Karte 5) und der Nutzungsdifferenzierung (vgl. hierzu Anhang: Karte 6 u. Anhang: Tab. 37 u. Tab. 38 sowie Fig. 36a u. Fig. 36b) erklärt werden.

Diese differenzierte Betrachtung - Unterschiedliche in den Niederschlagsmengen eingeschlossen - läßt sich auch auf die Abweichungen zwischen den Sickerwassermengen der Polygonfläche Idenheim/Idesheim und der Polygonfläche Rodt übertragen. Die Einflußnahme des Reliefs auf die

Sickerwasserbildung wirkt sich dabei wiederum modifizierend im Endergebnis der NIBIS-Karte gegenüber dem Endergebnis der RENGGER-Karte für ebene Standorte aus (vgl. auch Tab. 86). Besonders im Bereich des Untersuchungsgebietes *Greverath, Heidweiler und Niersbach* (vgl. Anhang: Karte 15: Hochwert 5530, Rechtswert 2555 bis Hochwert 5530, Rechtswert 2552 bis Hochwert 5535, Rechtswert 2555 bis Hochwert 5535, Rechtswert 2552) zeichnet das räumliche Verteilungsmuster der Jahressickerwassermengen die Reliefverhältnisse nach (vgl. auch Anhang: Karte 7 u. Karte 8).

#### ***Karte der Jahressickerwassermengen für das hydrologische Jahr 1997/98***

Im Vergleich zu den beiden Vorjahren muß das hydrologische Jahr 1997/98 wieder als Naßjahr charakterisiert werden. Allerdings werden die hohen Niederschlagsmengen des Naßjahres 1994/95 nicht erreicht. An allen Stationen liegen die Jahresniederschlagswerte im Vergleich zu 1994/95 um 160 mm (als Minimum) bis 340 mm (als Maximum) niedriger, jedoch im Vergleich zu den Trockenjahren 1995/96 und 1996/97 um 120 mm bis 160 mm höher. Die höheren Jahresniederschlagssummen führen somit zu deutlich höheren Jahressickerwassermengen gegenüber den Trockenjahren 1995/96 und 1996/97. Die Spitzenwerte der Sickerwassermengen des überaus feuchten hydrologischen Jahres 1994/95 werden aber auch im Jahr 1997/98 nicht erreicht. Die mengenmäßige Streuung der Niederschlagssummen zwischen den einzelnen Polygonflächen ist in diesem Untersuchungsjahr - ähnlich wie in den beiden vorangegangenen Jahren - gering. Lediglich die Stationen Meckel (vgl. Kap. 5.2.1.2, Fig. 19, Polygone: 19-ku1 und 20-ku2) heben sich aus dem allgemeinen Bild der Verteilung der Jahressickerwassermengen hervor (vgl. Anhang: Karte 16 u. Karte 17). Wie schon aus den Vorjahresergebnissen abgeleitet, sind die höheren Sickerwassermengen auf diesen Flächen wiederum das Ergebnis der - im Vergleich zu den anderen Stationen des Untersuchungsgebietes - entsprechend höheren Jahresniederschlagsmengen. Nutzungsspezifisch betrachtet werden wiederum unter Ackernutzung die höchsten Sickerwassermengen gebildet (vgl. Anhang: Tab. 39 u. Tab. 40 sowie Anhang: Fig. 37a u. Fig. 37b).

Unter Einbeziehung der Reliefparameter Hangneigung, Hangexposition und Hangposition (vgl. Kap. 4.3.3.2, Tab. 8 u. Tab. 9) in die GIS-basierte Regionalisierung der Sickerwassermengen ergibt sich auch für das hydrologische Jahr 1997/98 in der NIBIS-Karte eine wesentlich stärkere räumliche Variabilität der Sickerwassermengen auf der Fläche des Untersuchungsgebietes (vgl. Anhang: Karte 17) im Vergleich zu der flächendifferenzierten Ausweisung der Sickerwassermengen nach dem RENGGER et al.-Verfahren (1990), welches - reliefunabhängig - die gebietsspezifischen Sickerwassermengen lediglich für Standorte/Flächen in ebener Lage abbildet.

#### ***Karte der Gemittelten Sickerwassermengen für die hydrologischen Jahre 1994/95-1997/98***

Die beiden Karten für die Mittleren Jahressummen der Sickerwassermengen aus der ungesättigten Bodenzone für den Betrachtungszeitraum 1994/95 bis 1997/98 nach RENGGER et al. (1990) und NIBIS (1992) weisen für das Untersuchungsgebiet - bei mittleren Jahresniederschlagssummen zwischen 753 mm (Station Zemmer-Mühlchen) und 644 mm (Station Badenborn) - Jahressickerwassermengen zwischen 100 bis 450 mm auf (vgl. Anhang: Karte 18 u. Karte 19). Das Niederschlagspolygon der Station Badenborn im äußersten NW zeigt - aufgrund der deutlich geringeren Niederschläge im Vergleich zu den übrigen Niederschlagspolygonflächen (vgl. Anhang: Tab. 32) - den größten Flächenanteil an den niedrigsten Jahressickerwassermengen auf. Insbesondere in der NIBIS-Karte kommt der starke Einfluß des Reliefs in dem wesentlich differenzierteren räumlichen Verteilungsmuster der Sickerwassermengen, verglichen mit der Ergebniskarte der *gemittelten Sickerwassermengen 1994-1998* auf der Berechnungsgrundlage des RENGGER et al.-Verfahrens, zum Ausdruck. Vor allem für die Fläche des Untersuchungsgebietes *Greverath, Heidweiler und Niersbach* (= UG II, vgl. Kap. 5.2.1.2: Fig. 19) - die sich aufgrund ihres stärker reliefierten Charakters von den übrigen Flächen des Untersuchungsgebietes abhebt - wird über die

räumliche Verteilung der Sickerwassermengen der Reliefeinfluß ganz deutlich herausgestellt. Die Hangbereiche der Flußläufe treten plastisch hervor und weisen dabei die niedrigsten Werte auf.

Im Zusammenhang mit der Flächennutzung (vgl. Anhang: Karte 6) läßt sich - wie schon auf der Grundlage der Auswertung für die Einzeljahre dargelegt - feststellen, daß erwartungsgemäß unter Ackernutzung mengenmäßig gesehen i.d.R. die höchsten Sickerwassermengen gebildet werden. Deutlich 'pausen' sich auch die größeren Waldgebiete des Untersuchungsgebietes - gegenüber den Ackerflächen - mit ihren wesentlich geringeren Sickerwassermengen durch (vgl. Anhang: Tab. 41 u. Tab. 42 sowie Anhang: Fig. 38a u. Fig. 38b).

Hinsichtlich des Reliefeinflusses belegt die NIBIS-Karte ebenfalls - unter Berücksichtigung der Hangneigungsarealkarte (vgl. Anhang: Karte 7) und der Hangexpositions Karte (vgl. Anhang: Karte 8), daß an den Nordhängen - im Vergleich zu den Südhängen - in der Regel höhere Sickerwassermengen gebildet werden. Unter Beachtung der flächendifferenzierten Karte der *nFKWe* (vgl. Anhang: Karte 5) läßt sich in der räumlichen Variabilität der Sickerwassermengen im Untersuchungsgebiet zudem eine Abhängigkeit der Sickerwasserbildung von diesem bodenhydrologischen Wert *nFKWe* erkennen. Die höchsten Sickerwassermengen treten auf der Fläche des Untersuchungsgebietes insbesondere in der Konstellation *Ackernutzung*, *geringe nFKWe* (diese liegt bei fast 80% der Ackerböden zwischen 40 und 100 mm) und *Flachgründigkeit* (flachgründige Kuppen, Rücken und Oberhänge) auf. Diese Standorte weisen somit - im Gegensatz zu Flächen unter Grünland- bzw. Waldnutzung mit einer höheren *nFKWe* und häufig deutlich tiefgründigeren Böden - wesentlich günstigere Versickerungsverhältnisse auf.

Tabelle 86 zeigt die sich aus den beiden unterschiedlichen Berechnungsverfahren (RENGER et al. 1990 und NIBIS 1992) ergebenden Abweichungen in der Zuordnung der prozentualen Anteile der rasterbasiert - für die Fläche des Untersuchungsgebietes - ermittelten klassifizierten Sickerwassermengen zu den entsprechenden Klassenbreiten. Aus Tabelle 86 geht eine deutliche Verschiebung - jeweils gleiche hydrologische Jahre miteinander verglichen - zwischen der Zuordnung der prozentualen Anteile der nach den unterschiedlichen Verfahren berechneten Sickerwassermengen zu der entsprechenden Klassenbreite hervor. Diese Verschiebungen erklären sich durch die Berücksichtigung der die Fläche des Untersuchungsgebietes kennzeichnenden Reliefverhältnisse (u.a. Exposition und Hangneigung) bei der Berechnung der Sickerwassermengen über das NIBIS-Verfahren. Die Auswirkung des Nutzungseinflusses wird anhand dieser Auswertung nicht ausgedrückt (vgl. hierzu Anhang: Tab. 33 bis Tab. 42 sowie Anhang: Fig. 34 bis Fig. 38).

Daneben lassen die Angaben in der Tabelle 86 ebenfalls erkennen, daß sich - jeweils getrennt nach den beiden Berechnungsansätzen - auch zwischen den vier hydrologischen Jahren erhebliche Verschiebungen in der anteilmäßigen Belegung der Klassenbreiten ergeben. Diese spiegeln im wesentlichen die mengenmäßige und zeitliche Variabilität der Niederschlagsmengen zwischen den einzelnen hydrologischen Jahre wider. Die beiden Naßjahre 1994/95 und 1997/98 belegen - im Vergleich zu den beiden Trockenjahren 1995/96 und 1996/97 - eindeutig die höheren Klassenbreiten. Dabei fällt auf, daß sich wiederum das Naßjahr 1994/95 vom Naßjahr 1997/98 durch eine starke Verschiebung in die wesentlich höheren Klassenbreiten abhebt: Während der sich der Hauptanteil der für die Fläche des Untersuchungsgebietes errechneten Sickerwassermengen im Jahr 1994/95 auf die Klassen 9 bis 12 verteilt, bewegt sich der Hauptanteil der errechneten Sickerwassermengen im Jahr 1997/98 zwischen den Klassen 5 bis 8. Demgegenüber liegen die Hauptanteile der Sickerwassermengen in den Trockenjahre in den Klassen 2 bis 5 (1995/96) bzw. 3 bis 6 (1996/97).

Tab. 86: Gegenüberstellung der Prozentwerte der Sickerwassermengen an der jeweiligen Sickerwassermengen-Klasse für die Fläche des Untersuchungsgebietes nach den Berechnungsverfahren RENGIER et al. (1990) und NIBIS (1992)

Siwa-Klasse	Klassenbreite [mm]	RENGIER Anteil [%]	NIBIS 1994/95 Anteil [%]	RENGIER 1995/96 Anteil [%]	NIBIS Anteil [%]	RENGIER 1996/97 [%]	NIBIS 1996/97 Anteil [%]	1997/98 Anteil [%]	NIBIS 1997/98 Anteil [%]
1	< 50	0,0	0,0	0,6	4,1	0,0	1,8	0,0	
2	50 - 100	0,0	0,0	24,2	16,9	11,1	9,0	0,0	0,0
3	100 - 150	0,0	0,0	25,6	25,1	19,5	14,6		0,1
4	150 - 200	0,0	0,0	30,5		14,5	20,1	1,0	3,5
5	200 - 250	0,0	0,0		19,4	36,3	29,5	25,1	
6	250 - 300	0,0	0,1	1,1		14,0	17,9	28,5	30,4
7	300 - 350	0,8	1,8		0,3	3,5	5,5	36,1	
8	350 - 400	7,9	8,0		0,0	1,1	1,6	8,2	13,2
9	400 - 450	23,8	18,4	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	2,2
10	450 - 500	25,5	24,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
11	500 - 550	24,7	28,0		0,0	0,0	0,0	0,0	
12	550 - 600	12,9	13,5		0,0	0,0	0,0	0,0	
13	600 - 650	4,1	5,3	0,0	0,0	0,0	0,0		0,0
14	> 650	0,2	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0		0,0
	Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Siwa-Klasse	Klassenbreite [mm]	Mittelwert 1994/95-1997/98 [%]-Anteil	Mittelwert 1994/95-1997/98 NIBIS [%]-Anteil
1	< 50	0,1	1,5
2	50 - 100	8,8	6,5
3	100 - 150	11,3	10,0
4	150 - 200	11,5	13,7
5	200 - 250	19,8	16,8
6	250 - 300	10,9	12,9
7	300 - 350	10,1	9,9
8	350 - 400	4,3	5,7
9	400 - 450	6,2	5,2
10	450 - 500	6,4	6,0
11	500 - 550	6,2	7,0
12	550 - 600	3,2	3,4
13	600 - 650	1,0	1,3
14	> 650	0,0	0,2
	Summe	100,0	100,0

Anhand dieser Verschiebungen zwischen den beiden Naßjahren bzw. zwischen den beiden Trockenjahren läßt sich auch die Bedeutung der jahreszeitlichen Verteilung der Niederschlagsmengen erkennen. In den Jahren (sowohl Naß- wie Trockenjahr), in denen der Hauptanteil der Niederschlagsmengen während der hydrologischen Sommerhalbjahre (1995 und 1997) fällt reduziert sich auch die niederschlagsanteilige Sickerwassermenge. In Kapitel 6.3 wurde in diesem Zusammenhang auf die wechselseitige Beziehung zwischen den Bilanzgrößen *Niederschlag*, *Bodenspeicher*, *Sickerwasser* und *reale Evapotranspiration* hingewiesen (vgl. auch Kap. 8.4).

Für die Betrachtung der Mittelwerte der Jahressickerwassermengen im Zeitraum 1994/95 bis 1997/98 (vgl. Tab. 86) zeigt sich eine insgesamt größere Streuung der Sickerwassermengenanteile über die Klassen 2 bis 12, wobei sich der Hauptanteil der Sickerwassermengen auf die Klassen 3 bis 7 verteilt. Das Maximum liegt eindeutig in der Klasse 5.



Aus der Analyse der räumlichen Verteilung der errechneten Sickerwassermengen für das Untersuchungsgebiet konnte unter Berücksichtigung der Nutzungsdifferenzierung folgendes Bild für die anteilmäßige Zuordnung der Sickerwassermengen in die Sickerwasserklassen gewonnen werden (vgl. Anhang: Tab. 33 bis Tab. 42 u. Fig. 34 bis Fig. 38): Die Tabellen 33 bis 42 im Anhang zeigen - getrennt für die beiden unterschiedlichen Berechnungsansätze - die anteilmäßige Belegung der Sickerwasserklassen an der jeweiligen Landnutzungsart, differenziert nach den Hauptnutzungsarten Acker, Grünland und Wald, für die Fläche des Untersuchungsgebietes. Aus der graphischen Umsetzung dieser Datenauswertung (vgl. Anhang: Fig. 34 bis Fig. 38) geht hervor, daß die Klassenbelegungen zwischen den vier untersuchten hydrologischen Jahren deutlichen Schwankungen unterlegen ist (vgl. auch Tab. 86, deren Ergebnisse nutzungsunabhängig ermittelt wurden). Gründe hierfür ergeben sich einerseits aus der Variabilität der Niederschläge zwischen den hydrologischen Jahren. Hierauf wurde bereits im Zusammenhang mit der Besprechung der Ergebnisse in Tabelle 86 hingewiesen. Andererseits läßt sich aus dieser Art der Datenaufbereitung eine nutzungsspezifische Abhängigkeit hinsichtlich der Höhe der Sickerwassermengen ableiten: Die höchsten Sickerwasser-Klassen werden in allen hydrologischen Jahren eindeutig von der Bewirtschaftungsform *Acker* belegt. Demgegenüber werden die unteren Sickerwasser-Klassen von der Nutzungsform *Nadel- bzw. Laubwald* eingenommen.

Die Karten 10 bis 17 lassen insgesamt eine starke mengenmäßige und räumliche Differenzierung der Sickerwassermengen im Untersuchungsgebiet für die vier hydrologischen Jahre im Zeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998 erkennen. Unter Zuhilfenahme der diesen Ergebniskarten zugrunde liegenden regionalisierten Eingangsparameter (Sommer-/ Winterniederschläge, potentielle Evapotranspiration nach HAUDE, *nFKWe*, Hangneigung, Hangposition, Hangexposition, Landnutzung) läßt sich die Variabilität der Sickerwassermengen als Zeit-Raum-Funktion im komplexen Wirkungsgefüge der gebietspezifischen natur- und kulturräumlichen Verhältnisse beschreiben. Die vertiefende Diskussion dieser Aussage wird in Kapitel 8.4 weitergeführt.

## **7.5 Exemplarische Berechnungen der Jahressickerwassermengen für ausgewählte Standorte im Untersuchungsgebiet**

Um die Bedeutung des Reliefeinflusses auf die Sickerwasserbildung besser herausstellen zu können, werden nachfolgend für jeweils gleiche Standorte innerhalb des Untersuchungsgebietes die Sickerwassermengen - exemplarisch - über die beiden unterschiedlichen Berechnungsverfahren abgeleitet. Anhand der hierdurch erzielten Ergebnisse wird dokumentiert, wie stark sich der Einfluß des Reliefs (vgl. Kap. 4.3.3.2, Tab. 7, Tab. 8 u. Tab. 9; vgl. auch Fig. 133) in dem Endergebnis der berechneten Sickerwassermengen nach dem NIBIS-Verfahren, gegenüber dem Endergebnis der Berechnung nach dem RENGGER et al.-Verfahren niederschlägt. Durch die Auswahl von Standorten unterschiedlicher Nutzung und unterschiedlicher Bodeneigenschaften (in Abhängigkeit der jeweiligen geologischen Ausgangsbedingungen) wird zudem der Einfluß dieser Standorteigenschaften in den Jahressickerwassermengen deutlich gemacht.

Die Tabelle 87 zeigt die Zusammenstellung der Endergebnisse dieser Beispielberechnungen. Die detaillierten Berechnungsschritte, welche die Unterschiede in den Endergebnissen nachvollziehbar werden lassen, finden sich im Anhang (vgl. Anhang: Tab. 43 bis Tab. 58).

Aus der tabellarischen Übersicht läßt sich an einigen ausgewählten Standorten im Untersuchungsgebiet der Trier-Bitburger-Mulde unter Berücksichtigung der jeweils unterlagernden geologischen Ausgangsbedingungen sowie der Nutzungsdifferenzierung nach den drei Hauptnutzungsarten *Acker*, *Grünland*, *Laub-* und *Nadelwald* die Variabilität der Jahressickerwassermengen eindeutig dokumentieren.

Tab. 87: Tabellarische Übersicht der Variabilität der Jahressickerwassermengen für ausgewählte Beispiele im Untersuchungsgebiet der Trier-Bitburger-Mulde auf der Basis der beiden Berechnungsverfahren nach RENGGER et al. (1990) und NIBIS (1992) für den Bearbeitungszeitraum von vier hydrologischen Jahren (1994 bis 1998) (vgl. hierzu Anhang: Tab. 43 bis Tab. 58)

Sickerwassermenge [mm/a]									
Nutzungsdifferenzierung									
	logie	Acker		Grünland				Nadelwald	
		RENGER	NIBIS	RENGER	NIBIS	RENGER	NIBIS	RENGER	NIBIS
Ko- ordinaten		R: 2554006, H: 5533158		R: 2554006, H: 5533206		R: 2552874, H: 5533182		R: 2552777, H: 5533495	
1994/95	sm	584,2	584,2	465,2	465,2	551,5	501,5	449,2	494,2
1995/96	sm	191,9	191,9	88,1	88,1	106,9	56,9	161,4	206,4
1996/97	sm	266,4	266,4	169,9	169,9	121,2	71,2	172,7	217,7
1997/98	sm	350,5	350,5	239,8	239,8	270,2	220,2	277,8	322,8
		R: 2544514, H: 5529159		R: 2542876, H: 5527689		R: 254357, H: 5527810			
1994/95	so	459,6	499,6	380,1	355,1	360,7	360,7	k. A.	k. A.
1995/96	so	204,7	244,7	129,8	104,8	92,8	92,8	k. A.	k. A.
1996/97	so	243,2	283,2	178,3	153,3	92,3	92,3	k. A.	k. A.
1997/98	so	342,8	382,8	263,9	238,9	245,8	245,8	k. A.	k. A.
		R: 2542370, H: 5528316		R: 2540997, H: 5526244		R: 2541985, H: 5528822			
1994/95	mu	457,8	432,8	382,5	357,5	411,3	414,3	k. A.	k. A.
1995/96	mu	167,1	142,1	99,3	74,3	91,7	94,7	k. A.	k. A.
1996/97	mu	220,8	195,8	162,5	137,5	111,3	114,3	k. A.	k. A.
1997/98	mu	296,6	271,6	224,1	199,1	202,2	205,2	k. A.	k. A.
		R: 2440684, H: 5528099		R: 2540901, H: 5528508		2540322, H: 5527320			
1994/95	mm	488,0	528,0	384,9	424,9	452,2	402,2	k. A.	k. A.
1995/96	mm	165,2	205,2	74,3	114,3	88,6	38,6	k. A.	k. A.
1996/97	mm	235,4	275,4	151,5	191,5	130,2	80,2	k. A.	k. A.
1997/98	mm	303,9	343,9	205,1	245,1	255,3	205,3	k. A.	k. A.
		R: 2536347, H: 5528219		R: 2536492, H: 5528388		R: 2538443, H: 5527352			
1994/95	ku	520,3	520,3	477,8	477,8	438,7	478,7	k. A.	k. A.
1995/96	ku	229,0	229,0	195,6	195,6	117,8	157,8	k. A.	k. A.
1996/97	ku	316,9	316,9	289,7	289,7	180,6	220,0	k. A.	k. A.
1997/98	ku	372,6	372,6	331,1	331,1	291,3	331,3	k. A.	k. A.

k. A. = keine Angaben

Durch die Gegenüberstellung der errechneten Jahressickerwassermengen über die Berechnungsansätze nach RENGGER et al. (1990) und NIBIS (1992) wird zudem die Bedeutung der Reliefverhältnisse für die Ableitung und Bewertung der Sickerwassermengen in einem reliefierten Untersuchungsgebiet deutlich (vgl. Anhang: Tab. 43 bis Tab. 58). Auffallend ist jedoch auch, daß sich nicht immer zwangsweise Abweichungen zwischen den unterschiedlich berechneten Sickerwassermengen ergeben müssen (vgl. hierzu z.B. Anhang: Tab. 43 u. Tab. 56). Die Abweichungen begründen sich in der jeweils bestimmten Konstellation der Reliefverhältnisse wie z.B. Exposition und Hangneigung, die die Lage eines Standortes im Relief charakterisieren und über die die bodenwasserhaushaltliche Dynamik eines Standortes ganz entscheidend gesteuert wird. Ganz deutlich tritt in den modifizierten Endergebnissen der berechneten Sickerwassermengen nach dem NIBIS-Verfahren - gegenüber den Ergebnissen des RENGGER et al.-Verfahrens - der unterschiedliche Einfluß der süd- bzw. nordexponierten Lage eines Standortes auf die Sickerwasserbildung hervor (vgl. hierzu z.B. Anhang: Tab. 55 u. Tab. 58). Hierüber läßt sich - wie schon an anderer Stelle erwähnt - ebenfalls eine Abschätzung der unterschiedlichen Einflußnahme bestimmter Reliefkonstellationen (wie z.B. unterschiedlich exponierte Standorte in Abhängigkeit der Hangneigung) auf die Verdunstung vornehmen (vgl. RENGGER et al. 1986, WESSOLEK et al. 1993, 1994, 1999).



## 8 Diskussion: Charakterisierung der Sickerwasser- und Bodenfeuchtedynamik in einem Teiluntersuchungsgebiet der Trier-Bitburger-Mulde als Funktion standortspezifischer Eigenschaften

In diesem Kapitel werden die auf der Basis zweier unterschiedlicher Arbeitsansätze (Lysimetrie und Bodenwasserhaushaltsmodell) erzielten und in den vorangegangenen Kapiteln dargestellten Ergebnisse der standörtlichen und gebietsspezifischen Untersuchungen zur Sickerwasserbildung als Ausdruck der Funktion eines komplexen Wirkungsgefüges zwischen den einzelnen Landschaftshaushaltsfaktoren vergleichend diskutiert und deren Wirkungsweise auf die untersuchten Bilanzgrößen des Wasserhaushaltes abschließend qualitativ bewertet.

Die in den Kapiteln 5, 6 und 7 vorgelegten Ergebnisse der Lysimeter- und Bodenfeuchteuntersuchungen an den ausgewählten Intensivmeßpunkten des Untersuchungsgebietes sowie die Ergebnisse der Regionalisierung der Jahressickerwassermengen für die Fläche des Untersuchungsgebietes haben deutlich gemacht, daß die Erfassung standortgebundener Parameter wie Niederschlag, Bodeneigenschaften und Nutzungsart von zentraler Bedeutung sind, um die raum-zeitliche Variabilität der Sickerwasserbildung und des Bodenfeuchteganges - als Zeit-Tiefen-Funktion - bestimmen und erklären zu können (vgl. auch PROKSCH 1990, 1994, HOLZMANN 1994, DISSE 1995).

OLBRISCH (1975a) beschreibt anhand eines Interaktionsschemas (Tab. 88) das komplexe Zusammenwirken bedeutender, standorttypischer Einflußgrößen des Systems Wasser-Boden-Pflanze (vgl. Kap. 4.2, Fig. 12) und bewertet deren Auswirkungen auf bestimmte Bilanzgrößen des Wasserhaushaltes (vgl. OLBRISCH 1975a, S. 33). Die Tabelle 88 führt diejenigen Einflußparameter auf, welche die Bilanzgrößen Sickerwassermenge, Bodenfeuchte und reale Evapotranspiration auf Standorten in ebener Relieflage - unter Ausschluß des Oberflächenabflusses - beeinflussen.

Die mit einem Stern (\*) gekennzeichneten Bilanz- und Einflußgrößen konnten weder an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes, noch über die amtlichen Meßstationen innerhalb des 79qkm großen Untersuchungsgebietes der Trier-Bitburger-Mulde ermittelt werden (vgl. u.a.

Tab. 88: Interaktion zwischen Einflußgrößen und Bilanzgrößen des Wasserhaushaltes, verändert nach OLBRISCH (1975, S. 33)

	Klima						Boden				Vegetation				Bilanzgrößen				
<div>Einflußgrößen</div> <div>Bilanzgrößen</div>	F*	T*	h P a *	T <sub>bo</sub> *	W*	Sda	K o r n	PV	n F K W e	Kf	A	GL	L W	NW	N	Si wa	V	I*	Bo - feu
Niederschlag	++	++	++	++	++	++	-	-	-	-	-	-	-	-	/	-	-	-	-
Versickerung	+	+	+	+	+	+	++	++	++	++	+	+	+	+	++	/	+	++	++
Verdunstung*	++	++	++	++	++	++	+	+	+	+	+	+	+	+	++	+	/	++	++
Interzeption*	+	+	+	+	+	+	-	-	-	-	++	++	++	++	++	-	+	/	-
Bodenfeuchte	+	+	+	++	+	+	++	++	++	++	+	+	+	+	++	++	++	+	/

F = Feuchte, T = Temperatur, hPa = Luftdruck, T<sub>bo</sub> = Bodentemperatur, W = Windgeschwindigkeit, Sda = Sonnenscheindauer, Korn = Korngröße, PV = Porenvolumen, nFKWe = nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes, Kf = Wasserleitfähigkeit, A = Acker, GL = Grünland, LW = Laubwald, NW = Nadelwald, N = Niederschlag, Siwa = Sickerwasser, V = Verdunstung, I = Interzeption, Bofeu = Bodenfeuchte; ++ direkter Einfluß vorhanden; + indirekter Einfluß; - kein Einfluß vorhanden

Kap. 4.1 u. Kap. 4.3.2).

Nachfolgend wird auf der Basis der vorliegenden Untersuchungsergebnisse der Nachweis des komplexen Wirkungsgefüges zwischen den Einfluß- und Bilanzgrößen geführt. Gleichzeitig wird dabei versucht, die Abhängigkeiten bzw. Zusammenhänge zwischen den in der Tabelle 88 aufgeführten Einfluß- und

Bilanzgrößen - soweit es die Datengrundlage erlaubt - auch statistisch zu belegen (vgl. PROKSCH 1990, 1994).

## **8.1 Standortspezifische Merkmale als Kriterium für den Nachweis der naturräumlichen Variabilität im Untersuchungsgebiet**

Die Ergebnisse der unter natürlichen Witterungsbedingungen stattfindenden standörtlichen Lysimeter- und Bodenfeuchteuntersuchungen in Kap. 5 und 6 sowie die Ergebnisse der durchgeführten Regionalisierung der Jahressickerwassermengen auf der Fläche des Untersuchungsgebietes in Kap. 7 haben gezeigt, daß unter dem Gesichtspunkt der raum-zeitlichen Verteilung die Bilanzgrößen des Wasserhaushaltes wie *Sickerwassermenge*, *Bodenfeuchte* und letztendlich auch *reale Evapotranspiration* erhebliche Schwankungen erkennen lassen, die sich als Funktion der standort- bzw. gebietsspezifischen Eigenschaften beschreiben lassen.

Die Bewertung der Ergebnisse der Sickerwassermengen (standortgebunden und flächendifferenziert) und der Bodenfeuchteverhältnisse (standortgebunden) - insbesondere vor dem Hintergrund ihrer hohen raum-zeitlichen Variabilität - macht es erforderlich, wichtige klimatologische, boden- und nutzungsspezifische Kenndaten, die den Bodenwasserhaushalt nachhaltig beeinflussen bzw. steuern, sowohl an den Feldstationen als auch auf der Fläche des Untersuchungsgebietes zu erheben (vgl. Kap. 5.1 bis Kap. 5.6). Anhand der Ergebnisse dieser Basisdaten läßt sich dokumentieren, daß die natur- und kulturräumliche Heterogenität des Untersuchungsgebietes durch die Standortwahl der Feldstationen gut repräsentiert wird: Der meßnetzartige Ausbau der Feldstationen (vgl. Kap. 4.1) ermöglicht die Feststellung der raum-zeitlichen Variabilität für die direkt gemessenen meteorologischen (Niederschlag) und bodenhydrologischen (Sickerwassermengen, Bodenfeuchte, indirekt auch reale Evapotranspiration) Bilanzgrößen. Über die gleichzeitige Berücksichtigung der mesozoischen Ausgangsgesteine (Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper, vgl. Kap. 5.1.1) sind die gebietstypischen Böden des Untersuchungsgebietes anhand eines dichten Punktnetzes abgedeckt (vgl. RICHTER 1978, SCHRÖDER 1983). Zudem wird die Nutzungsdifferenzierung, die ebenfalls diesen Landschaftsraum bestimmt, in die Untersuchungen integriert.

Es werden zunächst die Ergebnisse der zuvor genannten Basisdaten in Abhängigkeit von der naturräumlichen Ausstattung diskutiert. Daran anschließend erfolgt die Diskussion, inwieweit die dynamischen Abläufe des Bodenwasserhaushaltes (z.B. Sickerwasserdynamik, Bodenfeuchtedynamik) durch diese Landschaftshaushaltsfaktoren geprägt werden, und ob sich diese Einflußnahme in den Ergebnissen der wasserhaushaltlichen Bilanzgrößen Sickerwasser, Bodenfeuchte und reale Evapotranspiration wiederfindet.

### **8.1.1 Niederschlag**

In Kap. 5 wurde bereits herausgestellt, daß der Niederschlag eine wichtige Funktion im System Boden-Wasser-Pflanze einnimmt. Durch die Erfassung und Auswertung der standortgebundenen Niederschlagsmenge an jeder Feldstation (vgl. Kap. 4.3.1, Tab. 4) kann die raum-zeitliche Variabilität der Niederschlagsverteilung zwischen den einzelnen Niederschlagsmeßstationen (Feldstationen und amtliche Stationen) belegt werden. Die Abweichungen in den Ergebnissen der zeitgleich vorgenommenen Niederschlagsmessungen zwischen den einzelnen Stationen lassen sich im wesentlichen auf die unterschiedliche Lage der Stationen zu den niederschlagsbringenden Hauptströmungsrichtungen sowie auf die Reliefprägung zurückführen. Während anhand eines Vergleichs zwischen den Jahresniederschlagsmengen der Stationen Meckel und Idenheim die Einflußnahme des reliefbedingten Luv-/Lee-Effektes auf die Niederschlagsverteilung festgestellt werden konnte, zeigte sich beim Vergleich

der Stationen Meckel und Greverath die Abnahme der Niederschläge von West nach Ost (vgl. Kap. 5.2.1.1). Eine derartige räumliche Differenzierung der mengenmäßigen Niederschlagsverteilung z.B. als Folge des Reliefeinflusses (windexponierte Lage der Station, reliefbedingte Hindernisse) wurde ebenfalls in den Arbeiten von KRIEGER (1978) und HINTERMEIER (1995) im Rahmen hydrogeologischer Untersuchungen im Bereich der Trier-Bitburger-Mulde nachgewiesen. Auch die Arbeiten des DWD (1957, 1967) und von FISCHER (1989) belegen für diesen Untersuchungsraum eine enge Beziehung der Niederschlagsverteilung zu den Hauptwindrichtungen.

Daß sich nicht nur das Relief niederschlagsmodifizierend, sondern auch die jeweilige Nutzungsart am Meßstandort niederschlagsreduzierend auswirkt, wurde anhand eines direkten Vergleichs zwischen den Niederschlagsmeßergebnissen der Acker- und Grünlandstationen (als Freilandniederschlag) und denen der Waldstationen (als Bestandsniederschlag) gezeigt. Im Zusammenhang damit konnte zudem deutlich herausgestellt werden, daß die Niederschlagsmengen der Waldstandorte zusätzlich noch eine Modifizierung durch die Bestandszusammensetzung (Laub-/ Nadelwald) und vor allem auch durch die Bestandsdichte erfahren. Dies zeigt sich besonders im Vergleich der Niederschlagsmengen zwischen den Waldstandorten Meckel (Laubwald) und Greverath (überwiegend Nadelwald) (vgl. Kap. 5.2.1.1, Tab. 11 u. Tab. 12).

Besondere Aufmerksamkeit wird der Analyse der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßfeldes geschenkt, da sowohl die Sickerwasserbildung als auch die Feuchtedynamik hierüber eine wesentliche Beeinflussung erfährt (vgl. Kap. 6.1 und 6.2). Insbesondere die zeitliche und mengenmäßige Verteilung der sommerlichen und winterlichen Niederschläge der jeweilig betrachteten hydrologischen Jahre nehmen Einfluß auf die dynamischen Abläufe des Bodenwasserhaushaltes. Auf die Bedeutung der differenzierten Betrachtung der Niederschlagsverteilung gerade im Zusammenhang mit Wasserhaushaltsuntersuchungen wird in zahlreichen regionalen Studien hingewiesen (vgl. hierzu u.a. OLBRISCH 1975a, BLAU et al. 1983), PROKSCH 1990, 1994, WOHLRAB 1992, BOUWER 1995, HONISCH 1996, GROSS 1997).

Über Regressions- und Korrelationsanalysen wurde eine Überprüfung des statistischen Zusammenhanges zwischen den Niederschlagsmengen der einzelnen Stationen vorgenommen. Die Ergebnisse bestätigen ebenfalls die zuvor herausgestellte Variabilität der Niederschlagsmengen beim Vergleich der Stationswerte untereinander unter Berücksichtigung jeweils gleicher Zeiträume. Die Regressionsgleichungen wurden auf der Basis der Monatswerte für den gesamten Zeitraum ( $n = 48$ ) (vgl. Anhang: Tab. 59) und für die Jahressummen ( $n = 4$ ) (vgl. Anhang: Tab. 60) errechnet. Hierbei wurden sowohl für die jeweils zueinander nächstgelegenen Stationen (wie z.B. Idenheim *mu* und Meckel, Zemmer und Greverath, Rodt und Newel) als auch für die weiter voneinander entfernten Stationen wie Meckel und Greverath, Rodt und Meckel, Zemmer und Meckel etc.; vgl. auch Kap. 5.2.1.2, Fig. 19) Korrelationsanalysen durchgeführt. Auf der Basis der Jahressummenwerte wurden für die jeweils betrachteten Stationskonstellationen insgesamt sehr hohe Korrelationskoeffizienten (zwischen  $r = 0,99$ ;  $\text{adj. } r^2 = 0,99$  und  $r = 0,97$ ;  $\text{adj. } r^2 = 0,92$ ) auf dem Signifikanzniveau von 99% nach PEARSON errechnet. Auf der Basis der Monatssummen des Niederschlags konnte ebenfalls ein hochsignifikanter Zusammenhang zwischen den unterschiedlichen Stationsmessungen nachgewiesen werden, wobei jedoch die Korrelationskoeffizienten - je nach Entfernung der Stationen voneinander (vgl. Anhang: Tab. 59; vgl. auch Anhang: Karte 2) - im Vergleich zu den zuvor vorgestellten Korrelationsergebnissen für die Jahressummen stärkere Schwankungsbreiten aufweisen. Die hierbei errechneten Korrelationskoeffizienten der zeitlich höher aufgelösten Datenreihen bewegen sich zwischen  $r = 0,98$  und  $r = 0,83$ . Die Abweichungen in den Ergebnissen der statistischen Analyse belegen - ebenfalls die Variabilität der Niederschlagsmengen zwischen den einzelnen Stationen vor dem Hintergrund der

unterschiedlichen Lage der Station im Relief. Nicht zuletzt begründen sich diese Schwankungen auch in der unterschiedlichen Höhenlage dieser Stationen. Eine vertiefte systematische Betrachtung des Einflusses der Höhe auf den Niederschlag wurde jedoch nicht weiter vorgenommen.

Der Vergleich der Niederschlagsmengen der hydrologischen Halbjahre zwischen den einzelnen Station macht deutlich, daß die größten mengenmäßigen Abweichungen zwischen den Stationen jeweils während der Sommerhalbjahre auftreten (vgl. Kap. 5.2.1, Tab. 12 u. Tab. 13). Dieser sich im Sommerhalbjahr zwischen den Stationen einstellende geringere Zusammenhang der Niederschlagsverhältnisse findet sich auch in der statistischen Datenanalyse wieder. Die Werte der Korrelationskoeffizienten liegen hier z.T. deutlich unter  $r = 0,5$  wodurch eine hohe Varianz für die Witterungsverhältnisse der Sommermonate im gesamten Bearbeitungszeitraum statistisch belegt werden kann.

Da die Niederschläge die wichtigste Eingabegröße in das System Boden-Wasser-Pflanze darstellen und über die Niederschlagseinträge in den Boden die Sickerwasserbildung erheblich bestimmt wird, werden auch den möglichen Ursachen von Fehlermessungen (vgl. Kap. 4.3.1) ein große Beachtung geschenkt. Vor dem Hintergrund der Fehlermöglichkeiten und einer Unterschätzung der Niederschlagsmengen im Zusammenhang mit der Bewertung der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung auf der Grundlage der Lysimeteruntersuchungen, sind die Niederschlagsmengen entsprechend den Empfehlungen von RICHTER (1995) korrigiert (vgl. Kap. 4.3.1 u. Kap. 5.2.1.1). Die Notwendigkeit einer solchen Korrekturvornahme im Rahmen von Lysimeterauswertungen wird in den Arbeiten zahlreicher Autoren wie z.B. GLUGLA & TIEMER 1971, PROKSCH 1990, HELLEKES 1985, SCHROEDER 1991 deutlich herausgestellt.

### **8.1.2 Gebietsniederschlag**

Der Regionalisierung der Jahressickerwassermengen sind entsprechend den Vorgaben der Berechnungsansätze die unkorrigierten Rohdaten zugrunde gelegt. Als Verfahren für die Ermittlung der Gebietsniederschläge wird aufgrund der sehr geringen Stationsdichte auf die THIESSEN-POLYGON-Methode zurückgegriffen (vgl. auch GIESECKE et al. 1983, MANIAK 1988). Die Vor- und Nachteile dieser Methode sind bereits unter Kap. 4.3.1 und 5.2.1.2 dargestellt. Das Problem der unterschiedlichen Gewichtung der zur Verfügung stehenden Niederschlagsmeßstationen, was gleichzeitig auch zu einer Über- bzw. Unterbewertung der Niederschlagsverhältnisse in Teilbereichen des Untersuchungsgebietes führen kann, wurde in Kap. 7.2 und Kap. 7.4 im Rahmen der Ergebniserörterung der regionalisierten Jahressickerwassermengen für die Fläche des Untersuchungsgebietes herausgestellt.

### **8.1.3 Bodeneigenschaften**

Da sowohl die Sickerwasserbildung als auch die Bodenfeuchte und die reale Evapotranspiration ganz entscheidend von den Bodeneigenschaften beeinflusst werden (vgl. z.B. ERNSTBERGER 1987, BOHLEBER 1992, WOHLRAB 1992, HOLZMANN 1994, DISSE 1995), wurden sowohl an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes als auch auf der Fläche des gesamten Untersuchungsgebietes die wichtigsten den Bodenwasserhaushalt beeinflussenden Bodenkenndaten ermittelt. Wie unter Kap. 5.4 angedeutet, liegen bis heute nur sehr wenige fundierte Kenntnisse hinsichtlich der Bodeneigenschaften für den Bereich der Trier-Bitburger-Mulde vor. Dies wurde von SCHRÖDER (1983) bereits angemahnt. Durch die Berücksichtigung der unterschiedlichen mesozoischen Ausgangsgesteine (Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper, vgl. Kap. 5.1.1) bei der Auswahl des Untersuchungsgebietes konnten die gebietstypischen Böden des Untersuchungsgebietes abgedeckt werden. Vor allem durch die feldbodenkundlichen Aufnahmen und die bodenphysikalischen Laboruntersuchungen an den aufgeschlossenen Profilgruben der Referenzstandorte des Lysimeter- und

Bodenfeuchtemeßnetzes konnte die räumliche Variabilität der Bodeneigenschaften für das 79 qkm große Untersuchungsgebiet, die aus der Bohrstock-Kartierung (feldbodenkundliche Aufnahmen nach KA4 der AG BODEN 1994) und Grablochauswertung der finanzamtlichen Bodenschätzung herausgearbeitet wurde - nicht nur bestätigt werden, sondern es konnte auch aufgezeigt werden, daß mit der Substratvariabilität auch gleichzeitig eine Variabilität der bodenphysikalischen Eigenschaften verbunden ist, deren Kenntnisse im Zusammenhang mit wasserhaushaltlichen Untersuchungen von besonderer Bedeutung sind (vgl. hierzu u.a. BOUWER 1995, WEGEHENKEL 1992, HOLZMANN 1994, GROSS 1997).

Die Ergebnisse der *Korngrößenanalyse* belegen den Einfluß der unterschiedlichen geologischen Ausgangssubstrate (vgl. Kap. 5.4.1 sowie Anhang: Fig. 32). Insbesondere durch die differenzierte Betrachtung der Ober- und Unterböden konnten Rückschlüsse bezüglich der Landschafts- und Bodenentwicklung herausgestellt werden: Während über das Korngrößenspektrum für die Oberböden der Feldstationen im Gebiet des Oberen Buntsandsteins, des Muschelkalkes und des Unteren Keupers der Nachweis einer periglazialen Lößüberdeckung erbracht werden konnte (vgl. auch hierzu SCHRÖDER 1983) läßt sich ein solcher Nachweis an den Feldstationen im Bereich des Mittleren Buntsandsteins (vgl. Gemarkung Greverath) über die Korngrößenzusammensetzung der Oberböden weniger eindeutig belegen. In dieser räumlichen Differenzierung drückt sich ein enger Zusammenhang zwischen den Reliefverhältnissen und den daran gekoppelten Abtragungsbedingungen und nachweislicher Lößüberdeckung aus: Der geringere Nachweis einer flächenhaften Lößüberdeckung in den Oberböden der Standorte Greverath-Acker und Greverath-Grünland korreliert mit der höheren Reliefenergie und den dadurch bedingten stärkeren Abtragungsprozessen in unmittelbarer Nachbarschaft dieser Feldstationen. Daß das Korngrößenspektrum des Waldstandortes Greverath für den Oberboden die lehmig-schluffige Komponente des Lösses deutlicher ausweist, bestätigt die Tatsache eines höheren Erosionsschutzes unter Wald, so daß auch für den Bereich des Mittleren Buntsandsteins von einer ehemals stärkeren Lößüberdeckung dieser stark welligen Landschaft ausgegangen werden kann (vgl. SCHRÖDER 1983, 1984). Demgegenüber tritt die Lößkomponente an den übrigen, innerhalb der wesentlich weitflächigeren und damit flachwelligeren Hochflächen gelegenen Feldstationen deutlich hervor.

Über das Korngrößenspektrum der Unterböden an den Feldstationen konnte die Bestätigung erbracht werden, daß die hier abgeleiteten Bodenarten im direkten Zusammenhang mit dem jeweiligen Substrat der mesozoischen Ausgangsgesteine stehen. Diese, zwischen den Referenzstandorten des stationären Meßnetz über Korngrößenanalysen nachgewiesene, räumliche Variabilität der Bodenartendifferenzierung (Ober-, Unterböden) spiegelt die Heterogenität der Bodenartenzusammensetzung der Ober- und Unterböden im gesamten Untersuchungsgebiet wider, was durch die Auswertung der Bohrstock-Kartierungen bestätigt werden konnte (vgl. Kap. 5.4.2). Aufgrund der Größe des Untersuchungsgebietes konnten, wie unter Kapitel 5.4.1 begründet, die bodenphysikalischen Untersuchungen lediglich an den Referenzstandorten des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes durchgeführt werden (vgl. Fig. 1 bzw. Anhang: Karte 2).

Die unter Kap. 5.4.1 dargestellten Ergebnisse der feldbodenkundlichen und *bodenphysikalischen Untersuchungen* an den offenen Profilgruben der Feldstationen weisen z.T. eine große Varianz in der Ausprägung der standortgebundenen Bodeneigenschaften auf. Die Unterschiede wurden im wesentlichen auf die verschiedenen Ausgangssubstrate sowie die unterschiedliche Nutzungsart an den entsprechenden Standorten zurückgeführt. Vor allem im Zusammenhang mit der Bewertung der Wasserleit- und Wasserspeicherfähigkeit der jeweilig untersuchten Böden konnte anhand der Ergebnisse der bodenphysikalischen Standorteigenschaften deutlich herausgestellt werden, daß die an den offenen Profilgruben festgestellten unterschiedlich stark ausgeprägten diagnostischen Horizontmerkmale wie z.B.



Wurzelbahnen, Regenwurmröhren und Schrumpfrisse im Sinne sekundärer, biogener und gefügebedingter Makroporeneffekte - neben dem Primärporensystem - den Wassertransport im Boden erheblich beeinflussen (vgl. u.a. BEVEN & GERMANN 1982, BECHER, 1985, BOHLEBER 1992, SCHIFFLER 1992, PROKSCH 1994, BRONSTERT 1994, DISSE 1995, THEURETZBACHER 1997). Dies zeigt sich besonders in der Variationsbreite der Wasserleitfähigkeitswerte der Feldstationen: Der Einfluß sekundärer Makroporen auf die Bodenwasserdynamik in Form einer deutlichen Verbesserung der Wasserwegsamkeit, d.h. der Wasserleitfähigkeit, konnte im Untersuchungsgebiet vorwiegend in bindigen, tonreichen Böden gerade im Zusammenhang mit den Auswertungen der Sickerwassermengen und der Feuchtedynamik an den stationären Meßeinrichtungen des Lysimeter- und Bodenfeuchtestationsnetzes herausgestellt werden (vgl. Kap. 6.1 u. Kap. 6.2 sowie Kap. 8.2).

Aus dem Vergleich der bodenphysikalischen Standortanalysen unter Berücksichtigung der diagnostischen Horizontmerkmale zeigt sich, daß die Ausprägungen der Bodeneigenschaften insgesamt einer starken Varianz unterworfen sind. Insbesondere bei den bodenphysikalischen Kennwerten konnten deutliche Unterschiede herausgestellt werden, die nachfolgend - unter Einbeziehung von weiteren, in der Literatur zitierten Ergebnissen - diskutiert werden. Die Ausführungen nehmen Bezug auf die in Kap. 5.4.1 ausführlich dargestellten Ergebnisse der Bodenuntersuchungen (vgl. hierzu insbesondere Stationstabellen mit den laboranalytisch ermittelten bodenphysikalischen Kenndaten).

Aus der Literatur ist allgemein bekannt, daß das Porenvolumen und die Porung, insbesondere die Primärporen eines Bodenhorizontes im wesentlichen von der Körnung und dem Trockenraumgewicht abhängen (vgl. BLUME 1990, HARTGE & HORN 1991, HARTGE et al. 1993, HAUBOLD-ROSAR 1994). Eine enge Beziehung zwischen dem *Gesamtporenvolumen* und dem *Trockenraumgewicht* läßt sich auch in den Ergebnissen der bodenphysikalischen Standortuntersuchungen klar belegen (vgl. hierzu auch Anhang: Tab. 61a u. Tab. 61b sowie Anhang: Fig. 39 bis Fig. 46). An allen Standorten konnte der Nachweis erbracht werden, daß die Zunahme des Trockenraumgewichtes eng korreliert ist mit der Abnahme der Gesamtporenvolumina. Für die Überprüfung der Stärke des Zusammenhanges zwischen Trockenraumdichte und Gesamtporenvolumen konnte z.B. für die drei Feldstationen in der Gemarkung Greverath ein signifikanter Korrelationskoeffizient von  $r = 0,98$ ;  $\text{adj. } r^2 = 0,97$  (auf dem Signifikanzniveau von 99% nach PEARSON) ermittelt werden (vgl. Anhang: Tab. 61a sowie Anhang: Fig. 41 bis Fig. 43). Ähnlich hohe Korrelationen zwischen dem Trockenraumgewicht und dem Gesamtporenvolumen konnten an den übrigen Gemarkungen (Idenheim *mu* und *mm*, Rodt und Meckel) sowohl gemarkungsbezogen wie innerhalb der Gemarkungen wiederum stationsbezogen belegt werden. Die Regressionsbeziehungen können im Anhang anhand der Regressionsgleichungen nachvollzogen werden (vgl. Anhang: Tab. 61a u. Tab. 61b sowie Anhang: Fig. 39 bis Fig. 46).

In der Regel zeigte sich an allen Standorten eine Abnahme des Gesamtporenvolumens nach der Tiefe: Vor allem in den Ackerböden konnte eine erste sprunghafte Abnahme des Gesamtporenvolumens als Folge einer sprunghaften Zunahme der Trockenraumdichte im Bereich der Tiefenlage der Pflugsohle festgestellt werden. Das gleiche Phänomen konnte auf den ehemaligen Ackerstandorten, die heute unter Grünlandbewirtschaftung stehen, nachgewiesen werden. Weiterhin konnte eine gute Korrelation zwischen den niedrigen Trockenraumgewichten in den Oberböden der Waldstandorte und einem entsprechend hohen Gesamtporenvolumen (zwischen 46 und 59 Vol.-%) festgestellt werden, was vor allem im Zusammenhang mit dem hohen Anteil an Baum- und Strauchwurzeln, den hohen Humusgehalten und einer hohen biologischen Aktivität innerhalb der oberen Bodenhorizonte der Waldböden erklärt werden kann. Entsprechend günstig fallen auch die Anteile der Grob- und Mittelporen aus. Höhere Humusgehalte und eine hohe Bodenlebewesenaktivität in den Mineralböden korrelieren i.d.R. mit einem höheren Gesamtporenvolumen und einem günstigeren Grob- und Mittelporenvolumen (vgl. BLUME 1990, S. 18).

Die weitere Überprüfung des Zusammenhanges zwischen Trockenraumgewicht und den verschiedenen Porengrößen (weite und enge Grobporen, Mittel- und Feinporen) erbrachte - gemarkungsbezogen - in fast allen geprüften Fällen eine mittlere bis hohe Korrelation (auf dem Signifikanzniveau von 99%) zwischen den jeweils betrachteten Parametern. Es muß jedoch betont werden, daß zwischen den Parametern Trockenraumgewicht und Feinporenanteil jedoch kein bestehender Zusammenhang nachgewiesen werden konnte. Die Ergebnisse dieser gemarkungsbezogen durchgeführten Korrelations- und Regressionsanalysen finden sich im Anhang (vgl. Anhang: Tab. 61a) und werden hier nicht weiter diskutiert. Die stationsbezogene Überprüfung ergab vergleichbare Ergebnisse. Im Falle der stationsbezogenen Überprüfung muß jedoch bedacht werden, daß die statistische Überprüfung z.T. nur auf einer geringen Stichprobenanzahl (je nach Anzahl der Bodenhorizonte eines Standortes) beruht (vgl. hierzu die stationsbezogenen Auswertungen der bodenphysikalischen Kennwerte in Kap. 5.4.1). Insgesamt kann jedoch für diese Ergebnisse festgestellt werden, daß sie die stärker deskriptiven Ausführungen in Kapitel 5.4.1 bezüglich der Betrachtung der Abhängigkeiten zwischen den bodenphysikalischen Kenndaten der einzelnen Standorte untereinander wiederum gut bestätigen.

Anhand der bodenphysikalischen Laboranalysen in Verbindung mit den Ergebnissen der Korngrößenanalyse wurde in Kap. 5.4.1 auch der Frage nachgegangen, inwieweit sich über den *Feinporenanteil* auch das *Körnungsspektrum* der einzelnen Standorte widerspiegelt. Insgesamt wurde festgestellt, daß mit steigendem Tonanteil auch ein Anstieg im Feinporenanteil vor allem auf Kosten der weiten und engen Grobporen verbunden ist. Die dort gemachten Aussagen korrespondieren z.T. sehr gut mit den Ergebnissen der statistischen Analyse, bei der lediglich die Beziehung zwischen Ton- und Feinporenanteil überprüft wurde (vgl. Anhang: Tab. 62 u. Anhang: Fig. 47 bis Fig. 51).

Während zwischen den bodenphysikalischen Parametern Trockenraumgewicht und Gesamtporen- sowie Grobporenvolumen an allen Feldstationen insgesamt hohe bis sehr hohe Korrelationen festgestellt werden konnten, ließ sich ein eindeutig signifikanter Zusammenhang zwischen den *Grobporen* (weite, schnell drainende und enge Grobporen zusammengefaßt) und den *Wasserleitfähigkeitswerten* - sowohl gemarkungsbezogen (vgl. Anhang: Tab. 63a) als auch stationsbezogen (vgl. Anhang: Tab. 63b) - nur bedingt nachweisen. Dies könnte als Hinweis auf ungünstige Verhältnisse bezüglich der Porenkontinuität innerhalb der entsprechenden Bodenprofile gewertet werden (vgl. auch Kap. 5.4.1). Der stärkste Zusammenhang zwischen diesen beiden bodenphysikalischen Parametern konnte jeweils an den Waldstandorten des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes nachgewiesen werden (vgl. Tab. 63b). Insgesamt belegen die Ergebnisse der statistischen Überprüfung des Zusammenhanges zwischen diesen beiden Parametern - sowohl gemarkungsbezogen (vgl. Anhang: Tab. 63a) wie auch stationsbezogen (vgl. Anhang: Tab. 63b) - eine starke Streuung in den Korrelationsergebnissen. Die Schwankungen zwischen den Korrelationskoeffizienten treten insbesondere im Falle der stationsbezogenen Zusammenhangsüberprüfung vor allem zwischen den unterschiedlichen Nutzungsarten deutlich hervor (vgl. Anhang Tab. 63b). Die Ergebnisse der Korrelations- und Regressionsanalyse zur Überprüfung der Stärke des Zusammenhanges zwischen den Grobporen (weite und enge Grobporen zusammengefaßt) und den Kf-Werten für die einzelnen Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes können im Anhang (Anhang: Tab. 63 u. Anhang: Fig. 52 bis Fig. 56) eingesehen werden.

Im Rahmen der Auswertung der *bodenphysikalischen Laborergebnisse (Stechringproben)* an den einzelnen Standorten wurde in Kap. 5.4.1 nicht nur die starken Streuungen zwischen den beiden Parametern weite Grobporen und Wasserleitfähigkeitswerte beim Vergleich zwischen den einzelnen Standorten untereinander herausgestellt. Vielmehr wurde auch versucht, innerhalb des standortspezifischen Bodenprofilaufbaus der einzelnen Standorte eine funktionale Abhängigkeit zwischen

diesen beiden bodenphysikalischen Parametern zunächst anhand der Stechringergebnisse abzuleiten und qualitativ zu bewerten.

Schon im Zusammenhang mit den standortspezifischen Laborbefunden fiel auf, daß für die Feldstation Greverath-Acker - im Vergleich zu den übrigen Standorten - auf der Basis der Stechringuntersuchungen lediglich geringe Wasserleitfähigkeitswerte für die untersuchte Profiltiefe, trotz eines hohen Anteils an weiten Grobporen und einem hohen Sandanteil im Körnungsspektrum der Ober- und Unterböden, ermittelt wurden. Dies läßt die Annahme zu, daß offensichtlich zwischen den einzelnen Bodenhorizonten am Ackerstandort Greverath eine schlechte Porenkontinuität zwischen den einzelnen Horizontabschnitten besteht (vgl. u.a. SCHROEDER 1991, S. 15). Nicht auszuschließen ist jedoch auch die Möglichkeit, daß sich durch die z.T. erschwerte Stechringprobennahme ein verstärkter Verschlammungseffekt einstellen konnte, der sich ungünstig auf die Analyse der Kf-Wert-Ermittlung am Standort Greverath-Acker auswirkte (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 36). Hieraus könnte eine Verfälschung hinsichtlich der eigentlich - für Böden mit stärkeren Sandanteilen zu erwartenden (vgl. u.a. Lehrbüchern HARTGE & HORN 1991) - günstigeren Wasserleitfähigkeitsbedingungen im Vergleich zu den bindigeren Böden des Untersuchungsgebietes resultieren.

Eine deutlich verbesserte Wasserleitfähigkeit - bei weitaus geringerem Grobporenanteil - zeigt sich - über die laboranalytische Stechringauswertung - in den Böden mit deutlich höherem Schluff- (vgl. z.B. Station Idenheim-Acker *mu*, vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 50) bzw. Tongehalt (vgl. Meckel-Acker, vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 66). Dies läßt sich - strukturbedingt - u.a. aufgrund der in den Böden dieser Standorte vorhandenen biogenen Röhrensysteme und Wurzelgänge begründen. Vergleichbare Beobachtungen konnten auch im Zusammenhang mit der Sickerwassermengenerfassung gemacht werden, was weiter unten noch diskutiert wird (vgl. Kap. 8.2.2.3; vgl. auch Kap. 6.1.3 u. Kap. 6.1.4). Dies macht bereits deutlich, daß die an den Feldstationen ermittelten Sickerwassermengen insbesondere vor dem Hintergrund strukturbedingter Bodenmerkmale - wie Wurzelbahnen, Wurmrohre, Schrumpfrisse (typisches Merkmal überwiegend während der Sommerhalbjahre (vgl. Kap. 5.3.1.1, Abb. 3 u. Abb. 4) bzw. Frostrisse (typisches Merkmal überwiegend während der Winterhalbjahre) - und deren Einfluß auf die Ausprägung von Fließpassagen in den eher bindigen Böden bewertet werden. Hieraus leitet sich ab, daß die Böden mit den höchsten Grobporenanteilen nicht ausschließlich als die am besten und schnellsten drainierenden zu charakterisieren sind (vgl. SCHROEDER 1991, HAUBOLD-ROSAR 1994, PROKSCH 1994). Über die Laborergebnisse konnte an einigen Standorten (vgl. Kap. 5.4.1 Meckel-Acker, Meckel-Wald, Idenheim-Wald *mm*, Idenheim-Wald *mu*, Greverath-Wald) eindeutig festgestellt werden, daß mit der Abnahme der Grobporen mit zunehmender Tiefe eine entsprechende Abnahme der Kf-Werte bei gleichzeitigem Anstieg des Trockenraumgewichtes einher geht.

Insgesamt wurden die Wasserleitfähigkeitsverhältnisse der Standorte als mittel bis hoch bzw. sehr hoch (vgl. KA4 1994, S. 306) eingestuft, obwohl vor allem in den stärker bindigen Böden - über die bodenkundlichen Kenndaten wie Textur (hohe Schluff und Tongehalte in den Ober- und Unterböden) und mittlere bis hohe Lagerungsdichten - dies nicht zu erwarten ist. In den regionalen Studien von HAUBOLD-ROSAR (1994) und PROKSCH (1994) werden ebenfalls Nachweise dafür geliefert, daß die Wasserbewegung, d.h. der Wasserumsatz im Boden, häufig über das gefügebedingte Sekundärporensystem erfolgt, und somit ein Zusammenhang zwischen Wasserleitfähigkeit und Textur nicht zwangsweise gegeben sein muß, um günstige Wasserleitfähigkeiten nachweisen zu können. Wie bedeutend das strukturbedingte sekundäre Porensystem für die Wasserleitfähigkeit eines Bodens ist, wird bei HARTGE & HORN (1991, S. 43) wie folgt formuliert: „[...] läßt erkennen, daß alle feinkörnigen Böden Wasserleitfähigkeiten in der Größenordnung der Sande aufweisen können, wenn ein

entsprechendes Sekundärporensystem vorliegt.“ (vgl. auch HARTGE & HORN 1991, S. 158-159, BERKENHAGEN et al. 1996).

Im Zusammenhang mit der Diskussion und Bewertung der Sickerwasserbildung als Funktion der Bodeneigenschaften stellt sich somit die Frage, inwieweit sich die Schwankungen der Sickerwassermengen (u.a. als Folge unterschiedlich gut funktionierender Primär- bzw. Sekundär-Porensysteme) an den Lysimeterstationen in den Ergebnissen der bodenphysikalischen Standorteigenschaften wiederfinden, d.h. sich bestätigen lassen. Dies wird weiter unten im Rahmen der Diskussion der Sickerwasserbildung als Funktion der Bodeneigenschaften - an Hand konkreter Ergebnisse - noch zu belegen sein (vgl. Kap. 8.2.1 u. Kap. 8.2.2.3; vgl. auch Kap. 5.3.1.1).

#### 8.1.4 *nFKWe*

Im Zusammenhang mit der Regionalisierung der Sickerwassermenge für die Fläche des 79 qkm großen Untersuchungsgebietes auf der Basis nutzungsabhängiger Regressionsgleichungen (nach RENGGER et al. 1990 und NIBIS 1992) mußte als gebietsspezifischer Bodenkennwert die nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes ermittelt werden, insbesondere vor dem Hintergrund, daß dieser Bodenparameter als wichtiges Merkmal für die Verdunstungskapazität des Bodens (vgl. KLAASSEN et al. 1995a u. 1995b) einzuschätzen und als Einflußgröße auf die Sickerwasserbildung zu bewerten ist (vgl. auch KOFALK 1998, BOESS et al. 1999). Gleichmaßen heben RENGGER et al. (1990) - wie viele andere Autoren, die sich intensiv mit der Regionalisierung unterschiedlicher Parameter des Wasserhaushalt beschäftigen - hervor, daß ein eindeutiger Zusammenhang zwischen der räumlichen Variabilität der *nFKWe* und der räumlichen Differenzierung weiterer Wasserhaushaltsparameter besteht, woraus sich die Notwendigkeit einer standort- und gebietsspezifischen Ermittlung dieser Einflußgröße ableitet (vgl. auch GROSS 1997, S. 17, MURER 1998). Wie unter Kap. 5.4.2.2 und 5.4.2.3 gezeigt, wurden über ein dichtes Bohrpunktnetz, bestehend aus insgesamt 5.438 von 5.777 ausgewerteten Aufnahmepunkten (aus den bodenkundlichen Feldkartierungen und den Auswertungen der finanzamtlichen Grablöchern, vgl. Anhang: Karte 4a), die wichtigsten Bodenkenndaten erfaßt, auf deren Basis schließlich die Ableitung der bohrpunktspezifischen *nFKWe* erfolgte. Aus der bohrpunktbezogenen Verortung dieses Bodenkennwertes konnte eine hohe räumliche Variabilität der *nFKWe* für die Fläche des Untersuchungsgebietes (vgl. Anhang: Karte 5) abgeleitet werden, die in Kap. 5.4.2.3 (Tab. 71 u. Tab. 72) bereits nach unterschiedlichen Gesichtspunkten begründet wurde: Es konnte gezeigt werden, daß die räumliche Variabilität der *nFKWe* eng gekoppelt ist an die Lage des jeweiligen Aufnahmepunktes im Relief (z.B. Hangposition), an die Gründigkeitsverhältnisse (vgl. u.a. Kap. 5.4.2.2, Tab. 69 u. Tab. 70) sowie in gewisser Weise an die jeweilige Nutzungsart der entsprechend ausgewerteten Standortprofile.

Untersuchungen der *nFKWe* in Verbindung mit der Lage des Aufnahmepunktes im Relief (u.a. Hangneigung und Hangposition) und einer im wesentlichen daran gekoppelten Flach- bzw. Tiefgründigkeit der Böden haben gezeigt, daß an den Oberhängen und auf den flachgründigen Kuppen - im Vergleich zu den flacheren Mittelhangbereichen sowie an Unterhängen, in Senken oder Dellen - deutlich niedrigere *nFKWe*-Werte abgeleitet wurden. Somit wird seitens der Betrachtung der *nFKWe*-Werte in Verbindung mit den Standortverhältnissen (Reliefparameter) ein direkter Zusammenhang zwischen diesen beiden Parametern abgeleitet. Daß ein Zusammenhang zwischen der *nFKWe* und den Reliefverhältnissen besteht, wird in zahlreichen Regionalstudien von WESSOLEK (1989, 1997) klar bewiesen (vgl. u.a. auch RENGGER et al. 1970, RENGGER & WESSOLEK 1990, GROSS 1997, WESSOLEK et al. 1985, 1993, 1999). Insbesondere der Vergleich zwischen der relativen Häufigkeitsverteilung der *nFKWe* und der relativen Häufigkeitsverteilung der effektiven Durchwurzelungstiefe (*We*) für die Fläche des Untersuchungsgebietes konnte deutlich machen, daß die

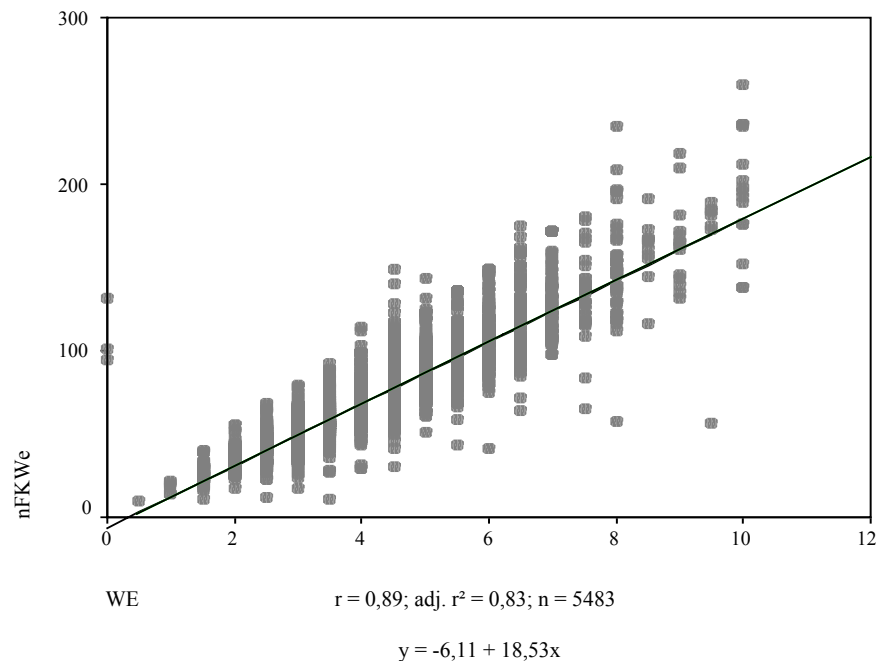


Fig. 135: Abhängigkeiten zwischen den Bodenkenndaten effektive Durchwurzelungstiefe ( $We$ ) und nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes auf der Basis des Bohrpunktnetzes im Untersuchungsgebiet

Höhe der  $nFKWe$  ganz entscheidend von der  $We$  bestimmt wird (vgl. Kap. 5.4.2.2, Fig. 40 und Kap. 5.4.2.3, Fig. 41), und daß sich die effektive Durchwurzelungstiefe wiederum in Abhängigkeit von der Lagerungsdichte ergibt (vgl. Kap. 5.4.2.2) (vgl. u.a. auch RENGGER & WESSOLEK 1992).

Über die statistische Datenanalyse (Regressions- und Korrelationsanalyse) konnte der Nachweis geführt werden, daß ein enger Zusammenhang zwischen den für die Fläche des Untersuchungsgebietes standortspezifisch ermittelten  $We$ - und  $nFKWe$ -Werten besteht (vgl. Fig. 135). Die Überprüfung der Stärke des Zusammenhangs zwischen den Kennwerten  $We$  und  $nFKWe$  - auf der Basis aller ausgewerteten Bohrpunkte - belegt mit  $r = 0,89$ ;  $r^2_{\text{adj}} = 0,83$  eine hohe Korrelation (bei einem Signifikanzniveau von 99% und  $n = 5438$ ) zwischen diesen beiden Parametern.

Überprüft man den Zusammenhang zwischen der  $We$  und der  $nFKWe$  auf der Basis der Bohrpunkte innerhalb der einzelnen Gemarkungen (vgl. Kap. 5.4.2.2, Fig. 40 und Kap. 5.4.2.3, Fig. 41) so wird der statistisch überprüfte Zusammenhang in einigen Fällen nochmals deutlich verbessert. Die Korrelationskoeffizienten schwanken hierbei zwischen  $r = 0,86$ ;  $\text{adj. } r^2 = 0,74$ ,  $r = 0,90$ ;  $\text{adj. } r^2 = 0,82$  und  $r = 0,98$ ,  $\text{adj. } r^2 = 0,95$  auf hohem Signifikanzniveau von 99%. Weiterhin konnte in Kap. 5.4.2.1 herausgestellt werden, daß vor allem die, über die jeweilige Profiltiefe horizontweise abgeleiteten, Bodenkennwerte wie Bodenart (vgl. Kap. 5.4.3, Fig. 42) und Lagerungsdichte ebenfalls die Höhe der  $nFKWe$  entscheidend mitbestimmen.

Insgesamt spiegelt sich in der Areakarte der  $nFKWe$  (vgl. Anhang: Karte 5) - wenn auch in stark generalisierter Form - eine hohe, im wesentlichen boden- und reliefspezifisch bedingte räumliche Variabilität wider. Diese Aussage findet ihre Bestätigung in den Ergebnissen der intensiv durchgeführten feldbodenkundlichen Kartierungen und bodenphysikalischen Laboranalysen an den Schürfgruben der stationären Meßeinrichtungen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes, worüber die räumliche Variabilität hinsichtlich der Bodeneigenschaften im Untersuchungsgebiet als Referenzbelege bestätigt wurden. Hieraus leitet sich die als weitere Frage ab, inwieweit sich diese räumliche Heterogenität der

*nFKWe*, als wesentlicher, den Bodenwasserhaushalt beeinflussender Bodenkennwert (vgl. u.a. DISSE 1995, BOESS et al. 1999) auch in der räumlichen Verteilung der Sickerwassermenge wiederfindet (vgl. Kap. 7.4 u. Kap. 8.2.2.3).

### 8.1.5 Landnutzung

Sowohl über die Sickerwassermengenerfassung und Bodenfeuchtemessungen an den Feldstationen als auch über die flächendifferenzierte Ermittlung der Jahressickerwassermengen auf der Fläche des Untersuchungsgebietes wurden die Auswirkungen des Nutzungseinflusses auf die Bilanzgrößen des Bodenwasserhaushaltes überprüft. Insbesondere ist es gelungen, über die Meßeinrichtungen des stationären Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetz, den Einfluß der Nutzungsdifferenzierung (Acker, Grünland, Wald) auf den Jahresgang der dynamischen Abläufe im Bodenspeicher zu erfassen (Kap. 6.1 und Kap. 6.2). In der Grundtendenz zeigen die hierbei gewonnen Ergebnisse Parallelen zu zahlreichen Regionalstudien zu Bodenfeuchtegang und Sickerwasserbildung, die überwiegend außerhalb der Mittelgebirgsregionen durchgeführt wurden (vgl. u.a. TRETER 1970, ROSENKRANZ 1981, SCHROEDER 1988, 1991, PROKSCH 1990, 1994, BOHLEBER 1992, BOUWER 1995, HUSMANN 1996). Die eigentliche Diskussion hinsichtlich des Nutzungseinflusses wird unter Kap. 8.2.2.2 geführt.

Das mit Hilfe der Landnutzungsklassifikation aus einer Satellitenbildszene (Landsat-5TM, in 30 m x 30 m Auflösung) für das Jahr 1990 erzielte räumliche Verteilungsmuster der Nutzungsdifferenzierung für die Fläche des Untersuchungsgebietes (vgl. Kap. 5.5, Tab. 73 u. Tab. 74, sowie Anhang: Karte 6) dient der Bewertung der räumlichen Verteilung der Jahressickerwassermengen (vgl. Kap. 7.4; Anhang: Karte 10 bis Karte 19, Anhang: Tab. 33 bis Tab. 42 sowie Anhang: Fig. 34 bis Fig. 38) (vgl. auch SACCON 1998). Die Sickerwassermengenberechnung im Zeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998 beruht somit nicht auf den jeweils aktuellen Landnutzungsdaten der entsprechenden hydrologischen Jahre, sondern sie stützt sich auf die Landnutzungsverhältnisse des Jahres 1990. Dies ist jedoch für die flächendifferenzierte Bewertung der Jahressickerwassermengen als Funktion der Nutzungsart ein zu akzeptierender Umstand, da sich die Landnutzung in dem hier untersuchten Arbeitsgebiet während dieses Beobachtungszeitraumes nicht wesentlich verändert hat. Über die Jahresberechnungen der Sickerwassermengen konnte somit ebenfalls abgeschätzt werden, wie stark sich der Einfluß der Landnutzung - in Abhängigkeit von den unterschiedlichen Witterungsverhältnissen der Einzeljahre - in den Jahressickerwassermengen widerspiegelt.

## 8.2 Bewertung der bodenhydrologischen Parameter Sickerwasser und Bodenfeuchte als Funktion der Standort- und Gebietseigenschaften

Nachdem in den vorangegangenen Abschnitten die Variabilität der Naturraumausstattung des Untersuchungsgebietes anhand einiger wesentlicher Parameter diskutiert sowie deren Beziehungen untereinander - ergänzend zu den Ausführungen in Kap. 5 - umfassend betrachtet wurden, gilt es nachfolgend, eine Einschätzung hinsichtlich der Einflußnahme dieser Einflußgrößen auf die Sickerwasserbildung (standort- und gebietsspezifisch), die Bodenfeuchtedynamik (standortspezifisch) und die reale Evapotranspiration (standortspezifisch) auf der Basis der in Kap. 5.3 u. Kap. 6.1, 6.2, 6.3 u. Kap. 7.4 dargestellten Untersuchungsergebnisse vorzunehmen und hieraus ableitbare Erkenntnisse bezüglich der Interaktion (komplexen Wirkungsgefüges) zwischen den Einfluß- und Bilanzgrößen, wie sie in Tab. 88 dargestellt sind, mit den Ergebnissen verwandter Untersuchungen in der Literatur zu vergleichen.

Insgesamt wurde mit den Messungen das Ziel verfolgt, über die intensiven standortbezogenen Untersuchungen der bodenhydrologischen Parameter (vgl. Kap. 5.3.1 und 5.3.2) eine Vorstellung

bezüglich der zeitlichen und räumlichen Dynamik der bodenhydrologischen Prozesse an den einzelnen Standorten zu erhalten (vgl. u.a. DREIBELBIS 1963, ROTH et al. 1994) und darüber hinaus die Unterschiede zwischen den Ergebnissen der Standorte als Funktion der Standorteigenschaften (Niederschlag, Boden und Nutzung) zu begründen.

### **8.2.1 Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung auf der Basis der statistischen Datenanalyse der Lysimeteruntersuchungen**

Die zunehmende Bedeutung der Lysimetermethodik im Rahmen wasserhaushaltlicher Untersuchungen wurde in Kap. 2.1.1 anhand einer Vielzahl von ausgewählten Studien ausführlich dargelegt. Hierbei wurde gezeigt, daß mit der Lysimetertechnik ein breites Spektrum von Untersuchungen aus Sicht der hydrologischen und bodenökologischen Forschungen möglich ist (vgl. u.a. auch SCHROEDER 1991, KLOTZ & SEILER 1998a, 1998b, 1999, REINSTORF & KEESE 1999; seit 1991 Veröffentlichungen der GUMPENSTEINER-LYSIMETER-JAHRESTAGUNGEN). Vor allem vor dem Hintergrund der Modellierung des Wasserhaushalts können berechnete Werte wie z.B. Sickerwassermenge, reale Verdunstung und Bodenfeuchte anhand direkt gemessener Lysimeterwerte für die Wasserhaushaltsmodelle kalibriert werden (vgl. u.a. WEGEHENKEL 1992, HOLZMANN 1994, HOLZMANN & NACHTNEBEL 1994, DISSE 1995).

In der hier vorgelegten Arbeit konnte lediglich der bodenhydrologische Parameter 'Sickerwasser' über das Lysimeter direkt erfaßt werden. Die übrigen Bilanzgrößen des Wasserhaushaltes wie Niederschlag, Bodenfeuchte und reale Evapotranspiration mußten außerhalb des Bilanzierungskörpers Lysimeter direkt bzw. indirekt bestimmt werden (vgl. Kap. 4.1, Kap. 4.2). Dennoch ist es gelungen, anhand der Arbeitsmethoden aufzuzeigen, daß die Bilanzglieder des Wasserhaushaltes einer hohen raum-zeitlichen Variabilität unterliegen und, daß über die gewählte Form der Auswertungen der Meßdaten das komplexe Wirkungsgefüge zwischen den bodenhydrologischen Parametern als Funktion der Standorteigenschaften herausgestellt werden konnte.

Der Forderung, möglichst repräsentative Ausschnitte des Untersuchungsgebietes über die Standortwahl der stationären Meßeinrichtungen zu erfassen, wurde - so weit als möglich - Rechnung getragen (vgl. Kap. 3.2, Fig. 1 u. Kap. 4.1, Tab. 3). Wichtige Qualitätsanforderungen, die insbesondere an den Bau einer Lysimeterstation gestellt sind, wurden bei deren Einrichtung beachtet.

Besonders bei der Gewinnung der Bodenmonolithe nach dem sog. 'Stechringprinzip' wurde darauf geachtet, daß der Profilaufbau und die Struktur des Bodens weitgehend ungestört blieb. Die Tiefe der Lysimeterbehälter an den einzelnen Feldstationen - die in der Literatur häufig als ein nicht zu unterschätzender Faktor vor allem im Zusammenhang mit der Übertragbarkeit der Lysimeterergebnisse auf die landwirtschaftlich genutzte Fläche angesehen wird (vgl. ROTH et al. 1994, S. 20, KEESE & KNAPPE 1995) - orientiert sich an der Gründigkeit der Böden der Standorte, die im Arbeitsgebiet selten über 1 m lagen. Standortgerecht ergaben sich für die Baugröße der Lysimeterbehälter eine Einbautiefe von maximal 90 cm. Die kontinuierliche Erfassung der Sickerwassermengen aus den Lysimetern mit unterschiedlicher Bewirtschaftung (Acker, Grünland, Wald), die daran gekoppelten Bodenfeuchtemessungen auf den entsprechenden Testflächen sowie die zeitgleiche Erfassung der Niederschläge auf den jeweiligen Meßfeldern erlaubte es, den Wasserhaushalt detailliert zu untersuchen (vgl. u.a. HELLEKES 1985, HESSISCHE LANDESANSTALT FÜR UMWELT 1992, 1994a, 1994b, ROTH et al. 1994).

Bereits aus der Gegenüberstellung der Stationsergebnisse von Jahresniederschlags- und Jahressickerwassermengen (vgl. Kap. 5.3.1.1) wurde deutlich, daß die in dieser Arbeit zu untersuchenden

Bilanzgrößen des Wasserhaushaltes durch die lokal unterschiedlichen Standorteigenschaften ganz entscheidend bestimmt werden (vgl. Tab. 88). In der nachfolgenden Diskussion werden die Einflüsse der Standorteigenschaften wie Niederschlag, Nutzungsart, Boden- und Reliefeigenschaften insbesondere auf die Sickerwasserbildung sowie auf die Bodenfeuchtedynamik hervorgehoben und diskutiert.

Die Untersuchung der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung wurde zum einem über die statistische Datenanalyse (vgl. Kap. 5.3.1.1) zum anderen über die standortspezifischen Analysen zur innerjährlichen Sickerwasserdynamik in Abhängigkeit der Niederschläge (Kap. 6.1) vorgenommen.

In Kap. 5.3.1.1 konnte gezeigt werden, daß die von OLBRISCH (1975a) und nach DVWK (1980) vorgeschlagenen Methoden zur Tauglichkeitsüberprüfung der Lysimeterbehälter in jedem Fall vor der eigentlichen Datenanalyse unbedingt erforderlich sind. Für die hier durchgeführten Untersuchung stellte sich als überaus günstig heraus, daß jede Lysimeterstation mit jeweils drei Lysimeterparallelen ausgestattet ist, auf deren Basis eine gute Funktionskontrolle vorgenommen werden konnte. Das Vorgehen der Qualitätsüberprüfung und die daraus resultierenden Ergebnisse sind in Kap. 5.3.1.1 ausführlich dargestellt. Die von OLBRISCH (1975a) und DVWK (1980) vorgeschlagenen Verfahren (Doppelsummenanalyse, Regressions- und Korrelationsanalyse) zur statistischen Überprüfung der Datenqualität - verbunden mit einer gleichzeitigen Funktionskontrolle - konnten in dieser Arbeit erfolgreich umgesetzt werden. Hierdurch war es möglich, Betriebsstörungen innerhalb der Prozeßabläufe im Lysimeterbehälter aufzudecken und die dadurch bedingten fehlerhaften Daten von der eigentlichen Datenauswertung auszuschließen. In Verbindung mit den wöchentlichen Stationsaufzeichnungen konnten die Ursachen bezüglich der Schwankungen zwischen den Lysimeterabläufen weitestgehend geklärt werden (vgl. Kap. 5.3.1.1).

Anhand der graphischen Aufbereitung der Sickerwasserabläufe über Doppelsummenkurven (vgl. Anhang: z.B. Fig. 1 bis Fig. 3) und der Überprüfung der Sickerwasserabläufe aus den Lysimeterparallelen mittels der Korrelations- und Regressionsanalysen (vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 18 u. Anhang: Fig. 4 bis Fig. 15) konnten somit Inkonsistenzen im Meßablauf der Lysimeter aufgedeckt werden. In Verbindung mit den wöchentlichen Stationsaufzeichnungen konnten die Ursachen der Schwankungen zwischen den Lysimeterabläufen weitestgehend geklärt werden. Im Falle von Betriebsstörungen bzw. Ausfallzeiten aufgrund von längeren Reparaturarbeiten wurden die entsprechenden Lysimeter aus der weiteren Untersuchung herausgenommen. Daß diese Art der Datenüberprüfung eine geeignete Form ist, um Funktionsstörungen bzw. Inkonsistenzen zwischen den Lysimeterparallelen herauszufinden zu können, wurde auch von PROKSCH (1990) aufgezeigt.

Über die reine Funktionskontrolle hinaus konnte bereits durch die Überprüfung des Zusammenhanges zwischen den Lysimeterparallelen der einzelnen Stationen untereinander festgestellt werden, daß die räumlich bedingten Unterschiede der Bodeneigenschaften in den Bodenmonolithen und deren unterschiedliche Bewirtschaftung die Schwankungen der Sickerwassermengen begründen und nicht die Ursache von Funktionsstörungen sind (vgl. Kap. 5.3.1.1; vgl. auch OLBRISCH 1975a, PROKSCH 1990, 1994). PROKSCH (1990, 1994) führt ebenfalls den Beweis, daß der Einfluß von Bewuchs und Boden über die statistische Überprüfung der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung aufgedeckt werden kann.

In einem ersten Schritt wurde die Sickerwasserbildung in Abhängigkeit der Niederschläge systematisch - auf der Basis zeitlich unterschiedlich aufgelöster Datenreihen - statistisch überprüft. Die Vorgehensweise sowie die hieraus gewonnenen Erkenntnisse sind in Kapitel 5.3.1.1 ausführlich beschrieben. Über die Regressions- und Korrelationsanalyse konnte - jeweils stationsbezogen und mit Ausnahme der Station Rodt - ein enger funktionaler Zusammenhang zwischen den Jahresmengen von Niederschlag und Sickerwasser statistisch nachgewiesen werden (vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 22). OLBRISCH (1975a) und



PROKSCH (1990, 1994) belegen anhand der statistischen Auswertung von Lysimeterdaten, daß zwischen dem Jahresniederschlag als unabhängige Variable und der abhängigen Variable Sickerwasser eine hohe Korrelation besteht.

Da in der hier vorliegenden Arbeit vor allem die Frage der zeitlichen und räumlichen Variabilität der Sickerwasserbildung als Funktion der Niederschläge und darüber hinaus auch als Funktion des Bewuchses und der Bodeneigenschaften im Vordergrund der Untersuchungen stand, mußte konsequenterweise die Stärke des Zusammenhanges zwischen Niederschlag und Sickerwasser auf der Basis zeitlich unterschiedlich hoch aufgelöster Datenreihen überprüft werden.

Durch zahlreiche Literaturverweise läßt sich belegen, daß ein Zusammenhang zwischen der Höhe der zeitlichen Auflösung der Daten und der Bestätigung bzw. Ablehnung eines funktionalen Zusammenhanges zwischen Niederschlag und Sickerwasser besteht (u.a. DVWK 1980, PROKSCH 1990). OLBRISCH (1975a, S. 119) stellt anhand seiner entwickelten Methodik zur statistischen Datenanalyse von Lysimeteruntersuchungen deutlich heraus, daß vorwiegend durch die Betrachtung kürzerer Zeitintervalle der einfache funktionale Zusammenhang zwischen Niederschlag und Sickerwasser nicht mehr nachgewiesen werden kann, sondern durch „komplizierte nicht lineare Zusammenhänge“ überdeckt wird. Die Richtigkeit dieser Aussage läßt sich anhand der in Kapitel 5.3.1.1 dargelegten Ergebnisse einer Vielzahl von Regressions- und Korrelationsanalysen und deren graphischer Umsetzungen belegen (vgl. hierzu u.a. Tab. 22, Tab. 23 u. Tab. 24; Fig. 25 bis Fig. 38 sowie Anhang Fig. 16 bis Fig. 20). Es konnte dabei herausgestellt werden, daß sich die unterschiedlich gewählte hohe zeitliche Auflösung entscheidend auf die Stärke des Zusammenhanges zwischen den beiden stationsspezifischen Parametern auswirkt. Statistisch gesehen ergab sich der geringste Nachweis bezüglich der Abhängigkeit der Sickerwassermenge von den Niederschlägen auf der Basis der wöchentlich ermittelten Meßdaten von Niederschlags- und Sickerwassermenge (vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 24).

Die Bewertung der Sickerwassermenge als Funktion des Niederschlages auf der Betrachtungsebene der hydrologischen Sommer- und Winterhalbjahre belegte eindeutig, daß der Hauptanteil der Sickerwassermengen eines Jahres jeweils in den Winterhalbjahren - unabhängig davon, ob diese als feucht oder trocken zu charakterisieren sind - gebildet werden. Dagegen konnte keine Korrelation zwischen den Sommerniederschlägen (monatliche Auflösung) und den entsprechend zeitparallel aufgelösten Summen der sommerlich gebildeten Sickerwassermengen nachgewiesen werden (vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 25 sowie u.a. Fig. 27). Die aus den Regressions- und Korrelationsanalysen resultierende jahreszeitliche Differenzierung bezüglich der Stärke des Zusammenhanges zwischen Niederschlag und Sickerwasser findet ebenfalls ihre Bestätigung sowohl in den im Anhang aufgeführten Jahresbilanztabellen jeder einzelnen Lysimeterstation, als auch in den standörtlichen Analysen zur innerjährlichen Sickerwasserdynamik in Abhängigkeit der innerjährlichen Niederschlagsverteilung auf der Basis der zeitlichen Datenauflösung nach Monaten (vgl. auch BOUWER 1995, PROKSCH 1990, HELLEKES 1985, GROSS 1997).

Aus der statistischen Analyse der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung resultieren somit folgende Erkenntnisse:

Die stärksten Streuungen der Punkte um die Regressionsgerade ergeben sich besonders bei der wöchentlichen Auflösung der beiden Variablen (vgl. Kap. 5.3.1.1 z.B. Fig. 29 u. Fig. 34). Die Korrelationskoeffizienten fallen entsprechend niedrig aus. Bei hoher zeitlicher Auflösung der Daten fällt somit der Nachweis eines engen Zusammenhanges zwischen Niederschlagsmenge und Sickerwassermenge nicht zufriedenstellend aus. Hieraus muß geschlossen werden, daß die Niederschlags-

Sickerwasser-Beziehung durch weitere Einflußgrößen nachhaltig beeinflusst wird. Wesentlich bessere Ergebnisse zum Nachweis eines funktionalen Zusammenhanges konnten für den Betrachtungszeitraum jeweils abgeschlossener hydrologischer Jahre erzielt werden (vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 22), da hierüber die jahreszeitlich bedingten Einflüsse auf die Sickerwasserbildung nicht erfaßt werden.

Hieraus wurde schließlich folgende Aussage abgeleitet: An allen Lysimeterstationen zeigte sich, daß bei der Überprüfung der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung der statistische Zusammenhang mit einer zunehmend höheren zeitlichen Auflösung schlechter erklärt werden kann. I.d.R. verbesserte er sich in der Abfolge der Abprüfung von Wochen-, über Monats-, Halbjahres auf Jahresbasis (vgl. Kap. 5.3.1.1 u.a. Fig. 25 bis Fig. 29 u. Fig. 30 bis Fig. 34; vgl. auch OLBRISCH 1975a, PROKSCH 1990, 1994).

Diese Aussage läßt sich über die unterschiedlichen Werte der errechneten Korrelationskoeffizienten für die zeitlich unterschiedlich hoch aufgelösten Datenreihen beweisen: Während auf Jahresbasis eine hohe Korrelation zwischen den Niederschlags- und Sickerwassermengen an den Lysimeterstationen nachgewiesen werden konnte ( $r$  liegt zwischen 0,98 und 0,90) läßt sich der Nachweis eines linearen funktionalen Zusammenhanges auf der Basis der Wochenwerte von Niederschlag und Sickerwasser nur sehr eingeschränkt führen. Hier wurden lediglich Korrelationskoeffizienten zwischen 0,39 und 0,51 auf dem Signifikanzniveau von 99% (PEARSON) errechnet (vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 24).

Gründe für die schlechteren Korrelationsaussagen auf der Basis höher aufgelöster Zeitbetrachtungen liegen sicherlich einerseits in der Funktion des Bodenspeichers sowie andererseits in der sickerwassermindernden Funktion der Verdunstung gerade während der hydrologischen Sommerhalbjahre, die bei der einfachen linearen Regressionsbeziehung zwischen Sickerwassermenge und Niederschlag unberücksichtigt bleiben. Diese Erkenntnisse können durch die zeitgleichen, standortspezifischen Auswertungen des innerjährlichen Bodenfeuchteganges gestützt werden (vgl. Kap. 6.2), deren Ergebnisse weiter unten noch diskutiert werden. Hinzu kommt, daß gerade in den zeitlich höher aufgelösten Daten die zeitliche Verzögerung der Sickerwasserabläufe nach einem Niederschlagsereignis - in Abhängigkeit von den boden- und nutzungsspezifischen Eigenschaften - zusätzlich die Korrelation eindeutig abschwächt.

Die in der Regel sich verbessernden Korrelationsergebnisse bei der Jahreswertebetrachtung (Lysimeterjahr) erklären sich im Vergleich dazu u.a. aus den meist ausgeglichenen Bodenspeicherverhältnissen, so daß - auf Jahresbasis gesehen - die Versickerungswirksamkeit der Niederschläge insbesondere den Verdunstungseffekt während der sommerlichen Vegetationsperiode kompensieren. Allerdings läßt sich der Einfluß der Nutzung auf die Sickerwasserbildung beim Vergleich der auf Jahresbasis durchgeführten Regressions- und Korrelationsbetrachtungen für die Standorte mit unterschiedlicher Nutzung eindeutig erkennen. Der Vergleich zwischen den Korrelationskoeffizienten der Acker- und Grünlandstandorte Greverath und Meckel (vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 22) zeigt, daß offensichtlich mit der Zunahme des Bedeckungsgrades - unter jeweils vergleichbaren Bodeneigenschaften - eine Verschlechterung für die Korrelation zwischen Niederschlag und Sickerwassermenge einhergeht. Diese Erkenntnis läßt sich jedoch nicht auf die beiden Waldstandorte Greverath und Meckel des Lysimetermeßnetzes übertragen (vgl. weiter hierzu Kap. 8.2.2.2 u. Kap. 8.2.2.3).

Deutliche Abweichungen bezüglich der Stärke des Zusammenhanges von Niederschlag und Sickerwasser ergaben sich - wenn auch auf hohem Korrelationsniveau - jedoch auch zwischen den Stationen des Lysimetermeßnetzes unter gleicher Bewirtschaftungsart (vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 22). Vergleichbare Abweichungen konnten bereits über die Korrelationsüberprüfung zwischen den Sickerwasserabläufen aus den Lysimeterparallelen der Stationen unter gleicher Bewirtschaftungsform (vgl. Kap. 5.3.1.1 u.a. Fig.

22) statistisch nachgewiesen und als Hinweis auf den unterschiedlichen Bodeneinfluß auf die niederschlagsanteilige Sickerwassermenge gedeutet werden (vgl. auch Kap. 8.2.2.3).

Um den Einfluß von Nutzung und Bodeneigenschaft auf die Korrelationsbeziehung zwischen Niederschlag und Sickerwassermenge noch stärker herausstellen zu können, wurden für unterschiedlich zusammengestellte Stationskonstellationen (Standorte gleicher Nutzungsform aber unterschiedlicher Bodeneigenschaften, Standorte gleicher Bodeneigenschaften und unterschiedlicher Nutzungsform, vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 27) die Niederschlags- und Sickerwassermengen - auf der Basis der Jahressummenwerte - in die statistische Überprüfung hinein genommen. Die hierdurch erzielten Ergebnisse der Regressions- und Korrelationsanalyse lassen mehr oder weniger deutlich den Einfluß von Nutzung und Boden auf die Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung erkennen. Mit den unterschiedlichen Ergebnissen der Korrelationskoeffizienten konnte insbesondere für die Zusammenstellung der Stationen, zwischen denen eine deutliche Bodenvariabilität vorliegt (vgl. Kap. 5.4.1 z.B. Stationen in den Gemarkungen Greverath und Meckel), eine Verschlechterung hinsichtlich des Nachweises eines funktionalen Zusammenhanges zwischen Jahresniederschlags- und Jahressickerwassermenge aufgedeckt werden. Je stärker die heterogenen Standorteigenschaften in die statistische Datenanalyse einbezogen wurden, desto geringer fiel der Nachweis eines funktionalen Zusammenhanges zwischen den Jahresbilanzgrößen Niederschlag und Sickerwasser aus. Dies wird besonders deutlich, wenn man die Ergebnisse dieser Korrelationsberechnungen (vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 27) mit den Ergebnissen der auf Jahresbasis durchgeführten Korrelations- und Regressionsanalysen für jede einzelne Station vergleicht (vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 22). Die Abhängigkeit der Sickerwassermenge eines Standortes von der Niederschlagsmenge wird somit offensichtlich durch weitere Einflußfaktoren gedämpft. Die differenzierte Abprüfung zwischen den einzelnen Nutzungsarten bzw. zwischen Stationen gleicher Nutzung und verschiedener bzw. ähnlicher Bodeneigenschaften macht den Einfluß dieser weiteren Parameter auf die Sickerwasserbildung deutlich (vgl. auch Kap. 8.2.2.2 u. Kap. 8.2.2.3). Die Beweisführung dieser Aussage wurde unter Kap. 5.3.1.1 anhand der graphischen Umsetzung der Regressions- und Korrelationsanalyse über die Streudiagramme und die Regressionsgeraden exemplarisch für ausgewählte Beispiele ausführlich vorgenommen (vgl. Kap. 5.3.1.1 u.a. Fig. 35 bis Fig. 38), so daß an dieser Stelle eine weitere Diskussion der Ergebnisse anhand der Streudiagramme nicht geführt werden muß.

Nach PROKSCH (1990) dienen die Regressionsgleichungen der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung „[...] der Abschätzung der Sickerwasserhöhe für bestimmte Boden- und Bewuchsverhältnisse bei bekannter Niederschlagshöhe“ (vgl. PROKSCH 1990, S. 30). Im Rahmen seiner Lysimeteruntersuchungen stellte er klar heraus, daß sich z.B. über die berechneten Regressionsbeziehungen für die verschiedenen Bodengruppen deutliche Unterschiede in den Steigungen der Regressionsgeraden zeigten. Die Werte der Steigung schwanken zwischen 0,58 und 1,02, wobei die höchsten Steigungswerte der Bodengruppe Lößlehm zuzuordnen sind. Hieraus leitet PROKSCH (1990) für die Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung ab, daß für Steigungen  $<1$  die Aussage gilt, daß mit steigenden Niederschlagshöhen sowohl die Sickerwasserhöhen als auch die Verdunstungshöhen ansteigen. Liegen die Steigungswerte um 1, so ist davon auszugehen, daß „[...] mit ansteigendem Niederschlag eine kontinuierliche Sickerwasserzunahme bei gleichbleibender Verdunstung“ beobachtet werden kann. Dagegen ist eine Steigung der Lysimetergerade  $>1$  so zu interpretieren, „daß bei zunehmender Sickerwasserhöhe die Verdunstungshöhe abnimmt.“ (vgl. PROKSCH 1990, S. 36).

Die in dieser Arbeit auf Jahresbasis errechneten Regressionsgleichungen für die Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung der Lysimeter mit unterschiedlichen Bodenfüllungen und unterschiedlichen Nutzungsarten (vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 22; vgl. auch Anhang: Fig. 16 bis Fig. 20) zeigen deutliche Parallelen zu den Aussagen von PROKSCH (1990). Entsprechend der über die Bodenmonolithe

berücksichtigten unterschiedlichen Bodeneigenschaften ergeben sich ähnliche Unterschiede in den Steigungswerten der Regressionsgerade wie sie von PROKSCH genannt werden: Insgesamt zeigt sich zwischen den Werten der Steigung aller Lysimeter - ausgenommen Station Rodt mit - ein Schwankungsbereich von 0,63 bis 0,97, bei dem Lysimeter Meckel-Grünland liegt der Wert der Steigung bei 1,3. Für den Ackerlysimeter der Station Greverath, dessen Bodenmonolith seitens der Bodenartengruppe in die Kategorie Lehmsande einzuordnen ist, wurde eine Steigung von 0,87 errechnet. Bei PROKSCH liegt für Ackerlysimeter der Bodenartengruppe lehmiger Sand der Wert für die Steigung um 0,81. Für den Graslysimeter Greverath (Lehmsande/Schluffssande) beträgt die Steigung 0,63, bei PROKSCH findet sich ein Wert um 0,68. Die drei Lysimeter der Gemarkung Meckel, deren Bodenmonolithe den Bodenartengruppen Schlufftone/Lehmtone zuzuordnen sind, weisen die höchsten Steigungswerte auf. Auch dies entspricht den - für vergleichbare Bodengruppen - errechneten Werten bei PROKSCH. Dagegen lassen sich für die beiden Ackerlysimeter (geologisches Ausgangsmaterial: *mu* und *mm*) in der Gemarkung Idenheim, deren Bodenmonolithe den Bodenartengruppen Schlufftone/Tonschluffe zuzuordnen sind, weniger eindeutige Parallelen zu PROKSCH finden.

Somit spiegeln sich in den unterschiedlichen Ergebnissen der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung bereits die Inhomogenitäten der naturräumlichen Ausstattung des Untersuchungsgebietes wider, die in der Auswahl der Lysimeterstandorte Berücksichtigung finden. Diese Aussage steht im Einklang mit den von SCHROEDER (1988) und (1991) veröffentlichten Meßergebnissen von Lysimeteruntersuchungen der Großlysimeteranlage St. Arnold und der wägbaren Lysimeteranlage Senne. Ergebnisse dieser Untersuchungen und deren Interpretation anhand ausgewählter statistischer Verfahren bewerten ebenfalls eindeutig die Sickerwassermengen als Funktion der Standorteigenschaften. Insbesondere die Erkenntnisse aus der Analyse der Meßergebnisse an der wägbaren Lysimeteranlage Senne zeigen nach SCHROEDER (1991) „[....], daß die Lysimetrie neben dem ursprünglichen Zweck der Verdunstungs- und Versickerungsmessung (letztere übrigens auch qualitativ) immer häufiger als Möglichkeit genutzt wird, die Prozesse im Bodenwasserhaushalt zu analysieren und die gewonnenen Erkenntnisse für die moderne Modelltechnik zu nutzen.“ (SCHROEDER 1991 S. 5). Diese Aussage spiegelt sich auch in den Ergebnissen der in dieser Arbeit durchgeführten Analyse zur innerjährlichen Sickerwasserdynamik (vgl. Kap. 6.1) und der daran gekoppelten Auswertung der innerjährlichen Bodenfeuchtedynamik nach Tiefe und Zeit (vgl. Kap. 6.2) wider. Daß diese Aussage auch auf das hier entwickelte Konzept der Lysimereinrichtung mit den daran gebundenen Meßeinrichtungen zur Erfassung der Niederschläge und der Bodenfeuchte übertragen werden kann, wird im folgenden anhand der vergleichenden Diskussion der Stationsergebnisse aus der Analyse zum innerjährlichen Verlauf der Sickerwasserbildung nachgewiesen.

Die zuvor diskutierten Ergebnisse der statistische Überprüfung der beiden Parameter Niederschlag und Sickerwasser (gemessen) dokumentieren in hinreichender Form, daß durch weitere standortspezifische Einflußgrößen (Boden, Nutzung) die einfache lineare Beziehung zwischen Niederschlag und Sickerwasser - insbesondere für die Betrachtung zeitlich hoch aufgelöster Datenreihen - gedämpft bzw. teilweise überlagert wird (vgl. Kap. 5.3.1.1, u.a. Tab. 23, Tab. 24 u. Tab. 26 sowie Fig. 25 bis Fig. 34). Aus diesen statistischen Erkenntnissen heraus resultiert die Feststellung, daß die Sickerwasserbildung aus der ungesättigten Bodenzone als Funktion der komplexen Zusammenhänge zwischen Niederschlag, Bodenspeicher, Bewuchs sowie realer Evapotranspiration beschrieben werden kann (vgl. Tab. 88 sowie Unterkapitel von Kap. 8.2.2 u. Kap. 8.3.1).

## **8.2.2 Innerjährliche Dynamik der Sickerwasserbildung als Funktion von Niederschlag, Nutzung- und Bodeneigenschaften**

Neben dem statistisch geführten Nachweis eines Zusammenhanges zwischen den Niederschlags- und Sickerwassermengen wurden in Kap. 5.3.1.1 und Kap. 6.1 intensive Standortanalysen zur Bewertung der Sickerwassermengen als Funktion der Niederschläge, der Bewirtschaftungsart, der Bodeneigenschaften und der Zeit durchgeführt. Ziel der dort vorgenommen Standortanalysen war es, zum einen die Stationsergebnisse der Sickerwassermengen sowohl auf zeitliche (u.a. hydrologische Halbjahre, hydrologische Jahre) als auch auf räumliche Unterschiede hin zu untersuchen und zum anderen, die an den Lysimeterstationen festgestellte unterschiedliche Sickerwasserdynamik in ihrem jahreszeitlichen Verlauf anhand der standortspezifischen Eigenschaften zu begründen (vgl. u.a. HUSEMANN & WESCHE 1964, WOHNICH et al. 1987, GALL et al. 1994, ROTH et al. 1994). Besondere Aufmerksamkeit wurde dabei in Kap. 6.1 dem innerjährlichen Gang der Sickerwasserbildung in Abhängigkeit der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge im Verlaufe eines hydrologischen Jahres geschenkt.

### **8.2.2.1 Sickerwasserbildung als Funktion der Niederschläge**

In einem ersten Schritt wurde die Sickerwasserbildung an den einzelnen Stationen als Funktion der Niederschläge beschrieben und diskutiert (vgl. Kap. 5.3.1.1). Anhand der hierüber erzielten Ergebnisse konnte belegt werden, daß sich die Sickerwassermengen räumlich und zeitlich deutlich voneinander unterscheiden und daß auf der Betrachtungsebene hydrologischer Jahre der Höhe der Niederschlagsmengen eine ganz entscheidende Rolle zukommt. Über die rein zahlenmäßige Gegenüberstellung der Jahressummenwerte von Niederschlag und Sickerwasser der einzelnen Lysimeterstationen (vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 21) wurde dokumentiert, daß eine mengenmäßige Abhängigkeit zwischen Jahresniederschlag und Jahressickerwasser vorliegt, und daß die Schwankungen der Jahressickerwassermengen in einem direkten Zusammenhang mit der Variabilität der Jahresniederschlagsmengen stehen: Die Sickerwassermengen der Naßjahre (1994/95 und 1997/98) heben sich dabei deutlich von denen der Trockenjahre (1995/96 und 1996/97) ab. Von dieser Feststellung weichen lediglich die Sickerwassermengen der hydrologischen Jahre 1996/97 und 1997/98 an der Station Rodt ab. Trotz höherer Niederschlagsmengen im hydrologischen Jahr 1997/98 erreichen die Sickerwassermengen in Rodt einen mengenmäßig nur geringfügig höheren Wert als die des wesentlich niederschlagsärmeren Vorjahres. Der prozentuale Versickerungsanteil an der Gesamtniederschlagsmenge im hydrologischen Jahr 1997/98 bleibt allerdings deutlich hinter denen des vorangegangenen Jahres zurück. Diese außergewöhnlichen Verhältnisse an der Station Rodt-Acker wurden bereits über die statistische Überprüfung des Zusammenhanges zwischen Niederschlag und Sickerwasser festgestellt (vgl. Kap. 5.3.1.1 Tab. 21 u. Tab. 22).

Beim Vergleich der Stationsergebnisse untereinander - bezogen auf jeweils gleiche hydrologische Jahre - läßt sich weiterhin aufgrund der räumlichen Verteilung der Feldstationen eine räumliche Differenzierung zwischen den Sickerwassermengen der einzelnen Stationen ableiten, die sich zunächst wiederum eindeutig als Folge der räumlich bedingten Variabilität der Niederschlagsmengen begründen läßt (vgl. Kap. 6.1, Anhang: Tab. 5 bis Tab. 13). Diese rein aus der mengenmäßigen Betrachtung von Niederschlag und Sickerwasser abgeleitete Abhängigkeit korrespondiert mit den zuvor bereits diskutierten Ergebnissen der Regressions- und Korrelationsanalyse, die ebenfalls - auf Jahresbasis betrachtet - ein starken Zusammenhang zwischen der unabhängigen Variable *Niederschlag* und der abhängigen Variable *Sickerwasser* bestätigen. Anders formuliert bedeutet dies, daß durch den Niederschlag - als wichtigste positive Eingabegröße in das System Boden-Wasser-Pflanze - ein ganz erheblicher Einfluß auf die

Sickerwasserbildung ausgeübt wird (vgl. u.a. VETTERLEIN 1961, SCHUBACH 1970, LIPPERT 1976, HELLEKES 1985, SCHROEDER u.a. 1970a, 1970b, 1970c, 1991, PROKSCH 1990). Ein bestehender Zusammenhang zwischen Niederschlags- und Sickerwassermenge wird u.a. in den Arbeiten von BOUWER (1995) beschrieben (vgl. auch HUSMANN 1996, KOFALK 1998, MORITZ et al. 1993a, 1993b, SCHINDLER et al. 1997a, 1997b). Auch wenn diese Untersuchungen in unterschiedlich ausgestatteten Landschaftsräumen durchgeführt und die Sickerwassermengen nicht immer über die Lysimetertechnik gewonnen wurden, so läßt sich zwischen den Ergebnissen dieser Arbeiten für die Jahressummen der Sickerwassermengen in Abhängigkeit vom Niederschlag und denen der hier vorgelegten Ergebnissen dennoch eine vergleichbare Tendenz erkennen:

Im hier zugrunde liegenden Untersuchungsgebiet wurden über die Lysimetermessungen im Mittel der vier hydrologischen Jahre auf den eher sandigen Standorten der Gemarkung Greverath Sickerwassermengen unter Acker zwischen 42 %, unter Grasvegetation 31 % und unter Waldbodenvegetation 27 % der mittleren Jahresniederschlagsmenge erfaßt. Ähnlich hohe Werte mit der gleichen Abstufung in der Reihenfolge Acker > Grünland > Wald finden sich bei BOUWER (1995, S. 43; vgl. auch PROKSCH 1994).

Davon abweichende Ergebnisse ergaben sich jedoch an den überwiegend tonig-lehmigen Standorten des Lysimetermeßnetzes in der Gemarkung Meckel: Während im Mittel der vier hydrologischen Jahre die Sickerwassermengen der Lysimeter unter Acker- und Grasnutzung bei ca. 41 % der Niederschlagsmengen anteilmäßig fast gleich liegen (vgl. PROKSCH 1990), erreichen die Sickerwassermengen aus den unter Waldbodennutzung befindlichen Lysimetern sogar 55 % des Niederschlages. Im Falle dieses Laubwaldstandortes in der Gemarkung Meckel spielt die Flachgründigkeit der Lysimeter - entsprechend der flachgründigen Verhältnisse der dazugehörigen Wald-Testfläche - mit einer Einbautiefe von lediglich ca. 60 cm die entscheidende Rolle für die insgesamt sehr hohen Sickerwassermengen unter Wald während aller beobachteten hydrologischen Jahre.

BRANDT et al. (1992) weisen darauf hin, daß Flachgründigkeit und hoher Skelettanteil von Böden verstärkt zur Sickerwasserbildung beitragen können, und daß sich zudem durch die biogenen Einflüsse (Wurzelbahnen, Regenwurmgänge) die Wasserleitfähigkeiten bis in den Cv-Horizont erhöhen können. Dies korrespondiert wiederum mit den auf der zugehörigen Testfläche der Lysimeterstation Meckel-Wald - im Rahmen der Stechringprobenauswertung - labortechnisch ermittelten Wasserleitfähigkeitswerten (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 64 u. Tab. 68), die die hohen Sickerwassermengen unter Wald somit bestätigen.

PROKSCH (1990) stellt deutlich heraus, daß Flachgründigkeit in Verbindung mit Schrumpfrissen im Bodenmonolithen günstige Wasserleitbahnen darstellen und nur dann zu einer Verfälschung der Sickerwasserbildung führen, wenn diese Eigenschaften des Bodenkörpers im Lysimeter die natürlichen Verhältnisse der entsprechenden Testfläche nicht repräsentieren (PROKSCH 1990, S. 16-17). Daß die Einbautiefe sich eindeutig auf die Sickerwassermenge auswirkt, wird auch von KEESE & KNAPPE (1995) herausgestellt. Über die ständige Kontrolle der Lysimeterparallelen des Laubwaldstandortes in der Gemarkung Meckel kann jedoch davon ausgegangen werden, daß die Wasserbewegungen in den Bodenmonolithen über die Wurzelbahnen und die Regenwurmgänge erfolgen und nicht über Setzungserscheinungen des Bodens entlang der Wandungen der Lysimeterbehälter. Auf den Tatbestand, daß die Durchwurzelungsverhältnisse der Waldböden im Hinblick auf eine mögliche Erhöhung der Fließwege eine nicht zu unterschätzende Rolle spielt, wodurch auch unter Wald sehr hohe Sickerwassermengen gebildet werden können, verweist THEURETZBACHER (1997, S. 53). Hierauf wird im Zusammenhang mit der Diskussion des Bodeneinflusses auf die Sickerwasserbildung und den Bodenfeuchtegang weiter unten noch einmal zurückzukommen sein (vgl. Kap. 8.2.2.3 u. Kap. 8.2.4.2).

Zudem muß die Bestandsdichte eines Waldstandortes ebenfalls in die Überprüfung und Bewertung der Sickerwassermenge als Funktion des Niederschlages mit einbezogen werden. So weist PROKSCH (1994, S. 25) darauf hin, daß die Sickerwassermengen unter winterkahlem Laubwald - im Vergleich zur Sickerwasserbildung unter Nadelwald (19 %) - 40 % der Jahresniederschlagshöhe erreichen können. Diese Begründung läßt sich wiederum auf die oben angegebenen unterschiedlich hohen niederschlagsanteiligen Sickerwassermengen der beiden Waldstandorte Meckel (winterkahler Laubwald) und Greverath (Nadelwald) übertragen (vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 21).

Beim Vergleich der anteilmäßigen Betrachtung der Jahressickerwassermenge am Jahresniederschlag zwischen den einzelnen Stationen des Lysimetermeßnetzes (Kap. 5.3.1.1, Tab. 21) untereinander läßt sich somit eine unterschiedlich starke Versickerungsleistung - auch als Ausdruck eines unterschiedlichen Reaktionsvermögens der Bodenmonolithe in den Lysimeterbehältern auf die Niederschläge - erkennen, was bereits deutlich macht, daß neben der Bilanzgröße Niederschlag weitere Einflußgrößen in die standortgebundene Sickerwasserbildung eingreifen müssen (vgl. auch MORITZ et al. 1993a, SCHINDLER et al. 1997b).

Vergleichbar den Arbeiten u.a. von HELLEKES (1985), PROKSCH (1990, 1994) und SCHINDLER et al. (1997b) läßt sich anhand der vergleichenden Betrachtung der Ergebnisse der Jahreswerte durch den Vergleich unterschiedlicher Stationskonstellationen (vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 27) auch ein Nutzungs- und Bodeneinfluß auf die Sickerwasserbildung neben der wichtigsten Einflußgröße Niederschlag dokumentieren, ohne jedoch bereits eine Gewichtung bezüglich der Stärke ihrer Einflußnahme - Niederschlag hiervon ausgenommen - auf die Sickerwasserbildung vornehmen zu können (vgl. auch BOUWER 1995).

Um den Einfluß weiterer Parameter wie z.B. Nutzungsart oder Bodeneigenschaften auf die Sickerwasserbildung aufdecken zu können, stellt z.B. BOUWER 1995 die auf der Basis ausgewählter Berechnungsverfahren für unterschiedliche Nutzungen (Acker, Grünland, Wald) ermittelten Jahressickerwassermengen einander gegenüber (vgl. weiter oben). Um den Einfluß der Bodeneigenschaften auf die Sickerwasserbildung nachweisen zu können, müssen die Sickerwassermengen unter jeweils gleichen Nutzungsarten miteinander verglichen werden (vgl. auch Kap. 5.3.1.1, Fig. 22 sowie Kap. 8.2.2.3, Fig. 139).

Wie bereits in den Arbeiten von HELLEKES (1985), PROKSCH (1990, 1994) oder SCHINDLER et al. (1996, 1997a) deutlich gemacht wurde, läßt sich die Versickerungswirksamkeit der Niederschläge im Hinblick auf die Sickerwasserbildung jedoch nicht ausschließlich auf der Basis der Jahresniederschlagsmenge begründen. Eine klare Bewertung der standortbezogenen Jahressickerwassermengen als Funktion der Versickerungswirksamkeit der lokalen Niederschlagsverhältnisse erfordert in jedem Falle eine höhere zeitliche Auflösung der zeitparallel erfaßten Stationsdaten.

Mit der zeitlichen Auftrennung der Jahresniederschlags- und Jahressickerwassermengen für sämtliche Lysimeterstationen im Untersuchungsgebiet z.B. nach hydrologischen Halbjahren (Sommer/Winter) (vgl. Anhang: Tab. 4b) zeigte sich bereits ein deutlicher Unterschied in der Versickerungswirksamkeit der jahreszeitlich bedingten Niederschlagsverteilung (Sommer- / Winterhalbjahr) einerseits zwischen den einzelnen Stationen, obwohl zwischen den gemessenen Niederschlagsmengen der Halbjahre der betrachteten Stationen z.T. nur geringe Abweichungen festzustellen sind. Andererseits wurde aber auch die unterschiedlich starke Versickerungswirksamkeit der Niederschläge zwischen den beiden hydrologischen Halbjahren deutlich (vgl. Kap. 5.3.1.1, Fig. 21): Die jahreszeitliche Differenzierung von Niederschlags- und Sickerwassermengen belegt eindeutig, daß die hydrologischen Winterhalbjahre jeweils als die

versickerungswirksame Jahreszeit zu bewerten sind. Demgegenüber erweisen sich die hydrologischen Sommerhalbjahre als überaus versickerungsunwirksam. Die während der Frühlings- und Sommermonate in das System Boden-Wasser-Pflanze eingebrachten Niederschlagsmengen stehen demnach der Sickerwasserbildung nur eingeschränkt zur Verfügung. Wie später noch zu zeigen ist, hängt die Sickerwasserbildung während eines hydrologischen Sommerhalbjahres ganz entscheidend von der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge, der Niederschlagscharakteristik (z.B. Konvektions- / heftige Gewitterniederschläge), den Bodenverhältnissen (u.a. Schrumpf- / Trockenrisse), der Nutzungsart und im Zusammenhang damit auch von der innerjährlichen Bodenfeuchtedynamik (vgl. auch Kap. 6.2) ab. Hierbei ist zu bedenken, daß ein feuchtes bzw. trockenes Sommerhalbjahr die oben formulierte Aussage hinsichtlich der sommerlichen Versickerungswirksamkeit der Niederschläge modifizieren kann.

Auf der Basis dieser Erkenntnisse heraus ergibt sich, daß die Sickerwasserbildung einer innerjährlichen Dynamik unterliegt, die im wesentlichen über die zeitliche und mengenmäßige Verteilung des Niederschlages im Verlauf eines Jahres gesteuert wird (vgl. Unterkapitel von Kap. 6.1). Vergleichbare Aussagen finden sich u.a. in den regionalen Studien von BOHLEBER (1992), HUSMANN (1996) und SCHINDLER et al. (1997b), die die wasserhaushaltlichen Prozesse mit z.T. unterschiedlichen Arbeitsansätzen untersucht haben.

Anhand der graphisch zeitlich höher aufgelösten Datenreihen der Niederschlags- und Sickerwassermengen (= Monatsbasis) (vgl. Kap. 6.1) konnte, im Vergleich zu den obigen Ausführungen der Jahresniederschlags- und Jahressickerwassermengen - (vg. Kap. 5.3.1.1, Tab. 21) der dynamische Prozeß der innerjährlichen Sickerwasserbildung und die hieraus jeweils standortspezifisch resultierende Sickerwassermenge für das jeweilige betrachtete hydrologische Jahr bewertet werden: Es konnte herausgestellt werden, daß neben der räumlich unterschiedlich verteilten Sickerwassermenge vor allem eine zeitliche Variabilität bezüglich der Sickerwasserbildung im innerjährlichen Verlauf besteht. Die Stationsanalysen (vgl. Kap. 6.1) machten deutlich, daß - um die zeitlich wie auch räumlich unterschiedliche Sickerwasserbildung in ihrem innerjährlichen Verlauf nicht nur quantitativ sondern im wesentlichen auch qualitativ begründen zu können - bei der Datenanalyse verschiedene standortspezifischen Eigenschaften bezüglich ihres Einflusses auf die Sickerwasserbildung berücksichtigt werden müssen.

Über die unterschiedlich gewählte Form der Datenanalyse konnte deutlich gemacht werden, daß die Höhe der Jahressickerwassermenge zwar die Abhängigkeit von der Jahresniederschlagsmenge erklärt (vgl. Anhang: Tab.5 bis 13), sie sagt jedoch nur wenig darüber aus, *wodurch* sich die Schwankungen der Sickerwassermengen zwischen den vier betrachteten hydrologischen Jahren erklären lassen. Um dieser Frage nachzugehen, wurde die innerjährliche Dynamik anhand der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge auf der Basis der graphischen Umsetzung der Monatssummen von Niederschlag und Sickerwassermenge ausführlich betrachtet (vgl. Kap. 6.1). Dabei wurden die Standortanalysen getrennt nach den Gemarkungen und innerhalb der Gemarkungen wiederum getrennt nach der Nutzungsdifferenzierung Acker, Grünland und Wald durchgeführt. Aus den hierüber festgestellten Erkenntnissen lassen sich deutlich unterschiedliche Verteilungsmuster in den Verlaufsdiagrammen zur Darstellung der innerjährlichen Sickerwasserdynamik erkennen, aus denen stationsspezifische Wirkungsmechanismen zwischen den beiden Parametern Niederschlag und Sickerwasser an den einzelnen Stationen - bei nur geringen Unterschieden hinsichtlich der Witterungsverhältnisse - abgeleitet werden konnten.



### **8.2.2.2 Sickerwasser als Funktion von Niederschlag und Nutzung**

Um den Nachweis des Nutzungseinflusses auf den innerjährlichen Verlauf der Versickerungswirksamkeit der Niederschläge und die daraus resultierende Sickerwasserbildung erbringen zu können, bedarf es einer vergleichenden - gemarkungsbezogenen - Gegenüberstellung der Ergebnisse der Standortanalysen der unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeter (Acker, Grünland und Waldboden). Hierdurch wird gewährleistet, daß sich die Bodeneigenschaften der unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeter nur geringfügig voneinander unterscheiden (vgl. u.a. LIEBSCHER 1970b, PROKSCH 1990, 1994).

Unter Berücksichtigung dieser Vorgaben läßt sich der unterschiedliche Nutzungseinfluß auf die innerjährliche Sickerwasserbildung lediglich an den Lysimetern mit unterschiedlicher Bewirtschaftungsform in den Gemarkungen Greverath und Meckel intensiv untersuchen (vgl. Kap. 4.1). An den Feldstationen dieser beiden Gemarkungen wird im wesentlichen zu überprüfen sein, ob sich am Beispiel der unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeter eine Abhängigkeit zwischen dem Bedeckungsgrad und der Sickerwassermenge nachweisen läßt.

Im Zusammenhang mit der oben geführten Diskussion der Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung auf der Basis der Jahresmeßreihen wurde beim Vergleich der Stationsergebnisse zum einen herausgestellt, daß die Sickerwassermengen der jeweils drei unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeter in den zuvor genannten Gemarkungen deutlich voneinander abweichen. Zum anderen wurde klar betont, daß hierfür nicht allein der Niederschlag verantwortlich ist, zumal zwischen den erfaßten Niederschlagsmengen - unter Beachtung jeweils gleicher hydrologischer Jahre - der drei Stationen in den entsprechenden Gemarkungen keine so starke Variabilität besteht, über die die Abweichungen erklärt werden könnte (vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 21).

Die vergleichende Gegenüberstellung der Jahressickerwassermengen der drei unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeter in der Gemarkung Greverath ergab eine Abnahme in der Reihenfolge Acker > Grünland > Wald. Zudem zeigte sich, daß die Abnahme des prozentualen Jahressickerwasseranteils am Jahresniederschlag besonders groß ist beim Vergleich zwischen Acker und Grünland- bzw. Acker- und Waldstandort. Dagegen fällt der mengenmäßige Unterschied zwischen Grünland- und Waldstandort wesentlich geringer aus. Dies bedeutet gleichzeitig, daß mit Zunahme des Bedeckungsgrades eine Abnahme der Sickerwassermengen einhergeht. Hieraus kann abgeleitet werden, daß - gleiche Witterungsverhältnisse und somit vergleichbar hohe Niederschlagsmengen an den unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeterstationen (Acker und Grünland) vorausgesetzt - zum einen - bewuchsbedingt - unterschiedliche Infiltrationsbedingungen unterschiedlich hohe Niederschlagseinträge in die Bodenmonolithe der Lysimeterbehälter zur Folge haben. Zum anderen kann davon ausgegangen werden, daß die unterschiedlichen Nutzungsarten einen unterschiedlich hohen Wasserverbrauch (durch Transpiration, Evaporation und Interzeption) bedingen, wodurch sich offensichtlich die unterschiedlich hohen Sickerwassermengen begründen lassen (vgl. HUSEMAN & WESCHE 1964, WESCHE 1970). Die Betrachtung der innerjährlichen Sickerwasserdynamik in Abhängigkeit der zeitparallelen Niederschlagsereignisse haben in Kap. 6.1 sehr deutlich gezeigt, daß bei allen Nutzungsformen während der Sommermonate i.d.R. der Wasserverlust durch Transpiration, Evaporation und Interzeption überwiegt, wodurch die Niederschläge hauptsächlich als versickerungsunwirksam charakterisiert wurden (vgl. u.a. auch STREBEL & RENGGER 1977, 1979, HESSISCHE LANDESANSTALT FÜR UMWELT 1992, 1994a, 1994b).

Der Unterschied zwischen den einzelnen Nutzungsformen resultiert jedoch auch aus der unterschiedlichen Versickerungswirksamkeit der Niederschläge während des Winterhalbjahres. Hier bewirkt der nur mäßig bewachsene Boden des Ackers eine höhere Infiltrationskapazität für die

Niederschläge als die grasbewachsenen und mit Waldbodenvegetation bestandenen Lysimeter (vgl. Kap. 6.1). Bei den Waldbodenlysimetern kommt noch hinzu, daß auch während des Winterhalbjahres durch das dichte Kronendach des Nadelwaldes - im Gegensatz zum Laubwald - der Interzeptionsverlust aufrechterhalten bleibt, so daß hier bereits von vorne herein weniger Niederschlagswasser für die Sickerwasserbildung bereitgestellt wird (vgl. Anhang: Tab. 4a, hier speziell die Waldstationen; vgl. auch PROKSCH 1990, S. 52). Gemittelt über die drei hydrologischen Jahre 1995/96 bis 1997/98 betrug der Interzeptionsverlust für den Waldstandort (verglichen mit den zeitparallel erfaßten Niederschlagsmengen der benachbarten Grünlandstation) ca. 25 % (vgl. auch Kap. 6.3.1, Tab. 77 u. Tab. 78 bzw. Tab. 83 u. Tab. 84). Vergleichbar hohe Prozentwerte für den Interzeptionsverlust unter Wald nennt auch PROKSCH (1990).

Mit den Lysimeteruntersuchungen in der Gemarkung Greverath, deren Bodenmonolithe hauptsächlich der Bodenartengruppe Lehmsande bzw. Sandlehme zuzuordnen sind, konnte somit der Nachweis erbracht werden, daß mit der Zunahme des Bedeckungsgrades eine Abnahme der Sickerwassermengen einhergeht (vgl. Kap. 6.1.1). Diese Ergebnisse zeigen Parallelen zu den von PROKSCH systematisch durchgeführten Untersuchungen an unterschiedlich bewachsenen Lysimetern, die den Bodenartengruppen Sand und lehmiger Sand zugeordnet sind, bezüglich einer Bewertung der Sickerwassermengen als Funktion des Bedeckungsgrades (vgl. auch Kap. 8.2.2.3) (vgl. PROKSCH 1990, S. 51; vgl. u.a. auch ARMBRUSTER & KOHM 1976, SCHROEDER 1988, 1991).

Diese Feststellung läßt sich jedoch nicht auf die unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeter in der Gemarkung Meckel (vgl. Kap. 6.1.4) übertragen. Hier zeigte sich bei der vergleichenden Gegenüberstellung der Jahressickerwassermengen der unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeter eine eher umgekehrte Reihenfolge der zuvor für die Stationen in der Gemarkung Greverath herausgestellten Abnahme der Sickerwassermengen mit zunehmendem Bedeckungsgrad: Während Acker- und Grünland-Lysimeter im Mittel der drei beobachteten Jahre fast gleiche Sickerwassermengen liefern, ist bei den unter Waldbodennutzung befindlichen Lysimetern ein deutlicher Anstieg der Sickerwassermengen im Vergleich zu den beiden anderen Lysimetern zu erkennen. Anhand des Vergleiches zwischen den Jahressickerwassermengen der drei unterschiedlich bewirtschafteten Stationen in der Gemarkung Meckel konnte aufgezeigt werden, daß mit zunehmendem Bedeckungsgrad nicht zwangsläufig eine Abnahme der Sickerwassermengen einhergehen muß.

Insgesamt ist im Falle der Stationen in der Gemarkung Meckel davon auszugehen, daß trotz eines ganzjährig hohen Bedeckungsgrades bei den Gras- und Waldbodenlysimetern - im Vergleich zu den Ackerlysimetern, die sich vor allem während der Winterhalbjahre lediglich durch eine schütterere Bedeckung auszeichnen - gute Infiltrationsmöglichkeit für die Niederschläge gegeben sein müssen. Dies macht wiederum deutlich, daß neben dem Niederschlags- und Nutzungseinfluß die Sickerwasserbildung zusätzlich noch durch die Einflußgröße Boden gesteuert werden muß. Diese Feststellung findet ihre Bestätigung in zahlreichen Wasserhaushaltsuntersuchungen (u.a. LIEBSCHER 1970b, LIPPERT 1976, SCHROEDER 1988, 1991). PROKSCH (1990) kommt in seinen Lysimeteruntersuchungen zu dem Ergebnis, daß sich der Nutzungseinfluß auf die Sickerwasserbildung bei Böden der Bodenartengruppe Lehm entgegengesetzt zum Einfluß der Nutzung bei Böden verhält, die der Bodenartengruppe Sand bzw. lehmiger Sand zuzuordnen sind: Die Sickerwassermengen der Graslysimeter liegen hierbei über denen der Ackerlysimeter (vgl. PROKSCH 1990, S. 61).

Der direkte Vergleich zwischen den niederschlagsanteiligen Sickerwassermengen der Waldstationen Greverath und Meckel läßt deutlich voneinander abweichende Sickerwassermengen erkennen:

Die höheren Jahressickerwassermengen am Waldbodenlysimeter Meckel sind zum einen das Ergebnis von günstigeren Niederschlagseinträgen im winterkahlen Buchenwald im Vergleich zum deutlich verminderten Niederschlagseintrag im wintergrünen Nadelwald. Während sich für die Waldstation Greverath ein Interzeptionsverlust - jeweils bezogen auf die benachbarte Freilandstation der Graslysimeter - von ca. 25 % am Niederschlag errechnet (vgl. auch weiter oben), liegt der Interzeptionsverlust am Waldstandort Meckel bei lediglich 17 %. Vergleichbare Werte für den Interzeptionsverlust bei Nadel- und Laubwaldstandorten finden sich bei PROKSCH (1990) unter Verweis auf BAUMGARTNER (1967) und SCHROEDER (1985).

Die Differenzen für die niederschlagsanteiligen Sickerwassermengen (Waldstationen: Greverath und Meckel; vgl. hierzu z.B. Anhang: Tab. 4a u. Tab. 4b) lassen sich jedoch nicht nur über den höheren Niederschlagseintrag aufgrund der besseren Bedingungen für den durchtropfenden Niederschlag am Waldstandort Meckel begründen. An anderer Stelle wurde bereits hervorgehoben, daß ein möglicher Zusammenhang zwischen der Bautiefe eines Lysimeters und den mengenmäßigen Sickerwasserabgaben bestehen kann, so daß gerade die Flachgründigkeit des Lysimeters am Waldstandort Meckel und hierdurch bedingte kürzere Fließstrecken für das perkolierende Wasser im Bodenmonolithen ein weiterer möglicher Grund für die sehr ergiebigen Sickerwasserspenden - im Vergleich zum Waldstandort Greverath bzw. zum Acker- und Graslysimeter Meckel - sein kann. Somit würde der Nutzungseinfluß durch andere, wie zuvor angedeutete Einflüsse überprägt werden.

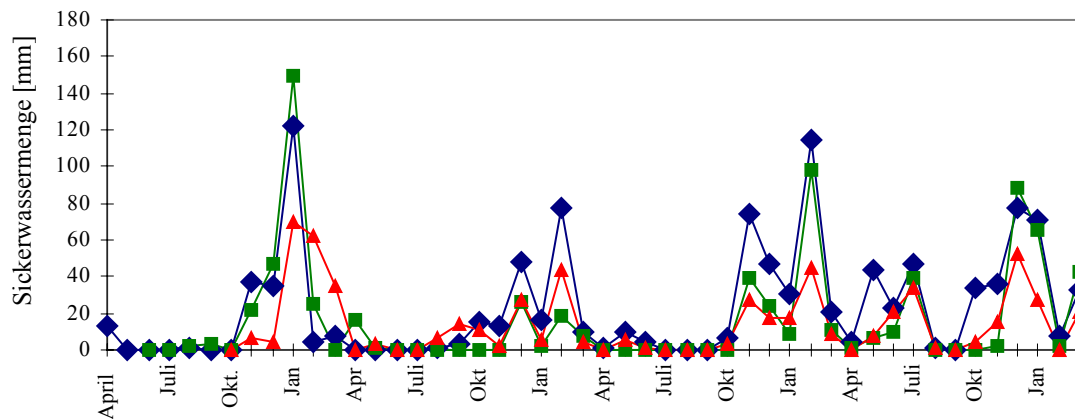
Die unterschiedlich hohen Sickerwassermengen der beiden Waldbodenlysimeter gehen offensichtlich aber auch auf die unterschiedliche Bodenbeschaffenheit der Bodenmonolithe an den beiden Lysimeterstationen zurück. THEURETZBACHER (1997) konnte nachweisen, daß auch Waldböden in der Lage sind, hohe Sickerwassermengen zu bilden, die jedoch nicht als Funktion des Nutzungseinflusses beschrieben werden können, sondern vielmehr als eine Folge der standortspezifischen Bodeneigenschaften zu bewerten sind. Die von THEURETZBACHER (1997) gemachte Erklärung läßt sich gleichermaßen auf die Ergebnisse der Lysimeterstation Meckel übertragen. Diese Feststellung wird im Rahmen der Nachweisführung der Einflußnahme der Bodeneigenschaften auf die Sickerwasserbildung in Kapitel 8.2.2.3 wieder aufgegriffen.

Über die zeitlich höhere Datenauflösung von Niederschlag und Sickerwasser konnte anhand der in Kapitel 6.1 detailliert durchgeführten Standortanalysen zum innerjährlichen Sickerwassergang in Abhängigkeit des zeitparallelen Niederschlagsganges darauf verwiesen werden, daß der Nutzungseinfluß ganz entscheidend den innerjährlichen Gang der Sickerwasserbildung mitbestimmt.

Die nachfolgende Figur 136 zeigt im direkten Vergleich die Gegenüberstellung für den zeitparallelen Verlauf der innerjährlichen Sickerwasserbildung der drei unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeter in der Gemarkung Greverath.

Insgesamt läßt sich aus Figur 136 ein paralleler Verlauf für die innerjährliche Sickerwasserbildung der drei unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeter erkennen, wenngleich - mengenmäßig gesehen - deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Lysimetern klar hervortreten. Über die Verlaufskurven läßt sich ableiten, daß ein Zusammenhang zwischen Nutzungsart (Bedeckungsgrad), der innerjährlichen Verteilung der Sickerwassermengen sowie dem zeitlichen Einsetzen der Sickerwasserbildung besteht (vgl. Kap. 6.1.1).

Gemeinsamkeiten weisen alle Lysimeter während der hydrologischen Sommerhalbjahre auf: Bis auf die überaus feuchten Frühsommermonate des hydrologischen Jahres 1997/98 findet meist keine Sickerwasserbildung während der Sommermonate statt (vgl. u.a. auch WESCHE 1970, HELLEKES 1985, SCHROEDER 1991, RENGGER 1992, BOUWER 1995 sowie Kap. 6.1.1).



blau = Ackerlysimeter, grün = Grünlandlysimeter, rot = Waldbodenlysimeter

Fig. 136: Innerjährlicher Verlauf der Sickerwasserbildung der unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeter in der Gemarkung Greverath über einen Zeitraum von vier hydrologischen Jahren (1994/95 bis 1997/98)

Gründe hierfür lassen sich jedoch aus der Figur 136 lediglich indirekt ableiten: Die während der Vegetationsperiode in den Boden eingetragenen Niederschläge stehen - wie weiter oben anhand der Halbjahreswerte bereits hervorgehoben - für die Sickerwasserbildung nicht zur Verfügung. Die in die Bodenmonolithe der Lysimeter infiltrierten Niederschläge werden hauptsächlich durch den pflanzlichen Wasseraufbrauch besonders während der Wachstumsphase bzw. über die Bodenverdunstung (Bodenevaporation) aufgezehrt. Hier lassen sich Parallelen zu den Ergebnissen der innerjährlichen Feuchtedynamik ziehen, die auf den bewirtschafteten Feldflächen der jeweils benachbarten Lysimeterstationen über Bodenfeuchtemessungen gewonnen wurden (vgl. Kap. 6.2.1 und Kap. 8.2.4). Anhand der Bodenfeuchteuntersuchungen konnte in Ergänzung zu den Lysimeteruntersuchungen belegt werden, daß der Nutzungseinfluß eine Versickerungsunwirksamkeit der sommerlichen Niederschläge bewirkt. Demgegenüber treten in der obigen Figur 136 die zeitlichen Unterschiede beim Einsetzen der Sickerwasserbildung am Ende eines jeden Sommerhalbjahres mit Übergang zum darauffolgenden Winterhalbjahr zwischen den drei Lysimeterstationen bei vergleichbaren Niederschlagsverhältnissen klar hervor: Der Sickerwasserablauf aus dem Lysimeter setzt am Ackerstandort in allen hydrologischen Jahren unmittelbar zum Ende der Vegetationsperiode und damit wesentlich früher als an den beiden anderen Stationen ein. Dies besagt, daß jeweils zum Winterhalbjahr hin die Sickerwasserbildung unter Grünland- und Waldnutzung erst mit deutlicher Zeitverzögerung einsetzt. Hieraus leitet sich ein unterschiedliches Reaktionsvermögen der Bodenmonolithe auf die vergleichbar hohen Niederschlagseinträge vor allem zwischen Acker- und Grünlandlysimeter ab. Nicht nur das unterschiedliche Reaktionsvermögen sondern auch die Unterschiede in der Ergiebigkeit der Sickerwasserspenden der einzelnen Lysimeter insbesondere während der Winterhalbjahre (Oktober bis April) tritt in der obigen Figur 136 deutlich hervor (vgl. Kap. 6.1.1).

Neben dem zeitlich unterschiedlichen Reaktionsvermögen zeigen sich auch mengenmäßige Unterschiede in den Sickerwasserspenden der unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeter in der Übergangszeit von der Vegetationsperiode zum Winterhalbjahr. Die ergiebigsten Sickerwasserspenden treten in dieser Übergangszeit wieder am Ackerstandort auf. Begründen läßt sich dies anhand von nachfolgenden Aussagen:

Zum Spätsommer hin - entsprechend der Feldarbeiten auf den freien Testflächen des Bodenfeuchtemeßnetzes - wird das aufgewachsene Getreide auf den Ackerlysimetern abgeerntet und die

Lysimeterfläche umgebrochen. Hierdurch wird der Bedeckungsgrad auf dem Ackerlysimeter im Vergleich zum Grünland- bzw. Waldbodenlysimeter wesentlich verringert. Dies führt wiederum dazu, daß im Vergleich zu dem Grünland- und Waldbodenlysimeter auf der Bodenoberfläche des ackerbaulich genutzten Lysimeters deutlich verbesserte Bodenstrukturverhältnisse geschaffen werden, die nicht nur zu einer Verbesserung, sondern zunächst sogar zu einer Steigerung der Infiltrationsmöglichkeiten der Niederschläge in den Boden des Lysimetermonolithen führen.

Für die unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeter der Gemarkung Greverath lassen sich somit die Unterschiede zwischen den niederschlagsanteiligen Jahressummen von Sickerwasser und die Unterschiede im innerjährlichen Verlauf der Sickerwasserbildung sowohl in Abhängigkeit von der Niederschlagshöhe als auch als Funktion des Bewuchses (Bedeckungsgrad) beschreiben. Das unterschiedliche Reaktionsvermögen der Bodenmonolithe auf die Niederschlagseinträge, das lediglich aus den unterschiedlichen hohen Sickerwasserspenden der Lysimeterparallelen zwischen zwei Meßterminen im Abstand von sieben Tagen abgeschätzt wurde, wird hauptsächlich als nutzungsabhängige Funktion erklärt. Die Infiltrationsbedingungen für die Niederschläge verschlechtern sich offensichtlich entsprechend der Zunahme des Bedeckungsgrades eines Lysimeters in der Reihenfolge Acker > Grünland > Wald. Hieran zeigt sich, daß an den Lysimeterstationen in der Gemarkung Greverath der bodenabhängige Einfluß (vgl. auch weiter unten Kap. 8.2.2.3) auf die Sickerwasserbildung durch den stärkeren Nutzungseinfluß überlagert wird (vgl. u.a. RENGIER 1992, PROKSCH 1994, SCHINDLER et al. 1997b).

Dieser am Beispiel der Lysimeterstationen Greverath dargelegte Zusammenhang zwischen einem zunehmendem Bedeckungsgrad und einer dadurch verringerten Sickerwassermenge (vgl. u.a. BLUME 1990) läßt sich für die Lysimeterstationen in der Gemarkung Meckel jedoch nicht nachweisen (vgl. Fig. 137): Während Acker- und Grünlandstation in der Gemarkung Meckel fast gleiche Jahressickerwassermengen liefern, zeigen sich an der Waldbodenstation - im gleichen Beobachtungszeitraum - deutliche höhere Sickerwassermengen (vgl. Anhang: Tab. 11 bis Tab. 13).

Die Jahressickerwassermengen dieser drei unterschiedlich bewirtschafteter Lysimeterstationen (Acker, Grünland und Wald) belegen, daß mit zunehmendem Bedeckungsgrad *nicht* zwangsläufig eine Abnahme der Sickerwassermengen einher gehen muß (vgl. PROKSCH 1990, 1994). Im Gegensatz zu den unterschiedlich bewirtschafteten Lysimetern in der Gemarkung Greverath (z.B. Fig. 136) muß somit für die Lysimeterstationen in Meckel eine etwas andersartige Reihenfolge bezüglich der Höhe der Sickerwassermengen in Abhängigkeit der Nutzungsart vorgenommen werden. Nicht der Ackerlysimeter - mit einem jahreszeitlich bedingten verändertem Bedeckungsgrad - sondern der Waldbodenlysimeter - mit ganzjähriger Bodenbedeckung - weist die ergiebigsten niederschlagsanteiligen Sickerwassermengen auf. Dies macht deutlich, daß am Standort Meckel der Nutzungseinfluß - wie zuvor für die Waldstation Greverath begründet - die Versickerungswirksamkeit der Niederschläge weder nachhaltig dämpft noch überlagert.

Diese gegensätzliche Entwicklung am Waldstandort Meckel läßt sich vor allem anhand des innerjährlichen Verlaufs der Sickerwasserbildung nachvollziehen, besonders wenn man die innerjährliche Sickerwasserbildung der drei unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeter für die Jahre 1995/96 und 1996/97 in Figur 137 miteinander vergleicht: Die Acker- und Grünlandlysimeter weisen einen relativ gleichartigen Verlauf der innerjährlichen Sickerwasserdynamik auf. Die Sommerhalbjahre dieser beiden Vergleichsjahre zeigen einen deutlichen Rückgang bis hin zum völligen Erliegen der Sickerwasserbildung. Dies korrespondiert wiederum mit den Acker- und Grünlandlysimetern in der Gemarkung Greverath. Im Gegensatz dazu steht die ganzjährig stattfindende Sickerwasserbildung - mit Ausnahme extrem trockener Sommermonate - des Waldbodenlysimeters.

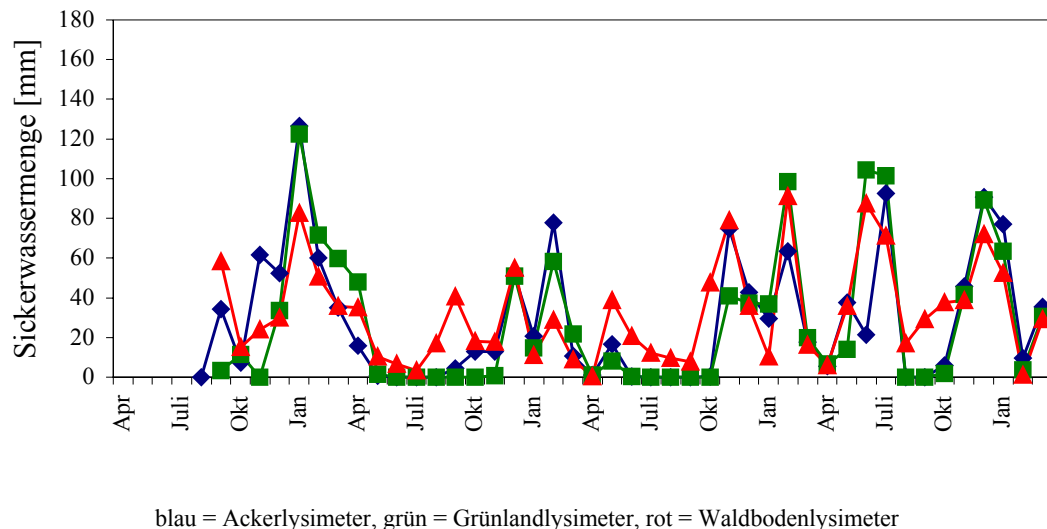


Fig. 137: Innerjährlicher Verlauf der Sickerwasserbildung der unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeter in der Gemarkung Meckel über einen Zeitraum von vier hydrologischen Jahren (1994/95 bis 1997/98)

Ein deutlicher Unterschied zeigt sich zwischen den Sickerwassermengen der Lysimeter in den beiden Gemarkungen Greverath und Meckel, insbesondere wenn man jeweils die Lysimeter gleicher Nutzungsart - in Relation der entsprechenden Niederschlagsmengen - einander gegenüberstellt (vgl. Fig. 138; vgl. auch Kap. 6.1.1 u. Kap. 6.1.4 sowie Anhang: Tab. 5 bis Tab. 7 mit Tab. 11 bis Tab. 13).

Aus der Figur 138 läßt sich ableiten, daß sich die unterschiedlich hohen Sickerwassermengen zwischen den zuvor vergleichend gegenübergestellten Lysimeterstationen nicht ausschließlich als Funktion von Niederschlag und Nutzungsart erklären lassen.

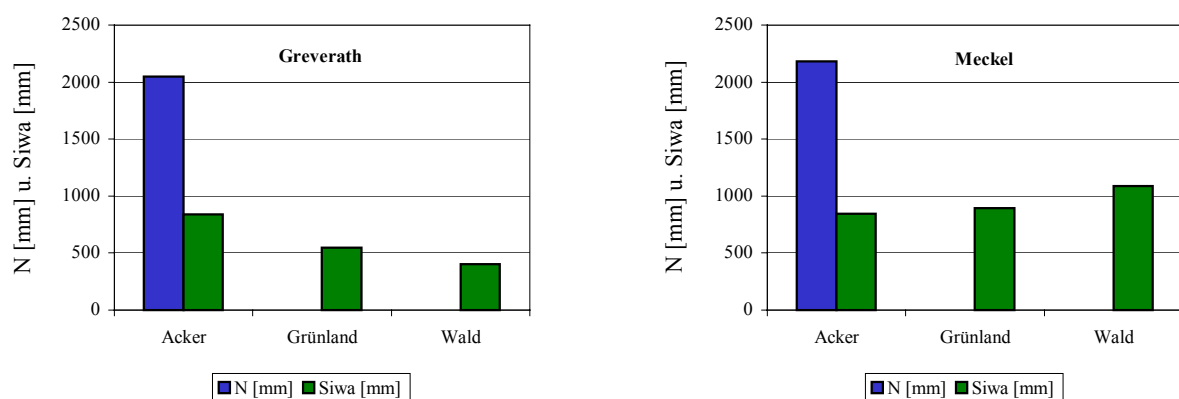


Fig. 138: Vergleich der Jahressummen der Sickerwassermengen an den Lysimeterstationen der Gemarkungen Greverath und Meckel als Funktion von Niederschlag und Nutzungseinfluß für den Zeitraum von drei hydrologischen Jahren (1.4.1995 bis 31.3.1998)

Die Ursachen hierfür liegen *erstens* in der unterschiedlichen Bodenspeicherausschöpfung durch die jeweilige Nutzungsart. Dies konnte durch die Untersuchung des innerjährlichen Feuchteganges als Zeit-Tiefen Funktion in Abhängigkeit von der innerjährlichen Verteilung des Niederschlages an den jeweiligen Stationen festgestellt werden (vgl. Kap. 6.2.1 u. 6.2.4; vgl. auch weiter unten Kap. 8.2.4). Es konnte anhand der Diskussion der Ergebnisse der Lysimeteruntersuchungen *zweitens* herausgestellt

werden, daß die Infiltrationsverhältnisse ebenfalls durch die Nutzungsart gesteuert werden. Die in verschiedenen Lehrbüchern häufig vertretene These *‘Je höher der Bedeckungsgrad desto geringer fällt die Sickerwassermenge aus’* konnte lediglich für das Stationsnetz Greverath festgestellt werden. Aus dieser Feststellung heraus ist davon auszugehen, daß offensichtlich der Nutzungseinfluß über die Bodeneigenschaften vermindert bzw. völlig ausgeschaltet werden kann. Dies wiederum bedeutet, daß die Sickerwasserbildung an den Lysimeterstationen der Gemarkungen eng gekoppelt ist mit der jeweiligen standortspezifischen Bodencharakteristik (vgl. Kap. 5.4.1 u. Kap. 8.2.2.3).

### **8.2.2.3 Sickerwasserbildung als Funktion von Niederschlag und Bodeneigenschaften**

In zahlreichen Wasserhaushaltsuntersuchungen wird darauf verwiesen, daß Körnungsspektrum und Porengrößenverteilung eines Bodens erheblich in die Bodenwasserdynamik eingreifen (vgl. u.a. ERNSTBERGER 1987, PROKSCH 1990, 1994, BOHLEBER 1992, WOHLRAB 1992, DISSE 1995, HUSMANN 1996). In den bodenkundlichen Lehrbüchern wird allgemein die Annahme formuliert, daß mit zunehmender Feinkörnigkeit, verbunden mit einem hohen Fein- und Mittelporenanteil, die Wasserdurchlässigkeit eines Bodens in der Regel abnimmt (vgl. u.a. BLUME 1990, HARTGE & HORN 1992). Anhand der Ergebnisse der Lysimeteruntersuchungen wird nachfolgend überprüft, ob diese in den bodenkundlichen Lehrbüchern vertretene These in den Untersuchungsergebnissen bestätigt werden kann. Hierzu werden jeweils die Lysimeterergebnisse der Lysimeter mit gleicher Nutzungsart und vergleichbaren Witterungsbedingungen miteinander verglichen. Dabei stützt sich der hier geführte Nachweis des Bodeneinflusses auf die Sickerwasserbildung insbesondere auf die Ergebnisse der intensiv durchgeführten feldbodenkundlichen und bodenphysikalischen Untersuchungen (vgl. Kap. 5.4.1) an den einzelnen Feldstationen des Lysimetermeßnetzes.

Um den Einfluß der andersartigen Nutzung bei der Überprüfung des Bodeneinflusses auf die Versickerungswirksamkeit der Niederschläge und damit auf die Sickerwasserbildung auszuschließen, werden nur Standorte gleicher Nutzung miteinander verglichen. Dies konnte schon im Zusammenhang mit der statistischen Datenanalyse (vgl. Kap. 8.2.1) deutlich gemacht werden (vgl. Kap. 5.3.1.1, u.a. Fig. 22).

In Kap. 5.4.1 wurde die räumliche Variabilität der Bodeneigenschaften des Untersuchungsgebietes, die durch die Standortwahl der Lysimeterstationen auch über die Bodenmonolithe der Lysimeterbehälter repräsentiert wird, ausführlich beschrieben (vgl. auch Kap. 5.4.2). Entsprechend der geologischen Ausgangsbedingungen (vgl. Kap. 5.1.1) wurden über die Bodenmonolithe im wesentlichen die Böden erfaßt, deren Körnungsspektrum hauptsächlich den Bodenartenuntergruppen von schwach bis mittel-lehmigen Sand bzw. schluffig-lehmigen Sand (Gemarkung Greverath), über mittel-sandigen Lehm bis schluffigen Lehm (Lysimeterstation Rodt) und mittel schluffigen Ton bis hin zum schwach schluffigen Ton (Lysimeter der Stationen Idenheim bzw. Meckel) angehören.

Entsprechend der oben angeführten Lehrmeinung müßten erwartungsgemäß die Sickerwassermengen der Lysimeter, deren Bodenmonolithe sich durch eine hohe Feinkörnigkeit auszeichnen, z.B. in den Jahressummen geringer ausfallen als die Sickerwassermengen der Bodenmonolithe mit einem höheren Sandanteil. Die Überprüfung dieser Abhängigkeitsannahme, daß mit zunehmender Bindigkeit der Böden eine Verringerung der Sickerwasserbildung einhergeht (vgl. SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL 1989, BLUME 1990, PROKSCH 1990, HARTGE & HORN 1991), wird zunächst anhand der Ergebnisse der Sickerwassermengen an den Ackerlysimetern des Meßnetzes vorgenommen. Hierzu werden die zu Monatssummen zusammengefaßten Sickerwassermengen über den Betrachtungszeitraum von vier hydrologischen Jahren (1.4.1994 bis 31.3.1998) in Figur 139 einander gegenübergestellt (vgl. auch Kap. 5.3.1.1, Fig. 22).

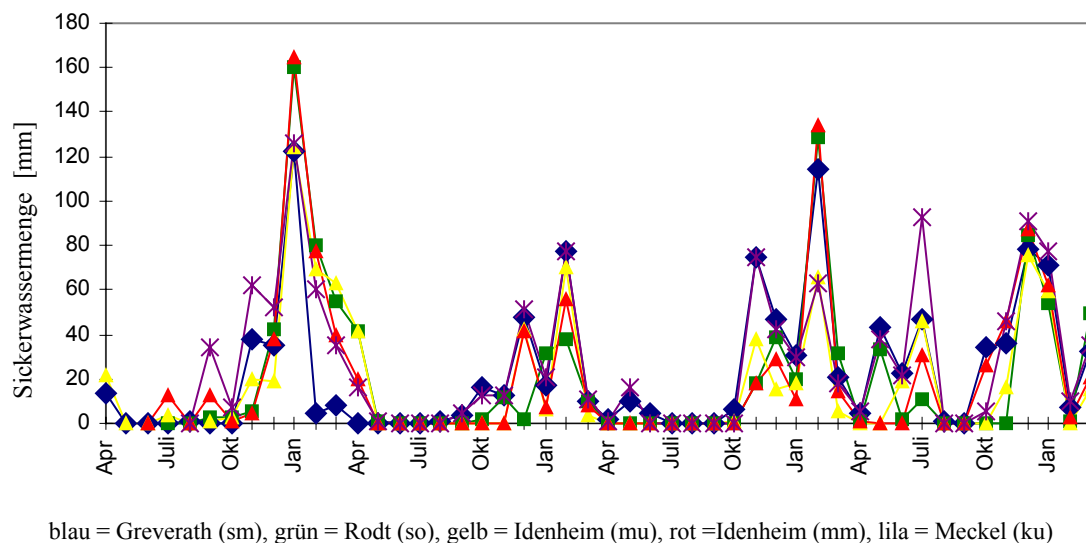


Fig. 139: Sickerwasserbildung an den Ackerlysimetern in den Gemarkungen Greverath (blau), Rodt (grün), Idenheim *mu* (gelb), Idenheim *mm* (rot) und Meckel (lila) für die Zeit der vier untersuchten hydrologischen Jahre 1994/95 bis 1997/98

Der innerjährliche Verlauf der Sickerwasserbildung zeigt bei allen Ackerlysimetern insgesamt einen überwiegend parallelen Verlauf. Die über die einzelnen Monate des Untersuchungszeitraumes abgetragenen Sickerwassermengen (vgl. Fig. 139) lassen dabei - mit Ausnahme des Ackerlysimeters Meckel - nur geringfügige Abweichungen zwischen den einzelnen Lysimeterstationen erkennen.

Hieraus könnte gefolgert werden, daß unter gleicher Nutzungsart die unterschiedlichen Bodeneigenschaften der Bodenmonolithe nur einen geringen Einfluß auf die Sickerwasserbildung nehmen. Zu ähnlichen Ergebnissen kommen u.a. PROKSCH (1990, 1994) und BOUWER (1995) im Rahmen ihrer wasserhaushaltlichen Untersuchungen.

Betrachtet man jedoch einzelne Jahresabschnitte für sich, so zeigen sich gewisse Differenzierungen bei der Sickerwasserbildung, die sehr wohl auf die standorteigenen Bodeneigenschaften zurückzuführen sind. Um den Bodeneinfluß auf die Sickerwasserbildung richtig einschätzen zu können, müssen insbesondere die Ergebnisse der bodenphysikalischen Untersuchungen an den einzelnen Standorten sowie die Auswertungen der diagnostischen Horizontmerkmale der aufgeschlossenen Profilgruben an den entsprechenden Lysimeterstationen (vgl. Kap. 5.4.1) Eingang in die Überprüfung des Bodeneinflusses finden. Unter Berücksichtigung dieser standortspezifischen Bodenaufnahmen und -untersuchungen lassen die obigen Stationsergebnisse (Fig. 139) schon erkennen, daß die Abweichungen zwischen den zeitparallel aufgezeigten Sickerwassermengen nicht ausschließlich über das Körnungsspektrum der einzelnen Böden begründet werden können:

Die größten Abweichungen treten vor allem in den niederschlagsreicheren Sommerhalbjahren zwischen der Station Meckel und allen übrigen Ackerlysimetern deutlich hervor. Die günstigere Versickerungswirksamkeit der Niederschläge an der Station Meckel steht offensichtlich in Verbindung mit günstigeren Infiltrationsmöglichkeiten für die Niederschläge in den Boden. Anhand der Standortanalysen zur innerjährlichen Sickerwasserbildung in Abhängigkeit der zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung (vgl. Kap. 6.1.4) konnte belegt werden, daß vor allem nach Starkniederschlagsereignissen eine schnelle Absickerung in den Bodenmonolithen der drei Lysimeterparallelen unter Ackernutzung erfolgen konnte. Vergleichbare Beobachtungen, wenn auch mit einer wesentlich geringeren Sickerwassermengenabgabe konnte auch vereinzelt während der



Hochsommermonate an der Station Idenheim (mm) beobachtet werden. Auffallend in diesen Monaten waren Trocken- bzw. Schrumpfrisse, die sich an der Oberfläche der Bodenmonolithe ausgebildet hatten. Gleiche Phänomene, jedoch mit einer größeren Dimension was Breite und vertikale Erstreckung betraf, konnten auf den nahegelegenen Ackerflächen, auf denen die Bodenfeuchtemessungen vorgenommen wurden, festgestellt werden (vgl. Kap. 5.3.1.1, Abb. 3 u. Abb. 4). Nicht das Bodenartenspektrum oder das Primärporensystem, welche die Böden dieser Standorte auszeichnen, können die günstige Wasserwegsamkeit (vgl. Wasserleitfähigkeitswerte der Standorte, Kap. 5.4.1, Tab. 58 u. Tab. 66) dieser Böden für den infiltrierenden Niederschlag begründen. Die Ursache hierfür liegt vielmehr in dem sehr gut ausgebildeten Sekundärporensystem dieser Böden (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 54 u. Tab. 62) (vgl. u.a. BEVEN & GERMANN 1982, BRONSTERT 1994, KEESE & KNAPPE 1995). Neben den Trocken- bzw. Schrumpfrissen spielt an diesen Standorten jedoch auch der starke Regenwurmbesatz eine Rolle, deren gut dimensionierte Wurmröhren, ebenfalls die Wasserleitfähigkeit eines ansonsten eher bindigen Bodens steigern können (vgl. SCHROEDER 1991). Daß die Monolithe des sandig-lehmigen Standortes nicht ebenso gut auf Starkniederschlagsereignisse reagieren, wird auf die schlechte Porenkontinuität zurückgeführt. Diese Begründung wurde schon im Zusammenhang mit den ungünstigen Wasserleitfähigkeitswerten angeführt (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 36). SCHROEDER (1991) konnte im Rahmen von Lysimeterauswertungen ähnliche Beobachtungen an einem sandigeren Bodenmonolithen feststellen.

In den niederschlagsärmeren Sommerhalbjahren (1995 und 1996) findet unter Ackernutzung - witterungsbedingt - keine bis nur geringe Sickerwasserbildung statt. Über den Verbleib der, während der versickerungsunwirksamen Sommermonate, in die Bodenmonolithe eingetragenen Niederschlagsmengen lassen die Lysimeteruntersuchungen an den nicht-wägbaren Lysimetern keine eindeutigen Begründungen zu. Anhand der Ergebnisse der zeitparallel durchgeführten Bodenfeuchtemessungen außerhalb der Lysimeter kann jedoch der Beweis geführt werden, daß im Sommerhalbjahr (= Vegetationsperiode) das Niederschlagswasser - welches in den Boden eindringt - nicht schnell genug nach unten absickern kann und damit i.d.R. der Verdunstung unterliegt.

Auch SCHROEDER zeigt in seinen Untersuchungen, daß die Wasserleitfähigkeit in sandig-lehmigen Böden der Lysimeter soweit eingeschränkt ist, daß das in den Boden infiltrierende Wasser nicht schnell genug über die Grobporen nach unten versickern kann und damit offensichtlich in den oberen Bodenschichten festgehalten und somit über den Verdunstungsprozeß dem Boden wieder entzogen wird (vgl. SCHROEDER 1988, 1991). KEESE & KNAPPE (1995, S. 65/66) dokumentieren ebenfalls am Beispiel von Untersuchungen an Sandlößböden, daß die Sickerwasserperiode u.a. eng gekoppelt ist mit dem jahreszeitlichen Verlauf der Niederschlagsverteilung und den standortspezifischen Bodeneigenschaften.

Insbesondere nach Ernte und am Übergang vom Sommer- zum Winterhalbjahr reagieren die Lysimeter der Station Meckel (vgl. Fig. 139, vgl. auch Kap. 6.1.4) relativ schnell auf die Niederschlagseinträge mit einsetzender Sickerwasserbildung. Ein ähnliches Reaktionsvermögen zeigen die Lysimeter der Station Greverath (vgl. auch Kap. 6.1.1) für die Übergangszeit zwischen Sommer- und Winterhalbjahr.

Aus diesen Untersuchungsergebnissen geht hervor, daß vergleichbar hohe Niederschlagseinträge in die Bodenmonolithe der Ackerlysimeter dennoch zu unterschiedlich hohen Sickerwassermengen führen. In den Stationstabellen der Jahresbilanzen der einzelnen Lysimeterstationen drückt sich dies in den unterschiedlich hohen niederschlagsanteiligen Jahressickerwassermengen der einzelnen Jahre aus (vgl. Anhang: Tab. 5 bis Tab. 13). Somit kann die am Beispiel der Sickerwassermengen der Ackerlysimeter überprüfte Hypothese, ob die Bodeneigenschaften - wie die Nutzungseigenschaften - ebenfalls Einfluß auf die Sickerwasserbildung nehmen, zunächst bestätigt werden. Nicht uneingeschränkt kann dagegen die

Aussage bestätigt werden, daß sich mit zunehmender Feinkörnigkeit die Sickerwasserbildung verringert. Hierfür konnten sowohl über die Auswertungen der Lysimetermessungen (vgl. Kap. 5.3.1.1 u. Kap. 6.1) als auch über die bodenphysikalischen und feldbodenkundlichen Untersuchungen an den Lysimeterstationen Beweise geliefert werden (vgl. Kap. 5.4.1).

Im Säulendiagramm (Fig. 140) lassen sich die Unterschiede zwischen den aufsummierten Jahressummen der Sickerwassermengen der einzelnen Lysimeter mit jeweils gleicher Bewirtschaftungsart (Ackernutzung) für den Zeitraum von drei hydrologischen Jahren (1995/96 bis 1997/98) deutlich hervorheben. Bezogen auf den jeweiligen Niederschlagsanteil zeigt sich, daß nicht die geringfügig voneinander abweichenden Niederschlagsmengen der drei hydrologischen Jahre für die mengenmäßigen Unterschiede der Sickerwassermengen verantwortlich sind.

Um den Bodeneinfluß auf die Sickerwasserbildung noch besser abschätzen zu können, wird - zusätzlich zu den obigen Ausführungen - anhand der Tabelle 89 die für die einzelnen Acker-Lysimeter aus der Differenz von Niederschlags- und Sickerwassermenge rechnerisch abgeleitete Bilanzgröße reale Evapotranspiration ausgedrückt - unter der Annahme, daß am Ende eines jeden betrachteten Haushaltsjahres der Bodenspeicher ausgeglichene Verhältnisse erreicht hat. In Kapitel 4.1 wurde bereits darauf verwiesen, daß der Bodenspeicherwert (wie Rücklage und Aufbrauch) über die hier zur Verfügung stehenden Lysimereinrichtungen nicht direkt ermittelt werden kann (vgl. auch Kap. 5.2.2.2 u. Kap. 6.3.1). Diese Tatsache erschwert insbesondere die Bewertung der bodenwasserhaushaltlichen Abläufe während der Vegetationsperiode.

Die Ergebnisse der Tabellen 89 und 90 machen deutlich, daß die Sickerwassermengen nicht nur als Funktion des Niederschlages zu beschreiben sind, sondern daß die Sickerwassermengen auch im Zusammenhang mit der Bilanzgröße der realen Evapotranspiration (u.a. als Ausdruck des Nutzungs- und Bodeneinflusses; vgl. auch Kap. 6.2, 6.3.1 und 8.3.1) bewertet werden müssen. Da im vorliegenden Fall

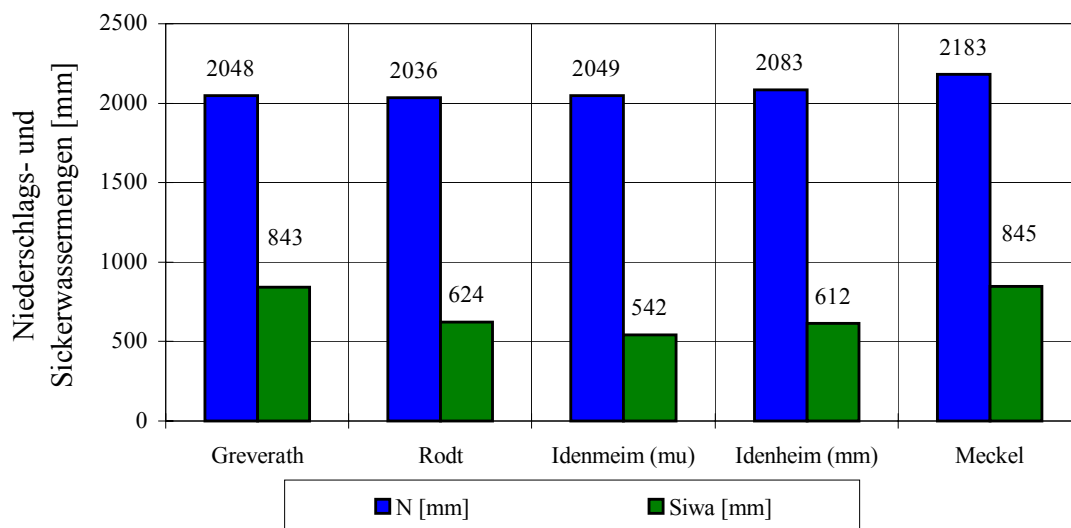


Fig. 140: Summe der Niederschläge und Sickerwassermengen der Ackerlysimeter für den Betrachtungszeitraum von drei hydrologischen Jahren (1.4.1995 bis 31.3.1998)

die Sickerwasserbildung unter gleicher Nutzungsform überprüft wurde, läßt sich schließlich die hier aufgedeckte Variabilität der Sickerwassermengen zwischen den einzelnen Stationen auf den unterschiedlich starken Bodeneinfluß und den damit verbundenen Eigenschaften wie Wasserspeicherfähigkeit bzw. Wasserleitfähigkeit sowie den daran gekoppelten

Tab. 89: Jahressummen von Niederschlag (korrigiert), Sickerwasser (Mittelwert der Lysimeterparallelen) und daraus berechnete reale Evapotranspiration der drei hydrologischen Jahre (1.4.1995 bis 31.3.1998)

Stationen	N [mm]	Siwa [mm]	Siwa-%Anteil von N	N - Siwa (= ETreal)	ETreal-%Anteil von N
Greverath (sm)	2048	843	41	1205	58
Rodt (so)	2036	624	30	1394	68
Idenheim (mu)	2049	542	26	1507	73
Idenheim (mm)	2083	612	29	1471	70
Meckel (ku)	2183	845	38	1338	61

N = Niederschlag; Siwa = Sickerwassermenge; ETreal = reale Evapotranspiration

Tab. 90: Mittlere Jahressummen von Niederschlag, Sickerwasser und daraus berechnete reale Evapotranspiration der drei hydrologischen Jahre (1.4.1995 bis 31.3.1998)

Stationen	N [mm]	Siwa [mm]	Siwa-%Anteil von N	N - Siwa (= ETreal)	ETreal-%Anteil von N
Greverath (sm)	682	281	41	401	58
Rodt (so)	678	208	30	470	68
Idenheim (mu)	683	180	26	503	73
Idenheim (mm)	694	204	29	490	70
Meckel (ku)	727	281	38	446	61

N = Niederschlag; Siwa = Sickerwassermenge; ETreal = reale Evapotranspiration

Verdunstungsverhältnissen zurückführen (vgl. auch SCHUBACH 1973, HELLEKES 1985, SCHROEDER 1988, 1991, PROKSCH 1990, 1994). Auch wenn die Einflußfaktoren wie Nutzungsform und Bodeneigenschaften auf die Prozesse der Wasserbewegung in den Bodenmonolithen der Lysimeter in ihrer Komplexität meßtechnisch nicht direkt erfaßt werden konnten, so konnte dennoch über die statistische Datenauswertung (vgl. Kap. 5.3.1.1 u. Kap. 8.2.1) sowie über die systematische Auswertung der Lysimeterdaten von Standorten gleicher Nutzung und unterschiedlicher Bodeneigenschaften - wie u.a. hier gezeigt - eine Bewertung der Sickerwassermengen als Funktion der standorttypischen Eigenschaften vorgenommen werden. Diese Aussage wird am Beispiel der Figur 141 zusätzlich belegt.

Figur 141 zeigt die aufsummierten Jahressummen der Sickerwassermengen der einzelnen Acker-Lysimeterstationen für den Beobachtungszeitraum der drei hydrologischen Jahre. Um die Bodenvariabilität zwischen den einzelnen Stationen besser herausheben zu können, sind den Sickerwassersäulen die jeweils entsprechende Bodenartengruppe zugeordnet worden. Anhand dieser Datenaufbereitung läßt sich noch einmal deutlich dokumentieren, daß eine Zunahme der Feinkörnigkeit nicht gleichbedeutend ist mit einer Abnahme der Sickerwassermengen. Daß dieser Zusammenhang nicht uneingeschränkt besteht, wurde auch schon über die Auslegung der Steigungsgeraden bezüglich der Bewertung des Bodeneinflusses auf die Sickerwasserbildung weiter vorne (vgl. Kap. 5.3.1.1 u. Kap. 8.2.1) belegt und durch die Ergebnisse der Lysimeterdatenauswertung von PROKSCH (1990, 1994) gestützt. Hierbei wurde bereits auf die Bedeutung des Sekundärporensystems hinsichtlich der Sickerwasserbildung in eher bindigen Böden hingewiesen (vgl. u.a. auch THEURETZBACHER 1997).

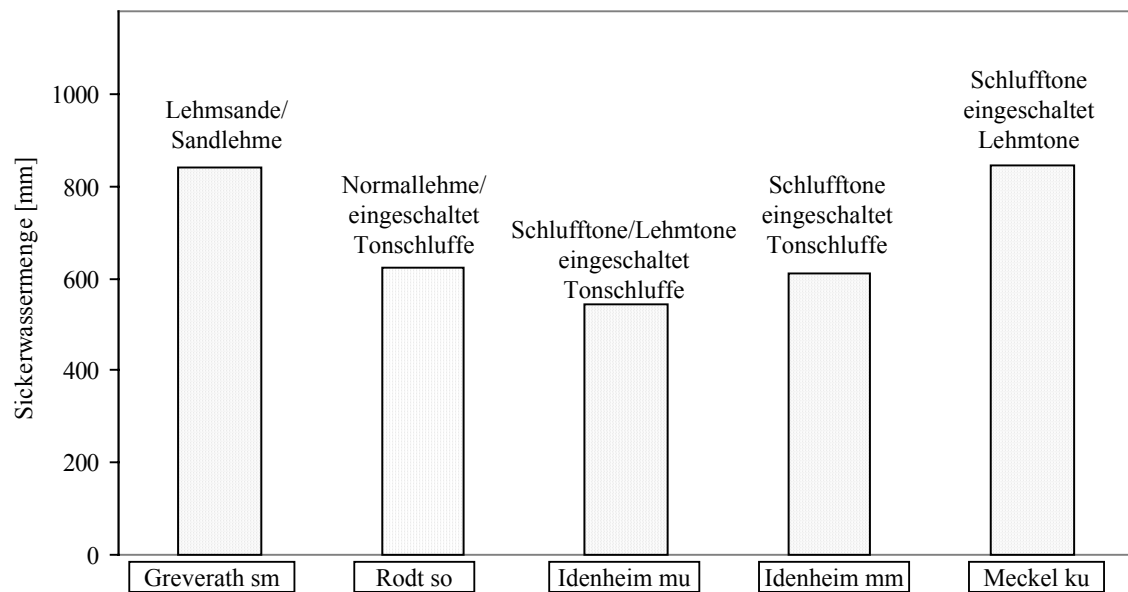


Fig. 141: Gesamtsumme der Sickerwassermengen der Lysimeter unter Ackernutzung mit entsprechender Zuordnung der Bodenartengruppen für den Zeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998

In der Figur 142 wird der innerjährliche Verlauf der Sickerwasserbildung unter Ackernutzung in den Gemarkungen Greverath und Meckel einander gegenübergestellt. Für die Bodenprofile dieser beiden Bodenmonolithe wurden die stärksten Abweichungen hinsichtlich der Korngrößenzusammensetzung, der Bodenartendifferenzierung nach der Tiefe, der Porengrößenverteilung, der Trockenraumgewichte und der Wasserleitfähigkeitswerte festgestellt (vgl. Kap. 5.4.1 Greverath-Acker: Tab. 35 u. Tab. 36; Meckel-Acker: Tab. 65 u. Tab. 66). Es läßt sich zunächst ein insgesamt paralleler Verlauf für die innerjährliche Sickerwasserbildung erkennen. Mengenmäßige Unterschiede lassen sich insbesondere während der Sommerhalbjahre feststellen. Die höchste Versickerungswirksamkeit der Niederschläge wird - trotz der höheren Feinkörnigkeit und einem höheren Anteil an Fein- und Mittelporen - am Ackerstandort Meckel erzielt. Die Sickerwasserabläufe der Lysimeterparallelen Greverath liegen dagegen in den entsprechenden Sommermonaten deutlich unter denen der Sickerwasserlysimeter am Ackerstandort Meckel. Gründe für diese unterschiedliche Versickerungswirksamkeit der Niederschläge unter Ackernutzung lassen sich wie folgt darlegen:

Anhand der Ergebnisse der sandigeren Böden der Lysimeterparallelen Greverath ist davon auszugehen, daß die Wasserleitfähigkeit offensichtlich einer Einschränkung unterliegt, die dazu führt, daß das infiltrierende Niederschlagswasser nicht schnell genug über die Grobporen nach unten versickern kann. Hierdurch wird ein Teil des Wassers zunächst in den oberen Bodenschichten gebunden und schließlich - vor allem während der Vegetationsperiode - über den Verdunstungsprozeß dem Boden wieder entzogen (vgl. auch Kap. 6.2.1 u. Kap. 8.2.4). Hinweise auf ungünstige Wasserleitfähigkeitsverhältnisse am sandigen Ackerstandort Greverath liefern auch die Ergebnisse der bodenphysikalischen Laboruntersuchungen: Über die ermittelte Porengrößenverteilung wird abgeleitet, daß sich zwischen den Bodenschichten eine ungünstige Porenkontinuität bei den Grobporen eingestellt hat. Hierdurch bedingt erklären sich die ungünstigen Wasserleitfähigkeitsverhältnissen (vgl. Kap. 5.4.1, vgl. auch Kap. 6.1.1 u. Kap. 6.2.1 sowie Anhang: Tab. 63a u. Tab. 63b u. Anhang: Fig. 52a).

Auch für den Ackerstandort Meckel wurden über die bodenphysikalischen Untersuchungen nur eine als gering einzustufende Wasserleitfähigkeit ermittelt, die zunächst mit den Verhältnissen des festgestellten

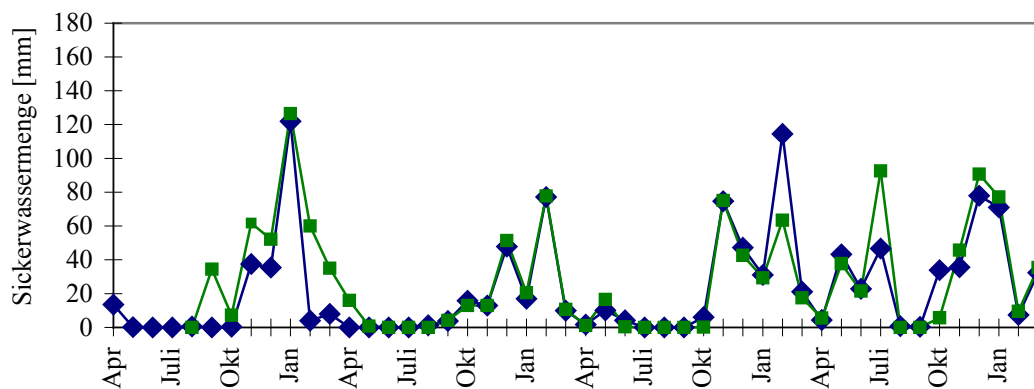


Fig. 142: Sickerwasserbildung an den Ackerlysimetern in der Gemarkung Greverath (blau) und Meckel (grün) für die Zeit der vier untersuchten Hydrologischen Jahre 1994/95 bis 1997/98

Primärporensystems korreliert (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 66). Daß dennoch eine hohe Versickerungswirksamkeit der Niederschläge vor allem auch während der Vegetationsperiode - einer Zeit, in der die reale Evapotranspiration gerade in bindigen Böden eine hohe Ausschöpfung im Bodenspeicher bewirkt (vgl. Kap. 6.3.1) - erzielt werden kann, wird u.a. auf den hohen Anteil an biogenen Grobporen im Boden zurückgeführt (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 62 sowie Kap. 5.3.1.1, Abb. 3). Die hohe Regenwurmdichte sowie die gut dimensionierten vertikal den Boden durchziehenden Schwundrisse - sowohl auf der Ackerfeldfläche als auch in den Bodenmonolithen der Lysimeterparallelen - bilden in den (seitens der bodenphysikalischen Kennwerte eher als geringfügig durchlässig eingestuft) bindigen Böden ein gut funktionierendes Sekundärporensystem aus, über das sich letztendlich die hohen Sickerwassermengen der Ackerlysimeter Meckel begründen lassen. Die Bedeutung biogener Grobporen hinsichtlich einer verbesserten Wasserwegsamkeit in eher bindigen Böden wird - unabhängig von der Nutzungsart - zunehmend in den Regionalstudien zum Wasserhaushalt hervorgehoben. Stellvertretend soll an dieser Stelle ein Zitat von LIEBSCHER (1975) angeführt werden: „Das Wasser versickert nicht, wie befürchtet, am Rande, sondern vor allem durch Wurmgänge. Durch solche Gänge lassen offensichtlich auch sonst schwer durchlässige Böden Sickerwasser durch. Eventuell vorhandene Gesetzmäßigkeiten zwischen dem Sickerwasseranteil und der Bodenart können durch das Vorhandensein dieser Gänge gestört werden.“ (vgl. in PROKSCH 1994, S.25 aus LIEBSCHER 1975, 16).

Neben der Bedeutung solcher sekundären Grobporen (biogener und bodenstrukturbedingter Art) wird in Verbindung mit dieser Aussage gleichzeitig auch von PROKSCH (1994) auf mögliche Fehlerquellen hingewiesen, die bei der Sickerwassergewinnung aus Lysimetern auftreten können: Im Falle, daß der Bodenmonolith keinen direkten Kontakt zum Lysimeterbehälter besitzt, stellt sich ein sog. Randeffect ein, wodurch das Sickerwasser - ohne den Weg über die Bodenpassage - direkt nach unten durchlaufen kann. Hierdurch werden gleichzeitig sämtliche Prozesse, die den Wassertransport im Boden steuern, unterbunden (vgl. u.a. HELLEKES 1985). Bei den Lysimetern des Untersuchungsgebietes wurde darauf geachtet, daß diese Fehlerquelle so gut wie möglich ausgeschaltet wurde und damit gewährleistet wird, daß das infiltrierte Niederschlagswasser den Weg über den Bodenmonolithen in Richtung Lysimetersohle nimmt.

Im Zusammenhang mit der Beweisführung des Bodeneinflusses auf die Sickerwasserbildung konnten KEESE & KNAPPE (1995, S. 66) nachweisen, daß Abweichungen zwischen Sickerwassermengen unter gleicher Nutzungsart häufig auf unterschiedlich hohe *nFKWe*-Werte zurückzuführen sind. Dieser

Zusammenhang läßt sich jedoch nicht uneingeschränkt auf die hier untersuchten Lysimeter übertragen. Die an den Lysimeterstandorten ermittelten *nFKWe*-Werte sind zudem nicht direkt miteinander vergleichbar, da vor allem die Verhältnisse der effektiven Durchwurzelungstiefe zwischen den einzelnen sehr differieren (vgl. Kap. 5.4.1). Entsprechend einer geringen Durchwurzelungstiefe am Standort Rodt-Acker wurden an diesem Bodenprofil die niedrigsten *nFKWe*-Werte errechnet. Gegenüber den Ackerstandorten Greverath oder Meckel, für die deutlich höhere *nFKWe*-Werte abgeleitet wurden, belegen allerdings die Sickerwassermengen der Lysimeterparallelen Rodt eine deutlich geringere Versickerungswirksamkeit der Niederschläge. Eine Erklärung hierfür läßt sich ebenfalls über die charakteristischen Bodenverhältnisse dieses Standortes finden: Bodenbedingt konnten sowohl auf der Oberfläche der Bodenmonolithe der Lysimeterparallelen Rodt-Acker als auch auf der Bodenoberfläche der benachbarten Ackerflächen starke Verschlammungserscheinungen festgestellt werden, die eine schnelle Infiltration der Niederschläge über mehrere Tage verhinderten, so daß die nicht in die Bodenmonolithe infiltrierenden Niederschläge entweder durch die Winddrift verlagert wurden bzw. in den Frühsommermonaten bereits der Verdunstung unterlagen und somit den Prozessen der Wasserverlagerung in der Bodensäule entzogen wurden. Vergleichbare Beobachtungen werden in einer regionalen Studie der HESSISCHEN LANDESANSTALT FÜR UMWELT (1992, S. 50-51) zum Wasserumsatz im Boden für einen Ackerstandort auf einer Pseudogley-Lößlehm-Braunerde (Lysimeterstation Kirch-Brombach) beschrieben. Die geringen Sickerwassermengen an diesem Ackerlysimeter werden u.a. durch eine häufig auftretende Oberflächenverschlammung mit einer daran gekoppelten verminderten Infiltrationsleistung begründet.

Das Verschlammungsproblem zeigte sich zudem auch an den Lysimeterparallelen der Station Idenheim (*mm*). Im Vergleich zu den Ackerlysimetern am Standort Rodt (*so*) traten jedoch besonders während der trockenen Sommermonate häufig Schwundrisse in den Bodenmonolithen der Lysimeterstation Idenheim (*mm*) auf, die nach sommerlichen Starkniederschlagsereignissen nicht so schnell zugeschlämmt wurden, so daß sich dieser Standort gegenüber den Verhältnissen an der Station Rodt zumindest durch bessere Infiltrationsbedingungen auszeichnet (vgl. Kap. 5.3.1.1, Abb. 4).

Stellt man die Sickerwassermengen und die *nFKWe*-Werte der Feldstationen Idenheim (*mm*) und Idenheim (*mu*) denen des Ackerstandortes Greverath vergleichend gegenüber, so trifft die oben gemachte Aussage zu, daß höhere *nFKWe*-Werte niedrigere Sickerwassermengen zur Folge haben (vgl. KEESE & KNAPPE (1995, S. 66). Im Widerspruch hierzu stehen wiederum die an der Ackerstation Meckel gemessenen Sickerwassermengen. Obwohl auf der zugehörigen Ackerfläche der Lysimeterstation über das Bodenprofil die höchsten *nFKWe*-Werte abgeleitet wurden, treten im Mittel der untersuchten hydrologischen Jahre an dieser Station die auch höchsten gemessenen Sickerwassermengen auf. Wie oben bereits erwähnt liegt der Grund für die hohen Sickerwassermengen im Sekundärporensystem begründet, das im wesentlichen an der offenen Profilwand über die diagnostischen Merkmale belegt werden konnte (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 61). Hieran zeigt sich, daß sich die Bodeneigenschaften in ihrer Einflußnahme auf die Wasserbewegung im Boden sehr komplex gestalten.

Auch zwischen den unter Grünlandnutzung gebildeten Sickerwassermengen an den Feldstationen Greverath und Meckel traten sich deutliche Abweichungen auf (vgl. Kap. 5.3.1.1 u.a. Tab. 20), die sich ebenfalls nur über das gut ausgebildete Sekundärporensystem erklären lassen. Diese sekundären Grobporen werden am Grünlandstandort Meckel im wesentlichen durch die Schrumpfrisse (im Winter Frostrisse, im Sommer Trockenrisse), Wurmgänge und gut dimensionierte Wurzelbahnen gebildet (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 63). Somit kann auch an den Grünlandlysimetern, deren Bodenmonolithe die bindigeren Böden der Gemarkung Meckel repräsentieren, die Bedeutung der biogenen und bodenstrukturbedingten Grobporen für den Wasserumsatz in die tieferen Bodenschichten herausgestellt werden. Diese

Feststellung wird wiederum durch ein Zitat von PROKSCH (1994, S. 25) unterstützt, wodurch gleichzeitig eine Bestätigung geliefert wird, daß trotz eines stärkeren Bedeckungsgrades dennoch hohe Sickerwassermengen gebildet werden können: „Der zusammenhängende Verlauf der Wurmrohren und ihre häufig vertikale Erstreckung über Meterlängen begünstigen eine rasche Versickerung des eindringenden Niederschlagswassers. Im Unterboden toniger Böden bei fehlender Gefügebildung können Wurmgänge die einzigen Grobporen bilden und für die Sickerung von ausschlaggebender Bedeutung sein.“ (vgl. hierzu auch BEVEN & GERMAN 1982, BRONSTERT 1994, DISSE 1995). WOHNLICH et al. (1987) stellen in ihren Untersuchungen zur Sickerwasserbewegung in mehrschichtigen Böden ebenfalls einen erheblichen Wassertransport in tonigen Böden über Makroporen fest (vgl. auch BECHER 1985, THEURETZBACHER 1997). Dies zeigt, daß über ein gut funktionierendes Sekundärporensystem in bindigen Böden eine effektivere Versickerungswirksamkeit für die Niederschläge hergestellt werden kann, im Vergleich zu den wesentlich grobkörnigeren Böden am Grünlandstandort Greverath.

Um den Nachweis des Bodeneinflusses auf die Sickerwasserbildung auch unter Wald führen zu können, werden in der nachfolgenden Figur 143 die Sickerwassermengen der Waldstationen der Gemarkungen Greverath und Meckel einander gegenübergestellt. Daß die unterschiedliche Artenzusammensetzung sowie die unterschiedliche Bestandsdichte dieser beiden Waldstationen einen erheblichen Einfluß auf den mengenmäßigen Niederschlagseintrag nehmen - insbesondere da sie einem unterschiedlich hohen Interzeptionsverlust unterliegen sind -, wurde bereits an anderer Stelle diskutiert (vgl. Kap. 8.2.2.2; vgl. hierzu u.a. auch BRECHTEL 1973, LIPPERT 1976). Auch hinsichtlich der Bodeneigenschaften unterscheiden sich die Waldböden dieser beiden Feldstationen ganz entscheidend voneinander. Dies konnte durch die bodenphysikalischen Laboruntersuchungen und die feldbodenkundlichen Standortaufnahmen eindeutig belegt werden (vgl. Kap. 5.4.1, Waldstation Greverath: Tab. 34, Tab. 35 u. Tab. 38; Waldstation Meckel: Tab. 64, Tab. 65 u. Tab. 68).

Die Gegenüberstellung der Sickerwassermengen im Jahresverlauf läßt zwar eine gewisse Parallelität im zeitlichen Ablauf erkennen, jedoch treten mengenmäßig gesehen zwischen diesen beiden Waldbodenlysimetern erhebliche Abweichungen - jahreszeitlich unabhängig - auf.

Resultierend aus diesen Untersuchungsergebnissen ergibt sich - unter Beachtung der Niederschlagsverhältnisse an den beiden Stationen -, daß die höheren Jahressickerwassermengen am Waldbodenlysimeter Meckel nicht allein über den höheren Niederschlagseintrag an dieser Waldstation

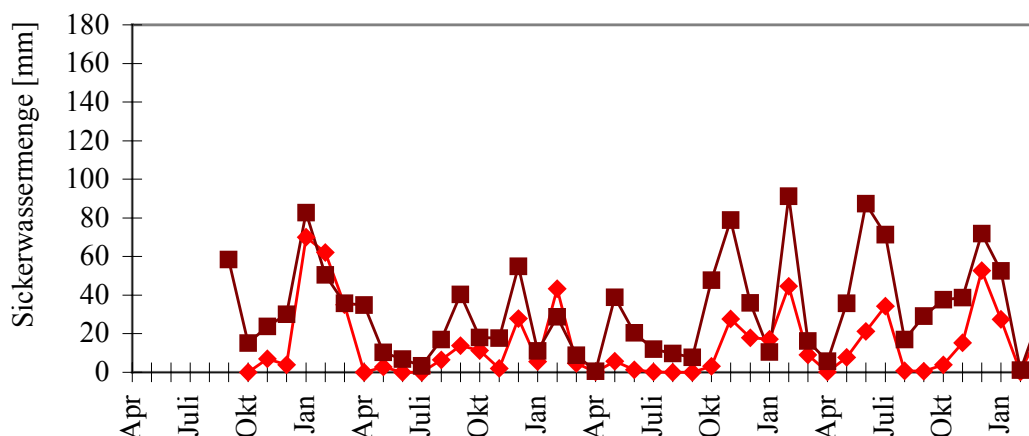


Fig. 143: Sickerwasserbildung an den Waldbodenlysimetern in der Gemarkung Greverath (rot) und Meckel (braun) für die Zeit der vier untersuchten hydrologischen Jahre 1994/95 bis 1997/98

(lichter Buchenwald) im Vergleich zur Waldstation Greverath (dichter Mischwald) zu erklären sind. Auch über die Flachgründigkeit der Bodenmonolithe am Waldstandort Meckel können die deutlich höheren Sickerwassermengen nicht ausschließlich begründet werden, wobei natürlich gesehen werden muß, daß i.d.R. zwischen Sickerwassermenge und Gründigkeit der Waldböden auch ein enger Zusammenhang besteht. Verweise hierauf finden sich u.a. bei GALL et al. (1994), die ebenfalls - durch vergleichende Untersuchungen mit unterschiedlichen Bodentiefen an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz - höhere Sickerwasserraten im Zusammenhang mit der geringeren Bodenmächtigkeit der Waldbodenlysimeter erklären konnten.

Die Differenzen zwischen den Sickerwassermengen der Waldstationen Meckel und Greverath gehen jedoch - wie insbesondere aus den Bodenuntersuchungen an den beiden Standorten sich ableiten läßt - im wesentlichen auf den Einfluß der standortspezifischen Bodeneigenschaften auf die Sickerwasserbildung zurück. Auch an dem Standort Meckel-Wald sind es - wie schon unter Acker- und Grünlandnutzung nachgewiesen - die sekundären Grobporen (u.a. verrottete Baumwurzelröhren, Wurmgänge, Trocken- und Frostrisse) die eine Verbesserung der Wasserwegsamkeit gegenüber den Wasserleitfähigkeitsverhältnissen (als Funktion des Primärporensystems) in den sandig-lehmigen Bodenmonolithen am Waldstandort Greverath herbeiführen (vgl. Kap. 5.4.1, Tab. 38).

Schon im Zusammenhang mit der Überprüfung des Nutzungseinflusses auf die Sickerwasserbildung wurde herausgestellt, daß im Vergleich zu den Lysimetern unter Acker- und Grünlandnutzung der Waldbodenlysimeter Meckel auch während der Sommerhalbjahre mit sehr ergiebigen Sickerwasserspenden auf die Niederschlagseinträge reagiert (vgl. Kap. 8.2.2.2). In diesem Zusammenhang wurde bereits darauf verwiesen, daß der Nutzungseinfluß nicht als Ursache für diese hohen Sickerwassermengen genannt werden kann, da erwartungsgemäß - und wie bereits an den übrigen Lysimeterstationen sowohl in Meckel als auch in Greverath hervorgehoben - der pflanzliche Wasseraufbrauch und der Verdunstungsprozeß der Sickerwasserbildung i.d.R. entgegenwirkt. Hieran zeigt sich wiederum, daß sich die innerjährliche Sickerwasserdynamik (vgl. Fig. 143) und die damit verbundene hohe Versickerungswirksamkeit der Niederschläge in den Waldbodenmonolithen der Lysimeterstation Meckel über den Bodenaufbau und die Flachgründigkeit (= kurze Fließ- und somit Versickerungsstrecke) des Bodenprofils begründen lassen. Diese Hypothese findet ihre Bestätigung in den Ergebnissen der bodenphysikalischen Untersuchungen an diesem Waldstandort. Trotz hoher Tongehalte konnte die Wasserleitfähigkeit über das gesamte Bodenprofil als sehr hoch eingestuft werden (vgl. Kap. 5.4.1, Tab.). Die hohen Wasserleitfähigkeitswerte wurden im wesentlichen anhand der auskartierten diagnostischen Horizontmerkmale an der offenen Profilgrube, die auf ein gut ausgebautes sekundäres Grobporensystem (gut dimensionierte Wurmröhren, weit verzweigtes Wurzelbahnsystem) schließen lassen, begründet (vgl. auch PROKSCH 1990, 1994, THEURETZBACHER 1997).

Bewertet man die Versickerungsleistung der unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeter in den Gemarkungen Greverath und Meckel unter dem Aspekt des Nutzungs- und Bodeneinflusses, so zeigt sich, daß in sandigen, bis sandig-lehmigen Böden i.d.R. eine Abnahme der Sickerwassermenge in der Reihenfolge Acker > Grünland > Wald (vgl. u.a. PROKSCH 1990, BOUWER 1995 etc.) festgestellt werden kann. An diesen Standorten lassen sich die Sickerwassermengen mit ihrer engen Koppelung an die innerjährliche Sickerwasserdynamik als Funktion von Niederschlag und Bewuchs (Bedeckungsgrad) beschreiben (vgl. Kap. 8.2.2.2).

Für die Nutzungsdifferenzierung an der Station Meckel konnte dieser Zusammenhang nicht nachgewiesen werden. An diesen unterschiedlich bewirtschafteten Lysimetern zeigte sich, daß der Einfluß der Bodenart in Verbindung mit der Primärporenverteilung auf die Sickerwasserbildung häufig durch den Einfluß sekundärer Porensysteme (gefügebedingte und biogene Makroporen) überlagert wird. Übertragen auf die



Bodencharakteristik der Stationen in der Gemarkung Greverath bedeutet dies, daß über das Primärporensystem eine wesentlich geringe Effektivität hinsichtlich der Sickerwasserbildung erzielt wird, als über das Sekundärporensystem, welches die Böden an den Feldstationen in der Gemarkung Meckel auszeichnet. Dies bedeutet, daß die Wasserwegsamkeit innerhalb der durchwurzelten Bodenzone besonders in den tonig-schluffigeren Böden weitaus stärker in Abhängigkeit von den sekundären Grobporen gesteuert wird. Um dies deutlich herauszustellen zu können, wurden - wie zuvor am Beispiel der Lysimeterstationen der Gemarkungen Greverath und Meckel diskutiert - Standorte unter gleicher Nutzungsart und unterschiedlicher Bodenstruktur bezüglich der innerjährlichen Sickerwasserbildung miteinander verglichen.

### **8.2.3 Überprüfung des Nutzungs- und Bodeneinflusses auf die Sickerwasserbildung am Beispiel berechneter Jahressickerwassermengen nach RENGGER et al. (1990) für die Standorte des Lysimeter- und Bodenfeuchtestationsmeßnetzes**

Inwieweit sich der Nutzungs- und Bodeneinfluß auch über die rechnerisch abgeleiteten Sickerwassermengen für die Testflächen der Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßstationen auf der Grundlage nutzungsspezifischer Regressionsgleichungen nach RENGGER et al. (1990) (vgl. Kap. 4.3.3.2, Gl. 7) nachweisen lassen, wurde bereits in Kap. 5.3.1.2 kurz diskutiert. In diesem Kapitel wurden anhand der starken Abweichungen zwischen den Ergebnissen der berechneten Jahressickerwassermengen die Sickerwassermengen in Abhängigkeit von der räumlichen Verteilung der Feldstationen begründet (vgl. Kap. 5.3.1.2, Tab. 28). In Abhängigkeit von dieser räumlichen Verteilung konnte gleichzeitig herausgestellt werden, daß die Schwankungen zwischen den Stationsergebnissen im wesentlichen als Funktion der klimatologischen, boden- und nutzungsspezifischen Eigenschaften zu erklären sind. Auf der Basis dieser Feststellungen konnten somit Parallelen hinsichtlich der Begründung der Variabilität der gemessenen (vgl. Kap. 5.3.1.1) und der berechneten (vgl. Kap. 5.3.1.2) Sickerwassermengen aufgedeckt werden. Über die statistische Überprüfung der Stärke des Zusammenhanges zwischen Jahresniederschlags- (unkorrigiert) und Jahressickerwassermenge (berechnet nach RENGGER et al. 1990) konnte - mit Ausnahme für den Standort Meckel-Wald - eine signifikant hohe Korrelation zwischen diesen beiden Bilanzgrößen des Wasserhaushaltes für alle übrigen Standorte des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes nachgewiesen werden (vgl. hierzu Anhang: Tab. 64). Selbst die Regressions- und Korrelationsberechnungen für Standorte mit gleicher Nutzungsart aber unterschiedlichen Bodeneigenschaften belegen einen starken Zusammenhang zwischen der unabhängigen Variablen Niederschlag und der abhängigen Variablen Sickerwasser (vgl. Anhang: Tab. 64). Eine solche hohe Niederschlags-Sickerwasser-Beziehung konnte auf der Basis der unter Freilandbedingungen gemessenen Sickerwassermengen für die Stationen gleicher Nutzungsart und unterschiedlichen Bodeneigenschaften allerdings nicht nachgewiesen werden (vgl. hierzu Kap. 5.3.1.1, Tab. 27 sowie Fig. 35).

Nachfolgend werden zudem noch die Ergebnisse der an den Lysimeterstationen direkt gemessenen Sickerwassermengen (Lysimeter) mit den für diese Standorte berechneten (nach RENGGER et al. 1990) verglichen und hinsichtlich ihrer Abweichungen (vgl. Kap. 5.3.1.2, Tab. 28) untereinander diskutiert.

Über die Regressions- und Korrelationsanalyse wurden in Kap. 5.3.1.2 die gemessenen und gerechneten Sickerwassermengen - auf der Basis von lediglich drei zur Verfügung stehenden vollen hydrologischen Jahren ( $n = 3$ ) - stationsweise zueinander in Beziehung gesetzt (vgl. dort Tab. 29). Anhand dieser statistischen Überprüfung der Stärke des Zusammenhanges konnte - jeweils stationsbezogen - in nahezu allen Fällen eine hohe bis sehr hohe Korrelation zwischen diesen beiden unterschiedlich ermittelten Werten nachgewiesen werden (vgl. Anhang: Fig. 21 bis Fig. 29). Gegenüber diesen stationsbezogenen Ergebnissen verschlechterte sich jedoch das Korrelationsergebnis zwischen den gemessenen und

gerechneten Sickerwassermengen im Rahmen der Zusammenhangsüberprüfung zwischen allen Stationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtestationsmeßnetzes, d.h. zwischen den Stationen mit hoher Nutzungs- und Bodenvariabilität, bzw. zwischen den Stationen mit gleicher Nutzungsform und dadurch bedingter Bodenvariabilität (vgl. Kap. 5.3.1.2, Tab. 29 u. Anhang: Fig. 30 u. Fig. 31). Bei diesen Ergebnissen zeigten sich wiederum eindeutige Parallelen zu den Regressions- und Korrelationsergebnissen der gemessenen Sickerwassermengen für den Fall unterschiedlich gewählter Stationskonstellationen (vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 27). Dies bestätigt wiederum, daß sowohl über die gemessenen wie auch über die berechneten Sickerwassermengen der Einfluß der Standorteigenschaften auf die Sickerwasserbildung bestätigt werden konnte. Hinzu kommt noch, daß in den Ergebnissen der statistischen Analyse zwischen den gemessenen *und* berechneten Sickerwassermengen zudem auch noch die unterschiedliche Gewichtung der einzelnen die Sickerwasserbildung beeinflussenden Parameter zum Tragen kommt, wie nachfolgend weiter dargelegt wird.

Die mengenmäßigen Unterschiede zwischen den direkt erfaßten und den rechnerisch ermittelten Werten (vgl. Kap. 5.3.1.2, Tab. 28) lassen sich wie folgt begründen: Es kann davon ausgegangen werden, daß die Sickerwassermengen aus den Bodenmonolithen (Vorgabe: Datengewinnung erfolgt unter natürlichen Feldbedingungen) im Vergleich zu den gerechneten Werten (Vorgabe: Datengewinnung über empirisch ermittelte nutzungsabhängige Regressionsgleichungen) die dynamischen Abläufe im natürlichen System Atmosphäre - Boden - Pflanze wesentlich besser widerspiegeln, wogegen sich die berechneten Sickerwassermengen aus empirisch ermittelten multiplen Regressionsgleichungen ableiten, die lediglich in einer sehr eingeschränkten Form die physikalischen Zusammenhänge im komplexen Wirkungssystem Boden - Wasser - Pflanze mit berücksichtigen können.

Zudem mußte allen Stationsberechnungen über den bodenwasserhaushaltlichen Ansatz nach RENGGER et al. (1990) für die geforderte Eingabegröße *potentielle Evapotranspiration* nach HAUDE (ETpot HAUDE) jeweils die gleiche Bilanzgröße zugrunde gelegt (vgl. Kap. 5.2.2.1) werden, da dieser Bilanzwert - für den hier betrachteten Bearbeitungszeitraum - lediglich an einer einzigen Station berechnet werden konnte. Stationsspezifische Unterschiede hinsichtlich der Verdunstungsverhältnisse konnten somit in diesen Berechnungen keine Berücksichtigung finden. Auch hierdurch ergeben sich Abweichungen im Vergleich zu den unter natürlichen Witterungsverhältnissen ablaufenden bodenhydrologischen Prozessen (u.a. Auswirkung der realen Evapotranspiration, vgl. Hierzu Kap. 6.3.1), die sich in den Ergebnissen der direkt gemessenen Sickerwassermengen wiederfinden, jedoch - meßtechnisch bedingt - nicht quantitativ ausgedrückt werden können. Somit erfährt der nutzungsbedingte Wasseraufbrauch - als Funktion der Verdunstung (vgl. Kap. 5.2.2.2, Kap. 6.3, Kap. 8.2.4 u. Kap. 8.3.1) - in den Regressionsgleichungen über die ETpot HAUDE (vgl. Kap. 4.3.2.1 u. Kap. 4.3.3.2) eine deutliche Unterschätzung.

Weiterhin lassen sich die Unterschiede zwischen den Werten der Lysimetermessungen und den rechnerisch abgeleiteten der Sickerwassermengen auch durch die unterschiedliche Berücksichtigung des Bodeneinflusses in den verschiedenen Arbeitsansätzen erklären. Während in den Bodenmonolithen die bodenphysikalischen Eigenschaften wie Körnungsspektrum, Primärporensystem und Sekundärporensystem und deren Auswirkungen auf die Sickerwasserdynamik (u.a. Beeinflussung der Wasserspeicherfähigkeits- bzw. der Wasserleitfähigkeitsverhältnisse in den Böden der Lysimetern) über die Sickerwassermengenabgaben individuell berücksichtigt werden, geht der Bodeneinfluß in den Berechnungen über Regressionsgleichungen lediglich in Form des bodenphysikalischen Kennwertes  $nFKWe$  ein. Dieser rechnerisch für jeden Standort abzuleitende Bodenkennwert (vgl. AG BODEN KA 4, S. 295) spiegelt zwar den Wasserhaushalt eines Standortes wider, allerdings können hierüber u.a. die natürlich vorkommenden sekundären Grobporen und deren Auswirkungen auf den Wasserumsatz, und

damit auch auf die Sickerwasserbildung - wie oben ausführlich begründet - nicht erfaßt und in den Ergebnissen nicht ausdrückt werden. Hiermit lassen sich die Abweichungen zwischen den gemessenen und berechneten Werten somit ebenfalls begründen. Diese unterschiedlich starke Gewichtung des Bodeneinflusses in den beiden Arbeitsansätzen erklärt folglich auch, daß sich in den Stationsergebnissen der nutzungsabhängigen Regressionsgleichungen - im Gegensatz zu den unter natürlichen Feldbedingungen gewonnen Ergebnissen - die allgemein in den Lehrbüchern vertretene These bestätigen läßt, daß mit zunehmendem Bedeckungsgrad gleichzeitig die Abnahme der Sickerwassermengen einhergeht. Der Bodeneinfluß wird offensichtlich durch den Nutzungseinfluß überprägt (vgl. u.a. RENGGER & STREBEL 1980, RENGGER 1992).

Insgesamt gesehen ist damit die sich in den berechneten Sickerwassermengen wiederfindende Nutzungsdifferenzierung eine Folge der unterschiedlichen Gewichtung der in den Regressionsgleichungen berücksichtigten Eingangsparameter (vgl. auch Kap. 4.3.3.2, Gl. 7). Entsprechend ergibt sich nach diesen Berechnungen an den Meßpunkten des Lysimeter- und Bodenfeuchtestationsnetzes ein differenziertes Bild für die Sickerwasserbildung als Funktion unterschiedlicher Bewirtschaftungsformen.

Bis auf wenige Abweichungen nimmt somit die Sickerwassermenge auf den Testflächen der hier betrachteten Gemarkungen in der Reihenfolge Acker > Grünland > Wald ab. Die Unterschiede zwischen den Standortergebnissen gleicher Nutzungsart belegen wiederum den Bodeneinfluß über den den Wasserhaushalt beeinflussenden Bodenkennwert  $nFKWe$ , der an den einzelnen Standorten innerhalb des Untersuchungsgebietes - wie in Verbindung mit den feldbodenkundlichen Kartierungen an diesen Standorten gezeigt - einer hohen Variabilität unterliegt (vgl. Kap. 5.4.2 u. Anhang: Karte 5). Somit kann auch an diesen gerechneten Beispielen gezeigt werden, daß die Sickerwassermengen eines Standortes in engen wechselseitigen Beziehungen zwischen den standorttypischen Eigenschaften wie Klima, Boden- und Nutzungseigenschaften zu erklären sind.

#### 8.2.4 Bodenfeuchtedynamik als Funktion der Standorteigenschaften

Aufbauend auf den Ergebnissen der standörtlichen Analyse zur innerjährlichen Bodenfeuchtedynamik in Kap. 6.2 wird nachfolgend exemplarisch der Nachweis geführt, daß die Standorteigenschaften der jeweiligen Standorte die unterschiedliche Ausprägung der zeit- und tiefenspezifischen Differenzierung der Bodenfeuchte beeinflussen. Die Tabelle 91 gibt die durch die räumliche Verteilung der Bodenfeuchtemeßstellen berücksichtigte Variabilität des Bodenartenspektrums zwischen den Gemarkungen (vgl. Kap. 5.4.1) und die innerhalb der einzelnen Gemarkungen vorgenommene Nutzungsdifferenzierung wieder.

Tab. 91: Bodenfeuchtemeßstellen im Untersuchungsgebiet mit profilspezifischer Bodenartendifferenzierung

Gemarkungen	Nutzung / Bodenartengruppe		
	Acker	Grünland	Wald
Greverath <i>sm</i>	Lehmsande / Sandlehme	Schluff-, Lehmsande / Normallehme	Sandlehme, Lehmschluffe / Sandlehme / Lehmsande
Rodt <i>so</i>	Normallehme, Tonschluffe / Normallehme / Tonschluffe	Normallehme / Tonschluffe	kein Messfeld
Idenheim <i>mu</i>	Tonschluffe / Schlufftone	Schlufftone / Tonschluffe / Schlufftone	Schlufftone / Tonschluffe
Idenheim <i>mm</i>	Schlufftone / Tonschluffe / Schlufftone	Schlufftone / Tonschluffe / Schlufftone	Lehmschluffe / Schlufftone
Meckel <i>ku</i>	Schlufftone / Lehmtone / Schlufftone	Schlufftone / Tonschluffe / Schlufftone	Schlufftone / Lehmtone

Es werden nachfolgend im wesentlichen die Gemeinsamkeiten bzw. Unterschiede vergleichend diskutiert, die den Feuchtegang an den Stationen des Bodenfeuchtemeßnetzes bestimmen. Hierdurch soll insbesondere die zeitliche, nutzungs- und bodenspezifische Einflußnahme auf die innerjährliche Feuchteentwicklung nachgewiesen und nicht zuletzt auch die räumliche Variabilität der Bodenfeuchteverhältnisse zwischen den Meßstellen begründet werden. Die individuellen Ausprägungen der innerjährlichen Feuchtedynamik an den einzelnen Standorten und die daraus resultierenden unterschiedlichen Feuchteverhältnisse sind in den Unterkapiteln von Kap. 6.2 ausführlich beschrieben worden.

#### **8.2.4.1 Bedeutung des Niederschlages für die Bodenfeuchte**

Da die Ergänzung des Bodenspeichers ganz entscheidend über den Niederschlagseintrag geregelt wird, wird an dieser Stelle auf der Basis der in Kap. 6.2 beschriebenen Feuchtediagramme zunächst überprüft, ob und inwieweit sich ein Zusammenhang zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag nachweisen läßt.

Ein einfacher linearer funktionaler Zusammenhang zwischen der unabhängigen Variablen *Niederschlag* und der abhängigen Variablen *Bodenfeuchte* ließ sich - auf der Basis der wöchentlich aufgelösten Datenreihen - über die Regressions- und Korrelationsanalyse an den Stationen des Bodenfeuchtemeßnetzes statistisch nicht beweisen (vgl. Kap. 5.3.2). Hieraus wurde bereits geschlossen, daß im Jahresverlauf eine Vielzahl von unterschiedlichen Einflußgrößen den Niederschlagseinfluß auf die Bodenspeicherverhältnisse dämpfen bzw. überlagern (vgl. OLBRISCH 1975a, ROSENKRANZ 1981, KOITZCH & GÜNTHER 1990, PROKSCH 1990, SCHIFFLER 1992, HOLZMANN 1994, ZEPP 1995). Vergleichbare Erkenntnisse konnten im Rahmen der Überprüfung des linearen funktionalen Zusammenhanges zwischen Niederschlag und Sickerwasser auf der Basis zeitlich hoch aufgelöster Datenreihen gewonnen werden (vgl. Kap. 5.3.1.1, vgl. Kap. 8.2.1).

In den Feuchtediagrammen (vgl. Kap. 6.2) wurden die zeitparallel erfaßten Niederschlagsmengen in Säulenform den nach der Bodenschichttiefe differenzierten Wassergehalten gegenübergestellt. Auf der Grundlage der graphischen Umsetzung dieser beiden Bilanzgrößen kann dokumentiert werden, daß der Niederschlag die wichtigste positive Eingabegröße in das System Boden-Wasser-Pflanze darstellt.

Zusätzlich wurden innerhalb dieser Stationsdiagramme die zeitparallel gemessenen Sickerwassermengen der Lysimeterparallelen (als Mittelwert) den Niederschlagssäulen direkt an die Seite gestellt. Durch die Gegenüberstellung der drei Bilanzgrößen Niederschlag, Bodenfeuchte und Sickerwasser läßt sich schließlich auch überprüfen, ob ein Zusammenhang zwischen der Feuchtedynamik und der Sickerwasserdynamik abgeleitet werden kann, wenngleich diese beiden Meßgrößen des Bodenwasserhaushaltes nicht im gleichen bodenhydrologischen System zu ermitteln waren (vgl. u.a. Kap. 4.1 u. Kap. 4.2).

Die Feuchtediagramme lassen visuell sowohl eine hohe zeitliche als auch eine in die Tiefe gerichtete räumliche Variabilität der Bodenfeuchteverhältnisse innerhalb des Bodenspeichers erkennen. Dies macht es erforderlich, den Niederschlag hinsichtlich seiner Bedeutung für die Bodenspeicherverhältnisse differenziert zu betrachten (vgl. u.a. TRETER 1970, ROSENKRANZ 1981). Vor allem die Abweichungen der Bodenfeuchteverhältnisse zwischen den einzelnen Stationen des Meßnetzes machen deutlich, daß - trotz vergleichbarer Witterungsverhältnisse - die innerjährlichen Prozeßabläufe wie Infiltration, Perkolation, Evaporation, Transpiration, die den Wasserumsatz im Bodenspeicher entscheidend steuern, erheblich durch die nutzungs- und bodenspezifischen Eigenschaften eines jeden Standortes geprägt werden (vgl. TRETER 1970, ERNSTBERGER 1987, WOHLRAB 1992, ZEPP 1995). Dies schlägt sich letztendlich in den charakteristischen Feuchtebildern der einzelnen Meßstellen z.B. in

den zeitlichen Abweichungen bei den Phasen der Speicherentleerung bzw. der Speicherauffüllung - gleiche hydrologische Jahre beim Vergleich der Stationsbilder untereinander vorausgesetzt - zwischen den einzelnen Stationen deutlich nieder (vgl. auch WEGEHENKEL 1992).

Die intensive Auseinandersetzung mit der Veränderung der Bodenspeicherverhältnisse im Laufe eines hydrologischen Jahres ließ klar erkennen, daß die zeitliche Entwicklung der Feuchteverhältnisse innerhalb des untersuchten Bodenspeicherraumes nicht ausschließlich eine Funktion der Niederschlagsmenge eines Jahres ist, sondern daß insbesondere die zeitliche und mengenmäßige Verteilung der Niederschläge im Verlauf des jeweils betrachteten hydrologischen Jahres einen nachhaltigen Einfluß auf die Feuchteentwicklung im Bodenspeicher ausübt (vgl. auch HOLZMANN 1994). Hieraus resultiert, daß im Rahmen der Bewertung des innerjährlichen Feuchteganges in Abhängigkeit vom Niederschlag sowohl den *kurz-* als auch den *langfristigen* Auswirkungen des Niederschlages auf die Bodenspeicherverhältnisse eine besondere Aufmerksamkeit bei der Standortanalyse geschenkt und diese in ihrer Wirkungsweise auf die Feuchteverhältnisse des Bodenspeichers getrennt voneinander betrachtet werden müssen. ROSENKRANZ (1981) weist ebenfalls auf die Bedeutung der kurz- und langfristigen Auswirkungen der Niederschläge auf die Feuchteentwicklung hin (vgl. auch TRETER 1970, ERNSTBERGER 1987, BOHLEBER 1992, HUSMANN 1996).

So lassen die nach Zeit und Tiefe klassifizierten Feuchtebilder jeder Station sowohl die kurzfristigen als auch die langfristigen Auswirkungen des Niederschlages auf den Bodenspeicher klar erkennen. Dabei zeigt der direkte Vergleich zwischen den Stationen deutlich ausgeprägte Differenzierungen in der Tiefenverteilung und im Jahresgang der Bodenfeuchte (vgl. BOHLEBER 1992). Ähnliche Ergebnisse werden u.a. bei ROSENKRANZ (1981) und ERNSTBERGER (1987) vorgestellt.

#### **8.2.4.2 Langfristige Auswirkungen des Niederschlages auf den Jahresgang der Bodenfeuchte**

Hinsichtlich der langfristigen Auswirkungen des Niederschlages auf die Bodenspeicherverhältnisse weisen die Stationsdiagramme (vgl. Kap. 6.2) - trotz ihrer jeweils standortbedingten Eigencharakteristik - sowohl eine Reihe von gemeinsamen Merkmalen als auch deutliche Gegensätze in ihren Feuchtemustern auf.

Im Verlaufe eines hydrologischen Jahres spiegeln sich die langfristigen Auswirkungen insbesondere in den saisonal bedingten Bodenfeuchtevariationen der einzelnen hydrologischen Halbjahre wider: Während die Sommerhalbjahre an allen Stationen insgesamt durch längere Ausstrochnungsphasen (= Speicherentleerung) gekennzeichnet sind, tritt in den Winterhalbjahren die winterliche Auffüllung des Bodenspeichers in den Feuchtediagrammen deutlich hervor (vgl. ROSENKRANZ 1981, ERNSTBERGER 1987, WEGEHENKEL 1992).

Durch den Vergleich der innerjährlichen Feuchteentwicklung jeder einzelnen Station zwischen den vier hydrologischen Jahren konnte gezeigt werden, daß sowohl der Grad der Ausschöpfung (= Rückgang der Wassergehalte) bzw. der Wiederauffüllung (= Anstieg der Wassergehalte) als auch der jeweils zeitliche Beginn der Ausschöpfung bzw. Speicherauffüllung in einem engen Zusammenhang mit der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge im Verlauf der entsprechenden Halbjahre steht. In Kap. 6.2 wurde im Rahmen der Analyse der innerjährlichen Feuchteentwicklung zudem herausgestellt, daß die Entleerung bzw. Auffüllung im Zusammenhang mit den Niederschlags- und den eng daran gekoppelten Feuchteverhältnissen am Ende des jeweils vorausgegangenen hydrologischen Halbjahres zu erklären ist. Parallelen hierzu konnten in den Ergebnissen der innerjährlichen Sickerwasserbildung an den einzelnen

Lysimeterstationen ebenfalls festgestellt werden. Auch hier wurde deutlich, daß besonders das zeitliche Einsetzen der winterlichen Sickerwasserbildung im Zusammenhang mit den Niederschlagsverhältnissen zum Ende der vorausgegangenen Sommerhalbjahre steht, bzw. die Niederschlagsverhältnisse am Übergang vom Winterhalbjahr zum Sommerhalbjahr mit dafür verantwortlich sind, wie schnell die Sickerwasserbildung mit Beginn des Sommerhalbjahres (= Vegetationsperiode) aufgrund der Prozesse der Evaporation und Transpiration ausbleibt.

Die zwischen den vier hydrologischen Jahren auftretenden innerjährlichen Schwankungen der Bodenspeicherverhältnisse einer jeden einzelnen Station spiegeln sich somit deutlich in der Variabilität der mengenmäßigen und zeitlichen Verteilung der Niederschläge wider.

Die Vergleiche der Feuchteverhältnisse aller Stationen untereinander machen zudem deutlich, daß die langfristigen Auswirkungen der Niederschläge auf die Bodenfeuchte auch eng gekoppelt sind an die jeweilige Nutzungsart und die Bodeneigenschaften eines Standortes. Nur hierdurch lassen sich letztendlich die Abweichungen in der Ausprägung der innerjährlichen Feuchtedynamik eines jeden Standortes erklären. Diese Aussage findet ihre Bestätigung in den Ausführungen von ROSENKRANZ (1981, S. 72), der betont, daß „[...] eine isolierte Betrachtung der Relation Bodenfeuchte - Niederschlag also nur bedingt möglich sein wird, da auch die anderen Geokomponenten ihre Wirkung auf die Bodenfeuchte ausüben.“. Hierdurch ergeben sich Gesetzmäßigkeiten, die die unterschiedliche Feuchteentwicklung nicht ausschließlich auf der Basis der Niederschlagsverteilung (Menge und Zeit) bedingen und erklären (vgl. auch OLBRISCH 1975a, ZEPP 1995).

Als Beispiel für das komplexe Wirkungsgefüge zwischen der langfristigen Auswirkung des Niederschlages (durch den unterschiedlichen Witterungsangang) und den Standorteigenschaften auf die Bodenfeuchte läßt sich die Bodenfeuchteveränderung zu Beginn eines Sommerhalbjahres anhand eines Vergleiches der untersuchten Ackerstandorte aufführen:

Der Vergleich der Stationsbilder für die Feuchteverhältnisse der Sommerhalbjahre 1996 (trocken) und 1997 (feucht) zeigt deutliche Unterschiede hinsichtlich der Auswirkungen der Niederschläge auf die Bodenspeicherverhältnisse: Während im Sommerhalbjahr 1996 an allen Ackerstationen die Abnahme der Feuchtegehalte - trotz Niederschlagseinträgen - relativ früh einsetzte, zeigte sich im Gegensatz dazu im Sommerhalbjahr 1997 zunächst eine frühe kurzfristige Feuchteabnahme gefolgt, von einer erneuten starken Feuchtezunahme über den gesamten Bodenspeicher. Diese sehr gegensätzliche Feuchteentwicklung zwischen diesen beiden Sommerhalbjahren ist eindeutig das Resultat unterschiedlicher und über einen längeren Zeitraum andauernder Witterungsverhältnisse zu Beginn der jeweiligen Halbjahre. Der frühe Zeitpunkt der Ausschöpfungsphase '96 sowie die nachhaltige Wirkung der Feuchteaufzehrung ist jedoch nicht ausschließlich das Resultat der geringen und zeitlich gleichmäßig verteilten Niederschläge, sondern auch die Nachwirkung des vorausgegangenen niederschlagsarmen Winterhalbjahres 1995/96.

Im Gegensatz dazu lassen sich an den Ackerstationen die wesentlich höheren und zum Sommer hin sogar erneut ansteigenden Feuchteverhältnisse in der ersten Hälfte des Sommerhalbjahres 1997 im Zusammenhang mit den höheren Niederschlagsmengen des sehr feuchten Sommerhalbjahres und einem vorausgegangenen niederschlagsreichen Winterhalbjahr 1996/97 erklären.

An diesen Beispielen kann deutlich gemacht werden, daß die Witterungsverhältnisse eines Sommerhalbjahres in Verbindung mit den jeweils vorausgegangenen Witterungsverhältnissen des Winterhalbjahres Auswirkungen auf den Prozeß der Evapotranspiration haben können: Günstige Ausgangsbedingungen für die Feuchteverhältnisse zu Beginn eines Sommerhalbjahres in Verbindung mit sich anschließenden feuchten Frühjahrs- bis Frühsommermonate führen dazu, daß die

Evapotranspirationsabläufe im Bodenspeicher durch die immer wieder in den Boden eingetragenen Niederschlagsmengen der noch relativ spärlich bewachsenen Ackerflächen kompensiert werden können. Ein Phänomen, das in niederschlagsarmen Frühsommermonaten, insbesondere im Anschluß an ein relativ trockenes Winterhalbjahr nicht festgestellt werden konnte (vgl. auch Kap. 6.3.1 u. Kap. 8.3.1).

Die am Beispiel der Ackerstationen dargestellte positive bzw. negative Feuchteentwicklung korreliert gut mit den Ergebnissen der Analyse der Sickerwasserbildung an den Ackerstationen dieser beiden Sommerhalbjahre (vgl. Kap. 6.1). Die Ergebnisse der Bodenfeuchtemessungen belegen, daß in Verbindung mit einer hohen Speicherentleerung - trotz weiterer Niederschlagseinträge - der Feuchteverlust nicht kompensiert werden kann, was zwangsweise zum Ausbleiben der Sickerwasserbildung führen muß (vgl. auch HUSEMANN & WESCHE 1964, ERNSTBERGER 1987, WOHLRAB 1992, HESSISCHE LANDESANSTALT FÜR UMWELT 1992, 1994a, 1994b, GALL et al. 1994).

An den Stationen, an denen kurzfristig Sickerwasserbildung stattfindet, ohne daß es zu einer deutlichen Bodenfeuchteanhebung kommt, wurde die Versickerung als Folge von kurzfristigen Starkniederschlagsereignissen über sekundär ausgebildete Wasserleitbahnen wie Trocken- bzw. Schrumpfrisse (= schneller Makroporenfluß) vor allem in den stärker lehmig-tonigen Böden der Bodenmonolithe erklärt (vgl. auch Kap. 8.2.4.3). Andererseits wurde aber auch festgestellt, daß - unabhängig von der Nutzungsart und den Bodeneigenschaften - während des feuchten Sommerhalbjahres 1997 zeitparallel mit dem Anstieg der Feuchte auch die Bodenmonolithe der Lysimeter mit Sickerwasserspenden reagierten. Dies macht deutlich, daß der pflanzliche Wasseraufbrauch durch die immer wieder eingetragenen Niederschlagsmengen nicht nur kompensiert werden konnte, sondern, daß sogar ein Wasserumsatz bis in die tieferen Bodenschichten ermöglicht wurde.

Daß es im Zusammenhang mit der zuvor dargestellten jahreszeitlich bedingten Feuchteentwicklung - als Folge der langfristigen Auswirkungen der Niederschläge und in Verbindung mit den jeweils vorausgegangenen Bodenspeicherverhältnissen - zwischen den einzelnen Ackerstationen zu individuellen Abweichungen in den Feuchtebildern hinsichtlich des zeitlichen Beginns der sommerlichen Ausschöpfungsphase sowie dem sommerlichen Ausschöpfungsgrad kommt, muß - da gleiche Nutzungsarten an den räumlich unterschiedlich verteilten Stationen miteinander verglichen wurden - im wesentlichen auf den Einfluß der unterschiedlichen Bodeneigenschaften (Korngrößenzusammensetzung, Bodenartendifferenzierung innerhalb der Bodenprofile, Porengrößenverteilung) zwischen diesen Ackerstationen zurückgeführt werden. Eine detaillierte Beschreibung der jahreszeitlich differenzierten Feuchteentwicklung an den einzelnen Bodenfeuchtemeßstellen - als Folge der jeweils individuellen Standortcharakteristik (Niederschlag, Bodeneigenschaften, Nutzungsvariabilität) - wurde in den Unterkapiteln von Kapitel 6.2 bereits vorgelegt.

Auch für die Feuchteentwicklung während der Winterhalbjahre läßt sich der Nachweis hinsichtlich einer langfristigen Wirkung des Niederschlages auf die Bodenspeicherverhältnisse führen. Während die Phase der Speicherentleerung und der daran gekoppelte Grad der Feuchteaufzehrung als Hauptmerkmal der Sommerhalbjahre angeführt wurde, ist es im wesentlichen die Phase der Speicherauffüllung mit dem daran gekoppelten Grad der Bodendurchfeuchtung nach der Tiefe, die die Feuchtebilder der Winterhalbjahre bestimmen.

Für die vier untersuchten Winterhalbjahre konnte - im Vergleich zu der Feuchtedynamik nach Zeit und Tiefe während der Sommerhalbjahre - an allen Standorten festgestellt werden, daß die Feuchteentwicklung vorrangig als Funktion der zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung zu bewerten ist, und daß die Standorteigenschaften - gegenüber den Sommerhalbjahren - einen weitaus

geringeren Stellenwert in der winterlichen Feuchtdynamik einnehmen: Die Standorteigenschaften bewirken lediglich eine Modifizierung der winterlichen Feuchteentwicklung zwischen den einzelnen Stationen. Auch hier lassen sich zeitliche Parallelen zur Sickerwasserbildung an den einzelnen Stationen während der Winterhalbjahre ziehen, wodurch eindeutig belegt werden kann, daß die Sickerwasserbildung nicht nur als Funktion von Niederschlag, Nutzungs- und Bodeneigenschaften, sondern auch als Funktion der Bodenfeuchte zu bewerten ist, und somit der Bodenfeuchtegang ein wesentlicher Bestandteil des Wasserumsatzes im Bereich der ungesättigten Bodenzone darstellt (vgl. u.a. HUSEMANN & WESCHE 1964, HELLEKES 1985, HOLZMANN 1994, DISSE 1995).

Als weiteres charakteristisches Beispiel für die langfristigen Auswirkungen des Niederschlages auf die Feuchteentwicklung kann die Eindringtiefe der Bodenfeuchte und die daran gekoppelte Feuchteverteilung über die jeweils untersuchte Profiltiefe angeführt werden. Insbesondere am Beispiel der Winterhalbjahre, das heißt während der winterlichen Vegetationsruhe und dem damit verbundenen geringeren Feuchteverlust durch Transpiration und Evaporation, läßt sich der Prozeß der Feuchteverteilung nach der Tiefe in Abhängigkeit der zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung an den Feuchtediagrammen nachvollziehen. Auch hier wirken sich vor allem die Bodeneigenschaften und Nutzungsarten modifizierend auf die Eindringtiefe sowie die Art der Feuchteverteilung aus, was sich in den unterschiedlichen Ausprägungen der Feuchtemuster an den einzelnen Stationen widerspiegelt (z.B. ein in sich horizontal gegliedertes Feuchtebild als Folge der Ausbildung einer oder mehrerer Feuchtefronten, vgl. Kap. 6.2.4, Fig. 128; treppenförmige Feuchteverlagerung nach der Tiefe über einen längeren Zeitraum als Zeichen der Ausbildung eines „positiven“ hydraulischen Gradienten vgl. z.B. Kap. 6.2.3, Fig. 107; homogene Feuchteverhältnisse als Folge einer i.d.R. raschen und gleichmäßigen Verteilung der Feuchte im Bodenspeicherraum vgl. Kap. 6.2.1, Fig. 83).

Auffällig sind die sich im Winterhalbjahr einstellenden Gegensätze der Feuchteverhältnisse an den verschiedenen Ackerstationen des Bodenfeuchtemeßnetzes: An den Ackerstandorten Greverath, Idenheim (*mu*) und Meckel konnte in allen untersuchten hydrologischen Winterhalbjahren festgestellt werden, daß die Wiederauffüllung des Bodenspeichers mehr oder weniger schnell nach der sommerlichen Austrocknungsphase einsetzt. Dieser Prozeß ist eng gekoppelt an den Beginn der herbstlichen Niederschläge sowie deren zeitliche und mengenmäßige Verteilung zu Beginn der jeweiligen Winterhalbjahre. Im Gegensatz dazu setzt die winterliche Auffüllung an den Ackerstationen Rodt und Idenheim (*mm*) mit einer deutlichen Zeitverzögerung ein.

Für den Gesamteindruck der winterlichen Feuchteverhältnisse und vor allem der Feuchteverteilung im Bodenspeicherraum lassen sich zwischen den zuvor miteinander verglichenen Ackerstationen deutliche Abweichungen erkennen: Der winterliche Bodenspeicher der Ackerstationen Greverath, Idenheim (*mu*) und Meckel zeichnet sich durch überwiegend homogene Feuchteverhältnisse - bei standortbedingt unterschiedlichen Feuchtegraden als Folge der unterschiedlichen Bodenartenzusammensetzung der genannten Ackerstandorte - aus. Demgegenüber ist der winterliche Bodenspeicher der Ackerstationen Rodt und Idenheim (*mm*) durch deutlich horizontal ausgerichtete Feuchteabstufungen nach der Tiefe in Form von sog. Feuchtefronten, die in unterschiedlichen Bodenschichttiefen ausgebildet sind, geprägt, so daß sich die Feuchteentwicklung an diesen beiden Standorten wesentlich inhomogener darstellt. Die Stationsdiagramme mit ausgeprägter Ausbildung von Feuchtefronten zeigen insgesamt von oben nach unten abnehmende Feuchteverhältnisse. Diese Phänomene lassen sich auf einen wesentlich ausgeprägteren Bodenartenwechsel innerhalb der einzelnen Standortprofile zurückführen (vgl. Kap. 5.4.1 u. Anhang: Fig. 32). Häufig geht der Einstellung der Feuchtefront in einer bestimmten Tiefenlage eine 'stufenweise' Durchfeuchtung des Bodenspeichers - über den Zeitraum von mehreren Meßterminen hintereinander - voraus. In den Feuchtediagrammen läßt sich dieser Prozeß deutlich nachweisen und



dokumentiert somit die Ausbildung eines nach unten gerichteten hydraulischen Gradienten, der insbesondere in den Standortprofilen der stärker geschichteten Böden zu erkennen ist (vgl. auch HUSMANN 1996). Dieser positive, nach unten gerichtete Feuchtegradient erklärt sich aus dem Wirkungsgefüge zwischen Niederschlagseinträge in den Boden und dem überwiegend in Abhängigkeit der Bodeneigenschaften gesteuerten Wasserumsatz innerhalb des Bodenspeicherraumes (vgl. auch TRETER 1970, BOHLEBER 1992).

Zieht man die an den Profilgruben der Bodenfeuchtemeßstellen erzielten bodenphysikalischen Ergebnisse in die Bewertung der Feuchteverteilung mit ein, so läßt sich an den entsprechenden Standorten - unabhängig von der Nutzungsart - in den meisten Fällen ein Zusammenhang zwischen der Tiefenlage einer Feuchtefront und dem sprunghaften Anstieg der Lagerungsdichte in der entsprechenden Tiefe feststellen (vgl. Kap. 5.4.1, vgl. dazu auch die tabellarische Standortbeschreibungen der diagnostischen Horizontmerkmale ).

Der direkte Vergleich zwischen den winterlichen Feuchteprofilen der oben genannten Standorte belegt allerdings, daß durch den Einfluß der standortspezifischen Bodeneigenschaften und Nutzung die langfristigen Auswirkungen der Niederschläge auf die Bodenspeicherverhältnisse der einzelnen Stationen modifiziert werden (vgl. BOHLEBER 1992). Deutlich treten in den Feuchtebildern der Stationen Abweichungen sowohl gradueller Art zwischen den Feuchtegehalten als auch Unterschiede der Feuchteverteilung nach der Tiefe auf (vgl. BOHLEBER 1992, HUSMANN 1996). Diese spiegeln ganz klar die Unterschiede in den Korngrößenzusammensetzungen in Verbindung mit der Porengrößenverteilung der Böden der Stationen wider (vgl. Anhang: Fig. 32 u. Fig. 33). Dies bedeutet, daß die Niederschläge offensichtlich unterschiedlichen Infiltrationsbedingungen und damit einem unterschiedlichen Aufnahme- und Verteilungsprozeß für die eingetragenen Niederschlagsmengen innerhalb des Bodenspeicher - in Abhängigkeit der standörtlichen Bodencharakteristik - unterliegen.

Ein weiteres Merkmal aller Ackerstationen ist, daß unmittelbar nach einer längeren Niederschlagsperiode zeitweise die höchsten Wassergehalte im Tiefenabschnitt von 0 bis 10 cm auftreten. Körnungsbedingt neigen die Böden - hiervon ausgenommen ist die Ackerstation Greverath - mehr oder weniger stark zur Verschlämmung, so daß es hierdurch zeitweise zu verschlechterten Infiltrationsbedingungen kommt, die die gefallenen Niederschläge länger auf der Bodenoberfläche zurückhalten (vgl. Kap. 8.2.2.3).

Vor allem auf den bindigeren Böden macht sich durch die maschinelle Feldbearbeitung - insbesondere in einer Tiefe zwischen 30 bis 40 cm - eine Pflugsohlenverdichtung bemerkbar, die zusätzlich zu einer Verschlechterung der Feuchteabgabe in die unteren Bodenschichten führt, woraus die höheren Feuchtegehalte der oberen Bodenschichten resultieren (vgl. auch TRETER 1970).

Die über die bodenphysikalischen Standortanalysen erzielten Ergebnisse für die Werte der Trockenraumdichte, z.B. an den beiden Ackerstationen Rodt und Idenheim (*mm*) (vgl. Kap. 5.4.1 Tab. 43 u. Tab. 58), korrelieren mit den hohen Feuchtwerten der obersten Bodenschichten dieser Stationen. Gleichzeitig konnte festgestellt werden, daß die Lage der Feuchtefront - unabhängig von der Nutzungsart eines Standortes - meist mit dem sprunghaften Anstieg der Trockenraumdichte mehr oder weniger deutlich korreliert. Durch diesen Anstieg wird eine Art Schichtgrenze im Profilaufbau dieser Standorte erzeugt, die innerhalb dieses Bodenabschnittes zu einer Einschränkung der Perkulationsverhältnisse führt (vgl. auch ROSENKRANZ 1981, ZEPP 1995, HUSMANN 1996).

Die Unterschiede in den längerfristigen Feuchteverhältnissen insbesondere der Winterhalbjahre - wie z.B. homogene Speicherverhältnisse (vgl. z.B. Kap. 6.2.1: Ackerstation Greverath und Kap. 6.2.4: Ackerstation Meckel), daneben stärker horizontal ausgeprägte Feuchtemuster bzw. stark ausgeprägte heterogene Feuchteverhältnisse - sind somit Ausdruck des winterlichen Wasserumsatzes im Boden in

Abhängigkeit von der standortgebundenen Körnungshomogenität (z.B. Greverath und Meckel) bzw. einem starken Wechsel im Körnungsspektrum innerhalb eines Standortprofils (z.B. Rodt u. Idenheim *mm*) (vgl. u.a. HUSMANN 1996). Daß Korngrößenzusammensetzung und Porengrößenverteilung - neben dem Niederschlag als wichtigste Eingabegröße in das System Boden-Wasser-Pflanze - die Feuchteverhältnisse eines Standortes - unabhängig von der Nutzungsart - maßgeblich mitbeeinflussen, zeigt sich beim Vergleich der Feuchtediagramme aller Stationen untereinander:

Erwartungsgemäß treten die größten Unterschiede in den Feuchteverhältnissen zwischen den Bodenfeuchtemeßfeldern in der Gemarkung Greverath und den übrigen Standorten des Bodenfeuchtemeßnetzes auf. Während sich die Standorte in der Gemarkung Greverath (vgl. Kap. 6.2.1) - mit einem deutlich höheren Sand- und einem nur sehr geringen Schluff- und Tonanteil - in den Feuchtediagrammen durch die eher niedrigen Feuchteklassen (Feuchtekategorie 1 und 2, in geringem Maße auch 3) ausweisen, zeichnen sich die Standorte in den übrigen Gemarkungen (vgl. Kap. 6.2.2 bis Kap. 6.2.4), aufgrund ihrer stärker schluff- und tonhaltigen Böden und einem nur sehr geringen Sandanteil, im wesentlichen durch die mittleren bis höheren Feuchteklassen (überwiegend Feuchtekategorie 2 und 3, seltener Feuchtekategorie 1) aus.

Auch der unterschiedliche Ausschöpfungsgrad spiegelt sich im unterschiedlichen Körnungsspektrum und dem unterschiedlichen Porenvolumen - vor allem beim Vergleich der Ackerstandorte untereinander - wider. An anderer Stelle wurde bereits hervorgehoben, daß diese Bodeneigenschaften im wesentlichen die Bodenfeuchtekategorie eines Standortes ganz entscheidend prägen. Dies bedeutet, daß über die Korngrößenzusammensetzung und Porengrößenverteilung die Wasseraufnahmekapazität, die Wasserspeicherkapazität und die Wasserabgabekapazität bzw. die Wasserleitfähigkeit eines Bodens maßgeblich bestimmt wird (vgl. auch ROSENKRANZ 1981, ZEPP 1995).

Erwartungsgemäß treten demnach auch die niedrigsten Feuchtwerte als Folge einer stärkeren Bodenspeicherausschöpfung während der Sommerhalbjahre am Ackerstandort Greverath auf, dessen Böden substratbedingt eine geringere Wasserhaltekapazität aufweisen (vgl. auch Kap. 8.2.2.3).

Im Zusammenhang mit der Sickerwasserdynamik konnte zwar gezeigt werden, daß im Falle eines gut aufgebauten Sekundärporensystems (wie gut dimensionierte Wurmröhren, Wurzelbahnen, Schrumpf-, Trocken- bzw. Frostrisse) - wie z.B. am Ackerstandort Meckel (vgl. Kap. 6.1.4) festgestellt - selbst in bindigen Böden eine Verbesserung der Wasserbewegung nach unten geschaffen werden kann. In den Diagrammen zur Bodenfeuchtedynamik läßt sich dieser Vorgang - im Vergleich zur Sickerwasserdynamik - jedoch weniger deutlich herausstellen. Im Vergleich zum Ackerstandort Greverath liegen an diesem Standort - u.a. körnungsbedingt - ganzjährig gesehen deutlich höhere Feuchtegehalte, bei guter Sickerwasserdynamik, vor. Hieran zeigt sich zweifelsohne, daß vor allem während der Vegetationsperiode (Nutzungseinfluß durch Evaporation und Transpiration) die Wirksamkeit der sommerlichen Niederschläge auf die Bodenspeicherverhältnisse in starkem Maße durch den Einfluß der standortspezifischen Bodeneigenschaften - im Vergleich zum Standort Greverath - nicht nur modifiziert, sondern i.d.R. überlagert wird.

An den Standorten unter Grünland- und Waldnutzung (vgl. entsprechende Unterkapitel von Kap. 6.2.1 bis einschließlich Kap. 6.2.4) treten ebenfalls - als Folge der langfristigen Auswirkungen der Niederschläge - die oben beschriebenen Feuchtephänomene in Verbindung mit der sommerlichen Aufzehrungs- und der winterlichen Auffüllungsphase auf. Aus dem Vergleich der Feuchtediagramme der Grünland- bzw. Waldstandorte mit denen der Ackerstandorte läßt sich jedoch insbesondere eine zeitliche Verschiebung hinsichtlich der sommerlichen Ausschöpfungsphase - z.T. weit in das Sommerhalbjahr hinein - sowie der winterlichen Auffüllungsphase, mit deutlicher Verschiebung in das Winterhalbjahr hinein, eindeutig

erkennen. Dies macht insgesamt deutlich, daß neben dem Bodeneinfluß - wie bereits am Beispiel der Ackerstandorte diskutiert - auch die Nutzungsart (vgl. hierzu Feuchtebilder unter dem Aspekt der Nutzungsdifferenzierung) einen ganz entscheidenden Einfluß auf die Feuchteentwicklung innerhalb des Bodenspeicherraumes in Abhängigkeit der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge nimmt (vgl. weiter unten). (vgl. ERNSTBERGER 1987, WOHLRAB 1992, DISSE 1995, ZEPP 1995).

#### **8.2.4.3 Kurzfristige, ereignisabhängige Auswirkungen der Niederschläge auf die Bodenfeuchtedynamik**

Neben den langfristigen Auswirkungen der Niederschläge auf die Bodenfeuchteentwicklung konnte auch der Nachweis für sog. ereignisabhängige Feuchteveränderungen im Bodenspeicherraum - z.B. nach Starkniederschlagsereignissen - an allen Bodenfeuchtemeßstellen erbracht werden, die allerdings nur kurzfristig zu einer graduellen Veränderung der Feuchteverhältnisse geführt haben (vgl. TRETER 1970, ROSENKRANZ 1981).

Auffälligstes Merkmal der kurzzeitigen Auswirkungen der Niederschlagsereignisse auf die Bodenspeicherverhältnisse sind in den Feuchtediagrammen - unabhängig von der Jahreszeit, des Bewuchses und der Bodeneigenschaften - die sich vertikal nach unten erstreckenden sog. Feuchtezapfen, die sich meist im Zeitraum zwischen zwei Meßintervallen ausbilden (vgl. z.B. Kap. 6.2.3, Fig. 103) (vgl. u.a. auch BOHLEBER 1992, HUSMANN 1996).

KLAGHOFER (1998) führt das fingerförmige Ausbrechen der Feuchtefront auf die kurzfristigen Auswirkungen von Niederschlagsereignissen zurück. Auch diese Konstellation der sprunghaften Veränderung der Feuchteverhältnisse konnte an einigen Stationen des Bodenfeuchtemeßnetzes festgestellt und als Reaktion auf stärkere Niederschlagsereignisse gedeutet werden (vgl. u.a. Ackerstandort Idenheim (*mm*) HWHJ '97/98; Grünlandstandort Meckel HWHJ '94/95).

Der sprunghafte Anstieg der Bodenfeuchte nach der Tiefe wird insgesamt über das Niederschlagsangebot bestimmt, so daß zwischen der kurzfristigen Auswirkung eines Niederschlagsereignisses und einer daran gekoppelten Ausbildung von vertikal nach unten ziehenden Feuchtezapfen ein direkter Zusammenhang abgeleitet werden kann. Dabei zeigen sich jedoch jahreszeitlich bedingte Unterschiede in der Wirksamkeit der Niederschläge, wenn man die Feuchtebilder der Sommer- und Winterhalbjahre miteinander vergleicht.

Während in den Sommermonaten - meist nach längeren Trockenperioden - die Vertikalfiguren (Feuchtezapfen) häufig das Ergebnis einer direkten Reaktion auf ein einzelnes Starkniederschlagsereignis sind (vgl. Kap. 6.2.1: z.B. Greverath-Acker HSHJ 1996, 1997; Greverath-Grünland HSHJ 1997; Kap. 6.2.1: Rodt-Acker HSHJ 1997; Kap. 6.2.3: Idenheim-Acker (*mu*) HSHJ 1996, 1997; Kap. 6.2.4: Meckel-Grünland 1997), läßt sich am Beispiel der Winterhalbjahre aufzeigen, daß erst nach längeren Niederschlagsperioden - meist zur winterlichen Feuchteauffüllung - i.d.R. nur eine kurzfristige sprunghafte Anhebung der Feuchte erfolgt. Vor allem in den bindigen Böden kann es dabei zudem zu einer zeitlichen Verzögerung zwischen Niederschlagsereignissen und der damit verbundenen stärkeren Feuchteanhebung nach der Tiefe kommen.

Gleichzeitig mit der Ausbildung der vertikalen Feuchtefiguren konnte - insbesondere in den i.d.R. überwiegend als versickerungsunwirksam einzustufenden Sommermonaten - ein gesteigerter Sickerwasserprozeß an den meisten Lysimeterstationen beobachtet werden (vgl. SCHUMACHER & WELLENS 1993, HUSMANN 1996). Hieraus leitet sich für die hydrologischen Sommerhalbjahre ab, daß vor allem an den Standorten mit eher bindigen Böden (z.B. Ackerstationen Idenheim *mm* und Meckel; Grünlandstationen Idenheim *mm* und Meckel) sowohl die Sickerwasserbildung als auch die

Ausbildung der vertikalen Feuchtefiguren in Verbindung mit den sommerlichen Starkniederschlagsereignissen insbesondere als Resultat des Makroporenflusses (gesteigerte Wasserwegsamkeit über biogene und bodenstrukturbedingte Grobporen) zu bewerten sind.

In den Feuchtediagrammen mit der zeitparallelen Gegenüberstellung von Niederschlags- und Sickerwassermenge läßt sich der oben beschriebene Zusammenhang zwischen einem schnellen, ergiebigen sommerlichen Niederschlagseintrag, sprunghaftem Feuchteanstieg und der einsetzenden Sickerwasserbildung belegen (vgl. entsprechende Unterkapitel der Kap. 6.1 und 6.2).

Die über einen längeren Zeitraum andauernden winterlichen Niederschlagsperioden, verbunden mit einem weiteren Feuchteanstieg, sind i.d.R. nicht Auslöser der winterlichen Sickerwasserbildung sondern sie tragen vielmehr zu einer Steigerung der winterlichen Versickerungswirksamkeit der Niederschläge bei (vgl. Kap. 6.1 und 6.2).

Diese Feststellungen lassen sich exemplarisch an nachfolgend aufgezählten Stationsbeispielen belegen:

- \* kurzfristige Feuchteanhebung als Ergebnis einer direkten Reaktion auf die sommerlichen Starkniederschlagsereignisse und daran gekoppelt kurzfristig einsetzende Sickerwasserbildung:

*Greverath-Acker HSHJ 1996, 1997; Greverath-Grünland HSHJ 1997; Rodt-Acker HSHJ 1997, Idenheim-Acker (mu) HSHJ 1996, 1997; Meckel-Grünland HSHJ 1997*

- \* Anhebung der Feuchte nach einer längeren winterlichen Niederschlagsperiode mit gesteigerter Sickerwasserbildung:

*Greverath-Grünland HWHJ 1994/95 (Januar), HWHJ 1995/96 (Februar); Greverath-Wald 1996/97 (Februar/März); Rodt-Acker 1994/95 (Januar/Februar); Idenheim-Acker (mm) HWHJ 1994/95 (Januar/Februar), HWHJ 1997/98 (Dezember/Januar); Meckel-Grünland HWHJ 1994/95 (Januar), HWHJ 1995/96 (Dezember/Januar, Februar/März), HWHJ 1997/98.*

Wie ROSENKRANZ (1981) analog zu den vertikalen Feuchtezapfen - als Zeichen einer *positiven* Auswirkung von kurzfristigen Niederschlagsereignissen auf die Speicherverhältnisse - herausstellt, treten während der Sommerhalbjahre insbesondere an den Grünlandstandorten des Bodenfeuchtemeßnetzes auch zapfenförmig nach unten ziehende Trockenmuster auf, die auf eine sprunghafte Feuchteabnahme zwischen zwei aufeinanderfolgenden Meßterminen im Bodenspeicher hinweisen.

Durch die Auswertungen der auf den Grünlandstandorten vorgenommenen Feuchtemessungen konnte festgestellt werden, daß unter Grünlandnutzung sowohl die vertikalen *Feuchtefiguren* als auch die vertikalen *Trockenzapfen* im wesentlichen als Folge der Grünlandbewirtschaftung (zweischürige Mahd) in Verbindung mit den Witterungsverhältnissen zur Zeit der Bewirtschaftung zu sehen sind. Der Bodeneinfluß wird hierbei durch den Niederschlags- und Nutzungseinfluß weitestgehend ausgeschaltet. Die Feuchtebilder der Grünlandstationen des hydrologischen Sommerhalbjahres 1995 lassen diese beiden gegensätzlichen Muster als Folge der ersten und zweiten Mahd deutlich erkennen. Die erste Mahd im Juni des Jahres 1995 führt dazu, daß die in den Boden eingetragenen Niederschläge eine kurzfristige Unterbrechung der bereits eingesetzten sommerlichen Aufzehrungsphase - mit einer deutlichen Anhebung der Wassergehalte häufig bis in die tieferen Bodenschichten - bewirken. Dieser Effekt konnte an dem darauffolgenden Meßtermin an den Grünlandstationen meist nicht mehr festgestellt werden.

Dagegen kommt es nach dem zweiten Grasschnitt im Hochsommermonat August - meist in Verbindung mit einer vorausgegangenen niederschlagsarmen Zeit - zu einem weiteren Absinken der Feuchtwerte. Diese Feuchteabnahme läßt sich meist über die gesamte Profiltiefe feststellen. Die unmittelbar nach der Mahd einsetzenden Niederschläge bewirken zunächst keine Feuchteanhebung, da durch den pflanzlichen Wasseraufbrauch der neu aufwachsenden Gräser die eingetragene Niederschlagsmenge dem Boden

wieder entzogen wird (vgl. u.a. auch ERNSTBERGER 1987, WOHLRAB 1992). An den Grünlandstandorten wird somit unmittelbar nach der zweiten Mahd i.d.R. die stärkste Ausschöpfung des Bodenwasservorrates erreicht (vgl. Kap. 6.2.1: Grünlandstationen Greverath HSHJ 1995; Kap. 6.2.2: Grünlandstation Rodt HSHJ 1995; Kap. 6.2.3: Grünlandstationen Idenheim (*mu*) u. Idenheim (*mm*) HSHJ 1995).

#### **8.2.4.4 Modifizierung der innerjährlichen Bodenfeuchtedynamik durch Boden- und Nutzungseinfluß**

Im Rahmen der oben vorgenommenen Nachweisführung bezüglich der lang- und kurzfristigen Auswirkungen des Niederschlages im Verlaufe eines hydrologischen Jahres auf die innerjährliche Bodenfeuchteentwicklung wurde bereits deutlich, daß die Bodenfeuchte nicht ausschließlich als Funktion der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge begründet werden kann.

Insbesondere der Vergleich der Feuchteverhältnisse zwischen allen Bodenfeuchtemeßstellen ließ bereits erkennen, daß - trotz vergleichbarer Witterungsverhältnisse - die Unterschiede in der Feuchteentwicklung der einzelnen Stationen als Ausdruck einer starken Wechselwirkung zwischen den Parametern Niederschlag, Nutzungs- und Bodeneigenschaften gedeutet werden müssen (vgl. OLBRISCH 1975a, WOHLRAB 1992, HOLZMANN 1994, HESSISCHE LANDESANSTALT FÜR UMWELT 1992, 1994a, 1994b). So konnten die Auswirkungen des Niederschlagseinflusses auf die innerjährliche Bodenfeuchtedynamik nach Tiefe und Zeit nicht ohne das Eingreifen der Bodeneigenschaften und der Nutzungsart in den dynamischen Ablauf der Bodenfeuchteentwicklung diskutiert werden. Nachfolgend soll deshalb anhand einiger weniger Stationsbeispiele gezeigt werden, wie stark die Standorteigenschaften (Boden und Nutzungsart) - neben der Haupteingabegröße Niederschlag - in die Bodenfeuchteentwicklung eingreifen.

Der Nutzungseinfluß läßt sich z.B. sehr eindrucksvoll am Beispiel der Feuchteverhältnisse der Grünland- und Waldstandorte im Vergleich zu den Ackerstandorten nachweisen. Hierzu werden die entsprechenden Feuchtediagramme vergleichend betrachtet:

Die Sommerhalbjahre dokumentieren bei den Grünland- und Waldstandorten mit Beginn der Vegetationsperiode i.d.R. den Beginn der Feuchteaufzehrung unterhalb einer Bodentiefe von 20 bis 30 cm. Die Wasserversorgung der aufwachsenden Gräser wie auch der Frühjahrsgeophyten an den Waldstandorten zu Beginn der Vegetationsperiode erfolgt somit offensichtlich zunächst über die unteren Bodentiefen. Die Feuchtegehalte der darüber liegenden Bodenschichten weisen dagegen noch deutlich höhere Werte auf. Erst im späteren Verlauf des Sommerhalbjahres kommt es auch in den oberen Bodenschichten zur Feuchteaufzehrung. Im Zusammenhang mit dieser Feuchteentwicklung konnte besonders in den Feuchtediagrammen der mehrschichtigen Böden der Grünland- und Waldstandorte die sommerliche Aufzehrungsphase über die Ausbildung des sog. „negativen“ hydraulischen Feuchtegradienten zeitlich verfolgt werden. Hierbei zeigte sich - insbesondere in der Übergangszeit vom Winter- zum Sommerhalbjahr - eine im Bodenspeicher von unten nach oben mehr oder weniger langsam fortschreitende Feuchteaufzehrung. Diese dynamische Entwicklung ist jedoch nicht nur bodenabhängig sondern insbesondere auch als Charakteristikum der Grünland- und Waldstandorte zu beschreiben.

Abweichungen im zeitlichen Beginn der Speicherentleerung zeigen sich allerdings auch zwischen den einzelnen Grünlandstandorten. Hieraus resultiert, daß die standörtlichen Bodeneigenschaften den zeitlichen Beginn der Ausschöpfung an den Grünlandstandorten modifizieren, besonders wenn hohe Anfangsbodenfeuchten im Falle deutlich tonhaltigerer Böden zu Beginn des Sommerhalbjahres in Verbindung mit einer anhaltenden Bodenfeuchteergänzung durch die Nachlieferung der

Frühjahrsniederschläge in den Bodenspeicher den pflanzlichen Wasseraufbrauch zunächst noch nachhaltig kompensieren können (vgl. Kap. 6.2.2 Bodenfeuchte-meßfeld: Rodt-Grünland: Beginn HSHJ 1996, Fig. 95 u. im Vergleich dazu Kap. 6.2.1 Bodenfeuchte-meßfeld: Greverath-Grünland: Beginn HSHJ 1996, Fig. 86).

Daß die unterschiedlichen Nutzungsarten einen unterschiedlich starken Prozeß der Bodenfeuchteaufzehrung im Verlauf der Sommerhalbjahre bedingen, zeigt sich besonders beim Vergleich zwischen den Ackerstationen und den oben bereits beschriebenen Verhältnissen der Grünland- und Waldstationen. Im Vergleich zu den Grünland- und Waldstationen konnte für die Ackerstationen - in Abhängigkeit der Niederschlags- und Bodenspeicherverhältnisse am Übergang zwischen dem jeweils vorangegangenen hydrologischen Winterhalbjahr zu dem darauffolgenden Sommerhalbjahr - insgesamt ein sehr früher Beginn der sommerlichen Speicherentleerung festgestellt werden. Dabei wurde im Rahmen der Standortanalysen zur innerjährlichen Feuchtedynamik (vgl. entsprechende Unterkapitel von Kap. 6.2) versucht, sowohl den frühen Beginn der sommerlichen Ausschöpfungsphase als auch die zeitliche Abfolge des pflanzlichen Wasseraufbrauchs im Zusammenhang mit der zeitlichen Entwicklung der Nutzpflanzen (= phänologische Phasen) zu erklären.

Besonders im Verlauf der niederschlagsarmen Sommerhalbjahre 1994 und 1996 konnten die bodenfeuchtereduzierenden Auswirkungen durch die phänologischen Phasen in den jeweiligen Feuchtediagrammen nachvollzogen werden (vgl. auch ERNSTBERGER 1987, ZEPP 1995). Quantitativ nicht belegbar ist - während der Sommerhalbjahre - vor allem der Verlust einer gewissen Niederschlagsmenge noch vor der eigentlichen Infiltration in den Boden durch die Verdunstung der Wassertropfen auf der Oberfläche des Bewuchses (u.a. Halmverdunstung). Dieser Niederschlagsverlust ist jedoch nicht auf die Ackerstandorte beschränkt, er findet ebenso auf den Flächen über Grünland- und Waldnutzung statt (vgl. auch WOHLRAB 1992). BOHLEBER (1992) weist ebenfalls darauf hin, daß während der Zeit der Vegetationsperiode bestandsbedingt ein Teil des Niederschlages bereits vor der Infiltration in den Boden dem Wasserumsatz im Bodenspeicher verloren geht. Gerade dies macht die Interpretation der Bodenwasserbilanz nach dem Einsetzen der Vegetationsperiode problematisch. „Abhängig von Bewuchsdichte und -höhe bleibt ein mehr oder weniger großer Anteil eines Niederschlages auf der Pflanzenoberfläche hängen und verdunstet direkt von der Pflanze (Interzeption).“ (BOHLEBER 1992, S. 157).

Weiterhin konnte gezeigt werden, daß die unterschiedlichen Bodeneigenschaften der Ackerstationen in Verbindung mit der zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der sommerlichen Niederschläge als Ursache für die Abweichungen in der Feuchteentwicklung zwischen den einzelnen Ackerstandorten zu nennen sind. Daß der Bodeneinfluß sich auch im Grad der Feuchteaufzehrung im Bodenspeicher widerspiegelt, zeigt sich sehr deutlich beim Vergleich der Feuchtediagramme der Sommerhalbjahre zwischen der Station Greverath-Acker (vgl. Kap. 6.2.1) und der Station Meckel-Acker (vgl. Kap. 6.2.4).

Demgegenüber zeigen sich an den Ackerstandorten mit vergleichbaren Bodeneigenschaften (Korngrößenspektrum und Porengrößenverteilung) deutlich geringere Abweichungen im Ablauf der sommerlichen Feuchteentwicklung. Diese Feststellungen lassen sich an den Feuchtediagrammen der Ackerstandorte Rodt (vgl. Kap. 6.2.2) und Idenheim (*mu*) bzw. Idenheim (*mm*) (vgl. Kap. 6.2.3) und Meckel (vgl. Kap. 6.2.4) eindrucksvoll belegen.

Der i.d.R. an den Ackerstandorten - im Vergleich zu den Grünland- und Waldstandorten - wesentlich frühere Beginn der sommerlichen oberflächennahen Feuchteaufzehrung wird zudem auf die zu Beginn der Vegetationsperiode nur spärlich vorhandene Bodenbedeckung auf den Ackerflächen und dem daraus

resultierenden fehlenden Verdunstungsschutz zurückgeführt (vgl. auch ROSENKRANZ 1981, BOHLEBER 1992, WOHLRAB 1992, HOLZMANN 1994, HUSMANN 1996).

Daß auch ein Zusammenhang zwischen der Feldbearbeitung nach der Ernte und dem Zeitpunkt der winterlichen Auffüllungsphase besteht, konnte ebenfalls an den meisten Ackerstandorten nachgewiesen werden. Ganz entscheidend sind hierbei in jedem Fall die unmittelbar nach der Feldbearbeitung herrschenden Witterungsverhältnisse. Anhand der Feuchtebilder läßt sich belegen, daß durch das Pflügen der Ackerfläche nach der Ernte ergiebige Herbstniederschläge günstige Infiltrationsbedingungen auf den frisch umgebrochenen Ackerflächen finden, die i.d.R. auch mit dem Zeitpunkt der einsetzenden Phase der Speicherauffüllung zusammenfallen. Der Einfluß der unterschiedlichen Bodeneigenschaften auf die Feuchteverteilung kommt in diesem Zusammenhang erst unterhalb der umgebrochenen Scholle zum Tragen.

Somit wirken sich die Pflugarbeiten zumindest kurzfristig positiv auf das Infiltrationsvermögen der Ackerböden im oberflächennahen Bodenbereich aus, ein positiver Effekt, der an den Grünland- und Waldstandorten aufgrund fehlender Bodenbearbeitung (Bodenlockerung) nicht zustande kommt. Dagegen führt auf den Grünlandstandorten die zweite Mahd im Spätsommer zu einer kurzfristigen erneuten Feuchteaufzehrung. Hieran zeigt sich, daß die unterschiedlichen Bearbeitungsmaßnahmen zu gegenläufigen Entwicklungen im Bodenspeicherraum der unterschiedlichen Nutzungsformen - trotz vergleichbarer Witterungsverhältnisse - führen können.

Ein weiteres markantes Feuchtemerkmal der Grünland- und Waldstandorte sind die überaus hohen Feuchtegehalte in den oberflächennahen Bodenschichten bis teilweise in eine Tiefe von 20 cm. Insbesondere während der hydrologischen Winterhalbjahre übertreffen diese Feuchteverhältnisse meist die Wassergehaltswerte der sich darunter anschließenden Bodenschichten.

Gleiche Beobachtungen konnten von TRETER (1970), ROSENKRANZ (1981), HEEB (1991) und ZEPP (1995) im Rahmen von Bodenfeuchtemessungen unter Grünland festgestellt werden. Die hohen Feuchtwerte sind eindeutig auf die feuchtigkeitspeichernde Funktion des sich unterhalb der Bodenoberfläche ausgebildeten Graswurzelfilzes zurückzuführen. Hieraus erklären sich zum einen die im Jahresverlauf - bis auf kurzzeitige Unterbrechungen während der hochsommerlichen Ausschöpfungsphase - überwiegend homogen ausgebildeten Feuchteverhältnisse. Der graduelle Unterschied in den Feuchtwerten der oberen Bodenschicht an den einzelnen Stationen muß wiederum als eine Funktion der Bodeneigenschaften erklärt werden. Auffallend ist, daß besonders an den Grünlandstandorten, deren Oberböden einen deutlich höheren Ton- und Schluffgehalt (z.B. Idenheim *mm*, Meckel) aufweisen, entsprechend höhere Feuchtegehalte festgestellt wurden im Vergleich zu den Grünlandstandorten, deren Oberböden einen höheren Sandanteil (z.B. Greverath) aufweisen. Entsprechend nachhaltiger wirkt sich der Verdunstungsschutz an der Oberfläche der Grünlandstandorte Idenheim (*mm*) und Meckel - gegenüber dem Grünlandstandort Greverath - auf die darunter liegenden Schichten der Unterböden aus. Entsprechend unterschiedlich stark verläuft auch die Feuchteaufzehrung in den sich darunter anschließenden Bodenschichten ab. Somit läßt sich an den oben genannten Beispielen zeigen, daß im wesentlichen die Modifizierung der hohen Feuchteverhältnisse in den oberen Bodenschichten der Grünlandstandorte auf den Einfluß der Bodeneigenschaften zurückzuführen ist, wogegen die hohen Feuchtwerte insgesamt als feuchtespeichernde Funktion des Graswurzelfilzes zu bewerten sind (vgl. auch Ausführungen zu den Feuchtediagrammen der Grünlandstationen in den entsprechenden Unterkapitel von Kap. 6.2).

Es konnte insgesamt anhand der graphischen Umsetzung der Feuchtedaten (vgl. Kap. 6.2) gezeigt werden, daß sich auf allen Standorten des Bodenfeuchtemeßnetzes die Nutzungsart eindeutig in der

Bodenfeuchtecharakteristik des jeweilig untersuchten Standortes widerspiegelt. Dies bedeutet, daß der Niederschlagseinfluß durch den Nutzungseinfluß eine Differenzierung im Feuchtebild erkennen läßt. Vergleicht man die Standorte gleicher Bewirtschaftungsform und unterschiedlicher Bodeneigenschaften untereinander, wird deutlich, daß der Bodeneinfluß auf die innerjährliche Feuchtedynamik zusätzlich modifizierend einwirkt. Somit korrelieren die unterschiedlichen Bodenspeicherverhältnisse mit der zwischen den einzelnen Bodenfeuchtemeßstellen festgestellten räumlichen Variabilität der Bodeneigenschaften (vgl. Kap. 5.4.1; vgl. auch Kap. 8.1.3 u. Kap. 8.1.4) und der Nutzungsvielfalt (vgl. Beschreibung der Standortanalysen in Kap. 6.2).

### **8.3        Jahressumme der realen Evapotranspiration als Funktion der Standorteigenschaften**

Daß die reale Evapotranspiration ebenfalls eine wichtige Rolle im Rahmen bodenwasserhaushaltlicher Untersuchungen spielt (vgl. u.a. auch WESSOLEK 1989, RENGGER 1992A, ZEPP 1995), wurde in der vorausgegangenen Diskussion der innerjährlichen Sickerwasser- und Bodenfeuchtedynamik als Funktion der Witterungsbedingungen und der Standorteigenschaften deutlich.

Vor allem der unterschiedliche jahreszeitlich bedingte Einfluß der realen Evapotranspiration auf die Bodenfeuchteverhältnisse und die Sickerwasserbildung konnte im Rahmen der Auswertung der standörtlichen Analysen zur innerjährlichen Sickerwasser- und Bodenfeuchtedynamik herausgestellt werden (vgl. Unterkapitel von Kap. 6.1 und 6.2).

Diese Ergebnisse ließen insgesamt erkennen, daß während der hydrologischen Sommerhalbjahre die Versickerungsunwirksamkeit der Niederschläge in den Bodenmonolithen und die auffällige Bodenspeicherentleerung vor allem eine Folge des pflanzlichen Wasseraufbrauchs und somit der Verdunstung der bewirtschafteten Standorte ist.

Demgegenüber konnte auf der Grundlage der Ergebnisse der winterlichen Sickerwasser- und Bodenfeuchtedynamik festgestellt werden, daß sich die Winterhalbjahre - im Gegensatz zu den Sommerhalbjahren - eindeutig durch eine gesteigerte Versickerungswirksamkeit der Niederschläge und der Bodenspeicherauffüllung hervorheben. Hieraus leitet sich ab, daß der Vorgang der realen Evapotranspiration für den winterlichen Wasserumsatz im Boden keine nachhaltige Wirkung zeigt.

Eine direkte volumetrische Erfassung der negativen Bilanzgröße reale Evapotranspiration - wie für die Bilanzgrößen Niederschlag, Sickerwasser und Bodenfeuchte - konnte jedoch im Rahmen dieser Arbeit an den einzelnen Feldstationen - meßtechnisch bedingt - nicht vorgenommen werden (vgl. Kap. 4.1).

Um dennoch einen Eindruck über die Höhe dieser den Wasserhaushalt eines Standortes ebenfalls bestimmenden Bilanzgröße gewinnen zu können, wurde zur Kalkulation der standortspezifischen Jahressumme der realen Evapotranspiration (vgl. Kap. 6.3.1) auf bestehende und in zahlreichen regionalen Studien erfolgreich angewandte Berechnungsverfahren zurückgegriffen, die sich im wesentlichen auf meteorologische, nutzungs- und bodenspezifische Parameter stützen (vgl. GRONEMEIER 1976a, BOAST & ROBERTSON 1982, SCHROEDER 1988, 1991, BOHLEBER 1992, RENGGER 1992, DISSE 1995, FOHRER 1995, HUSMANN 1996, ZISCHAK 1997). Die hierfür jeweils notwendige Datengrundlage wird durch die an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes jeweils direkt erhobenen bzw. rechnerisch abgeleiteten meteorologischen, bodenhydrologischen, bodenphysikalischen und nutzungsspezifischen Parameter bereitgestellt (vgl. Kap. 5.2.1.1, Kap. 5.3.1.1 u. Kap. 5.3.2).



### 8.3.1 Jahressumme der realen Evapotranspiration als Restglied der Wasserhaushaltsbilanzgleichung

In Kapitel 5.2.2.2 und Kapitel 6.3.1 sind für die neun Stationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes die Ergebnisse der Jahressummen der realen Evapotranspiration, als Restglied der einfachen Wasserhaushaltsbilanzgleichung (vgl. Kap. 4.3.2.2, Gl. 6), für den Zeitraum von drei hydrologischen Jahren vorgelegt. Als Datengrundlage dienen hierbei die jeweils zu Jahressummenwerten zusammengefaßten Meßgrößen Niederschlag (vgl. Kap. 5.2.1.1, Tab. 11) und Sickerwassermengen der Lysimeter (vgl. Kap. 5.3.1.1, Tab. 21) sowie der über die Bodenfeuchtemessungen errechnete Bodenspeicherwert am Ende des jeweiligen hydrologischen Jahres (vgl. Kap. 5.3.2, Tab. 30).

Um den nutzungs- und bodenspezifischen Einfluß auf die Bilanzgröße *reale Evapotranspiration* an den Standorten nachweisen zu können, wurde die Jahresbilanzbetrachtung für diese wasserhaushaltliche Größe gemarkungsbezogen und innerhalb der Gemarkungen wiederum getrennt nach der Nutzungsart (vgl. Kap. 6.3.1) - wie schon im Rahmen der Nachweisführung eines Nutzungs- und Bodeneinflusses auf die Sickerwasserbildung und die Bodenfeuchteentwicklung - vorgenommen.

Stellt man zunächst die mittleren Jahressummen der realen Evapotranspiration der einzelnen Feldstationen nach Gemarkungen einander gegenüber, so lassen sich sowohl innerhalb der Gemarkungen (= nutzungsdifferenziert) als auch zwischen den Gemarkungen deutliche Abweichungen in den Stationswerten erkennen, die - vergleichbare Witterungsverhältnisse im vorliegenden Beispiel vorausgesetzt - eindeutig als Folge eines unterschiedlichen Nutzungs- sowie aus der Kenntnis der pedologischen Variabilität zwischen den einzelnen Standorten heraus, eines unterschiedlichen Bodeneinflusses zu bewerten sind (vgl. Fig. 144) (vgl. auch RENGGER 1992a, DISSE 1995, ZISCHAK 1997, KOFALK 1998).

Die Figur 144 dokumentiert allerdings auch, daß sich für die Einflußnahme der Boden- und Nutzungseigenschaften auf die reale Evapotranspiration keine einfachen Gesetzmäßigkeiten - weder innerhalb gleicher Nutzungsgruppen noch für die Nutzungsdifferenzierung zwischen Acker, Grünland und Wald - ableiten lassen, über die sich eine Rangabstufung hinsichtlich einer nutzungsspezifischen bzw. bodenspezifischen Einflußnahme begründen lassen könnte.

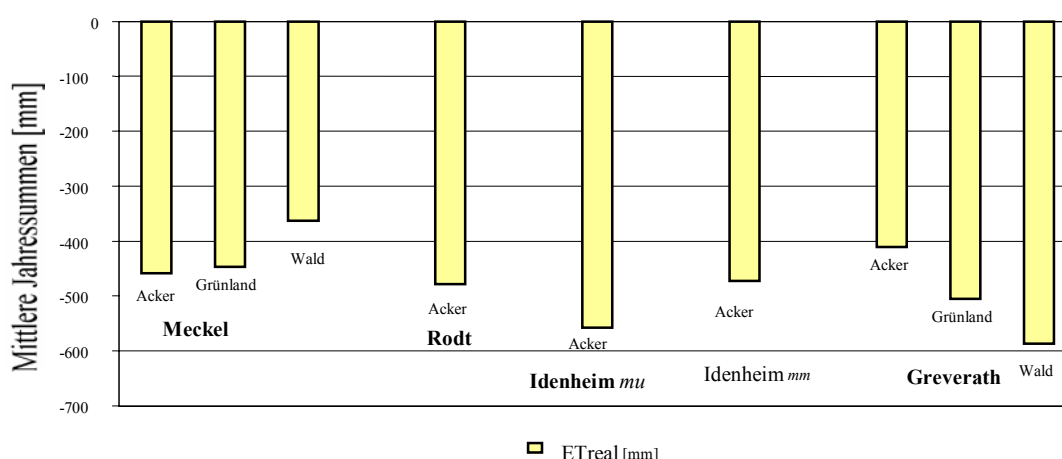


Fig. 144: Mittlere Jahressummen der Bilanzgröße reale Evapotranspiration (ETreal) an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes für den Bearbeitungszeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998

Diese Aussage läßt sich insbesondere durch den Vergleich der mittleren Jahressummen der realen Evapotranspiration für die Nutzungsarten Acker, Grünland und Wald zwischen den Gemarkungen Meckel und Greverath belegen: Während für die Standorte in der Gemarkung Greverath die Ergebnisse der mittleren Jahressummen der realen Evapotranspiration die allgemein zu erwartende Zunahme der Verdunstung von Acker über Grünland zum Wald hin belegen (vgl. ERNSTBERGER 1987), zeigt sich für die Standorte in der Gemarkung Meckel ein vollkommen gegenläufiges Bild. Die höchsten Jahressummen der Verdunstung treten nicht unter Wald-, sondern unter Ackernutzung auf. Hieraus leitet sich ab, daß der Nutzungseinfluß auf die reale Evapotranspiration an den Feldstationen der Gemarkung Meckel durch den Bodeneinfluß überprägt wird. Die Ursachen hierfür werden weiter unten näher erläutert.

Bereits im Zusammenhang mit der Überprüfung des Nutzungs- und Bodeneinflusses auf die Sickerwasser- und Bodenfeuchtedynamik konnten Unterschiede in der Wirkungsweise dieser beiden Einflußgrößen auf die Bilanzgrößen (Sickerwasser und Bodenfeuchte) des Wasserhaushaltes in den Gemarkungen Meckel und Greverath dokumentiert werden: Neben einer nutzungsabhängigen Reihenfolge (Gemarkung Greverath), zeigte sich auch eine bodenabhängige Reihenfolge (Gemarkung Meckel) zwischen den Standorten unterschiedlicher Nutzungsarten (vgl. entsprechend Kap. 5.3.1.1, Kap. 6.1 u. Kap. 6.2).

Aus Figur 144 geht weiterhin hervor, daß auch zwischen den mittleren Jahressummen der realen Evapotranspiration gleicher Nutzungsarten Abweichungen auftreten. Diese Unterschiede belegen, daß innerhalb der gleichen Nutzungsgruppe die unterschiedlichen Bodeneigenschaften an den Standorten der Feldstationen eine Modifizierung des Nutzungseinflusses bewirken. Auch hier lassen sich wiederum Parallelen zu den Sickerwassermengen und der Bodenfeuchteentwicklung (vgl. Kap. 5.3.1.1, Kap. 6.1 und 6.2 sowie Kap. 8.2.2 u. Kap. 8.2.4.4) erkennen, die Anlaß zu einer Überprüfung geben, ob und inwieweit sich die erzielten Einzelergebnisse der Bilanzgrößen des Wasserhaushaltes als Resultat eines komplexen Wirkungsgefüges zwischen den einzelnen Bilanz- und Einflußgrößen untereinander bestätigen lassen (vgl. z.B. Tab.88; vgl. auch EHLERS 1975, OLBRISCH 1975a, SCHROEDER 1977, STREBEL & RENGGER 1977, SPONAGEL 1980, HELLEKES et al. 1982, ERNSTBERGER 1987, PROKSCH 1990, 1994, SCHINDLER et al. 1997b).

Den Berechnungen der realen Evapotranspiration der Waldstandorte Meckel und Greverath in der Figur 144 sind jeweils die Freilandniederschläge der unmittelbar benachbarten Grünlandstandorte zugrunde gelegt, um den nutzungsspezifischen Einfluß zwischen den Stationen Acker, Grünland und Wald - unter gleichen Witterungsbedingungen - bewerten zu können (vgl. auch Kap. 6.1.3). Würde für den Vergleich zwischen den Werten der realen Evapotranspiration der Acker-, Grünland- und Waldstandorte lediglich der ermittelte Bestandsniederschlag zugrunde gelegt, käme es alleine hierdurch zu einer Unterschätzung der Verdunstung unter Wald, da der Interzeptionsverlust nicht berücksichtigt würde und somit nur die nach dem Kronendurchlaß auf den Waldboden fallenden und bereits durch die Interzeptionswirkung des Baumbestandes stark verringerten Niederschlagsmengen in die Jahresbilanzierung eingehen würden. Auf die Notwendigkeit der Berücksichtigung des Interzeptionsverlustes im Zusammenhang mit der Bewertung der Waldverdunstung weist u.a. auch SCHROEDER (1991, S. 19) hin: „Die auf den ersten Blick sehr hohen Werte für die Waldverdunstung gewinnen sofort an Wahrscheinlichkeit, wenn man bedenkt, daß allein auf daß Konto der Interzeption 100 - 250 mm gehen.“ (vgl. auch VETTERLEIN 1961, SCHROEDER 1985, 1987b). Vergleichbar hohe Werte für den Interzeptionsverlust durch den Bestand konnten auch an den Waldstationen des Bodenfeuchtemeßnetzes - über die Differenzbildung Freilandniederschlag minus Bestandsniederschlag indirekt abgeschätzt werden (vgl. Kap. 6.3.1).

Aus der Kenntnis heraus, daß die reale Evapotranspiration auch als Funktion der Sickerwasserdynamik und der Bodenfeuchtedynamik zu beschreiben ist (vgl. u.a. KLAUSING 1970, ROSENKRANZ 1981, ERNSTBERGER 1987, DISSE 1995, ZEPP 1995, KOFALK 1998), wurden die an den Feldstationen für die Wasserhaushaltsjahre ermittelten Bilanzgrößen *Sickerwassermenge* (Siwa), *Bodenspeicheränderung* (Bofeu) und *reale Evapotranspiration* (ETreal) jeweils der entsprechenden positiven Bilanzgröße *Niederschlag* (N) gegenübergestellt, um hierüber eine Bewertung der Wechselwirkung zwischen den einzelnen Bilanzgrößen vornehmen zu können. Durch die gleichzeitige Berücksichtigung weiterer standortspezifischer Eigenschaften (Nutzung und Boden) läßt somit sich der Nutzungs- und Bodeneinfluß qualitativ abschätzen.

Die detaillierten Ausführungen zur Feststellung des komplexen Wirkungsgefüges zwischen diesen Bilanz- und Einflußgrößen (vgl. OLBRISCH 1975a; vgl. auch Tab. 88) finden sich in Kapitel 6.3. Die in diesem Kapitel vorgestellten Einzelwerte der Jahressummen der realen Evapotranspiration der untersuchten hydrologischen Jahre 1995/96, 1996/97 und 1997/98 jeder einzelnen Station zeigen, daß sich auch witterungsabhängig deutliche Schwankungen zwischen den Werten der Einzeljahre ergeben (vgl. auch HELLEKES 1980, HESSISCHE LANDESANSTALT FÜR UMWELT 1992, 1994a, 1994b, DISSE 1995).

Mit der graphischen Gegenüberstellung aller Jahresbilanzgrößen - als Mittlere Jahressummenwerte im Bearbeitungszeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998 - für die Standorte unterschiedlicher Nutzungsart mit gleichen Bodeneigenschaften (vgl. Fig. 145) bzw. gleicher Nutzungsart und unterschiedlichen Bodeneigenschaften (vgl. Fig. 146) wird gezeigt, daß - jeweils gleiche Bilanzgrößen miteinander verglichen - die starken Abweichungen zwischen den einzelnen Parametern die Abhängigkeit von den Standorteigenschaften erkennen lassen.

Zudem lassen die dargestellten Ergebnisse in Figur 145 folgende Interpretation für den Vergleich zwischen den beiden Bilanzgrößen reale Evapotranspiration und Versickerung zu: Aus den Einzelergebnissen dieser beiden Bilanzgrößen läßt sich herauslesen, daß diese Größen offensichtlich gegenläufigen Prozessen unterliegen, anhand derer sich die Auswirkungen der eingetragenen Niederschläge in das System Boden-Wasser-Pflanze qualitativ bewerten lassen können. Über die Höhe der Verdunstung reduziert sich entsprechend die Höhe der niederschlagsanteiligen Sickerwassermenge (vgl. auch KLAUSING 1970, S. 7, SCHUBACH 1970, RENGGER 1992a). Dieser sich gegenläufig bedingende Prozeß wird in den Einzelergebnissen der Jahresbilanzgrößen für den Zeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998 der einzelnen Feldstationen dokumentiert (vgl. Kap. 6.3.1). In diesen Einzelergebnissen zeigt sich auch, daß insbesondere eine Abhängigkeit zwischen den jeweiligen Witterungsverhältnissen, der Höhe der realen Evapotranspiration und den Bodenspeicherverhältnissen der einzelnen Jahre besteht, und daß diese Abhängigkeit nutzungs- und bodenbedingt zusätzlich eine Modifizierung erfährt (vgl. u.a. SCHUBACH 1970, HESSISCHE LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ 1992, 1994a, 1994b).

Vergleicht man die mittleren Jahressummen der Bilanzgrößen für gleiche Nutzungsarten untereinander (Fig. 146), so spiegelt sich in den Schwankungen der Bilanzgrößen deren Abhängigkeit von den jeweiligen standörtlichen Bodeneigenschaften eindeutig wider.

Sowohl substratbedingt als auch seitens der Porengrößenverteilung (vgl. Kap. 5.4.1; sowie Anhang: Fig. 32 u. Fig. 33) erklärt sich, daß der niedrigste Wert der realen Evapotranspiration am Ackerstandort Greverath über stark sandigem Bodensubstrat - im Vergleich zu den übrigen Standorten - auftritt. Bei fast ausgeglichenen Bodenspeicherverhältnissen erklärt sich somit auch, daß erwartungsgemäß die höchste Sickerwassermenge für den sandigen Standort ausgewiesen wird. Es fällt jedoch auf, daß die

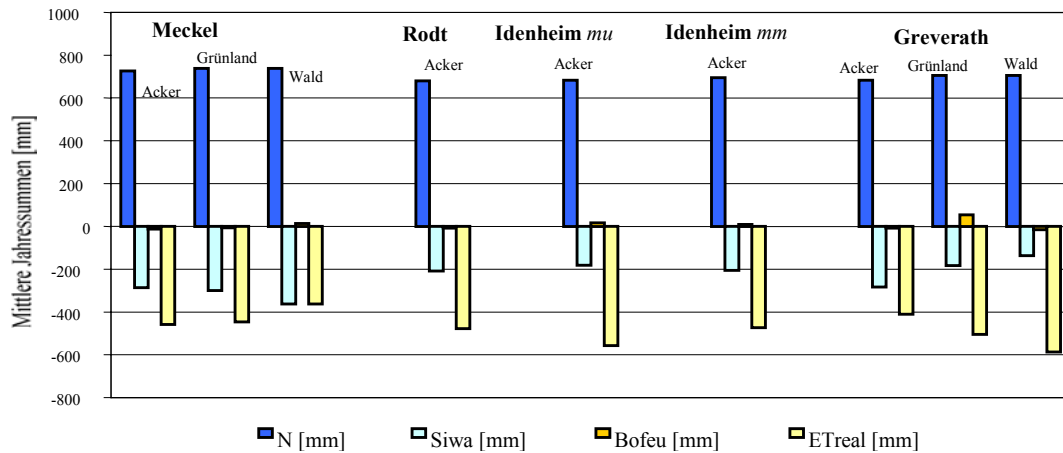


Fig. 145: Mittlere Jahressummen der Bilanzgrößen an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes für den Bearbeitungszeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998, Waldniederschlag als angenommener Freilandniederschlag vor dem Durchgang durch das Kronendach

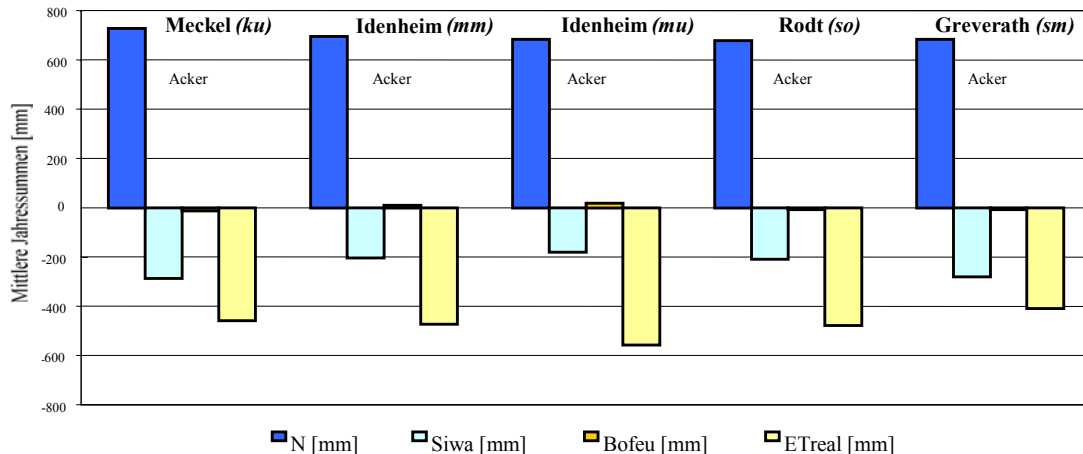


Fig. 146: Mittlere Jahressummen der Bilanzgrößen an den Acker-Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes für den Bearbeitungszeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998

Jahressickerwassermenge am Ackerstandort Meckel (schluffig-toniges Bodensubstrat) ebenso hoch liegt wie am Ackerstandort Greverath (sandiges bis sandig-lehmiges Bodensubstrat).

Das Verdunstungsniveau der übrigen Ackerstandorte, deren Böden durch einen hohen Ton- und Schluffanteil und einen nur sehr geringen Sandanteil charakterisiert sind, liegt ebenfalls entsprechend über dem des Ackerstandortes Greverath. Mit den bodenphysikalischen Laboruntersuchungen konnte für diese Böden nachgewiesen werden, daß hinsichtlich der Porengrößenverteilung eindeutig die Fein- und Mittelporenanteile gegenüber den Grobporenanteilen überwiegen. Hieraus wird für die stärker bindigen Böden eine höhere Wasserspeicherfähigkeit abgeleitet, was insbesondere dazu führt, daß während der Vegetationsperiode das Bodenwasser über eine längere Zeit in den oberen Bodenschichten gebunden und dort für die Verdunstung bereitgestellt wird und somit dem Wasserumsatz in die Bodenschichten unterhalb des Wurzelraumes nicht mehr zur Verfügung steht. Entsprechend ergeben sich hieraus deutlich geringere Sickerwassermengen aus den bindigeren Böden.

Zudem kann festgestellt werden, daß die nachgewiesene kleinräumig auftretende Variabilität der pedologischen Eigenschaften zwischen den Ackerstandorten Rodt, Idenheim (mm) und Idenheim (mu)

(vgl. auch Fig. 141 bzw. Tab. 91) sich zusätzlich modifizierend auf den jeweiligen Endwert der Jahressumme der realen Evapotranspiration und der Sickerwassermenge auswirkt (vgl. SCHROEDER 1988, 1991, BOUWER 1995). Insgesamt wird deutlich, daß die reale Evapotranspiration und die Sickerwasserbildung von den pedologischen Eigenschaften (Körnungsspektrum, Porengrößenverteilung) und den daraus resultierenden Bedingungen wie Wasserleitfähigkeit bzw. Wasserspeicherfähigkeit der jeweiligen Böden abhängig sind (vgl. Kap. 5.4.1, Kap. 6.1 u. 6.2.).

Trotz der Unterschiede in den Bodensubstraten und der Porengrößenverteilung zwischen den einzelnen Ackerstandorten zeigen sich fast überall ausgeglichene Speicherverhältnisse (vgl. Fig. 146), die wiederum belegen, daß unter Ackernutzung die sommerliche Aufzehrung durch die winterlichen Niederschläge wieder rasch kompensiert werden kann (vgl. Kap. 6.2; vgl. auch SCHROEDER 1970b, BOHLEBER 1992, RENGGER 1992a, HUSMANN 1996).

Im oben geführten Nachweis bezüglich eines Zusammenhanges zwischen Bodeneigenschaften und den Ergebnissen der Bilanzgrößen des Wasserhaushaltes (reale Evapotranspiration und Sickerwassermenge) lassen sich die Jahresergebnisse für die Ackerstation Meckel (vgl. weiter oben) nicht uneingeschränkt einpassen. Das Ergebnis der mittleren Jahressumme der realen Evapotranspiration am Ackerstandort Meckel steht zwar - entsprechend den dortigen pedologischen Verhältnissen - im Einklang mit den Ergebnissen der übrigen Ackerstandorte auf den ton- und schluffreicheren Böden. Der Wert der realen Evapotranspiration liegt ebenfalls über dem Wert an der Ackerstation Greverath. Demgegenüber paßt sich jedoch die mittlere Jahressumme der Sickerwassermenge der Ackerstation Meckel nicht den Werten der übrigen Ackerstationen mit vergleichbaren Bodeneigenschaften an. Vielmehr zeigen sich an den Stationen Greverath und Meckel vergleichbar hohe mittlere Jahressummen für die Sickerwassermengen. Die Ergebnisse der Korngrößenanalyse und der Porengrößenverteilung (vgl. Kap. 5.4.1 Tab. 35 u. Tab. 65 sowie Anhang Fig. 32 u. Fig. 33) lassen eigentlich an der Station Meckel - im Vergleich zum Standort Greverath - wesentlich ungünstigere vertikale Wasserumsätze in die tieferen Bodenschichten und eine damit verbundene geringere Sickerwasserbildung erwarten (vgl. Kap. 8.2.2.3).

Die am Ackerstandort Meckel festgestellte gesteigerte Versickerungswirksamkeit läßt sich nur über ein gut ausgebildetes Sekundärporensystem (u.a. biogene Makroporen und bodenstrukturbedingte Schwundrisse) erklären (vgl. Kap. 6.1.4 und Kap. 6.2.4; vgl. auch Kap. 5.3.1.1, Abb.3). LIEBSCHER (1970, S. 169) stellte z.B. heraus, daß in ansonsten als schwer durchlässig eingeschätzten Böden die Sickerwasserbildung steigt, wenn sekundäre Makroporen ausgebildet sind (vgl. auch VETTERLEIN 1961, SCHROEDER 1970a). Die höhere Versickerungsleistung der Böden führt jedoch am Standort Meckel nicht zwangsweise zu einer Verringerung der Verdunstungsleistung (vgl. u.a. KLAUSING 1970). Hieran zeigt sich, wie stark die wechselseitige Wirkungsweise zwischen Niederschlag (insbesondere dessen jahreszeitliche differenzierte Verteilung), Bodenspeicherverhältnisse (insbesondere der jahreszeitlich bedingte Verlauf sowie die jeweiligen Feuchteverhältnisse zu Beginn eines jeden hydrologischen Jahres) und Bodeneigenschaften den Prozeß des Wasserumsatzes (Infiltration, Perkolation, Wasseraufbrauch, Tiefenversickerung) im Boden bestimmt.

Eine ähnliche Beweisführung läßt sich auch für den Vergleich zwischen den mittleren Jahressummen der Bilanzgrößen reale Verdunstung und Sickerwasser unter Grünland- und Waldnutzung in den Gemarkungen Meckel und Greverath vornehmen (vgl. Fig. 145).

Während sich der unterschiedliche Nutzungseinfluß - bei vergleichbaren Witterungs- und Bodeneigenschaften - an den Feldstationen der Gemarkung Greverath eindeutig in der Reihenfolge Acker, Grünland und Wald durch eine Zunahme der Verdunstung und eine entsprechend sich verringernde Sickerwassermenge zeigt, dokumentiert sich dagegen in den entsprechenden Bilanzgrößen

Verdunstung und Sickerwassermenge unter Grünland- und Waldnutzung in der Gemarkung Meckel - wie schon für die Werte unter Ackernutzung weiter vorne aufgezeigt - ein gegenläufiges Verhalten (vgl. auch Kap. 8.2.2.2 u. Kap. 8.2.2.3).

Die vergleichende Gegenüberstellung der jeweils unter Acker-, Grünland- und Waldnutzung erzielten Bilanzgrößen in den beiden Gemarkungen Greverath und Meckel (vgl. Fig. 147) läßt die in den Lehrbüchern allgemein vertretene Gesetzmäßigkeit eines Zusammenhanges zwischen der Zunahme des Bedeckungsgrades und eine i.d.R. damit verbundene Zunahme der Verdunstung bei gleichzeitigem Rückgang der Sickerwassermenge nicht uneingeschränkt erkennen: Während diese Aussage für die Standorte auf Böden mit hohen Sandanteilen belegt werden konnte, zeigen sich hiervon deutliche Abweichungen für die unterschiedlich bewirtschafteten Standorte der tonigeren Böden.

In zahlreichen regionalen Studien konnte eine gesetzmäßig zu erklärende Reihenfolge für die stärker sandig ausgeprägten Böden - wie oben angesprochen - ebenfalls eindeutig nachgewiesen werden (vgl. u.a. SCHUBACH 1973, HELLEKES 1985, PROKSCH 1990, 1994, RENGGER 1992a, SCHINDLER et al. 1997b). In den sandigeren Böden zeigt sich demnach, daß der Bodeneinfluß auf die wasserhaushaltlichen Prozesse i.d.R. eindeutig vom Nutzungseinfluß überlagert wird.

Daß sich eine solche Differenzierung des Nutzungseinflusses in den Ergebnissen der Bilanzgrößen des Grünland- und Waldstandortes in der Gemarkung Meckel nicht widerspiegelt, muß - wie schon für die Ergebnisse des Ackerstandortes bewiesen - auf die Eigencharakteristik der Bodeneigenschaften dieser Standorte zurückgeführt werden. Auch an diesen beiden unterschiedlich bewirtschafteten Standorten (Lysimeter und Testflächen des Bodenfeuchtemeßnetzes) konnte über die Auswertung der feldbodenkundlichen und bodenphysikalischen Untersuchungen belegt werden, daß eine Veränderung der primären, substratbedingten Bodeneigenschaften aufgrund eines zusätzlich gut ausgebildeten Sekundärporensystems vorliegt. Sowohl biogene (Wurmgänge, Wurzelbahnen) als auch bodenstrukturbedingte Makroporen (Schwundrisse, Trocken- bzw. Frostrisse) überprägen den durch das Primärporensystem bedingten Wasserumsatz (vgl. Kap. 6.1.4 und 6.2.4).

Dies bedeutet, daß trotz einer substratbedingt hohen Wasserspeicherfähigkeit dieser stärker bindigen Böden (vgl. Kap. 6.2.4), durch die sekundären Makroporen, die sich bis in den Bereich unterhalb der durchwurzelten Bodenzone fortsetzen, bodenstrukturbedingt eine Verbesserung der Wasserwegsamkeit

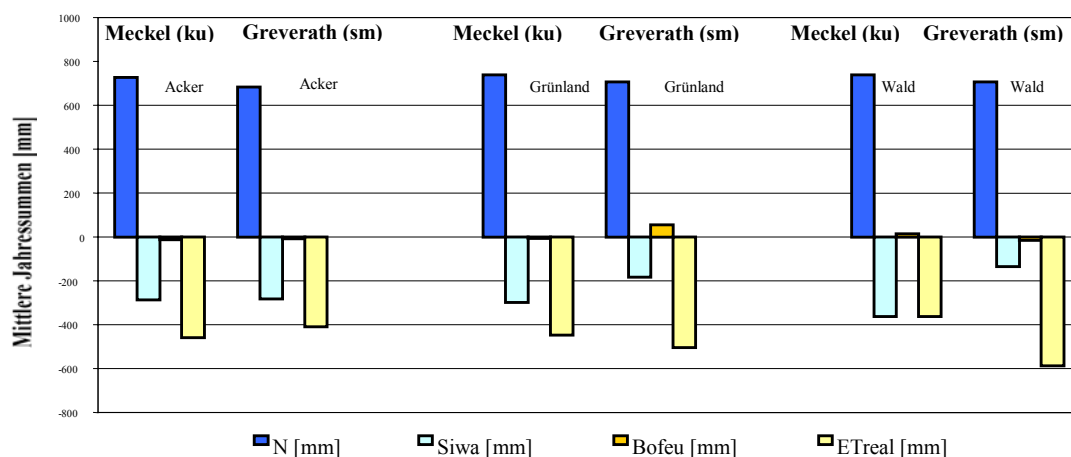


Fig. 147: Vergleich der mittleren Jahressummen der Bilanzgrößen an den Feldstationen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes für jeweils gleiche Nutzungsart und unterschiedliche Bodeneigenschaften am Beispiel der Stationsergebnisse der Gemarkungen Meckel und Greverath für den Bearbeitungszeitraum 1.4.1995 bis 31.3.1998; Waldniederschlag als angenommener Freilandniederschlag vor dem Durchgang durch das Kronendach

herbeigeführt wird. Neben vielen anderen Autoren stellt auch SCHIFFLER (1992, S. 26) die Bedeutung der biogenen Makroporen im Zusammenhang mit der Versickerungsleistung der Böden heraus: „Die Durchwurzelung kann dazu führen, daß tatsächliche Versickerungsraten um Größenordnungen größer sind, als die Durchlässigkeitsbeiwerte des Bodens (Mikrostruktur) erwarten lassen.“ (vgl. auch VETTERLEIN 1961; DISSE 1992). Auch LIEBSCHER (1970b, S. 170) konnte an entsprechenden Untersuchungsergebnissen nachweisen „[...] daß der Einfluß des Bewuchses auf die Verdunstung bzw. die Versickerung gegenüber dem der Bodenart als wesentlich geringer anzusehen ist“. Somit findet die an den Standorten der Gemarkung Meckel festgestellte Abnahme der Verdunstung in der Reihenfolge Acker < Grünland < Wald und die in dieser Reihenfolge gleichzeitig festgestellte Zunahme der Sickerwassermenge ihre Bestätigung in den oben zitierten Literaturnachweisen.

In Kap. 6.3.1 konnte im Rahmen der Betrachtung der Ergebnisse der Einzeljahresbilanzen noch deutlicher herausgestellt werden, daß ein sich wechselseitig bedingender Zusammenhang zwischen der Summe der Sickerwassermengen und der Summe der realen Verdunstung jeweils eng an die Niederschlagsverhältnisse gekoppelt ist, wobei der jahreszeitlichen Differenzierung der Niederschlagsmenge (feuchte bzw. trockene Sommer; feuchte bzw. trockene Winter) eine besondere Bedeutung zukommt (vgl. HUSEMANN & WESCHE 1964, KLAUSING 1970, WESCHE 1970, HESSISCHE LANDESANSTALT FÜR UMWELT 1992, 1994a, 1994b).

Die Streuung z.B. zwischen den einzelnen Jahresergebnissen der einzelnen Bilanzgrößen an den Ackerstationen dokumentiert nicht nur den unterschiedlichen Bodeneinfluß, sondern auch die unterschiedlichen Auswirkungen des Witterungsverlaufes auf den Wasserumsatz im Bodenspeicher zwischen den einzelnen hydrologischen Jahren (vgl. u.a. auch GROSS 1997).

In diesem Zusammenhang konnte für den Ackerstandort Greverath festgestellt werden, daß vor allem im hydrologischen Jahr 1995/96, mit einem überaus niederschlagsreichen Sommerhalbjahr, der Wert der Jahresverdunstung fast über dem dreifachen Wert der Sickerwassermenge des gleichen Jahres und weit über dem Verdunstungsanteil am Niederschlag der übrigen Jahre lag (vgl. Kap. 6.3.1, Tab. 76). Hieraus leitet sich ab, daß auch auf sandigen Böden der Verdunstungsvorgang ebenso stark ablaufen kann wie in bindigen Böden. Entsprechend geringer muß die niederschlagsanteilige Summe der Sickerwassermenge im Vergleich der anderen Jahre ausfallen. Der am Niederschlag gemessene prozentuale Anteil der Sickerwassermenge des hydrologischen Jahres 1995/96 lag kaum höher als an den übrigen Ackerstandorten (vgl. Kap. 6.3.1, Tab. 79, Tab. 80 u. Tab. 81), deren Böden sich durch einen deutlich höheren Schluff- und Tongehalt auszeichnen. Im Vergleich zum Ackerstandort Meckel (vgl. Kap. 6.3.1, Tab. 82) lag sie sogar noch deutlich unter dem Wert dieser Station.

Die Ursachen der geringeren Versickerungswirksamkeit der Niederschläge zu Gunsten einer überaus hoch angestiegenen Verdunstung im hydrologischen Jahr 1995/96 wird am Ackerstandort Greverath auf eine ungünstige Porenkontinuität zwischen den Grobporenanteilen zurückgeführt, wodurch eine Verringerung der Wasserleitfähigkeit herbeigeführt wird (vgl. hierzu auch Kap. 5.4.1, Tab. 36 u. Kap. 8.1.3 sowie Anhang: Fig. 52a u. Fig. 56a). Insbesondere während der Vegetationsperiode wird hierdurch das in den Sandboden infiltrierende Niederschlagswasser nur sehr zögerlich nach unten weitergegeben, so daß ein erheblicher Wasseranteil über einen längeren Zeitraum im oberen Bereich des Bodenspeichers gehalten und diesem durch den pflanzlichen Wasseraufbrauch schnell wieder entzogen wird (vgl. VETTERLEIN 1961, TRETER 1970, ROSENKRANZ 1981, SCHROEDER 1991, WOHLRAB 1992, PROKSCH 1990, 1994). Dies könnte den - im hydrologischen Jahr 1995/96 im Vergleich zu den anderen Jahren - gesteigerten Verdunstungsvorgang im sandigen Boden am Ackerstandort Greverath erklären. Im gleichen Jahr zeigte sich - über das hydrologische Sommerhalbjahr hinweg - entsprechend auch eine sehr starke Feuchteaufzehrung im Bodenspeicher (vgl. Kap. 6.2.1, Fig. 82 oben).

Insgesamt spiegelt sich in den Ergebnissen der Einzeljahresbilanzen - wie auch in den Ergebnissen der mittleren Jahressummen - der Einfluß der standortspezifischen Eigenschaften wider. Dabei wird deutlich, daß die Einzelbilanzglieder nur aus der Interaktion zwischen den Einfluß- (Nutzung und Boden) und den Bilanzgrößen (Niederschlag bzw. Witterungsgang, Bodenspeicheränderung, Sickerwasser, reale Evapotranspiration) zu interpretieren sind (vgl. OLBRISCH 1975a, SCHROEDER 1988, HESSISCHE LANDESANSTALT FÜR UMWELT 1992, 1994a, 1994b, BOHLEBER 1992, HUSMANN 1996, KOFALK 1998).

### 8.3.2 Gemessene und berechnete Jahressummen der realen Evapotranspiration

Zum Vergleich zu der rechnerisch ermittelten Jahressumme der realen Evapotranspiration als unbekannte Restgröße aus der einfachen Wasserhaushaltsbilanzgleichung wurden zusätzlich die Jahressummen der realen Evapotranspiration für die in ebener Lage liegenden Lysimeter-Feldstationen sowie für die Bodenfeuchtemeßfelder ohne Lysimeteereinrichtungen über empirisch ermittelte nutzungsabhängige Regressionsgleichungen (DVWK 1996) berechnet (vgl. Kap. 4.3.2.2, Gl. 8; vgl. Anhang: Tab. 3a). Datengrundlage dieser Berechnungsverfahren sind die ebenfalls an den Feldstationen direkt erhobenen bzw. indirekt abgeleiteten Parameter Jahresniederschlag, Niederschläge der hydrologischen Sommer- und Winterhalbjahre, potentielle Evapotranspiration nach HAUDE (ermittelt an der amtlichen Station Badenborn, vgl. Kap. 5.2.2.1) und  $nFKWe$  als bodenphysikalischer Kennwert. Da die Feldstationen in der Ebene liegen, konnte die Bilanzgröße Oberflächenabfluß in allen Berechnungsverfahren unberücksichtigt bleiben (vgl. auch Kap. 4.3.3.2).

Die auf der Basis der nutzungsspezifischen Regressionsgleichungen nach RENGGER & WESSOLEK 1996 (vgl. DVWK 1996) erzielten Einzelergebnisse für die Jahresbilanzgröße reale Evapotranspiration (vgl. Kap. 6.3.2) lassen - vergleichbar zu den zuvor diskutierten Ergebnissen der Jahressummen der realen Evapotranspiration auf der Grundlage der direkt volumetrisch gemessenen Eingangsparameter (Jahresniederschlag, Jahressickerwassermenge und Bodenspeicherwert) - neben dem witterungsabhängigen (= niederschlagsbedingt) Einfluß ebenfalls den nutzungs- und bodenspezifischen Einfluß auf die reale Evapotranspiration in den Ergebnissen der Einzeljahre erkennen. Die Witterungsabhängigkeit drückt sich dabei deutlich in der starken Streuung der Jahressummenwerte zwischen den einzelnen hydrologischen Jahren aus. Die Schwankungen zwischen den Stationsergebnissen - jeweils gleiche hydrologische Jahre betrachtet - lassen daneben innerhalb gleicher Nutzungsgruppen auch eine räumliche Streuung zwischen diesen Standorten erkennen, was als Ausdruck der räumlichen Bodenvariabilität (vgl. Kap. 5.4.1 sowie Anhang: Karte 2) zu bewerten ist (vgl. u.a. WESSOLEK 1989, SCHROEDER 1991, BOHLEBER 1992, RENGGER 1992a, HOLZMANN 1994, DISSE 1995, HUSMANN 1996, GROSS 1997, KOFALK 1998).

Der Vergleich zwischen den abgeleiteten Jahressummen der realen Evapotranspiration auf der Basis unterschiedlicher Berechnungsverfahren (vgl. Kap. 4.3.2.2, Kap. 6.3.2, Tab. 85) zeigt unterschiedlich starke Abweichungen zwischen den Ergebnissen der verschiedenen Berechnungsansätze. Über die Regressions- und Korrelationsanalysen konnten u.a. zwischen den Jahressummen der realen Evapotranspiration, errechnet als Restglied aus der Wasserhaushaltsgleichung (vgl. Kap. 4.3.2.2, Gl. 6 u. Kap. 6.3.1), und den über nutzungsabhängige Regressionsgleichungen (vgl. Kap. 4.3.2.2, Gl. 8) errechneten Jahressummen meist gute Korrelation nachgewiesen werden (vgl. Anhang: Tab. 30). In diesen Ergebnissen spiegeln sich die Standorteigenschaften allerdings ebenfalls wider. Bedingt durch den nur sehr geringen Stichprobenumfang ( $n = 3$ ) lassen sich jedoch keine statistisch abgesicherten Aussagen treffen.



Die mengenmäßigen Abweichungen zwischen den Ergebnissen der unterschiedlichen Berechnungsansätze (vgl. Kap. 6.3.2, Tab. 85; vgl. auch Kap. 6.3.1, Tab. 76 bis Tab. 84 u. Anhang: Tab. 3a sowie Anhang: Tab. 14 bis Tab. 27) werden im wesentlichen auf die unterschiedliche Gewichtung der einzelnen Eingangsparameter in den Berechnungsverfahren zurückgeführt. Dies läßt sich insbesondere am Beispiel der Gewichtung des Bodeneinflusses begründen: Während in den empirischen Berechnungen der Bodeneinfluß über den bodenphysikalischen Kennwert  $nFKWe$  (vgl. Kap. 5.4.1) in der Gleichung Berücksichtigung findet, wird in der umgestellten Wasserhaushaltsgleichung - über die Ergebnisse der unter natürlichen Feldbedingungen stattfindenden Lysimeter- und Bodenfeuchtemessungen - der Einfluß der bodenphysikalischen Eigenschaften (u.a. Primärporensystem und Sekundärporensystem) auf den Wasserumsatz wesentlich stärker berücksichtigt. Die Ergebnisse dieser Feldmessungen (Sickerwassermengen, Bodenspeicherwert) werden als Resultat der standortspezifischen Wechselwirkung aus Witterung, Bodeneigenschaften und Nutzungsart gewertet, die in den empirischen Berechnungen dagegen wesentlich geringer bzw. nur indirekt zum Tragen kommen (vgl. HOLZMANN 1994, DISSE 1995, GROSS 1997, MÜLLER 1997). Insbesondere die Auswirkungen eines gut ausgebildeten sekundären Makroporensystems auf den Wasserumsatz im Boden kann über den bodenphysikalischen Kennwert  $nFKWe$  in den empirisch ermittelten Regressionsgleichungen nicht ausgedrückt werden (vgl. MÜLLER 1997, S. 97). Diese Feststellung wurde auch im Rahmen des Vergleichs zwischen den direkt über Lysimetrie gemessenen und den über nutzungsabhängige Regressionsgleichungen (RENGER et al. 1990) berechneten Sickerwassermengen getroffen (vgl. Kap. 5.3.1.2, Tab. 29 u. Kap. 8.2.3 sowie Anhang: Fig. 21 bis Fig. 31).

#### **8.4 Regionalisierung der Jahressickerwassermengen**

Über die Lysimetrie konnte an den Standorten des Lysimetermeßnetzes innerhalb des Untersuchungsgebietes in der Trier-Bitburger-Mulde die innerjährliche Sickerwasserdynamik unter natürlichen Feldbedingungen intensiv untersucht und hinreichende Kenntnisse über die Prozeßdynamik in Abhängigkeit der standortspezifischen Eigenschaften (Klima, Boden und Nutzung) gewonnen werden (vgl. Kap. 6.1 und Kap. 8.2.1 bis 8.2.2.3). Hierbei konnte besonders die Bedeutung des Bodens im wechselseitigen System zwischen Boden-Wasser-Pflanze herausgestellt werden.

Auf der Basis der Lysimeterdaten können lediglich punktbezogene und für in der Ebene liegende Standorte Aussagen hinsichtlich der Wasserhaushaltsdynamik getroffen werden (vgl. Kap. 4.1 u. Kap. 4.2). Hieraus erklärt sich bereits, daß eine Regionalisierung der Sickerwassermengen - neben dem Problem der notwendigen Meßnetzdichte - in Mittelgebirgsräumen allein auf der Basis von Lysimeterdaten nicht durchgeführt werden kann. Der Wert der Lysimetertechnik ist jedoch darin zu sehen, daß mit Hilfe der Lysimeterdaten die Tauglichkeit der zur Regionalisierung der Sickerwassermengen herangezogenen Bodenwasserhaushaltsmodelle (für Standorte in mehr oder weniger ebener Lage) überprüft und diese schließlich entsprechend den Erkenntnissen aus den Lysimeteruntersuchungen an die gebietsspezifischen Verhältnissen angepaßt werden können (vgl. HOLZMANN 1994, HOLZMANN & NACHTNEBEL 1994, DISSE 1995).

Da das Untersuchungsgebiet im Mittelgebirgsraum liegt (vgl. Kap. 3), müssen zusätzlich weitere wasserhaushaltliche Untersuchungen an gezielt ausgewählten (reliefierten) Flächenausschnitten vorgenommen werden, um hierüber insbesondere den Reliefeinfluß auf die Bodenwasserdynamik und die daran gekoppelte Sickerwasserdynamik abschätzen zu können (vgl. u.a. KLAASSEN et al. 1995a, 1996, WESSOLEK 1997, WESSOLEK et al. 1992, 1993, 1994, 1999, KOFALK & WESSOLEK 1997). Derartige Untersuchungen waren jedoch im Rahmen dieser Arbeit nicht zu leisten, so daß ein speziell auf die naturräumliche Ausstattung des hier untersuchten Landschaftsraumes angepaßtes

Bodenwasserhaushaltsmodell - u.a. zur Regionalisierung der Jahressickerwassermengen - bisher noch nicht entwickelt werden konnte (vgl. Kap. 9).

Für die in dieser Arbeit flächendifferenzierte Berechnung der Jahressickerwassermengen für das 79 qkm große Untersuchungsgebiet innerhalb der Trier-Bitburger-Mulde wurde somit auf zwei - seitens der Literatur angebotenen und in verschiedenen Landschaftsräumen (u.a. auch mit Mittelgebirgscharakter) erfolgreich angewandten - Bodenwasserhaushaltsmodelle nach RENGGER et al. (1990) und NIBIS (1992) (vgl. Kap. 4.3.3.2, Tab. 7 bis Tab. 9) zurückgegriffen, über die die Jahressickerwassermengen anhand empirisch ermittelter Regressionsgleichungen abgeleitet werden können. Die Regionalisierung der Jahressickerwassermenge wurde mit dem Geographischen Informationssystem ARC/INFO durchgeführt. Die hierzu notwendigen Arbeitsschritte sind u.a. in Kap. 7.1 (Fig. 133 u. Fig. 134) ausführlich beschrieben.

Während das Berechnungsmodell von RENGGER et al. (1990) im wesentlichen die räumliche Variabilität der Sickerwassermengen in Abhängigkeit von den klimatologischen, nutzungs- und bodenspezifischen Eigenschaften eines Untersuchungsgebietes wiedergibt und somit der Einsatz dieser Methode in Mittelgebirgslandschaften - wie z.B. der Westeifel - nur bedingt tauglich ist, ermöglicht das NIBIS-Verfahren (1992), durch die Berücksichtigung reliefspezifischer Parameter (Hangneigung, Hangexposition und Hangposition) auch die Berechnung der Sickerwassermengen in stärker reliefierten Gebieten vorzunehmen (vgl. Kap. 4.3.3.2, Tab. 8 u. Tab. 9). Durch die vergleichende Betrachtung der über die beiden unterschiedlichen Berechnungsansätze erzielten Ergebnisse (über die kartographische Umsetzung mit dem Geographischen Informationssystem ARC/INFO) ist es möglich, die Bedeutung des Reliefs für die bodenwasserhaushaltliche Dynamik gegenüber Standorten in ebener Lage abzuschätzen (vgl. Anhang: Karte 10 bis Karte 19 u. Kap. 7.4, 86 sowie Anhang: Tab. 33 bis Tab. 42, sowie Anhang: Fig. 34 bis Fig. 38).

Anhand dieser vergleichenden Untersuchungen kann letztendlich geprüft werden, in wie weit die räumlichen und zeitlichen Variationen der Sickerwassermengen auf der Fläche des Untersuchungsgebietes als Funktion der klimatologischen, boden- und nutzungsspezifischen Parameter (= Verfahren nach RENGGER et al. 1990) aufgrund der sehr heterogen ausgebildeten Reliefeigenschaften wie Hangneigung, Hangexposition und Hangposition (= Verfahren NIBIS 1992) eine weitere Modifizierung erfahren.

Die Gewinnung der Datengrundlagen (= Punktdaten: Jahresniederschlag, Niederschlag des hydrologischen Sommer- und Winterhalbjahres,  $nFKWe$ , potentielle Evapotranspiration nach HAUDE und Nutzungsdifferenzierung) sowie die anschließend zur Anwendung gekommenen Verfahren der Übertragung der punktuell erhobenen Daten auf die Fläche des Untersuchungsgebietes zum Zwecke der rasterbasierten Modellberechnungen sind in den Kapiteln 5.2, 5.4 und 7.1 (vgl. auch Fig. 133 u. Fig. 134) bis 7.3 erläutert. Diese flächendifferenzierten Datensätze lassen sowohl die räumliche als auch die zeitliche Variabilität der jeweiligen Parameter im Untersuchungsgebiet erkennen. Insbesondere konnte durch die Ableitung des bodenphysikalischen Kennwertes  $nFKWe$  an den, auf der Fläche des Untersuchungsgebietes mehr oder weniger unregelmäßig verteilten, 5.482 Bohrpunkten (Feldkartierungen und Bodenschätzunggrablochdaten; vgl. auch Anhang: Karte 4a u. Karte 5) die heterogene Bodenvariabilität im Untersuchungsgebiet herausgestellt werden.

Die Ergebnisse der Regionalisierung der Jahressickerwassermengen auf der 79 qkm großen Fläche des Untersuchungsgebietes in der Trier-Bitburger-Mulde im Zeitraum 1.4.1994 bis 31.3.1998 werden als Karten der *Jährlichen Sickerwassermengen aus der ungesättigten Bodenzone* nach RENGGER et al. (1990) und NIBIS (1992) vorgelegt.

Die Ergebnisse beider Karten lassen insgesamt den klimatologischen, nutzungs- und bodenspezifischen Einfluß auf die Sickerwasserbildung erkennen, die sich eindeutig in der hohen räumlichen Variabilität der Sickerwassermengen niederschlägt.

Die Abweichungen zwischen den Ergebnissen der flächendifferenzierten Ausweisung der berechneten Jahressickerwassermengen der insgesamt vier untersuchten hydrologischen Jahre stellen dabei die starke Abhängigkeit der Jahressickerwassermengen von den Niederschlagsverhältnissen der jeweiligen hydrologischen Jahre deutlich heraus. Gleichzeitig wird hierdurch auch die raum-zeitliche Variation der Sickerwasserbildung in Abhängigkeit der Variation in den Witterungsverhältnissen der einzelnen Jahre deutlich (vgl. Kap. 5.2.1.2, Tab. 14). Insbesondere die unterschiedlichen Auswirkungen eines trockenen (z.B. hydrologisches Jahr 1995/96) bzw. eines feuchten (z.B. hydrologisches Jahr 1994/95) Jahres auf die Sickerwasserbildung heben die Bedeutung des Niederschlages für den Wasserhaushalt hervor. Inwieweit diese Ergebnisse der Jahressickerwassermengen auch im Zusammenhang mit der innerjährlichen, d.h. zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge zu erklären sind, läßt sich über diese Arbeitsansätze - im Vergleich zu den Ergebnissen der Lysimeteruntersuchungen - nicht bewerten.

Innerhalb der einzelnen Jahresergebnisse für die Sickerwassermengen auf der Fläche des Untersuchungsgebietes wird deutlich, daß sich die hohe räumliche Variabilität der Bodeneigenschaften (vgl. Kap. 5.4.2 u. Anhang: Karte 4b u. Karte 5) und die vielfältige Nutzungsdifferenzierung (Kap. 5.5 u. Anhang: Karte 6) in der hohen räumlichen Variabilität der jährlichen Sickerwassermengen niederschlagen (vgl. auch HOLZMANN & NACHTNEBEL 1994, KLAASSEN et al. 1994, 1995, PROKSCH 1994, GROSS 1997, KOFALK 1998).

Welcher dieser beiden letztgenannten Parameter die Variationen der Sickerwassermengen im jeweils betrachteten hydrologischen Jahr bedingen, läßt sich allein aus den Kartendarstellungen zur räumlichen Variabilität der Jahressickerwassermengen nicht ableiten. Das Abhängigkeitsverhältnis zwischen Niederschlag und Sickerwassermenge läßt sich für jede GIS-basierte Rasterfläche (Auflösung 30 m x 30 m) über die dem Raster zugewiesenen Eigenschaften Niederschlag, bodenspezifischer Kennwert, Nutzungsart und potentielle Evapotranspiration nach HAUDE über die Regressions- und Korrelationsanalysen (vgl. Kap. 5.3.1.2) überprüfen. Wie im Falle der Überprüfung des funktionalen Zusammenhanges zwischen Jahresniederschlag und Sickerwassermengen (als Lysimeterdaten) gezeigt (vgl. Kap. 5.3.1.1) werden konnte, ist es möglich, an den Ergebnissen der statistischen Analysen nicht nur die Stärke des Zusammenhanges zwischen der unabhängigen Variablen Jahresniederschlag und der abhängigen Variablen Jahressickerwassermenge nachzuweisen, sondern den boden- bzw. nutzungsspezifischen Einfluß auch qualitativ aufzudecken (vgl. Kap. 5.3.1.1, Kap. 8.2.1; vgl. u.a. auch OLBRISCH 1975a, PROKSCH 1990, 1994, HOLZMANN & NACHTNEBEL 1994).

Da die Nutzungsvariabilität lediglich über die Differenzierung Acker (ohne weitere Nutzungsdifferenzierung), Grünland und Wald errechnet wird, treten innerhalb gleicher Nutzungsgruppen die Bodenvariabilitäten stärker in den Abweichungen der Sickerwassermengen beim Vergleich der Ergebnisse hervor. Daß der Nutzungseinfluß gänzlich durch den Bodeneinfluß überlagert werden kann, zeigt sich beim Vergleich der Ergebnisse der berechneten Sickerwassermengen zwischen Gebieten mit deutlich unterschiedlichen Bodeneigenschaften (vgl. Kap. 5.4.2 u. Anhang: Karte 4b). Dies läßt sich eindeutig durch den Unterschied zwischen den Ergebnissen der Sickerwassermengen des ganz im Osten gelegenen Untersuchungsgebietes (Gemarkung Greverath, Niersbach, Heidweiler) und den übrigen Flächen des Untersuchungsgebietes nachweisen. Bodenbedingt errechnen sich für alle vier hydrologischen Jahre auf der gesamten Flächen des östlichsten Untersuchungsgebietes die höchsten Jahressickerwassermengen. Vergleichbar hohe Sickerwassermengen werden dagegen nur noch inselhaft auf den Flächen der übrigen Gemarkungen gebildet (vgl. Anhang: Karte 4b u. Karte 5). Diese

bodenbedingte räumliche Differenzierung der Sickerwassermenge im Untersuchungsgebiet zeigt eine gute Korrelation mit den ebenfalls bodenbedingt unterschiedlichen Ergebnissen der Lysimetermessungen zwischen den Lysimeterstationen der Gemarkung Greverath einerseits und den übrigen Stationen - Gemarkung Meckel ausgenommen - andererseits. Da die *nFKWe* als Charakteristikum für die Verdunstungskapazität des Bodens zu bewerten ist, über die die Abminderung der Versickerungskapazität erklärt werden kann, läßt sich über diese Kenngröße ebenfalls der Zusammenhang zwischen der räumlichen Verteilung der Sickerwassermengen und der räumlichen Verteilung der *nFKWe*-Werte bestätigen (vgl. u.a. Kap. 5.4.2 und Kap. 8.3). Die kleinräumige und auch heterogene Variabilität des bodenphysikalischen Kennwertes *nFKWe* spiegelt sich ebenfalls in der heterogenen, hohen räumlichen Variabilität der Sickerwassermengen wider.

Aber auch der Nutzungseinfluß in Verbindung mit dem Bodeneinfluß (hier als *nFKWe* berücksichtigt) läßt sich in den berechneten Sickerwassermengen wiederfinden. Unter Acker-, z.T. auch unter Grünlandflächen mit geringen Werten der nutzbaren Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes (zwischen 40 bis 100 mm) (vgl. Kap. 5.4.2 u. Kap. 5.5 sowie Anhang: Karte 4b, Karte 5 und Karte 6) errechnen sich jeweils sehr hohe Jahressickerwassermengen in Abhängigkeit des jeweiligen Jahresniederschlagsangebotes. Unter Waldflächen treten i.d.R. - wenn nicht allzu flachgründige Bodenprofile vorliegen - im Vergleich zu den Acker- und Grünlandstandorten wesentlich geringere Sickerwassermengen auf (vgl. auch Kap. 7.4, sowie Anhang: Tab. 33 bis Tab. 42 sowie Anhang: Fig. 34 bis Fig. 38). Mit der Flachgründigkeit der Böden - gleich welcher Bewirtschaftungsart - steigt ebenfalls die Sickerwassermenge an (vgl. auch PROKSCH 1990, KEESE & KNAPPE 1995). Auch diese Erkenntnisse konnten im Rahmen der Lysimeteruntersuchungen z.B. am Waldstandort Meckel gewonnen werden. Flachgründigkeit und standortspezifische Bodeneigenschaften (nicht der *nFKWe*-Wert, sondern das Sekundärporensystem) wurden dafür verantwortlich gemacht, daß die Versickerungswirksamkeit der Niederschläge am Waldstandort eine höhere Effektivität erreicht als an den Grünland- und Ackerstandorten Meckel (vgl. Kap. 5.4.1 u. Kap. 6.1.4).

Über die statistische Datenanalyse konnte für den Vergleich zwischen den direkt gemessenen (= Lysimeter) und den über nutzungsabhängige Regressionsgleichungen berechneten (RENGER et al. 1990) Sickerwassermengen an den Feldstationen des Lysimetermeßnetzes eine gute Korrelationen zwischen den unterschiedlich ermittelten Stationsergebnissen nachgewiesen werden (vgl. Kap. 5.3.1.2, Kap. 8.2.3).

In den Berechnungsergebnissen zur räumlichen Verteilung der Jahressickerwassermengen nach der Methode RENGGER et al. (1990) wird der Reliefeinfluß auf die Sickerwasserbildung nicht berücksichtigt. Entsprechend lassen sich die Auswirkungen unterschiedlicher Hangneigungen und unterschiedlicher Expositionsverhältnisse auf die Höhe der Sickerwassermengen in den Jahreskarten der Sickerwassermengen für die vier hydrologischen Jahre nicht bewerten. Insgesamt läßt sich an den oben ausgeführten Interpretationen zum räumlichen Verteilungsmuster der Sickerwassermengen auf der Fläche des untersuchten Arbeitsgebietes an diesen Modellrechnungen bereits zeigen, daß die Jahressickerwassermengen als Funktion der gebietsspezifischen Eigenschaften - ohne Berücksichtigung der Reliefverhältnisse - beschrieben werden können (RENGER 1992b, PROKSCH 1994, HOLZMANN 1994, DISSE 1995, KOFALK 1998).

Demgegenüber lassen die Berechnungsergebnisse der Rasterzellen nach dem NIBIS-Verfahren (1992) erkennen, daß die Korrektur der zuvor über nutzungsabhängige Regressionsgleichungen berechneten Sickerwassermengen (RENGER et al. 1990) durch Zu- bzw. Abschläge zur Sickerwassermenge in Abhängigkeit wichtiger Reliefeigenschaften wie Hangneigung, Hangexposition und Hangposition (vgl. Kap. 4.3.3.2, Tab. 8 u. Tab. 9) den Reliefeinfluß auf die Sickerwassermengen eindeutig erkennen lassen.

Maßstabsbedingt läßt sich dieser Unterschied in den beiden Karten der unterschiedlichen Verfahren jedoch leider weniger deutlich erkennen.

Der Kartenvergleich zwischen den Jahresergebnissen der beiden gewählten Berechnungsverfahren zeigt für die flachwelligen Hochflächen des Untersuchungsgebietes sowie die flachgründigen Oberhangbereiche - ansatzbedingt - keine Unterschiede in den jährlich gebildeten Sickerwassermengen. Demgegenüber lassen sich jedoch die Auswirkungen des Reliefeinflusses insbesondere in den stärker reliefierten Bereichen des Untersuchungsgebietes in den Berechnungsergebnissen des NIBIS-Verfahren im Vergleich zu dem Verfahren nach RENGGER et al. (1990) feststellen: Vor allem durch die Berücksichtigung der Expositionsverhältnisse in Abhängigkeit von der Hangneigung kann der unterschiedliche Einfluß z.B. zwischen Nord- (= i.d.R. Anstieg der Versickerungsleistung) gegenüber Südexposition (= i.d.R. Rückgang der Versickerungsleistung) auf die Sickerwasserbildung und damit auch indirekt die hierdurch entsprechend unterschiedlich gesteuerte (= gegenläufige) Auswirkung der Evapotranspiration auf den Wasserhaushalt eines hängigen Standortes herausgestellt werden (vgl. WESSOLEK et al. 1992, HOLZMANN & NACHTNEBEL 1994, KLAASSEN et al. 1995a, 1995b, 1996, GROSS 1997, KOFALK 1998, WESSOLEK et al. 1999). WESSOLEK et al. (1999) haben mit Hilfe von Fallstudien „[...] sog. Relieffaktoren abgeleitet [...], die die Veränderung der Tiefenversickerung durch Exposition und Hangneigung für unterschiedliche Böden gegenüber einer ebenen Fläche ausdrücken.“ (vgl. auch WESSOLEK et al. 1993, WESSOLEK et al. 1994, KOFALK & WESSOLEK 1997, MÜLLER 1997).

Die in das NIBIS-Verfahren einfließenden Relieffaktoren (vgl. Kap. 4.3.3.2, Tab. 8 u. Tab. 9) erlaubten es, die Sickerwassermenge als Jahreswert für Hangstandorte mit Hangneigungen bis ca. 10° in unterschiedlicher Expositionsausrichtung abzuleiten. Aufgrund des allerdings auch im NIBIS-Verfahren eingeschränkten Gültigkeitsbereiches wurden konsequenterweise die steil zum Kylltal hinabfallenden Hangbereiche entlang des Flußlaufes, der das Arbeitsgebiet von Norden nach Süden durchquert sowie kleinere Areale entlang der stärker eingeschnittenen Nebenbäche der Kyll aus dem Berechnungsmodell ausgeschlossen, da über die hier zur Verfügung stehenden Relieffaktoren der Einfluß der stärkeren Hangneignungsverhältnisse auf die Sickerwasserbildung nicht ausgedrückt werden können.

Trotz der eingeschränkten Lesbarkeit der Karten aufgrund des kleinen Maßstabs (vgl. Anhang: Karte 10 bis Karte 19) - die eigentlichen Berechnungen wurden auf der Grundlage des Kartenmaßstabes 1 : 10.000 durchgeführt und anschließend auf DIN A4 Größe verkleinert - lassen sich in den Karten nach dem NIBIS-Verfahren (1992) die Auswirkungen des Reliefs auf die Sickerwassermengen in der stärker räumlichen und mengenmäßigen Modifizierung der Jahresergebnisse gegenüber den errechneten Ergebnissen nach dem RENGGER et al.-Verfahren (1990) erkennen.

Um den Einfluß des Reliefs in den errechneten Sickerwassermengen deutlicher belegen zu können, wurden in Kapitel 7.5 für jeweils gleiche Rasterflächen mit gleichem Informationsgehalt (Jahresniederschlag, Niederschlag des hydrologischen Sommer- und hydrologischen Winterhalbjahres, Jahressumme der potentiellen Evapotranspiration nach HAUDE, *nFKWe*, Nutzungsart, zusätzlich für das NIBIS-Verfahren sog. Relieffaktoren) die errechneten Ergebnisse der Jahressickerwassermengen der vier untersuchten hydrologischen Jahre nach den beiden unterschiedlichen Verfahren - in tabellarischer Form - einander vergleichend gegenübergestellt (vgl. hierzu Anhang: Tab. 43 bis Tab. 58). Die Abweichungen zwischen den Ergebnissen jeweils gleicher Rasterflächen erlauben es, exemplarisch darzulegen, daß über das NIBIS-Verfahren die Veränderung des Sickerwasserwertes als Folge des Reliefeinflusses gegenüber dem RENGGER et al.-Verfahren klar herausgestellt werden kann. Insbesondere die unterschiedlichen Auswirkungen der Nord- bzw. Südexposition eines Standortes in Verbindung mit den sich verändernden Hangneignungsverhältnissen tragen zu einer deutlichen Modifizierung in den Endergebnissen der NIBIS-

Berechnungen bei (vgl. auch KLAASSEN et al. 1995a, 1995b, 1996). Dagegen bleibt der Expositionseinfluß der West- und Osthänge ohne Auswirkung auf die Sickerwassermengen. Dies bedeutet, daß Abweichungen zwischen den Ergebnissen der beiden Berechnungsverfahren als Folge der jeweiligen Reliefverhältnisse (z.B. Beeinflussung der Versickerung in Abhängigkeit von der jeweiligen Hangneigungsstufe und der Hangposition) zu bewerten sind (vgl. u.a. Anhang: Karte 7, Karte 8, Karte 9).

Anhand der Gegenüberstellung der Karten der 'Jährlichen Sickerwassermengen aus der ungesättigten Bodenzone' (Anhang: Karten 10. bis 17) für die insgesamt vier hydrologischen Jahre konnte somit deutlich gemacht werden, daß zwischen den flächendifferenziert ausgewiesenen Jahressickerwassermengen der einzelnen hydrologischen Jahre ganz erhebliche Abweichungen auftreten. Diese Unterschiede werden ganz entscheidend durch die Variabilität der Gebietsniederschlagsverhältnisse des jeweils entsprechenden hydrologischen Jahres bestimmt (vgl. Kap. 7.4, Tab. 86).

Gleichzeitig läßt sich aber auch eine starke räumliche Variabilität der Jahressickerwassermenge auf der Fläche des Untersuchungsgebietes innerhalb der einzelnen hydrologischen Jahren erkennen. Diese räumliche Varianz spiegelt in einem hohen Maße die gebietsspezifische Variabilität sowohl der Natur- (Geologie, Relief, Boden) als auch der Kulturräumausstattung (Vegetation/Landnutzung; vgl. hierzu Anhang: Tab. 33 bis Tab. 42 sowie Anhang: Fig. 34 bis 38) wider, die wiederum im Zusammenhang mit den jeweiligen Niederschlagsverhältnissen die wasserhaushaltliche Dynamik steuern. Die Zusammenhänge dieses - im System *Atmosphäre - Boden - Wasser - Pflanze* (vgl. Kap. 4.2, Fig. 12) - sehr komplex ablaufenden Wirkungsgefüges konnte intensiv an den Standorten des Lysimeter- und Bodenfeuchtestationsnetzes durch die Untersuchung einiger wichtiger Einflußgrößen auf die Komponenten des Wasserhaushaltes festgestellt werden (vgl. Kap. 5.3.1.1, Kap. 6.1. Kap. 6.2 und Kap. 6.3). Der Vergleich der Ergebnisse der Datenauswertung der wasserhaushaltlichen Untersuchungen an diesen Intensivmeßpunkten mit den für diese Standorte rechnerisch ermittelten Ergebnissen über empirische Berechnungsverfahren zeigt, daß die der Regionalisierung der Sickerwassermengen zugrunde liegenden Wasserhaushaltsmodelle brauchbare Ergebnisse liefern. Es muß jedoch betont werden, daß die Regionalisierung im wesentlichen für die Hochflächen des Untersuchungsgebietes durchgeführt wurde. Besonders die stark reliefierten Hangbereiche, die sehr steil zum Kylltal hin abfallen, wurden in dieser Arbeit von der Modellierung ausgeschlossen, da selbst das Wasserhaushaltsmodell des NIBIS-Verfahrens (1992) diese Reliefverhältnisse nicht berücksichtigt.

Ein Vergleich der in dieser Arbeit aus Lysimetermessungen bzw. über nutzungsspezifische Regressionsgleichungen ermittelten Jahressummen der Sickerwassermengen mit anderen für dieses Untersuchungsgebiet ermittelten Ergebnissen standort- bzw. gebietsspezifischer Sickerwassermengen konnte nicht vorgenommen werden, da bisher keine vergleichbaren wasserhaushaltlichen Untersuchungen in diesem Gebiet durchgeführt wurden. Wie in Kap. 3.3 gezeigt, beziehen sich die bisherigen hydrogeologischen Untersuchungen - im Vergleich zu dem hier untersuchten Flächenausschnitt der Trier-Bitburger-Mulde - auf die Fläche des Einzugsgebietes der Kyll. Dieser räumlich unterschiedliche Betrachtungsraum läßt den Vergleich zwischen den Ergebnissen der unterschiedlich ausgestatteter Landschaftsräume nicht zu. Hinzu kommt, daß die Ergebnisse jeweils auf unterschiedlichen und nicht vergleichbaren Arbeitsansätzen beruhen. Während die hydrogeologischen Untersuchungen den Einfluß des durchwurzelter Bodenraumes nicht berücksichtigen (vgl. u.a. KRIEGER 1978, HINTERMEIER 1995, KREMB-WAGNER 1996), wird in dieser Arbeit die Prozeßdynamik im Bereich des durchwurzelter Bodenraumes untersucht.







## 9 Schlußfolgerungen

Die Kenntnisse des komplexen Wirkungsgefüges zwischen den Komponenten des Wasserhaushaltes erfahren insbesondere innerhalb der fachwissenschaftlichen Diskussionen zum Schutz der Wasserressourcen und der Sicherstellung der Trinkwasserversorgung eine immer größer werdende Bedeutung. Dies läßt sich aus der wachsenden Zahl von Forschungsarbeiten folgern, in deren wasserhaushaltlichen Untersuchungen die Ermittlung wichtiger Bilanzgrößen des Wasserhaushaltes wie zum Beispiel Sickerwasserbildung bzw. Grundwasserneubildung, Bodenfeuchte und reale Evapotranspiration in Abhängigkeit von den Standorteigenschaften und in ihrer wechselseitigen Wirkungsweise immer stärker in den Vordergrund gestellt werden. Die Zusammenstellung der Literaturübersicht zum Stand der Forschung (vgl. Kap. 2) bestätigt, u.a. durch eine Vielzahl exemplarisch ausgewählter regionaler Studien, die diese wissenschaftliche Fragestellung über unterschiedliche Methoden (Lysimetrie, Feldmessung, Laborversuche, Bodenwasserhaushaltsmodelle) bearbeiten, die Notwendigkeit des Verständnisses der Wechselwirkungen zwischen den Parametern des Wasserhaushaltes eines Standortes bzw. eines größeren Landschaftsausschnittes (vgl. auch PLATE 1995 in DISSE 1995).

Der Schwerpunkt dieser Arbeit lag in der intensiven standortbezogenen Untersuchung der wasserhaushaltlichen Bilanzgrößen Sickerwassermenge, Bodenfeuchte und reale Evapotranspiration auf der Basis von Lysimeter- und Bodenfeuchtemessungen. Darüber hinaus wurde eine Regionalisierung der Sickerwassermengen für die Fläche eines 79 qkm großen Untersuchungsgebietes innerhalb der Trier-Bitburger-Mulde unter Verwendung verfügbarer Bodenwasserhaushaltsmodelle vorgenommen.

Die in den Kapiteln 5 bis 7 vorgelegten Ergebnisse der wasserhaushaltlichen Untersuchungen wurden im wesentlichen vor dem Hintergrund des Verständnisses der bodenwasserhaushaltlichen Prozeßdynamik zur Bewertung der raum-zeitlichen Variabilität der Sickerwasserbildung und des Bodenfeuchteganges in Abhängigkeit der standortspezifischen Eigenschaften in Kapitel 8 diskutiert. Aus dem Vergleich der Standortanalysen kann geschlossen werden, daß die Bilanzgrößen Sickerwassermenge, Bodenfeuchte und reale Evapotranspiration in ihren Prozeßabläufen im wesentlichen durch ein komplexes, wechselseitiges Wirkungsgefüge gesteuert werden.

Über die im Rahmen dieser Arbeit gewählten methodischen Ansätze (Lysimetrie, Bodenfeuchtemessungen, Bodenwasserhaushaltsmodelle) konnte dabei herausgestellt werden, daß sowohl der Witterungseinfluß als auch die Heterogenität der naturräumlichen Standorteigenschaften, die über intensive Standortanalysen belegt werden konnten, unterschiedlich stark in das Prozeßgeschehen eingreifen, woraus die raum-zeitliche Variabilität der Ergebnisse zwischen den Feldstationen resultiert. Es konnte insbesondere die Bedeutung der standortbezogenen Bodeneigenschaften (u.a. Korngrößenspektrum, Primärporensystem, Sekundärporensystem, Wasserleitfähigkeit, Wasserspeicherfähigkeit) im Hinblick auf den Wasserumsatz in der durchwurzelten Bodenzone aus diesen Ergebnissen abgeleitet werden. Nicht zuletzt wurde über diese standortspezifischen Untersuchungen auch der Einfluß unterschiedlicher Bewirtschaftungsformen auf den Wasserhaushalt aufgedeckt.

### *Lysimeterergebnisse*

Über die Lysimetrie wurden die Prozeßabläufe des Wasserumsatzes in der durchwurzelten Bodenzone analysiert und über die Lysimeterergebnisse in Abhängigkeit von den Witterungsverhältnissen, den bodenphysikalischen und bodenhydraulischen Kenndaten sowie der Nutzungsdifferenzierung bewertet.

Die statistische Datenanalyse zur Überprüfung der Stärke des linearen, funktionalen Zusammenhanges zwischen der unabhängigen Variablen *Niederschlag* und der abhängigen Variablen *Sickerwasser* läßt erste Schlußfolgerungen hinsichtlich der Auswirkungen der Standorteigenschaften (Witterung, Boden und Nutzung) auf die Sickerwasserbildung zu, die sich in den Abweichungen zwischen den Lysimeterergebnissen der einzelnen Feldstationen dokumentieren. Dabei kann deutlich herausgestellt werden, daß der positiven Bilanzgröße Niederschlag eine ganz entscheidende Rolle im System Wasser-Boden-Pflanze zukommt, und daß die Bewertung der Versickerungswirksamkeit der Niederschläge einer zeitlich höheren Auflösung als z.B. Jahresreihen bedarf. Aus diesen statistischen Ergebnissen wird entsprechend abgeleitet, daß *erstens* die Jahressickerwassermenge im wesentlichen als Funktion der Jahresniederschlagsmenge zu erklären ist, und daß *zweitens* bei der Betrachtung zeitlich höher aufgelöster Datenreihen dieser funktionale Zusammenhang über die Boden- und Nutzungseigenschaften eine Modifizierung erfährt, worüber sich letztendlich erst eine den standörtlichen Verhältnissen entsprechende Versickerungswirksamkeit der Niederschläge bewerten läßt.

Die Ergebnisse der durchgeführten Standortanalysen - auf der Basis der in Säulendiagrammen zeitparallel gegenübergestellten Parameter Niederschlag und Sickerwasser (vgl. Kap. 6.1) - lassen auf eine sehr differenzierte Dynamik der innerjährlichen Sickerwasserbildung schließen. Über diese Art der Datenauswertung kann die Zeitabhängigkeit der Sickerwasserbildung vom Niederschlagsgeschehen erfaßt werden. Insbesondere durch den Vergleich der Ergebnisse aller Lysimeterstationen untereinander werden die Abweichungen im innerjährlichen Verlauf der Sickerwasserbildung - bei Beachtung jeweils gleicher Witterungsverhältnisse - zwischen den einzelnen Stationen auf die räumliche Verteilung der Lysimeterstationen zurückgeführt. In gleichen hydrologischen Jahren treten sowohl mengenmäßige als auch zeitliche Unterschiede zwischen den Sickerwassermengen an den einzelnen Lysimeterstationen auf. Neben der hohen zeitlichen Variabilität dokumentiert sich somit auch eine hohe räumliche Variabilität in der Sickerwasserdynamik, was den Rückschluß erlaubt, daß sich in der räumlichen Variabilität eindeutig die Heterogenität der Naturraumausstattung (Geologie, Boden) - die über die Verteilung der Lysimeterstationen im Untersuchungsgebiet repräsentiert wird - niederschlägt. Die Abweichungen in den Ergebnissen der unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeter lassen darüber hinaus den Schluß zu, daß sich in der niederschlagsanteiligen Sickerwassermenge nicht nur der bodenspezifische, sondern auch der nutzungsspezifische Einfluß nachweisen läßt.

Die Versickerungswirksamkeit ist vor allem eine Funktion der mengenmäßigen und zeitlichen Verteilung der Niederschläge. Hierdurch muß die Versickerungswirksamkeit im Zusammenhang mit dem Witterungsgang einer zeitlich differenzierten Bewertung unterzogen werden. Aus der unterschiedlichen zeitlichen und mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge in den hydrologischen Halbjahren ergeben sich deutliche Unterschiede in der Sickerwasserdynamik.

Die *hydrologischen Winterhalbjahre* zeichnen sich insgesamt durch einen parallelen Gang von Winterniederschlag und winterlicher Sickerwasserbildung aus, weshalb von einer hohen winterlichen Versickerungswirksamkeit gesprochen werden kann. Zeitliche Verschiebungen im Einsetzen der winterlichen Sickerwasserbildung, wie sie an verschiedenen Stationen - in jeweils gleichen hydrologischen Jahren - festgestellt werden können, sind auf den nutzungs- und bodenspezifischen Einfluß zurückzuführen, weniger auf die sich geringfügig unterscheidenden Niederschlagsmengen (vgl. weiter unten). Demgegenüber sind die *hydrologischen Sommerhalbjahre* (Zeit der Vegetationsperiode) - trotz häufig hoher Niederschlagseinträge - eher durch eine Versickerungsunwirksamkeit geprägt. Hieraus wird gefolgert, daß die in die Bodenmonolithe infiltrierenden Niederschläge lediglich im Bodenspeicher gebunden bzw. diesem wieder über den pflanzlichen Wasseraufbrauch entzogen werden (vgl. auch Bodenfeuchtemessungen Kap. 6.3.1) und somit der Sickerwasserbildung verloren gehen. Dies läßt also

darauf schließen, daß die Versickerungswirksamkeit der Niederschläge eine nutzungs- und bodenspezifische Überlagerung erfährt (vgl. weiter unten). Die Feststellung, daß dennoch Sickerwasserbildung während der Sommerhalbjahre stattfinden kann, wird - *ereignisabhängig* - auf die Auswirkungen der sommerlichen Niederschlagscharakteristik (v.a. Starkniederschlagsereignisse) zurückgeführt. Diese ereignisabhängige Reaktion der Sickerwasserabläufe aus den Lysimetern wird im wesentlichen in den schluffig-tonigen bzw. tonig-lehmigen Böden der Bodenmonolithe - verbunden mit einem stark ausgebildeten sekundären Makroporensystem (Wurmgänge, Schrumpfrisse, dicht verzweigtes Wurzelsystem) - dagegen weniger in den sandigen bis sandig-lehmigen Böden festgestellt. Hieraus leitet sich ab, daß die unterschiedlichen Bodeneigenschaften der Bodenmonolithe unterschiedliche bodenhydraulische Verhältnisse (primär- bzw. sekundärbedingte Wasserleitfähigkeit bzw. Wasserwegsamkeit) bedingen (vgl. auch weiter unten).

In niederschlagsreichen Sommerhalbjahren (wie z.B. 1997), die auf feuchte Winterhalbjahre (1996/97) folgen, kann zudem eine zeitweise bessere Versickerungswirksamkeit der Niederschläge - unter allen Nutzungsvarianten und bodenunabhängig - festgestellt werden, die im umgekehrten Fall bei der Konstellation trockene Sommerhalbjahre und vorausgegangene trockene Winterhalbjahre i.d.R. nicht erkennbar sind.

Aus den *Stationsvergleichen* mit unterschiedlicher Bewirtschaftungsform und unterschiedlichen Bodeneigenschaften kann gefolgert werden, daß die Versickerungswirksamkeit der Niederschläge sowie die Versickerungsleistung der Bodenmonolithe in den Lysimetern letztendlich auch über die nutzungs- und bodenspezifischen Verhältnisse eines Standortes gesteuert werden. Dabei zeigte sich, daß die Sickerwassermengen unter gleicher Nutzungsart und unterschiedlichen Bodeneigenschaften bzw. unter vergleichbaren Bodeneigenschaften und unterschiedlicher Nutzungsart sowohl zeitlich als auch mengenmäßig eine Modifizierung erfahren.

Die Abweichungen zwischen den Ergebnissen der Sickerwassermengen der Acker-, Grünland- und Waldbodenlysimeter deuten darauf hin, daß ein direkter Zusammenhang zwischen der Bewirtschaftungsart mit dem dadurch bedingten unterschiedlich hohen Bedeckungsgrad und den Sickerwassermengen besteht. Die Ergebnisse der Sickerwasserdynamik der Lysimeter in den Gemarkungen Greverath und Meckel lassen dabei insgesamt auf ein nutzungsspezifisch gegenläufiges Abhängigkeitsverhältnis schließen: Die sandig bis sandig-lehmigen Böden der unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeter in der *Gemarkung Greverath* lassen in der Reihenfolge Acker > Grünland > Wald eine klare Abnahme der Sickerwassermengen erkennen, woraus abgeleitet wird, daß sich mit zunehmendem Bedeckungsgrad bis hin zu einem ganzjährig vorhandenem Bewuchs eine nutzungsspezifisch bedingte Verringerung in der niederschlagsanteiligen Sickerwassermenge niederschlägt. Dies korreliert mit der allgemein in den bodenkundlichen Lehrbüchern vertretenen Auffassung, daß sich entsprechend der Zunahme des Bedeckungsgrades die Sickerwassermenge reduziert.

Dagegen zeigen die Ergebnisse der unterschiedlich bewirtschafteten Lysimeter auf den tonig-lehmigen Böden in der *Gemarkung Meckel* ein von dieser Lehrmeinung deutlich abweichendes Ergebnis. Trotz eines höheren Bedeckungsgrades kommt es hier in den Grünland- und Waldbodenmonolithen zu einer höheren Sickerwassermenge als unter Ackernutzung. Dies führt zu dem Schluß, daß der Nutzungseinfluß - unter bestimmten Bodenbedingungen - eine deutliche Modifizierung erfährt. Diese sich zur Lehrmeinung (Acker > Grünland > Wald) konträr darstellenden Ergebnisse der Sickerwassermengen zeigen somit die Reihenfolge Wald > Grünland > Acker. Hieraus wird gefolgert, daß die bodenphysikalischen und bodenhydraulischen Eigenschaften eines Standortes einen erheblichen Einfluß auf den Wasserumsatz im durchwurzelten Bodenraum nehmen. Diese Einflußnahme erfolgt jedoch nicht über das - in Abhängigkeit von dem Korngrößenspektrum und der Porengrößenverteilung -

Primärporensystem, sondern über die bodenspezifische Eigencharakteristik dieser Böden, die sich aus dem vorhandenen Sekundärporensystem ergibt. Der günstige Wasserumsatz mit der daran gekoppelten günstigen Versickerungsleistung der tonig-lehmigen Böden in der Gemarkung Meckel ist somit auf ein gut ausgebildetes sekundäres Makroporensystem (biogene und bodenstrukturbedingte Makroporen) auch unter Grünland- und Waldnutzung zurückführen. Zudem begünstigt die Flachgründigkeit der Waldboden-lysimeter, die die Flachgründigkeit der Waldböden auf dieser Keuperhochfläche repräsentieren zusätzlich die schnelle Perkolation des in die Bodenmonolithe infiltrierenden Niederschlagswassers.

Im Falle von Standorten mit feinkörnigen Böden mit einem hohen Anteil an Fein- und Mittelporen (vgl. Ackerlysimeter Rodt *so*, Idenheim *mu* und Idenheim *mm*), jedoch ohne ein gut ausgebildetes sekundäres Makroporensystem, setzt die Sickerwasserbildung im Vergleich zu den sandigen bis sandig-lehmigen Böden i.d.R. nach Niederschlagsereignissen zeitverzögert ein. Zudem bleiben die niederschlagsanteiligen Sickerwassermengen der eher bindigen Böden - wiederum gleiche Nutzungsarten vorausgesetzt - mengenmäßig gesehen deutlich hinter denen der sandigen bis sandig-lehmigen Böden zurück. Dies bestätigt die Lehrmeinung - Ackerlysimeter Meckel hiervon ausgenommen -, daß mit zunehmender Feinkörnigkeit die Abnahme der Sickerwassermengen einhergeht und somit die Sickerwasserbildung über das Korngrößenbedingte Primärporensystem gesteuert wird. Daraus leitet sich ab, daß - gleiche Nutzungsarten vorausgesetzt - der Bodeneinfluß ebenfalls zu einer Modifizierung in den Endergebnissen der Sickerwassermengen gleicher hydrologischer Jahre führt.

Aus den unterschiedlichen Ergebnissen der Standortanalysen zur Sickerwasserdynamik - in Verbindung mit den standortgebundenen feldbodenkundlichen und bodenphysikalischen Standortaufnahmen - in den Gemarkungen Greverath und Meckel kann gefolgert werden, daß insbesondere die sekundären Grobporen (Wurmgänge, Wurzelbahnen, Schrumpfrisse), bei gut dimensioniertem Durchmesser und einer günstigen Porenkontinuität untereinander, für die Sickerwasserdynamik von großer Bedeutung sind. Dieser Makroporeneffekt trägt gerade in den tonig-lehmigen Böden der Lysimeter zu einer wesentlichen Verbesserung der Wasserwegsamkeit und damit zu einer hohen Versickerungswirksamkeit der Niederschläge bei, wie sie über das Primärporensystem lediglich bei Sandböden erreicht wird.

Schließlich belegt auch das unterschiedliche Reaktionsvermögen der Lysimeter - zeitparallele Niederschlagseinträge vorausgesetzt -, daß sowohl der Zeitpunkt als auch der innerjährliche Verlauf der Sickerwasserbildung sowie die Höhe der niederschlagsanteiligen Sickerwassermenge nicht allein über die Eingabegröße Niederschlag, sondern ganz entscheidend auch über die standortspezifischen Eigenschaften (z.B. Nutzung, Boden, Bodenspeicherverhältnisse, Verdunstung) bestimmt werden (vgl. Kap. 6.1).

Die Ergebnisse der Lysimeteruntersuchungen lassen über den jahreszeitlich differenzierten Verlauf des Sickerwasserganges Rückschlüsse auf weitere, an den Wasserflüssen beteiligte Prozesse wie Bodenspeicheränderung und Verdunstung zu, systembedingt können diese Bilanzgrößen quantitativ und qualitativ jedoch lediglich über die Bodenfeuchtemessungen - außerhalb des Bilanzierungskörpers Lysimeter - als Funktion von Niederschlag und den Standorteigenschaften (Boden und Nutzung) bestimmt und bewertet werden.

### ***Ergebnisse der Bodenfeuchtemessungen und der rechnerischen Ableitung der realen Evapotranspiration***

Die unter natürlichen Witterungsverhältnissen im wöchentlichen Rhythmus durchgeführten Bodenfeuchtemessungen erfolgten für die Nutzungsformen Acker, Grünland und Wald auf insgesamt 14 Testflächen des Lysimeter- und Bodenfeuchtemeßnetzes. Über die hierdurch erzielte räumliche Verteilung der Bodenfeuchtemeßfelder wird die räumlich bedingte Variabilität der Bodeneigenschaften über die Standortwahl in den Standortanalysen berücksichtigt.

Die Jahresverlaufsdiagramme der klassifizierten Bodenfeuchtwerte lassen in der innerjährlichen Feuchtedynamik deutliche Unterschiede bei den Bodenfeuchteverhältnissen nach Tiefe und Zeit zwischen den einzelnen Stationen erkennen (vgl. Kap. 6.2). Diese Unterschiede werden im wesentlichen als Folge unterschiedlicher Auswirkungen von Niederschlag, Boden- und Nutzungseinfluß erklärt - wie dies bereits aus den Unterschieden in den Sickerwassermengen der Lysimeterstationen gefolgert werden konnte. Hieraus resultiert - wie eingangs erwähnt -, daß ein wechselseitiges Wirkungsgefüge zwischen den Bilanzgrößen des Wasserhaushaltes und den Standorteigenschaften besteht, aus denen sich die Unterschiede in der Bodenfeuchteentwicklung zwischen den einzelnen Bodenfeuchtemeßfeldern herleiten lassen.

Zwischen den Feuchtediagrammen der Bodenfeuchtemeßfelder des Untersuchungsgebietes - deren Bodenprofile in der Bodenartendifferenzierung nach der Tiefe und der Porengrößenverteilung sowie seitens der Bewirtschaftungsform deutlich voneinander differieren - ergeben sich voneinander abweichende Feuchtemuster.

Die Ergänzung des Bodenspeichers hängt im wesentlichen von den Niederschlagseinträgen in diese Böden ab. Die Bodenfeuchteentwicklung, die sich in den charakteristischen *Feuchtebildern* der Meßfelder widerspiegelt, resultiert aus den unterschiedlichen Auswirkungen des Niederschlagseinflusses auf die Feuchteentwicklung nach Tiefe und Zeit (Zeit-Tiefen-Funktion).

Die unterschiedliche innerjährliche Feuchtedynamik zwischen den einzelnen Meßstellen beschränkt sich jedoch nicht nur auf den sich im jahreszeitlichen Verlauf unterschiedlich auswirkenden Niederschlagseinfluß. Über die räumliche Verteilung der Meßstationen und die infolgedessen berücksichtigte räumliche Bodenvariabilität wird auch anhand der unterschiedlichen Ausprägung der Feuchtebilder auf den unterschiedlichen Einfluß der Bodeneigenschaften auf die Bodenfeuchteentwicklung geschlossen. Da die standörtlichen Analysen der Bodenfeuchteentwicklung ebenfalls die Auswirkungen der Nutzungsdifferenzierung (Acker-, Grünland- und Waldnutzung) auf den innerjährlichen Bodenfeuchtegang mit einbeziehen, sind hierüber Rückschlüsse hinsichtlich eines nutzungsspezifischen Einflusses auf die Feuchteentwicklung möglich.

Aus den graduellen Abweichungen zwischen den Ergebnissen der klassifizierten Bodenfeuchtegehalte an den einzelnen Standorten wird auf die unterschiedlichen bodenphysikalischen Eigenschaften (Wasseraufnahmefähigkeit, Wasserleit- bzw. Wasserspeicherfähigkeit) der jeweiligen Böden in Abhängigkeit der Bodenartenzusammensetzung und der Porengrößenverteilung geschlossen. Während sich in den sandigen bis sandig-lehmigen Böden mit hohen bis mittleren Anteilen an Grobporen überwiegend niedrige Wassergehaltsklassen (Klasse 1-2, nutzungsspezifisch auch 1-3) einstellen (z.B. Gemarkung Greverath), sind die schluffig-lehmigen bzw. tonig-lehmigen (z.B. Gemarkung Meckel) und somit bindigeren Böden durch deutlich höhere Wassergehalte geprägt (Feuchtekategorie 2-3, z.T. bis 4). Diese Unterschiede lassen darauf schließen, daß mit zunehmender Feinkörnigkeit und einem Anstieg der Fein- und Mittelporenanteile eine Zunahme der Bodenfeuchtegehalte, d.h. eine höhere Wasserspeicherfähigkeit einhergeht. Dies korreliert mit der bodenkundlichen Lehrmeinung.

Unterschiede in der Feuchteverteilung nach der Tiefe, die sich insbesondere in den entsprechenden Feuchtemustern (homogen verteilte Feuchteverhältnisse, Ausbildung eines hydraulischen Tiefengradienten, nach der Tiefe gestaffelte Feuchtefronten) der hydrologischen Winterhalbjahre niederschlagen, werden auf eine homogene bzw. inhomogene Bodenartendifferenzierung und unterschiedliche Verhältnisse der Lagerungsdichten nach der Tiefe zurückgeführt. Somit führt die Bodenvariabilität zu einer differenzierten Feuchteentwicklung und greift modifizierend in die Auswirkungen des Niederschlagseinflusses auf die Bodenfeuchteentwicklung ein.

Der Vergleich zwischen den Feuchtebildern der hydrologischen Sommer- und Winterhalbjahre deckt unterschiedliche Ausprägungen der Feuchteentwicklung innerhalb dieser Halbjahre auf, die wiederum auf die ganz spezifischen Auswirkungen des Niederschlagseintrags in den einzelnen Halbjahren schließen lassen. Dabei spielt der jeweilige Anfangsfeuchtegehalt zu Beginn eines hydrologischen Halbjahres eine nicht unwesentliche Rolle für die weitere Feuchteentwicklung im Bodenspeicher.

Die winterlichen Feuchtebilder weisen die Winterhalbjahre eindeutig als Auffüllungsphase des Bodenspeichers aus. Die Unterschiede im Zeitpunkt der winterlichen Feuchteergänzung zwischen den einzelnen Standorten sind dabei nutzungs- und bodenspezifisch zu erklären. Über die Nutzungsdifferenzierung zwischen den Bodenfeuchtemeßfeldern hat sich gezeigt, daß eine zeitliche Verzögerung der winterlichen Auffüllung in das Winterhalbjahr hinein mit der Zunahme der Bodenbedeckung einhergeht. Dabei setzt unter Ackernutzung die Feuchteergänzung in Abhängigkeit der herbstlichen Niederschläge - bodenspezifisch modifiziert und über Abweichungen in den Ausprägungen der Feuchtemuster zu Beginn der Winterhalbjahre zu erkennen - relativ rasch ein. Demgegenüber zeigen die Grünland- und Waldstandorte ein davon differenziertes Bild mit der stärksten zeitlichen Verzögerung der Bodenspeicherauffüllung unter Waldnutzung bedingt durch den - im Gegensatz zum Freilandniederschlag - reduzierten Bestandsniederschlag (Interzeptionsverlust).

Die unterschiedlichen Feuchtemuster mit Beginn der Winterhalbjahre repräsentieren den bodenartenbedingt unterschiedlich fortschreitenden Auffüllungsprozeß. Die Ergebnisse der Bodenfeuchtemessungen haben bestätigt, daß sich in den Böden mit geringen Abweichungen in der Bodenartendifferenzierung nach der Tiefe homogene Feuchteverhältnisse mit kaum ausgeprägten Feuchtefronten einstellen. Demgegenüber zeigen die Böden mit größeren Abweichungen in der Bodenartendifferenzierung nach der Tiefe, daß sich die Feuchtezunahme in markant ausgeprägten, z.T. mehrfach gestaffelten Feuchtefronten bzw. unterschiedlich deutlich ausgeprägten positiven hydraulischen Feuchtegradienten äußert. Diese Merkmale lassen sich auf die langfristigen Auswirkungen der winterlichen Niederschläge zurückführen, wobei letztendlich die zeitliche Entwicklung dieser Feuchtemuster sowie deren Ausprägung wiederum nutzungsspezifisch modifiziert wird.

Charakteristisches Merkmal der sommerhalbjährlichen Feuchtebilder sind die gegenüber dem Winterhalbjahr deutlich abfallenden - wenn auch nutzungs- und bodenspezifisch bedingt mit unterschiedlichem Ausmaß - Wassergehaltswerte an allen Feuchtemeßstellen. Die zum Zeitpunkt des Beginns der sommerlichen Ausschöpfungsphase in den Feuchtebildern auftretenden Feuchteunterschiede sind zunächst nutzungsspezifisch zu erklären. Der frühe Beginn der Feuchteaufzehrung unter Ackernutzung wird auf die zu Beginn der Vegetationsperiode nur spärlich bedeckte Bodenoberfläche (Bodenevaporation) und den Beginn der aufwachsenden Feldfrucht (pflanzlicher Wasseraufbrauch im Bodenspeicher durch Transpiration) zurückgeführt. Die Feuchteabnahme vollzieht sich dabei von oben nach unten. Der Vergleich zwischen allen Feuchtediagrammen dieser Nutzungsart läßt wiederum den Schluß zu, daß die Feuchteverhältnisse unter Ackernutzung zu Beginn der Sommerhalbjahre - bodenspezifisch bedingt - nochmals eine Modifizierung erfahren.

Anders zeigt sich die Feuchteentwicklung unter Grünland- und Waldnutzung in der Übergangszeit zwischen hydrologischem Winter- und Sommerhalbjahr. Die Feuchtemuster lassen - im Vergleich zu den Ackerflächen - einen verzögerten Beginn der Feuchteaufzehrung insbesondere in den oberen Bodenschichten erkennen. Hieraus wird geschlossen, daß die oberen Bodenschichten vor allem durch den dichten Wurzelfilz der Grasdecke und die Streuauflage der Waldböden einen wichtigen Verdunstungsschutz gegenüber dem - mit Beginn der Vegetationsperiode - verstärkt einsetzenden Verdunstungsvorgang bieten. Insbesondere über die, ebenfalls im Vergleich zu den Feuchteverhältnissen der Ackerflächen, überaus hohen Wassergehalte der oberen Bodenschichten wird zudem auf eine hohe

Speicherfunktion der Bodenbedeckung geschlossen, über die die Verdunstungsverluste in diesen Bodenschichten zunächst noch kompensiert werden können.

Diese Schlußfolgerung läßt sich aus den Feuchtebildern der Grünland- und Waldflächen vor allem dadurch ziehen, weil die Feuchteaufzehrung unter diesen beiden Bewirtschaftungsformen - im Gegensatz zu der Feuchteentwicklung unter Ackernutzung - zunächst in den unteren Bodenschichten einsetzt und somit eine von unten nach oben gerichtete Entwicklung der Feuchteaufzehrung erfolgt. Nutzungsspezifisch leiten sich infolgedessen - in einigen Feuchtebildern, als Zeichen eines unterschiedlichen zeitlichen Verlaufs des Feuchteverlustes - negative hydraulische Feuchtegradienten ab, die eine unterschiedlich starke Ausprägung des Feuchterückganges im Bodenspeicher widerspiegeln. Daraus ist zu schließen, daß mit einem höheren Bedeckungsgrad der Feuchteverlust in den oberen Bodenschichten langsamer vonstatten geht, und daß umgekehrt, je geringer der Bodenbewuchs (z.B. Ackerfläche mit aufkeimender Saat) zu Beginn der Vegetationsperiode ist, ein erheblicher Feuchteverlust - trotz einer Wiederergänzung des Bodenspeichers durch sommerliche Niederschlagseinträge - einsetzt, der sich auf einen verstärkten Verdunstungsvorgang (Bodenevaporation, Transpiration) zurückführen läßt.

Die Feuchtemuster der Sommerhalbjahre zeigen als weiteres charakteristisches Merkmal die nach unten ausgreifenden Feuchtezapfen, die einen plötzlichen und nur kurzfristig erkennbaren Anstieg der Feuchteverhältnisse belegen. Diese ereignisabhängige Entwicklung innerhalb des Bodenspeichers ist eine Reaktion auf die sommerlichen Starkniederschlagsereignisse, die zeitgleich auch an den Lysimeterstationen mit überwiegend bindigen Böden als Sickerwasserabläufe registriert wurden. Deutlich ausgeprägte vertikale Feuchtezapfen in Verbindung mit der zeitparallelen Sickerwasserbildung lassen daher auf eine wechselseitige Beziehung zwischen diesen Vorgängen des Wasserumsatzes im Bodenspeicher (z.B. Idenheim-Acker *mm*, Meckel-Acker *ku*) schließen.

Somit läßt sich aus der Variabilität der innerjährlichen Bodenfeuchteentwicklung schließen, daß erst aus der Kenntnis des wechselseitigen Wirkungsgefüges zwischen den Größen des Wasserhaushaltes wie Witterung, Vegetation/Nutzung und Boden die zeit- und tiefenspezifische Differenzierung der Bodenfeuchteverhältnisse eines Standortes erklärt werden kann. Gleichzeitig läßt sich anhand der Variabilität der Feuchtebilder gleicher hydrologischer Jahre auch auf die Variabilität in der Naturraumausstattung der Bodenfeuchtefeuchtemeßfelder zurückschließen.

Über den nutzungs- und bodenspezifisch bedingten Ausschöpfungsvorgang sowie den Ausschöpfungsgrad innerhalb des Bodenspeichers läßt sich anhand der Feuchtebilder zudem auch die Bedeutung der den Bodenwasserhaushalt eines Standortes bestimmenden Bilanzgröße *reale Evapotranspiration* im Verlauf eines hydrologischen Jahres herausstellen und qualitativ bewerten. Im Sommerhalbjahr werden die Bodenspeicherverhältnisse durch den verstärkten Vorgang der realen Evapotranspiration (u.a. durch den pflanzlichen Wasseraufbrauch) gesteuert, was zu einem hohen Feuchteverlust im Bodenspeicher und i.d.R. zum Ausbleiben der Sickerwasserbildung (vgl. weiter oben) führt. Diese Erkenntnisse lassen vor allem in Verbindung mit den standortspezifischen Untersuchungen des innerjährlichen Feuchteganges - unter Berücksichtigung der jahreszeitlichen Entwicklungsphasen (phänologische Phasen) des jeweiligen Bestandes - eine qualitative Bewertung der Feuchteaufzehrung innerhalb des Bodenspeicherraumes zu. Dagegen läßt sich aus den winterhalbjährlichen Feuchtebildern schließen, daß die Einflußnahme der realen Evapotranspiration auf die Bodenfeuchteverhältnisse ohne Bedeutung ist.

Aus den Ergebnissen der für die einzelnen Stationen berechneten Jahressummen der realen Evapotranspiration (vgl. Kap. 6.3) läßt sich ableiten, daß - auf Jahresbasis betrachtet - der

Bodenspeicherwert nur einen geringen Einfluß auf die beiden Bilanzgrößen *Sickerwassermenge* und *reale Verdunstung* ausübt. Dagegen zeigt sich, daß ein Anstieg bzw. eine Abnahme der realen Verdunstung eine Abnahme bzw. einen Anstieg der Sickerwassermengen zur Folge hat. Hieraus kann gefolgert werden, daß ein wechselseitiges Wirkungsgefüge zwischen den betrachteten Bilanzgrößen des Bodenwasserhaushaltes (Jahresniederschlag, Jahressickerwassermenge, Jahressumme der realen Evapotranspiration) besteht, und daß die Variationen in den Einzelwerten der Jahresbilanzen (Sickerwasser und reale Evapotranspiration) im wesentlichen auf nutzungs- und bodenspezifische Auswirkungen zurückzuführen sind.

### ***Regionalisierung der Jahressickerwassermengen***

Während die Lysimeteruntersuchungen an den stationären Meßeinrichtungen des Untersuchungsgebietes innerhalb der Trier-Bitburger-Mulde lediglich punktbezogene Aussagen über die Sickerwasserbildung in Abhängigkeit von den jeweiligen Standorteigenschaften zulassen, erlaubt der Einsatz geeigneter Bodenwasserhaushaltsmodelle flächendifferenzierte Aussagen zur räumlichen Verteilung der Sickerwassermengen in Abhängigkeit von den gebietsspezifischen Eigenschaften (Klima, Boden, Nutzung) für die Fläche des Untersuchungsgebietes zu treffen.

Aus den Ergebnissen der Karten der berechneten Jahressickerwassermengen (Anhang: Karte 10 bis Karte 19) läßt sich schlußfolgern, daß über die der Regionalisierung zugrunde liegenden Regressionsmodelle (n. RENGGER et al. 1990 und NIBIS 1992) die Witterungsabhängigkeit der Sickerwasserbildung (vgl. Lysimeterergebnisse) gut abgebildet wird, und daß - aus der Übertragung von 5.482 Punktinformationen auf die Fläche - in diesen regionalisierten Ergebnissen - nutzungs- und bodenspezifisch - die raumzeitliche Variabilität des Niederschlagsinflusses zusätzlich modifiziert wird. Diese Rückschlüsse lassen sich insbesondere bei der Auswertung der Kartenergebnisse durch die Berücksichtigung der gebietsspezifischen Niederschlagsverteilung (über THIESSEN-POLYGONE), der räumlichen Verteilung des bodenphysikalischen Kennwertes  $nFKWe$  und der Landnutzungsdifferenzierung ziehen. Die rasterbasierte Auswertung der räumlichen Verteilung der Sickerwassermengen für beide Berechnungsansätze belegt, daß in allen hydrologischen Jahren die höchsten niederschlagsanteiligen Sickerwassermengen unter Ackernutzung gebildet werden. Parallelen hierzu zeigen sich auch im Zusammenhang mit den Lysimetermessungen unter Ackernutzung, bei denen ebenfalls die Ackerlysimeter - im Vergleich zu den Lysimetern mit ganzjährigem Bedeckungsgrad (Grünland und Wald) die höchsten Sickerwassermengen lieferten.

Aus den hier zur Anwendung gekommenen unterschiedlichen Verfahren resultieren dennoch Abweichungen im räumlichen Verteilungsmuster der regionalisierten Jahressickerwasserergebnisse, die auf Veränderungen hinsichtlich der Eingabeparameter in die jeweiligen Berechnungsverfahren zurückgeführt werden. Durch die zusätzliche Berücksichtigung wichtiger Reliefparameter (Hangneigung, Hangexposition, Hangposition) im NIBIS-Verfahren (1992) läßt sich gegenüber den nach dem RENGGER et al. -Verfahren (1990) rechnerisch abgeleiteten Jahressickerwassermengen - in Abhängigkeit klimatologischer, nutzungs- und bodenspezifischer Parameter - eine reliefspezifische Modifizierung der Jahressickerwassermengen erkennen.

Aus den rasterbasierten Berechnungsergebnissen der Sickerwassermengen eines Gebietes mit bestimmter Reliefkonstellation (Hangneigung, Hangexposition) kann der unterschiedliche Einfluß dieser Reliefeigenschaften über das NIBIS-Verfahren gegenüber dem Verfahren nach RENGGER et al. (1990) - jeweils gleiche Standorte miteinander verglichen - in den mengenmäßig unterschiedlich hohen Sickerwassermengen herausgestellt werden.



Der Vergleich zwischen den berechneten Sickerwassermengen nach RENGGER et al. (1990) und NIBIS (1992) für südexponierte Standorte im Mittelhangbereich bei mittleren Hangneigungsverhältnissen zeigt, daß die NIBIS-Berechnungen gegenüber den RENGGER-Berechnungen geringere Sickerwassermengen bzw. im Falle nordexponierter Hänge im Mittelhangbereich bei mittleren Hangneigungsverhältnissen höhere Sickerwassermengen ausweisen. Hieraus leitet sich ab, daß sich an Nordhängen günstige bodenwasserhaushaltliche Verhältnisse einstellen, die die Sickerwasserbildung positiv beeinflussen, wogegen an den südexponierten Standorten über die dortigen bodenwasserhaushaltlichen Verhältnisse eine Verringerung der Versickerungsleistung erreicht wird. Hieran zeigt sich - wie bereits weiter vorne erwähnt -, daß sich die Bilanzgrößen Sickerwasser und reale Evapotranspiration gegenläufig beeinflussen. Die Sickerwassermenge ist somit - auch über die Expositionsabhängigkeit - als eine Funktion der realen Evapotranspiration zu beschreiben.

Demgegenüber ist das Verfahren nach RENGGER et al. (1990) lediglich in der Lage, die Sickerwassermengen für ebene bis leicht geneigte Flächen (vgl. HENNINGS 1994, auf S. 58 angegebenen Gültigkeitsbereiche) nachzubilden. Die für den Wasserhaushalt von Mittelgebirgslandschaften wichtigen Relieffaktoren lassen sich somit über dieses Modell nicht berücksichtigen.

Da jedoch ebenfalls im NIBIS-Verfahren - wie aus den Berechnungsvorgaben (1992) ersichtlich - die Berücksichtigung der Reliefverhältnisse in den Regressionsgleichungen eine Einschränkung hinsichtlich der Hangneigungsverhältnisse erfahren (Gültigkeitsbereich bis  $10^\circ$  Hangneigung), ist davon auszugehen, daß in den berechneten Sickerwassermengen für stärker geneigte Flächen - die typischerweise für Mittelgebirgsräume anzunehmen sind -, die tatsächlichen Reliefverhältnisse sicherlich unterschätzt werden.

Wie die Kartenergebnisse der durchgeführten Regionalisierung der Jahressickerwassermengen jedoch auch zeigen, werden die Gebiete, die deutlich über dem Gültigkeitsbereich von  $10^\circ$  Hangneigung liegen, aus der Berechnung ausgeschlossen. Weil für Mittelgebirgslandschaften geeignete Modelle derzeit nicht verfügbar sind, können die Ergebnisse, die über das NIBIS-Verfahren (1992) ermittelt wurden, nicht hinreichend bezüglich ihrer Güte bewertet werden. Es ist davon auszugehen, daß die Sickerwassermengen aufgrund der unzureichenden Berücksichtigung größerer Hangneigungen expositionsabhängig stärker fehlerbehaftet sind.

Die Abweichungen zwischen den direkt gemessenen Sickerwassermengen an den Lysimeterstationen und den für diese Standortverhältnisse rechnerisch abgeleiteten Sickerwassermengen werden darauf zurückgeführt, daß die Wechselwirkungen zwischen den Bilanzgrößen des Wasserhaushaltes über die Simulationsberechnungen - im Vergleich zu den Untersuchungen unter natürlichen Witterungsverhältnissen - nicht vollständig berücksichtigt werden können.

Die standortspezifischen Ergebnisse bestätigen die Möglichkeit, mit Hilfe der Lysimetrie - ergänzt durch Bodenfeuchtemessungen - systematisch und standortgebunden den Prozeß der niederschlagsanteiligen Sickerwasserbildung für den wasserungesättigten Raum zu untersuchen und die Sickerwassermengen zeitlich unterschiedlich hoch aufgelöst zu quantifizieren. Bedingt durch die geringe Anzahl der Feldstationen mit Lysimetereinrichtungen, und vor allem wegen ihrer Lage in der Ebene, lassen sich jedoch derzeit keine flächenbasierten Aussagen für das Untersuchungsgebiet innerhalb der Trier-Bitburger-Mulde ableiten. Aufgrund dessen werden gegenwärtig bodenwasserhaushaltliche Untersuchungen (u.a. zeitlich hochaufgelöste TDR-Messungen, Tensiometermessungen, Beregnungsversuche) an ausgewählten Hangsegmenten im Untersuchungsgebiet vorgenommen, auf deren Basis ein gebietsspezifisch angepaßtes Bodenwasserhaushaltsmodell zur Regionalisierung der

Bilanzgrößen Sickerwasser, reale Evapotranspiration und Bodenfeuchte entwickelt werden soll. Die Lysimeterergebnisse - die die komplexen Wechselwirkungen zwischen den Bilanz- und Einflußgrößen unter natürlichen Feldbedingungen erfassen - werden dabei zur Kalibrierung des zu erstellenden GIS-basierten Modellansatzes herangezogen.

## 10 Zusammenfassung

Im Vordergrund dieser Arbeit stehen bodenwasserhaushaltliche Untersuchungen im Bereich der ungesättigten Bodenzone. Ein wesentlicher Schwerpunkt lag in der Erfassung der innerjährlichen Sickerwasser- und Bodenfeuchtedynamik in Abhängigkeit von den Standorteigenschaften (Klima, Boden und Nutzung). Hierzu wurde in der Trier-Bitburger-Mulde ein Meßnetz aus 14 Lysimeter- und Bodenfeuchtestationen eingerichtet. Berücksichtigt wurden die wichtigsten geologischen Einheiten (Ausgangsgesteine des Mesozoikums: Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper) mit den zugehörigen Böden. Für den Betrachtungszeitraum von vier hydrologischen Jahren (1.4.1994 bis 31.3.1998) wurden standortspezifische Messungen der Bilanzgrößen Sickerwasser (über Lysimeter) und Bodenfeuchte (gravimetrisch) unter Einbeziehung der dominierenden Nutzungen Acker, Grünland und Wald im wöchentlichen Rhythmus durchgeführt. Ferner wurden die den Bodenwasserhaushalt beeinflussenden klimatologischen, feldbodenkundlichen und bodenphysikalischen sowie relief- und nutzungsspezifischen Parameter im Bereich der stationären Meßeinrichtungen ermittelt.

Eine weitere Zielsetzung bestand in der GIS-basierten Regionalisierung der Jahressickerwassermengen für das 79 qkm große Untersuchungsgebiet. Zur Anwendung kamen zwei unterschiedliche Bodenwasserhaushaltsmodelle (RENGER et al. 1990 und NIBIS 1992), mittels derer die räumliche Verteilung der Jahressickerwassermengen in Abhängigkeit von Klima, Boden, Nutzung und Relief berechnet wurde. Die beiden Bodenwasserhaushaltsmodelle stützen sich auf nutzungsabhängige Regressionsgleichungen zur Ableitung der Jahressickerwassermengen. Beide Modelle nutzen zur Berechnung der Jahressickerwassermengen als Eingangsgrößen klimatologische, boden- und nutzungsspezifische Parameter (Niederschläge der hydrologischen Sommer- und Winterhalbjahre, ET<sub>pot</sub> nach HAUDE, nFKWe). Hervorzuheben ist, daß nur beim NIBIS-Verfahren auch das Relief in die Berechnung einbezogen werden kann.

Über die Auswertungen der für die Fläche des Untersuchungsgebietes erfaßten Bodendaten (5.777 Bohrpunkte der Bohrstockkartierung und Grablochprofile der Bodenschätzung) konnten Karten zur Verbreitung der Bodenarten erstellt werden.

Die unterschiedlichen *bodenphysikalischen Eigenschaften* der Standorte steuern maßgeblich die Wasserspeicher- bzw. Wasserleitfähigkeitsfunktion der Böden, woraus wiederum sehr verschiedene Wasserumsätze resultieren. Aus den Untersuchungen geht deutlich die Bedeutung der sekundären Makroporensysteme (Schrumpf- bzw. Frostrisse, Wurmrohren, Wurzelbahnen) für den Wasserumsatz im Boden und somit für die Sickerwasserbildung hervor. Vor allem auf den bindigen Böden mit einem gut ausgebildeten Sekundärporensystem wurden hydraulische Eigenschaften gemessen, die denen grobtexturierter Böden (Primärporensystem) vergleichbar sind.

Die raum-zeitliche Variabilität der *Niederschlagsverteilung* zwischen den einzelnen Niederschlagsmeßstationen (Feldstationen und amtliche Stationen) ergibt sich aus der unterschiedlichen Lage der Stationen zu den niederschlagsbringenden Hauptströmungsrichtungen. Wald wirkt sich auf die am Boden aufgefangenen Niederschlagsmengen reduzierend aus. Die Bestandszusammensetzung (Laub-/Nadelwald) und vor allem die Bestandsdichte sind weitere Steuergrößen. In Verbindung mit den Freilandniederschlägen wurde hierüber der Interzeptionsverlust abgeschätzt.

Durch die unterschiedlich hohe zeitliche Auflösung der Niederschlags- und Sickerwasserdaten konnte der Einfluß der Bodeneigenschaften und der Bewirtschaftungsart auf die innerjährliche *Sickerwasserbildung* festgestellt werden. Insbesondere der Vergleich der Ergebnisse der Sickerwassermengen an Standorten mit gleicher Nutzungsart und hoher Bodenvariabilität zeigte einen nicht zu unterschätzenden Einfluß der

Bodeneigenschaften auf die Sickerwasserdynamik. Die Lehrmeinung, daß mit der Zunahme der Feinkörnigkeit des Bodens eine Abnahme der Sickerwassermengen einhergeht, konnte im Untersuchungsgebiet nicht uneingeschränkt bestätigt werden. Ebenso gilt nicht uneingeschränkt, daß mit zunehmendem Bedeckungsgrad die Sickerwassermengen in der Reihenfolge Acker > Grünland > Wald abnehmen. Insbesondere die Makroporosität des Waldbodens (starke Durchwurzelung in Verbindung mit bodenstrukturbedingten Trocken- bzw. Frostrissen) kann zu ähnlich hohen Sickerwassermengen führen wie in grobkörnigen Böden unter Ackernutzung.

Mit den in dieser Arbeit dargelegten Untersuchungsergebnissen konnte nachgewiesen werden, daß die Sickerwassermengen ganz wesentlich als gebietsspezifische Funktion von Niederschlag, Nutzungsart sowie der Bodeneigenschaften zu beschreiben sind, und daß die Standorteigenschaften den innerjährlichen Verlauf der Sickerwasserbildung entscheidend steuern. Dies zeigte sich insbesondere anhand der hohen Variabilität der Sickerwassermengen beim Vergleich der Stationsergebnisse untereinander. Die raum-zeitliche Variabilität der Bodenwasserhaushaltsgrößen ist geprägt von der Variabilität der klimatischen Einflußgrößen und der bodenphysikalischen Gegebenheiten. Dies trifft gleichermaßen auch für den innerjährlichen Verlauf der Bodenfeuchtedynamik an den einzelnen Stationen zu, der ebenfalls in Abhängigkeit der Standorteigenschaften eine sehr differenzierte Entwicklung nachzeichnet:

Aus den Untersuchungen zur *Bodenfeuchtedynamik* nach Tiefe und Zeit außerhalb des Bilanzierungskörpers Lysimeter zeigte sich, daß ein Zusammenhang zwischen dem Witterungsverlauf und der zeitlichen Entwicklung der Feuchteverhältnisse im Bodenspeicher besteht. Über die getrennte Betrachtung der Feuchtedynamik während der hydrologischen Halbjahre läßt sich die Abhängigkeit der Feuchteentwicklung nach Tiefe und Zeit (unterschiedliche Ausprägung der Feuchtemuster als Zeichen des unterschiedlichen Wasserumsatzes: Feuchtefront, Feuchtezapfen, homogene Feuchteverteilung, hydraulischer Gradient) als Funktion des Nutzungseinflusses eindeutig herausstellen. Die Sommerhalbjahre als Phase der Feuchteaufzehrung unterscheiden sich klar von den Winterhalbjahren als Phase der Bodenspeicherauffüllung.

Der Einfluß der unterschiedlichen Bewirtschaftungsformen (Acker, Grünland, Wald) wird wiederum entscheidend durch die standortspezifischen Bodeneigenschaften modifiziert. Insbesondere die Feuchteentwicklung der Sommerhalbjahre (sprunghafter, kurzzeitiger Feuchteanstieg) zeigte im Zusammenhang mit Extremniederschlagsereignissen eine gute Korrelation zur zeitparallelen sommerlichen Sickerwasserbildung in den Lysimetern und unterstreicht die Bedeutung des Makroporeneffektes für die Bodenwasserdynamik. Bei einem höheren Bedeckungsgrad (u.a. Graswurzelfilz) wiesen die oberen Bodenschichten einen verzögerten Feuchteverlust auf. Umgekehrt wurde bei geringerem Bodenbewuchs (z.B. Ackerfläche mit aufkeimender Saat) zu Beginn der Vegetationsperiode ein erheblicher Feuchteverlust - trotz einer Wiederergänzung des Bodenspeichers durch sommerliche Niederschlagseinträge - festgestellt, was sich auf einen verstärkten Verdunstungsvorgang (Bodenevaporation, Transpiration) zurückführen läßt.

Die Jahressummen der *realen Evapotranspiration* wurden über die Wasserhaushaltsgleichung berechnet. Die Gegenüberstellung der Bilanzgrößen Sickerwassermenge, Bodenspeicheränderung und reale Evapotranspiration mit der positiven Bilanzgröße Niederschlag erlaubte es, eine Bewertung der Wechselwirkung zwischen den einzelnen Bilanzgrößen vorzunehmen. Durch die gleichzeitige Berücksichtigung weiterer standortspezifischer Eigenschaften (Nutzung und Boden) läßt sich der Nutzungs- und Bodeneinfluß qualitativ abschätzen.

Aus den Einzelergebnissen der Bilanzgrößen Sickerwasser und reale Evapotranspiration läßt sich ableiten, daß diese beiden Größen offensichtlich gegenläufigen Prozessen unterliegen. Über die Höhe der Verdunstung reduziert sich entsprechend die Höhe der niederschlagsanteiligen Sickerwassermenge. In diesen Einzelergebnissen zeigte sich auch, daß insbesondere zwischen den jeweiligen Witterungsverhältnissen, der Höhe der realen Evapotranspiration und den Bodenspeicherverhältnissen der einzelnen Jahre eine Abhängigkeit besteht, und daß diese Abhängigkeit nutzungs- und bodenbedingt zusätzlich eine Modifizierung erfährt.

Aus den hier zur Anwendung gekommenen unterschiedlichen Verfahren zur *Regionalisierung der Jahressickerwassermengen* für insgesamt vier hydrologische Jahre resultieren Abweichungen im räumlichen Verteilungsmuster der regionalisierten Jahressickerwassermenge, die auf Veränderungen hinsichtlich der Eingabeparameter in die jeweiligen Berechnungsverfahren zurückgeführt werden. Durch die zusätzliche Berücksichtigung von Reliefparametern (Hangneigung, Hangexposition, Hangposition) im NIBIS-Verfahren (1992) läßt sich, im Vergleich zu den berechneten Jahressickerwassermengen nach dem RENGGER et al.- Verfahren (1990), eine reliefspezifische Modifizierung gegenüber den für ebene Standorte berechneten Sickerwassermengen erkennen, die in den Abweichungen der Häufigkeitsverteilungen der Sickerwasserklassen für die Fläche des Untersuchungsgebietes eindeutig belegt wird. Inwieweit die in diesem Modell zugrunde gelegten Reliefparameter die Verhältnisse der Mittelgebirgslandschaft hinreichend repräsentieren, konnte im Rahmen dieser Untersuchung nicht bewertet werden, da keine Meßergebnisse aus Feldversuchen an Hangstandorten zur Verfügung standen, an denen die Modellergebnisse verifiziert werden konnten.

In beiden Berechnungsverfahren bestätigt sich die nutzungsspezifische Differenzierung der niederschlagsanteiligen Jahressickerwassermenge in der Reihenfolge Acker > Grünland > Wald, wie sie bei den Lysimetermessungen in grobtexturierten Böden (Gemarkung Greverath) ermittelt wurde.

Im Vergleich mit den Lysimeterergebnissen der bindigen Böden (Gemarkung Meckel) konnte diese nutzungsabhängige Differenzierung der berechneten Sickerwassermengen jedoch nicht festgestellt werden. Hier zeigte sich ein stärkerer Einfluß der bodenphysikalischen Eigenschaften (insbesondere des sekundären Makroporensystems), der zu einer Differenzierung der Jahressickerwassermenge in der Reihenfolge Wald > Acker > Grünland bzw. Wald > Grünland > Acker führte. Die Bedeutung des Makroporeneffektes wurde in den Feldversuchen deutlich.

Die Abweichungen in den Ergebnissen der gemessenen und berechneten Sickerwassermengen werden auf die Nichtberücksichtigung des Sekundärporensystems für die Sickerwasserbildung in den Modellberechnungen zurückgeführt. Hieraus begründet sich der Anspruch der Einbeziehung des Einflusses des sekundären Makroporensystems in bodenwasserhaushaltlichen Berechnungen.

## 11 Literaturverzeichnis

- ABTEILUNG BODENKUNDE DER UNIVERSITÄT TRIER (Hrsg.) (1992): Skript zur Bodenphysik. - Trier
- ABTEILUNG BODENKUNDE DER UNIVERSITÄT TRIER (Hrsg.) (o.J): Skript Feldbodenkundliche Übungen. - Trier
- ALBRECHT, M. & GROSSMANN, J. (1995): Umsetzung eines Modells zur flächendifferenzierten Bestimmung der Grundwasserneubildung mit einem Geographischen Informationssystem. - Fachliche Berichte HWW 195, H. 1, S. 3-13
- ARBEITSGRUPPE BODENKUNDE (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung. - 3. Auflage. Hannover
- ARBEITSGRUPPE BODENKUNDE (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. - 4. Auflage. Hannover
- ARBEITSKREIS GRUNDWASSERNEUBILDUNG DER FACHSEKTION HYDROLOGIE DER DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT (1977): Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate. - (= Geologisches Jahrbuch, C 19). Hannover
- ARMBRUSTER, J. & KOHM, J. (1976): Auswertung von Lysimetermessungen zur Ermittlung der Grundwasserneubildung in der badischen Oberrheinebene. - Wasser & Boden 11, S. 302-306
- ASHRAF, A.R. & STETS, J. (1978): Das Oberrotliegende und der mittlere Buntsandstein bei Gladbach in ihren Beziehungen zum paläozoischen Sockel und zur Wittlicher Senke. - Mainzer Geowissenschaftliche Mitteilungen 6, S. 5-34
- BAHRENBERG, G., GIESE, E. & NIPPES, E. (1990): Statistische Methoden in der Geographie. Bd. 1: Univariate und bivariate Statistik. - 3. überarb. Auflage. (= Teubner Studienbücher der Geographie). Stuttgart
- BAUMGARTL, TH., RICHARDS, B.G. & HORN, R. (1992): Modellierung des Bodenwasserhaushaltes eines Lysimeterversuchs mit Hilfe der Finiten Elemente Methode. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 67, S. 47-50
- BAUMGARTNER, A. (1967): Ermittlung der tatsächlichen Verdunstung aus Messungen des vertikalen Wasserdampfaustausches und der Energiebilanz. - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, Sonderheft. Koblenz
- BAUMGARTNER, A. & LIEBSCHER, H.-J. (1990): Allgemeine Hydrologie. Quantitative Hydrologie. - (= Lehrbuch der Hydrologie 1). Berlin
- BECHER, H. H. (1985): Mögliche Auswirkungen einer schnellen Wasserbewegung in Böden mit Makroporen auf den Schadstofftransport. - Zeitschrift deutsche Geologische Gesellschaft 136, 303-309
- BEESE, F. & VAN DER PLOEG, R. R. (1977): Simulationsmodelle des Wasserhaushalts unter Feldbedingungen - Entwicklung, Stand, Möglichkeiten. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 25, S. 107-114
- BEHRENDT, A., MUNDEL, G., SCHALITZ, G. & HÖLZEL, D. (1996): 25 Jahre Lysimeterforschung in Paulinenaue und Neukonzipierung der Untersuchungen 1992. - ZALF Müncheberg Jubiläumsschrift, S. 6-27
- BENECKE, P. & VAN DER PLOEG, R. R. (1977): Ein bodenhydrologisches Modell für den Wasserhaushalt bewaldeter Ökosysteme in ebener Lage. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 25, S. 115-128
- BENNE, I., HEINEKE, H.J. & NETTELMANN, R. (1990): Die DV-gestützte Auswertung der Bodenschätzung. - (= Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung (Hrsg.) - Technische Berichte zum NIBIS). Hannover
- BENNE, I., LAUKART, W. OELKERS, K.-H. & SCHUMPF (1983): Realisierung der DV-gestützten Herstellung bodenkundlicher Karten unter besonderer Berücksichtigung der Bodenschätzung. - Geologisches Jahrbuch, A 70, S. 103-118
- BERKENHAGEN, J. H., HECKER, J.M. & DIESTEL, H. (1996): Röntgen-Computertomographischer Vergleich von Lagerungsdichte und Makroporosität zwischen Lysimetern und Herkunftsfläche. - Archiv für Acker-, Pflanzenbau und Bodenkunde 40, S. 473-484

- BEVEN, K. & GERMANN, P. (1982): Macropores and Water Flow in Soils. - Water Resources Research 18, 5, p. 1311-1325
- BLAU, R. V., HÖHN, P., HUFSCHMIED, P. & WERNER, A. (1983): Ermittlung der Grundwasserneubildung aus Niederschlägen. - Gas-Wasser-Abwasser 63, H. 1, S. 45-54
- BLUME, H.-P. (Hrsg.) (1990): Handbuch des Bodenschutzes: Bodenökologie und Bodenbelastung; vorbeugende und abwehrende Schutzmaßnahmen. - Landsberg
- BOAST, C. W. & ROBERTSON, T. M. (1982): A 'micro-lysimeter' method for determining evaporation from bare soil - description and laboratory evaluation. - Soil Science Society of America Journal 46, p. 689-696
- BOESS, J., HENNINGS, V., KÖHLER, K., FRICKE, E., BAUMGÄRTL, G. & DUIJNISVELD, W. (1999): Böden der östlichen Geest. Probleme ihrer Nutzung und Darstellbarkeit in Karten. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 90, S. 203-231
- BOHLEBER, A. (1992): Quantifizierung von Bodenwasserbewegungen unter kombiniertem Einsatz von Neutronen- und Gamma-Gamma-Sonde. Untersuchungen am Beispiel des Standortes Weiherbachtal im Kraichgau (Baden-Württemberg). - (= Schriftenreihe Angewandte Geologie Karlsruhe 18). Karlsruhe
- BOLSENKÖTTER, H. (1964): Studie über die Methoden zur Erfassung der Grundwasserneubildung. - Gas- und Wasserfach/(Ausgabe Wasser, Abwasser), Jg. 105, H. 12, S. 319-320
- BORTZ, J. (1999): Statistik für Sozialwissenschaftler. - 5. Auflage. Berlin
- BOUWER, W. (1995): Wasser- und Stickstoffumsatz im Boden- und Grundwasserbereich eines Wassereinzugsgebietes in Niedersachsen. - (= Boden und Landschaft 6). Gießen
- BRANDT, M., HASSELBAUER, R. & MEYER, B. (1992): Pelite und ihre Böden. Landschaftshydrologische Funktion in Abhängigkeit von geo- und pedogener Strukturierung und saisonalen Schwankungen - Beispiel Weg Hameln-Süd. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 68, S. 41-44
- BRECHTEL, H. M. (1973): Ein methodischer Beitrag zur Quantifizierung des Einflusses von Waldbeständen verschiedener Baumarten und Altersklassen auf die Grundwasserneubildung in der Rhein-Main-Ebene. - Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 124, S. 593-605
- BRONSTERT, A. (1994): Modellierung der Abflußbildung und der Bodenwasserdynamik von Hängen. - (= Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe 46). Karlsruhe
- BUCHER, B., FRIEDEHEIM, E., LEVACHER, D. & WOLF-SCHUMANN, U. (1997): Berechnung der Neubildungsraten mit einem Wasserbilanzmodell zur verbesserten Grundwassersimulation. - Wasser & Boden, 49/9, S. 39-42
- DEMUTH, N., LORIERI, D. & MENZEL, L. (1993): Zur Dynamik der Sickerwasserbewegung in einem Lysimeter - Ergebnisse eines Tracerversuches. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 71, S. 119-122
- DEUTSCHER NORMENAUSSCHUß: DIN 19683, Blatt 2 Korngrößenanalyse
- DEUTSCHER NORMENAUSSCHUß (1989): DIN 4049, Teil 1: Hydrologie; Begriffe, Grundbegriffe und Wasserkreislauf. - Berlin
- DEUTSCHER NORMENAUSSCHUß (1990): DIN 4049, Teil 5: Hydrologie; Begriffe; Unterirdisches Wasser. - Berlin
- DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU e. V. (DVWK) (Hrsg.) (1980): Empfehlungen zum Bau und Betrieb von Lysimetern. - (= DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft 114). Bonn
- DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU e. V. (DVWK) (Hrsg.) (1990): Gewinnung von Bodenwasserproben mit Hilfe der Saugkerzen-Methode. - (= DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtschaft 217). Bonn
- DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU e. V. (DVWK) (Hrsg.) (1995): Bodenkundliche Untersuchungen im Felde zur Ermittlung von Kennwerten zur Standortcharakterisierung. Teil 1: Ansprache der Böden. - (= DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft 129). Bonn

- DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU e. V. (DVWK) (Hrsg.) (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. - (= DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtschaft 238). Bonn
- DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU e. V. (DVWK) (Hrsg.) (1998): Bodenkundliche Untersuchungen im Felde zur Ermittlung von Kennwerten zur Standortcharakterisierung. Teil II: Ableitungen zum Wasser- und Lufthaushalt von Böden. - Gelbentwurf. Hamburg
- DEUTSCHER WETTERDIENST (1957): Klima-Atlas von Rheinland-Pfalz. - Offenbach
- DEUTSCHER WETTERDIENST (1967): Das Klima von Rheinland-Pfalz. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 6, S. 13-16
- DEYHLE, CH. (1995): Die Lysimeteranlage Koblenz-Niederwerth - Aufbau, Meßwertverarbeitung und erste Ergebnisse zur Verdunstungsbestimmung - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 39, H. 2, S. 49-57
- DISSE, M. (1992): Experimentelle Quantifizierung und Modellierung der Infiltration stärkerer Niederschläge mit Hilfe von in situ Messungen. - In: Landesanstalt für Umweltschutz, Baden Württemberg (Hrsg.) (1992): Workshop der Abteilung 'Wasser' zum Thema Grundwasserneubildung aus Niederschlägen, S. 141-152
- DISSE, M. (1995): Modellierung der Verdunstung und der Grundwasserneubildung in ebenen Einzugsgebieten. - (= Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe 53). Karlsruhe
- DISSE, M. (1997): Flächendetaillierte Modellierung der Verdunstung und der Grundwasserneubildung. - Wasser & Boden, 49/9, S. 43-48
- DOMMERMUTH, H. & TRAMPF, W. (1990): Die Verdunstung in der Bundesrepublik Deutschland, Zeitraum 1951-1980, Teil I. - Deutscher Wetterdienst. Offenbach am Main
- DÖRHÖFER, G. & JOSOPAIT, V. (1980): Eine Methode zur flächendifferenzierten Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate. - Geologisches Jahrbuch, C 27, S. 45-65
- DÖRHÖFER, G. & JOSOPAIT, V. (1997): Grundwasserneubildung und ihre Ermittlung - eine Anmerkung zum Beitrag von Hölting: Modellrechnungen zur Grundwasserneubildung. - Grundwasser - Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie, Bd. 2, H. 2, S. 77-80
- DREIBELBIS, F. R. (1963): Land use and soil type effects on the soil moisture regimen in lysimeters and small watersheds. - Soil Science Society of America 27, 4, p. 455-460
- DÜRBAUM, H.-J. & LILLICH, W. (1969): Zur Bestimmung der Grundwasser-Neubildung als einer der Grundlagen für wasserwirtschaftliche Planungen. - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, Sonderheft, S. 41-45
- DYCK, S. (1980): Angewandte Hydrologie. Teil 1 und Teil 2. - Berlin
- DYCK, S. & CHARDABELLAS, P. (1963): Wege zur Ermittlung der nutzbaren Grundwasserreserven. - Berichte der Geologischen Gesellschaft DDR 8, S. 245-262
- DYCK, S. & PESCHKE, G. (1983): Grundlagen der Hydrologie. - Berlin
- EHLERS, W. (1975): Einfluß von Wassergehalt, Struktur und Wurzeldichte auf die Wasseraufnahme von Weizen auf Löß-Parabraunerde. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 22, S. 141-156
- EINSELE, G., BOZORGZAD-ARBAB, D., HEITELE, H., KLOCK, M. & SEILER, K.-P. (1969): Hydrogeologische Untersuchungen in der Buntsandsteinzone des südlichen Saarlandes. Allgemeiner Teil: Neubildung und Speicherung von Grundwasser. - Geologische Mitteilungen 9, S. 1-74
- EINSELE, G. & SCHULZ, H. D. (1973): Über den Grundwasserhaushalt im norddeutschen Flachland. Teil I: Grundwasserneubildung bewaldeter und waldfreier Sanderflächen Schleswig-Holsteins. - Besondere Mitteilungen des deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuches 36, S. 1-72
- ERDMANN, C. & PFEFFER, K.-H. (Hrsg.) (1997): Eifel. - (= Sammlung Geographischer Führer 16). Berlin-Stuttgart
- ERNSTBERGER, H. (1987): Einfluß der Landnutzung auf Verdunstung und Wasserbilanz. Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration von unterschiedlich genutzten Standorten zur Ermittlung der Wasserbilanz von Einzugsgebieten in unteren Mittelgebirgslagen Hessens. - (= Beiträge zur Hydrologie). Kirchzarten



- ERNSTBERGER, H. (1992): Hydrologische Brachlandforschung im Mittelgebirge: Zehn Jahre Untersuchungen in Mittelhessen. - (= Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., DVWK 101). Hamburg
- FEDDES, R. A., KABAT, P., VAN BAKEL, P.J.T. BRONSWIJK, J.J.B. & HALBERTSMA, J. (1988): Modelling soil water dynamics in unsaturated zone – state of the art. – Journal of Hydrology 100, S. 69-111
- FEDDES, R. A., KOWALIK, P.J. & ZARADNY, H. (1978): Simulation of field water use and crop yield. - Wageningen
- FEICHTINGER, F. (1993): Das Lysimeter: Lern-, Beurteilungs- und Entscheidungshilfe in Umweltfragen. - In: Bericht der BAL über die 3. Lysimetertagung 'Lysimeter und ihre Hilfe zur umweltschonenden Bewirtschaftung landwirtschaftlicher Nutzflächen', S. 15-19. Irdning
- FEICHTINGER, F. (1998a): Simulationsrechnungen zur Auswirkung unterschiedlicher landwirtschaftlicher Maßnahmen auf den Nitrataustrag. - Schriftenreihe des Bundesamtes für Wasserwirtschaft 7, S. 75-88
- FEICHTINGER, F. (1998b): STOTRASIM - Ein Modell zur Simulation der Stickstoffdynamik in der ungesättigten Zone eines Ackerstandortes. - Schriftenreihe des Bundesamtes für Wasserwirtschaft 7, S. 14-41
- FISCHER, H. (1981): Rheinland-Pfalz und Saarland. Eine Regionalkunde. - München
- FISCHER, H. (1989): Rheinland-Pfalz und Saarland: eine geographische Landeskunde. - (= Wissenschaftliche Länderkunden. Bundesrepublik Deutschland und Berlin (West) 8/IV). Darmstadt
- FLEISCHMANN, R., HACKER, E. & OELKERS, K.H. (1979): Vorschlag zu einem Übersetzungsschlüssel für die automatische bodenkundliche Auswertung der Bodenschätzung. - Geologisches Jahrbuch, F 6, S. 3-28
- FOHRER, N. (1995): Auswirkungen von Bodenfeuchte, Bodenart und Oberflächenbeschaffenheit auf Prozesse der Flächenerosion durch Wasser. - (=Bodenökologie und Bodengenese 19). Berlin
- FRIEDRICH, W. & FRANZEN, H. (1960): Ein neuer Versickerungsmesser (Lysimeter). - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 4, H. 5, S. 105-111
- GALL, H., BURCK, M., KLITSCH, S. & ZACHOW, B. (1994): Ergebnisse der Lysimetermessungen in Groß Lüsewitz aus pflanzenbaulicher Sicht. - Wasser & Boden, H. 10, S. 64-68
- GERMANN, P. (1981): Untersuchungen über den Bodenwasserhaushalt im hydrologischen Einzugsgebiet Rietholzbach. - (= Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie 51). Zürich
- GERZABEK, M. H. (1990): Eine einfache Vorrichtung zur Entnahme monolithischer Bodenkörper. - Aus dem Institut des Österreichischen Forschungszentrums, S. 283-288
- GIESECKE, J. SCHMITT, P. & MEYER, H. (1983): Vergleich von Rechenmethoden für Gebietsniederschläge. - Wasserwirtschaft 73, S. 1-7
- GLUGLA, G. & ENDERLEIN, R. (1975): Zur Bestimmung des innerjährlichen Gangs der Grundwasserneubildung. - Wasserwirtschaft - Wassertechnik 25, H. 12, S. 404-408
- GLUGLA, G. & TIEMER, K. (1971): Ein verbessertes Verfahren zur Berechnung der Grundwasserneubildung. - Wasserwirtschaft - Wassertechnik 21, H. 10, S. 349
- GRADMANN, R. (1931): Süddeutschland. - Stuttgart
- GRONEMEIER, K. U. (1976a): Das Grundwasser im Luxemburger Sandstein - Geologie, Wasserhaushalt und Umweltbelastung am Beispiel von drei Großtestflächen. - Dissertation Universität Mainz
- GRONEMEIER, K. U. (1976b): Qualitativer und quantitativer Nachweis von Umwelteinflüssen auf das Grundwasser im Luxemburger Sandstein. - Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 127, S. 11-35
- GROSS, J. (1997): Einfluß der Bodenvariabilität auf Wasserhaushalt und Bromidverlagerung. - (= Bodenökologie und Bodengenese 23). Berlin
- GROSSMANN, J. (1996): Eingangsdaten und Parameter zur Berechnung der Grundwasserneubildung mit einem Einsicht-Bodenwasserhaushaltsmodell. - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, H. 5, S. 204-211
- GRUNSKE, K.-A. (1975a): Methodische Gesichtspunkte bei der Berechnung der Grundwasserneubildung. - Zeitschrift für angewandte Geologie 21, H. 3, S. 114-119

- GRUNSKÉ, K.-A. (1975b): Zur Methodik der Berechnung der Grundwasserneubildung bzw. des Grundwasserdargebotes. - (= Wissenschaftlich-Technischer Informationsdienst des Zentralen Geologischen Instituts 16, Sonderheft 5). Berlin
- GSCHIEL, CH. & GRABLER, M. (1994): Meßergebnisse aus Kleinlysometern im Vergleich mit  $N_{\min}$ -Kurven. - In: Bericht der BAL über die 4. Gumpensteiner Lysimetertagung 'Übertragung von Lysimeterergebnissen auf landwirtschaftlich genutzte Flächen und Regionen', S. 95-101. Irdning
- GÜNTHER, R. & ROTH, D. (1994): Korrekturfaktoren für Schätzverfahren der potentiellen Verdunstung (PET), abgeleitet aus Lysimeterwerten. - In: Bericht der BAL über die 4. Gumpensteiner Lysimetertagung: 'Übertragung von Lysimeterergebnissen auf landwirtschaftlich genutzte Flächen und Regionen', S. 79-86. Irdning
- HAAS, D. (1987): Ermittlung der flächendifferenzierten Grundwasserneubildungsrate - Erläutert an einem Beispiel aus dem ostwestfälischen Bergland. - Lippische Mitteilungen aus Geschichte und Landeskunde 56, S. 199-213
- HAERTLÉ, T. (1983): Geologisch-hydrologische und hydrochemische Untersuchungen im niedersächsischen Bereich der Unteren Elbe. - Dissertation an der Universität Freiburg
- HANUS, H. (1964): Eine Methode zur serienmäßigen Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 2, S. 159-167
- HANUS, H. & KMOCH, H. G. (1965): Beitrag zur Methodik der Wasserpermeabilität an ungestörten Bodenproben. - Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde 11, S. 10-23
- HARTGE, K. H. & HORN, R. (1989): Die physikalische Untersuchung der Böden. - 2. Aufl., Stuttgart
- HARTGE, K. H. & HORN, R. (1991): Einführung in die Bodenphysik. - 2. Aufl., Stuttgart
- HARTGE, K. H. & HORN, R. (1992): Die physikalische Untersuchung der Böden. - 3. Aufl., Stuttgart
- HARTGE, K. H. et al. (1993): Vergleich einiger Methoden für die Bestimmung der räumlichen Variabilität physikalischer Bodeneigenschaften. - Zeitschrift für Kulturtechnik und Landentwicklung 34, S. 297-302
- HAUBOLD-ROSAR, M. (1994): Bodenphysikalische und -mechanische Eigenschaften landwirtschaftlich rekultivierter Böden aus Löß und Geschiebemergel/-lehm sowie Möglichkeiten ihrer Melioration. - Dissertation an der Universität Trier
- HAUDE, W. (1955): Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. - Mitteilungen des Deutschen Wetterdienstes 11, Bd. 2, S. 1-24
- HAUDE, W. (1958): Über die Verwendung verschiedener Klimafaktoren zur Berechnung potentieller Evaporation und Evapotranspiration. - Meteorologische Rundschau 11, H. 3, S. 96-99
- HAUSHOFER, H. (1962): Die Erfindung des Lysimeters. - Zeitschrift für Agrargeschichte und Agrarsoziologie, H. 1, S. 57-60
- HECKMANN, H. J. SCHREIBER, K. F. & THÖLE, M. (1985): Ein Vergleich unterschiedlicher Verfahren zur flächenhaften Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate. - Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 136, S. 353-356
- HEEB, J. (1991): Haushaltsbeziehungen in Landschaftsökosystemen topischer Dimensionen in einer Elementarlandschaft des Schweizerischen Mittellandes. Modellvorstellungen eines Landschaftsökosystems. - (= Baseler Beiträge zur Physiogeographie Bd. 14). Basel
- HELLEKES, R. (1985): Analyse des Bodenwasserhaushaltes eines Löss-Standortes im Bereich Mönchengladbach bei Anwendung verschiedener Methoden. - (= Besondere Mitteilungen zum Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch 47). Mönchengladbach
- HELLEKES, R., SCHROEDER, M. & WICHTMANN, H. (1982): Die hydrologische Station Rheindahlen. - Wasser und Boden 34, H. 4, S. 162-168
- HENNING, A. & ZEPP, H. (1992): Zur Simulation der vertikalen Bodenwasserdynamik mit linearen und nichtlinearen Speicherkaskaden - Eine praxisorientierte Alternative zu bodenphysikalisch-deterministischen Modellen. - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 36, H. 3/4, S. 108-114

- HENNINGS, V. (1991): Die Bedeutung der räumlichen Variabilität bodenkundlicher Basisdaten für aktuelle und zukünftige Kartiertechniken, dargestellt an einem Beispielsgebiet im nördlichen Harzvorland. - Geologisches Jahrbuch, F 28, S. 3-143
- HENNINGS, V. (1994): Methodendokumentation Bodenkunde. Auswertungsmethoden zur Beurteilung der Empfindlichkeit und Belastbarkeit von Böden. - (= Geologisches Jahrbuch, F 31). Hannover
- HESSISCHE LANDESANSTALT FÜR UMWELT (1992): Wasserumsatz im Boden. Ergebnisse der Lysimeter-Bodenfeuchte- und Verdunstungsmessungen 1971-1990, Teil I: Südhessen. - (= Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz. Bd. 139). Wiesbaden
- HESSISCHE LANDESANSTALT FÜR UMWELT (1994a): Wasserumsatz im Boden. Ergebnisse der Lysimeter-Bodenfeuchte- und Verdunstungsmessungen 1971-1990, Teil II: Mittelhessen. - (= Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz. Bd. 159). Wiesbaden
- HESSISCHE LANDESANSTALT FÜR UMWELT (1994b): Wasserumsatz im Boden. Ergebnisse der Lysimeter-Bodenfeuchte- und Verdunstungsmessungen 1971-1990, Teil III: Nordhessen. - (= Umweltplanung, Arbeits- und Umweltschutz. Bd. 177). Wiesbaden
- HEYN, J. (1993): Neuerrichtung einer Lysimeteranlage in Kassel. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 71, S. 139-140
- HINTERMEIER, K. (1995): Grundwasserneubildung und Durchlässigkeit in einem Festgesteinsaquifer am Beispiel des Wasserwerkes Kylltal der Stadtwerke Trier. Dissertation Technische Hochschule Aachen. Aachen
- HOFMANN P., MENZEL, L., LANG, H. KONZELMANN, T., PLÜSS, C. & SCHROFF, K. (1998): Bodenfeuchte-Untersuchungen im hochalpinen Raum. - (= Berichte und Skripte, Nr. 64). Zürich
- HOLTAN, H.N., STILTNER, G.J., HENSON, W.H. & LOPEZ, N.C. (1974): USDAHL-74 Revised Model of Watershed Hydrology. A United States Contribution to the International Hydrological Decade. Plant Physiology Institute, Report No. 4, 1974, Agricultural Research Service United States Department of Agriculture. Beltsville
- HÖLTING, B. (1992): Hydrogeologie. Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. - 4. Auflage. Stuttgart
- HÖLTING, B. (1997a): Modellrechnungen zur Grundwasserneubildung. Eine kritische Anmerkung. - Grundwasser - Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie in der Deutschen Geologischen Gesellschaft 2, H. 1, S. 34-35
- HÖLTING, B. (1997b): Stellungnahme zur Erwiderung von Dörhöfer & Josopait. - Grundwasser - Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie in der Deutschen Geologischen Gesellschaft 2, H. 2, S. 81-82
- HÖLTING, B. & REICHMANN, H. (1996): Grundwasser - Grundwasserneubildung. - Wasser & Boden, 48(10), S. 22-24.
- HOLZMANN, H. (1994): Modellierung und Regionalisierung der Grundwasserneubildung und des Bodenwasserhaushaltes. - (= Wiener Mitteilungen des Instituts für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau, Bd. 123). Wien
- HOLZMANN, H. & NACHTNEBEL, H. P. (1994): Regionalisierung der jährlichen Grundwasserneubildung unter Einbeziehung von Lysimeterdaten zur Kalibrierung eines Bodenwasserhaushaltsmodells. - In: Bericht der BAL über die 4. Lysimetertagung, S. 33-50. Irdning
- HONISCH, M. (1996): Abhängigkeit des Wasser- und Stoffhaushalts einer Lößlandschaft von Standorten und Bewirtschaftungsintensität. - (= Hohenheimer Bodenkundliche Hefte 38). Stuttgart
- HUSEMANN, C. & WESCHE, J. (1964): Der Wasserhaushalt und die Wasserbilanz eines lehmigen Sandbodens nach Untersuchungen in wägbaren Lysimetergefäßen. - Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung 5, S. 364-388
- HUSMANN, M. (1996): Inhomogener Sickerwassertransport in der ungesättigten Zone des Weiherbach-Gebietes. - (= Schriftenreihe Angewandte Geologie Karlsruhe 43, XV, S. 1-57). Karlsruhe
- HÜTTER, L.A. (1990): Wasser und Abwasseruntersuchung. - Frankfurt
- JÄTZOLD, R. (1984): Der Trierer Raum und seine Nachbargebiete. Exkursionsführer anlässlich des 19. Deutschen Schulgeographentages Trier 1984. - (= Trierer Geographische Studien 6). Trier

- JOSOPAIT, V. & LILLICH, W. (1975): Die Ermittlung der Grundwasserneubildung sowie ihre Kartendarstellung im Maßstab 1:200000 unter Verwendung von geologischen und bodenkundlichen Karten. - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 19, H. 5, S. 132-136
- KADOLSKY, D., LÖHNERTS, W. & SOULIE-MÄRSCHKE, I. (1983): Zur Paläontologie und Geologie fossilführender Hornsteine der Süd-Eifel (Oligozän, Rheinisches Schiefergebirge). - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie 166, H. 2, S. 191-217
- KAISER, D. (1975): Lithostratigraphische Korrelation und gesteinsphysikalische Parameter im Buntsandstein des Kylltales - Westeifel. - Dissertation an der Universität Mainz
- KEESE, U. & KNAPPE, S. (1995): Einfluß unterschiedlicher Lysimetertiefen auf Wasser- und Stoffhaushalt grundwasserferner Standorte am Beispiel von zwei Sandlößböden - Ergebnisse aus der Lysimeterstation Brandis. - In: Bericht der BAL über die 5. Lysimetertagung 'Stofftransport und Stoffbilanz in der ungesättigten Zone' vom 25. bis 26 April 1995, S. 61-68. Irdning
- KEESE, U. & KNAPPE, S. (1996): Problemstellung und allgemeine Angaben zu vergleichenden Untersuchungen zwischen Lysimetern und ihren Herkunftsflächen am Beispiel von drei typischen Böden Mitteldeutschlands unter landwirtschaftlicher Nutzung. - Archiv für Acker-, Pflanzenbau und Bodenkunde 40, S. 409-429
- KEESE, U., MORITZ, C. & KNAPPE, S. (1993): Beziehung zwischen Wasserbilanz, N-Gehalt und N-Frachten im Sickerwasser verschiedener Böden (Lysimeteruntersuchungen). - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 72, S. 381-384
- KEPINSKI, A. & ZOETERMER, Z. H. (1971): Hinweis zur Bilanz der unterirdischen Gewässer. - Wasser und Boden 23, H. 9, S. 256-257
- KLAASSEN, S. & SCHEELE, B. (1995a): Modellierung der potentiellen Grundwasserneubildung für den Umlandverband Frankfurt mit Rasterdatenverarbeitung (GRID) in ARC/INFO. - In: ESRI - 3. Deutsche ARC/INFO Anwenderkonferenz, S. 63-70. Salzburg
- KLAASSEN, S. & SCHEELE, B. (1995b): Potentielle Grundwasserneubildung - Zusammenhänge und Bewertungen. Voraussetzungen für angepaßte Nutzungskonzepte in der Landschaftsplanung. - Frankfurt am Main
- KLAASSEN, S. & SCHEELE, B. (1996): Modellierung der potentiellen Grundwasserneubildung mit einem GIS. - Wasser & Boden, 48/10, S. 25-28
- KLAASSEN, S., SCHEELE, B. & WESSOLEK, G. (1994): Entwicklung von Karten in ARC/INFO zu Niederschlag, Verdunstung und Versickerung aus dem effektiven Wurzelraum für das UVF-Gebiet. - Salzburger Geographische Materialien, H. 21, S. 745-746
- KLAGHOFER, E. (1998): Zur Frage der Problematik der Modellierung von Wasser- und Stoffflüssen im Bereich des Bodenwassers und Grundwassers. - In: Modelle für die gesättigte und ungesättigte Bodenzone (= Schriftenreihe des Bundesamtes für Wasserwirtschaft Bd. 7, S. 1-13). Wien
- KLAUSING, O. (1970): Das hessische Lysimeter-Programm - Verdunstungs- und Versickerungsmessungen in einem Netz von Lysimeter-Stationen. - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 14, S. 7-10
- KLAUSING, O. & SALAY, G. (1976): Die Messung des Wasserumsatzes im Felde; I. Klimatische Wasserbilanz, II. Bodenfeuchte, III. Reale Wasserbilanz. - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 20, S. 1-7, 70-79, 100-111
- KLEEBOERG, H. B. (Hrsg.) (1992): Regionalisierung in der Hydrologie. - Weinheim
- KLOTZ, D. & SEILER, K.-P. (1998a): Die Lysimeteranlagen des GSF-Forschungszentrums für Umwelt und Gesundheit. - In: KLOTZ, D. & SEILER, K.-P. (1998): Die GSF-Lysimeteranlage Neuherberg. GSF-Bericht 23/98, S. 1-10
- KLOTZ, D. & SEILER, K.-P. (1998b): Konzept der GSF-Lysimeteranlage Neuherberg. - In: KLOTZ, D. & SEILER, K.-P. (1998): Die GSF-Lysimeteranlage Neuherberg. GSF-Bericht 23/98, S. 11-15
- KLOTZ, D. & SEILER, K.-P. (1999): Bestimmung der Sickerwassergeschwindigkeit in Lysimetern. - (= GSF - Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit, GmbH (Hrsg.): GSF-Bericht 1/99). Neuherberg
- KMOCH, H.G. & HANUS, H. (1965): Vereinfachte Methodik und Auswertung der Permeabilitätsmessung des Bodens für Luft. - Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde 11, S. 1-10

- KNAPPE, S. & KEESE, U. (1995): Einfluß der Bodennutzung auf den Wasser- und Stoffhaushalt von Löß-Schwarzerde und Löß-Parabraunerde - Lysimeteruntersuchungen in der Anlage Brandis. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 76, S. 835-838
- KNOBLAUCH, S. & ROTH, D. (1995): Bodenfeuchteausschöpfung auf einer tiefgründigen Braunschwarzerde aus Löß durch ausgewählte Fruchtarten im mitteldeutschen Trockengebiet. - In: Bericht der BAL über die 5. Gumpensteiner Lysimetertagung 'Stofftransport und Stoffbilanz in der ungesättigten Zone', S. 75-78. Irndning
- KOFALK, S. (1998): Einfluß von Bodenvariabilität und Relief auf Wasserhaushalt und Stickstoffgehalt eines Grundmoränenstandorts. - (= Bodenökologie und Bodengenese 29). Berlin
- KOFALK, S. & WESSOLEK, G. (1997): Räumlich-zeitliche Verteilungsmuster von Nitratgehalten und Wasserhaushaltskomponenten eines Hangstandortes. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 85/III, S. 1381-1384
- KOITZCH, R. & GÜNTHER, R. (1990): Modell zur ganzjährigen Simulation der Verdunstung und der Bodenfeuchte landwirtschaftlicher Nutzflächen mit und ohne Bewuchs. - Archiv für Acker-, Pflanzenbau und Bodenkunde 34, H. 12, S. 803-810
- KÖHN, M. (1929): Korngrößenbestimmung mittels Pipettanalyse. - Tonindustrie-Zeitung, S. 729-731
- KOSTER, W. (1998): Ermittlung der potentiellen Grundwasserneubildung (Sickerwasserrate aus der ungesättigten Bodenzone) in einem Teilgebiet der Trier-Bitburger-Mulde anhand von reliefspezifischen, klimatologischen, nutzungsspezifischen und bodenkundlichen Parametern unter Einbeziehung der Bodenschätzungsdaten. - unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Trier.
- KOVACS, G. (1973): Hydrological Investigations of the Unsaturated Zone. - Budapest
- KRAHMER, U., HENNINGS, V., MÜLLER, U. & SCHREY, H.-P. (1995): Ermittlung bodenphysikalischer Kennwerte in Abhängigkeit von Bodenart, Lagerungsdichte und Humusgehalt. - Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde 158, S. 323-331
- KREMB-WAGNER, F. (1988): Trinkwasserprojekt Kylltal, Ausbaustufe 2; Lithostratigraphie, tektonisches Schollenmuster, Beobachtungen an Relief/Gewässernetz. - Diplomarbeit Universität Trier. Trier
- KREMB-WAGNER, F. (1996): Zur Geologie und Hydrogeologie der Trier-Bitburger-Mulde. - (= Schriftenreihe des Schiefer-Fachverband in Deutschland e. V., Sonderband, S. 1-130). Bonn
- KRIEGER, K. H. (1978): Hydrogeologische Untersuchungen zur Grundwasserneubildung in der Bitburger Mulde (Kylltal). - (= Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, A 7). Berlin
- LAHMEYER, INGENIEUR GMBH (1974a): Rahmenplanung über das Grundwasservorkommen in der Bitburg-Trierer Mulde. - Anlage 1: Hydrologie. Frankfurt a.M. (unveröffentl. Gutachten)
- LAHMEYER, INGENIEUR GMBH (1974b): Rahmenplanung über das Grundwasservorkommen in der Bitburg-Trierer Mulde. - Anlage 2: Geologie. Frankfurt a.M. (unveröffentl. Gutachten)
- LAHMEYER, INGENIEUR GMBH (1974c): Rahmenplanung über das Grundwasservorkommen in der Bitburg-Trierer Mulde. - Anlage 3: Tabellen zur Trinkwasserbilanz. Frankfurt a.M. (unveröffentl. Gutachten)
- LAHMEYER, INGENIEUR GMBH (1974d): Rahmenplanung über das Grundwasservorkommen in der Bitburg-Trierer Mulde. - Erläuterungsbericht. Frankfurt a.M. (unveröffentl. Gutachten)
- LAHMEYER, INGENIEUR GMBH (1976): Trinkwasserprojekt Kylltal der Stadtwerke Trier und Kreis Trier-Saarburg. Frankfurt a.M. (unveröffentl. Gutachten)
- LAHMEYER, INGENIEUR GMBH (1977): Rahmenplanung über das Grundwasservorkommen in der Bitburg-Trierer Mulde. - Anlage 1 A: Hydrologie. Frankfurt a.M. (unveröffentl. Gutachten)
- LAMBRECHT, K., RAMERS, H., REGER, G., SOKOLLEK, V. & WOHLRAB, B. (1979): Einfluß der Bodennutzung auf Grundwasserneubildung und Grundwassergüte. - (= Berichte zur Landeskultur 192). Wiesbaden
- LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT Rheinland-Pfalz (Hrsg.) (1986): Lysimeterdienst.- Mainz
- LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT RHEINLAND-PFALZ (Hrsg.) (1989): Grundwasserbeschaffenheit. Grundwasserlandschaften. Grundmeßnetz (Stand: 1989). - Karte mit Erläuterungen, Maßstab 1:200.000. Mainz

- LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT Rheinland-Pfalz (Hrsg.) (1991): Merkblatt zur Überwachung der Grundwasserbeschaffenheit. - Mainz
- LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ (Hrsg.) (1992): Grundwasserüberwachungsprogramm. Grundwasserneubildung aus Niederschlägen. - Karlsruhe
- LESER, H. & KLINK, H.-J. (Hrsg.) (1988): Handbuch und Kartieranleitung Geoökologische Karte 1:25000. - (= Forschungen zur Deutschen Landeskunde 228). Trier
- LIEBSCHER, H.-J. (1970a): Eine wägbare und registrierende Lysimeteranlage in Niedermendig (Eifel). - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 14, H. 1, S. 10-13
- LIEBSCHER, H.-J. (1970b): Grundwasserneubildung und Verdunstung unter verschiedenen Niederschlags- Boden- und Bewuchsverhältnissen. - Die Wasserwirtschaft 60, H. 5, S. 168-173
- LIPPERT, M. (1976): Der Einfluß des Bodenbewuchses auf die Grundwasserneubildung, aufgezeigt am Beispiel der Großlysimeteranlage St. Arnold bei Rheine. - Wasser & Boden, H. 1, S. 7-9
- LÜTKEMÖLLER, D. (1995): Auswirkungen stationärer und instationärer Wasserflüsse auf den Stofftransport eines Löß- und eines Sandbodens nach langjährig differenzierter Bodenbearbeitung. Dissertation Universität Gießen
- LÜTZKE, R. (1965): Über die Tauglichkeit der Lysimetermethode für Wasserhaushaltsuntersuchungen und Vergleichsmessungen mit Groß- und Kleinlysimetern. - Besondere Mitteilungen zum Gewässerkundlichen Jahrbuch der DDR 4, S. 3-20
- MADER, D. (1981): Äolische und fluviatile Sedimentation im Mittleren Buntsandstein der Südeifel. - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen 161, H. 3, S. 354-407
- MADER, D. (1982): Sedimentologie und Genese des Buntsandsteins in der Eifel. - Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 133, S. 257-307
- MADER, D. (1984): Fluviatile Sedimentation im Wechsel mit Pedogenese in der Marginalfazies der Zwischenschichten im Oberen Buntsandstein von Luxembourg. - Oberrheinische Geologische Abhandlungen 33, S. 15-66
- MADER, D. (1985): Aspekte der Stratigraphie und Ablagerungsgeschichte des Buntsandsteins in der Eifler Nord-Süd-Zone (Deutschland und Luxemburg). - Jahrbücher und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N.F. 67, S. 199-242
- MANIAK, U. (1988): Hydrologie und Wasserwirtschaft. Eine Einführung für Ingenieure. - Berlin
- MARKS, R., MÜLLER, M. J., LESER, H. & KLINK, H.-J. (Hrsg.) (1992): Anleitung zur Bewertung des Leistungsvermögens des Landschaftshaushaltes. - (= Forschungen zur Deutschen Landeskunde 229). Trier
- MAURER, T. (1997): Physikalisch begründete, zeitkontinuierliche Modellierung des Wassertransports in kleinen ländlichen Einzugsgebieten. - (= Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft 61). Karlsruhe
- MEYER, W. (1986): Geologie der Eifel. - Stuttgart
- MEYNEN, E. (1967): Das Bitburger Land. - (= Forschungen zur Deutschen Landeskunde 26, H. 3, 2. Aufl.). Bad Godesberg
- MEYNEN, E. & SCHMITHÜSEN, J. (1959-1962): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands. - Bd. II. Bad Godesberg
- MINISTERIUM FÜR LANDWIRTSCHAFT, WEINBAU UND FORSTEN - Abteilung Wasserwirtschaft (1972): Wasserwirtschaftlicher Generalplan für das Moselgebiet in Rheinland-Pfalz. - Mainz
- MINISTERIUM FÜR LANDWIRTSCHAFT, WEINBAU UND FORSTEN - Abteilung Forsten (1983): Karte der Bodengruppen in Rheinland-Pfalz. - Mainz
- MITSCHERLICH, G. & MOLL, W. (1970): Untersuchungen über die Niederschlags- und Bodenfeuchtigkeitsverhältnisse in einigen Nadel- und Laubholzbeständen in der Nähe von Freiburg/Br. Teil 1: Niederschlagsverhältnisse. - Allgemeine Forst- und Jagdzeitschrift 141, S. 49-60
- MORITZ, C., KNAPPE, S. & KEESE, U. (1993a): Durchsickerungsleistung und N-Austrag unterschiedlicher Böden in Abhängigkeit von der klimatischen Wasserbilanz - Lysimeterstation Brandis. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 71, S. 157-160

- MORITZ, C., KNAPPE, S. & KEESE, U. (1993b): Langjährige Untersuchungen zur Versickerungsleistung und Stickstoffverlagerung in monolithischen, wägbaren Lysimetern mit unterschiedlichen Böden. - In: Bericht der BAL über die 3. Gumpensteiner Lysimetertagung 'Lysimeter und ihre Hilfe zur umweltschonenden Bewirtschaftung landwirtschaftlicher Nutzflächen', S. 59-65. Irdning
- MORITZ, C., SÄMISCH, G. & SPENGLER, R. (1991): Die Basislysimeterstation Brandis bei Leipzig - Einrichtung und erste Untersuchungsergebnisse. - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 35, H. 5/6, S. 149-160
- MÜLLER, M. J. (1996): Handbuch ausgewählter Klimastationen der Erde. - (= Forschungsstelle Bodenerosion, H. 5), 5. Auflage. Trier
- MÜLLER, U. (1997): Auswertungsmethoden im Bodenschutz - Dokumentation zur Methodenbank des Niedersächsischen Bodeninformationssystems (NIBIS). - (= Technische Berichte zum NIBIS), 6. Auflage. Hannover
- MÜLLER, U., DEGEN, C. & JÜRGING, C. (1992): Dokumentation zur Methodenbank des Fachinformationssystems Bodenkunde (FIS Boden). - (= Technische Berichte zum NIBIS, H. 3), 5. Auflage. Hannover
- MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1994), 2. Auflage
- MURER, E. (1998): Die Ableitung der Parameter eines Bodenwasserhaushalts- und Stofftransportmodelles aus den Ergebnissen der Bodenkartierungen. - In: Modelle für die gesättigte und ungesättigte Bodenzone (= Schriftenreihe des Bundesamtes für Wasserwirtschaft Bd. 7, S. 89-103). Wien
- NATERMANN, E. (1951): Die Linie des langfristigen Grundwassers ( $A_uL$ ) und die Trockenwetterabflüsse (TWL). - Wasserwirtschaft (Sonderheft), Stuttgart
- NEGENDANK, J. (1974): Trier und Umgebung. - (= Sammlung Geologischer Führer, 60). Berlin, Stuttgart
- NEGENDANK, J. (1977): Argumente zur känozoischen Geschichte von Eifel und Hunsrück.- Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Mh, S. 532-548
- NEGENDANK, J. (1978): Zur känozoischen Geschichte von Eifel und Hunsrück - Sedimentpetrographische Untersuchungen im Moseltal. - (= Forschungen zur Deutschen Landeskunde 11). Trier
- NEGENDANK, J. (1983): Trier und Umgebung. - (= Sammlung Geologischer Führer 60). 2. Aufl. Berlin-Stuttgart
- NEGENDANK, J. & WAGNER, W. (1988): Geologische Karte 1:25.000 - Trinkwasserprojekt Kylltal. - Blatt Nord und Blatt Süd. Trier
- NEGENDANK, J. & WAGNER, W. (1989): Hydrogeologische Karte 1:25.000 - Trinkwasserprojekt Kylltal. - Blatt Nord und Blatt Süd. Trier
- NIBIS-Verfahren (1992): siehe MÜLLER, U., DEGEN, C. & JÜRGING, C. (1992))
- NIBIS-Verfahren (1997): siehe MÜLLER, U. (1997)
- OELKERS, K.-H. (1993): Aufbau und Nutzung des Niedersächsischen Bodeninformationssystems NIBIS - Fachinformationssystem Bodenkunde (FIS BODEN). - Geologisches Jahrbuch, F 27, S. 5-38
- OLBRISCH, H.-D. (1975a): Beitrag zur Methodik der Datenanalyse bei Lysimeteruntersuchungen. - (= Veröffentlichungen des Instituts für Wasserforschung GmbH Dortmund und der Hydrologischen Abteilung der Dortmunder Stadtwerke AG 22). Dortmund
- OLBRISCH, H.-D. (1975b): Untersuchungen zur Konsolidierungszeit bei eingefüllten Lysimetern. - Wasser & Boden 27, H. 4, S. 85-90
- OSTROWSKI, M. W. (1982): Ein Beitrag zur kontinuierlichen Simulation der Wasserbilanz. - (= Mitteilungen Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft 42). Aachen
- PENMAN, H. L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. - Proc. Roy. Meteorol. Soc., A 193, p. 120-145
- PENMAN, H. L. (1956): Estimating evaporation. - Trans. Amer. Geophys. Union 37, no. 1, p. 43-50
- PFEFFER, K.-H. (1997): Die Eifel - ein Mittelgebirge mit großer naturgeographischer Vielfalt. - In: ERDMANN, C. & PFEFFER, K.-H. (Hrsg.) (1997): Eifel. - (= Sammlung Geographischer Führer. Bd. 16, S. 1-66). Berlin

- PLATE, E. J. (1993): Sustainable Development of Water Resources: A Challenge to Science and Engineering. - Water International, Vol. 18, No. 2, p. 84-94
- PRENK, J. (1963): Die Bedeutung der Lysimeter-Messungen. - In: Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten des Landes NRW (1963) (Hrsg.): Wasserwirtschaft in Nordrhein-Westfalen, S. 37-41
- PRENK, J. & FLENDER, A. (1965): Die Großlysimeteranlage St. Arnold bei Rheine. - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 9, H. 6, S. 132-135
- PREUSS, E. (1980): Studie zur Grundwasserneubildung in Schleswig-Holstein. - Kiel
- PROKSCH, W. (1990): Lysimeterauswertungen zur flächendifferenzierten Ermittlung mittlerer Grundwasserneubildungsraten. - (= Besondere Mitteilungen zum Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch 55). Koblenz
- PROKSCH, W. (1994): Regionalisierung von Lysimeterergebnissen. Beispiel einer flächendifferenzierten Abschätzung mittlerer Grundwasserneubildungsraten unter Anwendung vegetations- und bodenartenspezifischer Niederschlags - Sickerwasserbeziehungen. - In: Bericht der BAL über die 4. Gumpensteiner Lysimetertagung 'Übertragung von Lysimeterergebnissen auf landwirtschaftlich genutzte Flächen und Regionen', S. 23-32. Irdning
- REINSTORF & KEESE (1999): Parametergewinnung und physikalisch begründete Modellierung zur Beschreibung der Sickerwasserbildung am Beispiel eines Lysimeters der Station Brandis. - In: KLOTZ, D. & SEILER, K.-P. (Hrsg.) (1999): Bestimmung der Sickerwassergeschwindigkeit in Lysimetern. GSF-Bericht 01/99, S. 53-57
- RENGER, M. (1992a): Bestimmung der Grundwasserneubildung und Evapotranspiration in Abhängigkeit von Standorteigenschaften und Nutzung. - In: Workshop der Abteilung 'Wasser' der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg am 15. Mai 1992 in Karlsruhe zum Thema 'Grundwasserneubildung aus Niederschlägen', S. 19-39
- RENGER, M. (1992b): Möglichkeiten der Regionalisierung von Grundwasserneubildung aus bodenkundlicher Sicht. - In: KLEEBERG, H.B. (1992) (Hrsg.): Regionalisierung in der Hydrologie: Ergebnisse von Rundgesprächen. - (= Mitteilungen der Senatskommission für Wasserforschung / DFG. 11), S. 276-284. Weinheim
- RENGER, M., GIESEL, W., STREBEL, O. & LORCH, S. (1970): Erste Ergebnisse zur quantitativen Erfassung der Wasserhaushaltskomponenten in der ungesättigten Bodenzone. - Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde 126, S. 15-33
- RENGER, M., KÖNIG, R., SWARTJES, S., WESSOLEK, G., & FAHRENHORST, C. (1990): Modelle zur Ermittlung und Bewertung von Wasserhaushalt, Stoffdynamik und Schadstoffbelastbarkeit in Abhängigkeit von Klima und Bodeneigenschaften und Nutzung. - Endbericht zum BMFT-Projekt 0374343, Universität Berlin
- RENGER, M. & STREBEL, O. (1980): Jährliche Grundwasserneubildung in Abhängigkeit von Bodennutzung und Bodeneigenschaften. - Wasser & Boden 32, H. 8, S. 362-366
- RENGER, M., STREBEL, O. & BRUNKE, H. (1977): Auswirkungen von Absenkungen des Grundwassers auf Evapotranspiration und Grundwasserneubildung. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 25, S. 89-100
- RENGER, M., STREBEL, O. & GIESE, W. (1974): Beurteilung bodenkundlicher, kulturtechnischer und hydrologischer Fragen mit Hilfe von klimatischer Wasserbilanz und bodenphysikalischen Kennwerten. - Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung 15, S. 353-366
- RENGER, M., STREBEL, O., MÜNNICH, K.O. & SONNTAG, C. (1977): Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate. - Geologisches Jahrbuch, C 19, S. 3-98
- RENGER, M., STREBEL, O., WESSOLEK, G. & DUYNISVELD, W.H.M. (1986): Evapotranspiration and groundwater recharge - A case study for different climate, crop patterns, soil properties and groundwater depth conditions. - Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde 149, S. 371-381
- RENGER, M. & WESSOLEK, G. (1990): Auswirkungen von Grundwasserabsenkung und Nutzungsänderung auf die Grundwasserneubildung. - Mitteilungen des Instituts für Wasserwesen 38 b, S. 295-307
- RENGER, M. & WESSOLEK, G. (1992): Qualitative und quantitative Aspekte zur Nitratverlagerung. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 68, S.111-114



- RENGER, M. & WESSOLEK, G. (1996): Berechnung der Verdunstungs-Jahressummen einzelner Jahre. - In: DVWK (Hrsg.) (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. - (= DVWK - Merkblätter zur Wasserwirtschaft, H. 238, S. 47-48). Bonn
- RENGER, M., WESSOLEK, G., KÖNIG, R. & KASCHANIAN, B. (1989): Grundwasserneubildung und Nitratverlagerung in Abhängigkeit von Klima, Bodeneigenschaften, Relief und Nutzung. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 59, II, S. 1221-1226
- RICHARDS, L. A. & FIREMAN, H. (1943): Pressure-plate apparatus for measuring moisture sorption and transmission by soils. - Soil Science 56, p. 395-404
- RICHTER, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. - (= Berichte des Deutschen Wetterdienstes 194). Offenbach
- RICHTER, G. (1978): Bodengeographie. - In: WERLE, O. (Hrsg.) (1978): Trier und Umgebung. - (= Sammlung Geographischer Führer. Bd. 11, S. 34-43). Berlin
- RICHTER, G. (1983): Der Landschaftsraum Trier. - In: RICHTER, G. & SCHRÖDER, D. (Hrsg.) (1983): Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1983 in Trier; Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 37, S. 3-22. Trier
- RICHTER, G. (1984): Der Landschaftsraum Trier. - In: JÄTZOLD, R. (Hrsg.): Der Trierer Raum und seine Nachbargebiete - Exkursionsführer anlässlich des 19. Deutschen Schulgeographentages Trier 1984 (= Trierer Geographische Studien, Sonderheft 6, S. 11-27). Trier
- RICHTER, W. & LILLICH, W. (1975): Abriß der Hydrogeologie. - Stuttgart
- RIEK, W., WESSOLEK, G., RENGGER, M., HENNINGS, V., ECKELMANN, W., VETTERLEIN, E., MÜLLER, U., KRAMER, U., FINNERN, H. & GROTENTHALER, W. (1994): Ableitung bodenphysikalischer Kennwerte auf substrat-genetischer Grundlage. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 74, S. 209-212
- RÖDER, M. (1992): Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate für Planungen im Maßstab 1:50.000. Beispiel des Landschaftsrahmenplans 'Sächsische Schweiz'. - Naturschutz und Landschaftsplanung 2, S. 54-57
- ROSENKRANZ, G. (1981): Untersuchungen über den Jahresgang der Bodenfeuchte und ihre geoökologische Bedeutung im Küstenraum der östlichen Kieler Außenförde. - (= Regensburger Geographische Schriften. 17). Regensburg
- ROTH (1980): Die Landschaft des Westerwaldes. - In: Großer Westerwald-Führer, 2. Auflage, S. 20-57. Montabaur
- ROTH, D., GÜNTHER, R. & KNOBLAUCH, S. (1994): Technische Anforderungen an Lysimeteranlagen als Voraussetzung für die Übertragbarkeit von Lysimeterergebnissen auf landwirtschaftliche Nutzflächen. - 4. Gumpensteiner Lysimetertagung 'Übertragung von Lysimeterergebnissen auf landwirtschaftlich genutzte Flächen und Regionen', BAL Gumpenstein, S. 9-21
- RUTHSATZ, B. & ZOLDAN, J. (1983): Vegetation. - In: RICHTER, G. & SCHRÖDER, D. (Hrsg.) (1983): Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1983 in Trier; Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 37, S. 137-152. Trier
- SACCON, P. (1998): Landnutzungsklassifikationen auf der Grundlage von Satellitenbildern. - In: Modelle für die gesättigte und ungesättigte Bodenzone. (= Schriftenreihe des Bundesamtes für Wasserwirtschaft Bd. 7, S. 159-171). Wien
- SALAY, G. & TOUSSAINT, B. (1977): Der Bodenfeuchte-, Lysimeter- und Grundwasser-Meßdienst des Landes Hessen. - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 21, H. 3, S. 45-52
- SALAY, G. & TOUSSAINT, B. (1982): Lysimeter, Bodenfeuchte und klimatische Wasserbilanz. Abflußjahre 1976-1980. - (= Hessische Landesanstalt für Umwelt). Wiesbaden
- SAUNUS, M. (1998): Geoökologische Untersuchungen im Trier-Bitburger-Mesozoikum. - Unveröff. Diplomarbeit. Universität Trier
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1989): Lehrbuch der Bodenkunde. - 12. Auflage. Stuttgart
- SCHIFFLER, G. R. (1992): Experimentelle Erfassung und Modellierung der Infiltration stärkerer Niederschläge unter realen Feldbedingungen. - (= Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe 40). Karlsruhe

- SCHINDLER, U., MEISSNER, R. & MÜLLER, L. (1997): Dynamik der Grundwasserneubildung auf pleistozänen Sandstandorten des Oder- und Elbe-Einzugsgebietes. - In: Bericht der BAL über die 7. Gumpensteiner Lysimetertagung 'Lysimeter und nachhaltige Landnutzung' vom 7. bis 9. April 1997, S. 81-84. Irdning
- SCHINDLER, U., MÜLLER, L. & EULENSTEIN, F. (1996): Prozeßstudie zur Grundwasserneubildung unter sandigen Ackerböden des norddeutschen Tieflandes. - In: Bericht der BAL über die 6. Gumpensteiner Lysimetertagung 'Lysimeter im Dienste des Grundwasserschutzes' vom 16. und 17. April 1996, S. 5-9. Irdning
- SCHINDLER, U., MÜLLER, L., EULENSTEIN, F. & MEISSNER, R. (1997): Dynamik der Grundwasserneubildung in der Bodenregion der Jungmoränenlandschaft. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 85, III, S. 1413-1416
- SCHLICHTING, E., BLUME, H.-P. & STAHR, K. (1995): Bodenkundliches Praktikum. Eine Einführung in pedologisches Arbeiten für Ökologen, insbesondere Land- und Forstwirte und für Geowissenschaftler. - 2. Auflage. (= Pareys Studentexte. 81). Berlin
- SCHÖNWIESE, C. D. (1992): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. - 2. Auflage. Berlin-Stuttgart
- SCHRÖDER, D. (1983): Böden. - In: RICHTER, G. & SCHRÖDER, D. (Hrsg.) (1983): Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1983 in Trier; Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 37, S. 159-284. Trier
- SCHRÖDER, D. (1984): Böden auf den wichtigsten bodenbildenden Gesteinen der Umgebung von Trier. - (= Trierer Geographische Studien 6). Trier
- SCHRÖDTER, H. (1985): Verdunstung: Anwendungsorientierte Meßverfahren und Bestimmungsmethoden. - Berlin
- SCHROEDER, M. (1969): Ergebnisse von Lysimetermessungen aus dem Münsterland. - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, Sonderheft, S. 45-51
- SCHROEDER, M. (1970a): Methodische Untersuchungen am Beispiel der Großlysimeteranlage Castricum (Niederlande). - Forstwissenschaftliches Zentralblatt 89, H. 4, S. 200-210
- SCHROEDER, M. (1970b): Einige Gedanken zum Sickervorgang in Sand und Löß. - Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung 11, S. 140-150
- SCHROEDER, M. (1970c): Untersuchungen an Lysimetern mit Waldbestockung. - Mitteilungen des Arbeitskreises Wald und Wasser, Nr. 5, S. 27-33
- SCHROEDER, M. (1971a): Der winterliche und sommerliche Wasserhaushalt von Sand und Löß - eine Analyse der Halbjahresdaten der wägbaren Lysimeteranlage Senne. - Wasser & Boden 23, H. 9, S. 257-260
- SCHROEDER, M. (1971b): Sickerwasserablauf und Bodenfeuchte bei der wägbaren Lysimeteranlage Senne. - Die Wasserwirtschaft 61, H. 8, S. 245-247
- SCHROEDER, M. (1975): Erste Ergebnisse der Großlysimeteranlage St. Arnold bei Rheine. - Die Wasserwirtschaft 65, H. 11, S. 301-305
- SCHROEDER, M. (1977): Wasserflüsse im ungesättigten Bodenbereich. - Beiträge zur Hydrologie, H. 4, S. 81-113
- SCHROEDER, M. (1978): Zur zweckmäßigen Teilung des Abflußjahres. - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 22, H. 2, S. 46-49
- SCHROEDER, M. (1980): Zur Lysimetergeraden. - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 24, H. 2, S. 52-56
- SCHROEDER, M. (1983): Neue Werte zur Grundwasserneubildung unter Wald für das Münsterland. - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 27, H. 4, S. 121-124
- SCHROEDER, M. (1984): Die Interzeptionsmessungen an der Großlysimeteranlage St. Arnold. - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 28, H. 5/6, S. 164-171
- SCHROEDER, M. (1985): Jahreswerte der Waldverdunstung und ihrer Teilgrößen an der Großlysimeteranlage St. Arnold. - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 29, H. 3, S. 95-97
- SCHROEDER, M. (1987a): Die Entwicklung der Lysimetertechnik im Lande Nordrhein-Westfalen. - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 31, H. 6, S. 165-173

- SCHROEDER, M. (1987b): Jahreswerte der Waldverdunstung und ihrer Teilgrößen an der Großlysimeteranlage St. Arnold (Lysimeterjahre 1976/77 bis 1985/86). - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 31, H. 1, S. 21-23
- SCHROEDER, M. (1988): 15 Jahre Messungen an der Großlysimeteranlage St. Arnold (Zeitreihenanalysen, Interzeptionsverdunstungen, Simulationsmodelle). - (= Wasser und Abfall 44). Düsseldorf
- SCHROEDER, M. (1990): Der Boden im Kreislauf des Wassers. - Wasser & Boden, H. 3, S. 140-144
- SCHROEDER, M. (1991): Meßergebnisse der Jahre 1979 bis 1985 an der wägbaren Lysimeteranlage Senne. - (= Wasser und Abfall 48). Düsseldorf
- SCHROEDER, M. & BRAUN, G. (1976): Simulation vertikaler Wasserflüsse in einem Lysimeter. - Wasser & Boden, H. 1, S. 10-11
- SCHROEDER, M. & HAMELS, B.-P. (1987): Vergleich zweier Methoden zur Simulation der Prozesse des Bodenwasserhaushalts, vornehmlich der Grundwasserneubildung. - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 31, H. 2/3, S. 73-76
- SCHROEDER, M. & WYRWICH, D. (1992): Einige in Nordrhein-Westfalen angewendete Methode zur Flächendifferenzierten Ermittlung der Grundwasserneubildung. - In: Workshop der Abteilung 'Wasser' der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg am 15. Mai 1992 in Karlsruhe zum Thema 'Grundwasserneubildung aus Niederschlägen', S. 97-116
- SCHROEDER-LANZ, H. (1984): Morphologische Probleme der Südwesteifel (Einzugsgebiet Kyll und Prüm) mit Beiträgen von H. WEILER und J. HILL. - (= Trierer Geographische Studien 6). Trier
- SCHUBACH (1952): Wasserhaushaltsuntersuchungen an verschiedenen Bodenarten unter besonderer Berücksichtigung der Verdunstung (nach Methode Popoff). - Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone, 40/7, 14 S.
- SCHUBACH, K. (1970): Wasserhaushaltsuntersuchungen nach Beobachtungen an wägbaren Lysimetern. - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 14, H. 1, S. 1-7
- SCHUBACH, K. (1973): Abhängigkeit der Sickerung von Bodenart, Bodenzustand und meteorologischen Faktoren nach langjährigen lysimetrischen Beobachtungen. - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 17, H. 2, S. 44-47
- SCHUMACHER, D. & WELLENS, M. (1993): Zehn Jahre hydrologische Station Mönchengladbach-Rheindahlen (1983-1992). - Stadtwerke Mönchengladbach GmbH
- SCHUSTER, S. (1998): Abschätzung der Gebietsverdunstung im Gebiet der Trier-Bitburger Mulde mit einem Geographischen Informationssystem. - unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Trier.
- SCHWABACH, H. & ROSENKRANZ, H. (1996): Lysimeteranlage Hirschstetten. Instrumentierung und Datenerfassung. - In: Bericht der BAL über die 6. Gumpensteiner Lysimetertagung 'Lysimeter im Dienste des Grundwasserschutzes' vom 16. und 17. April 1996, S. 41-45. Irdning
- SCHWARZ, H.-U. (1977): Sedimentationszyklen und stratigraphisch-fazielle Probleme der Randfazies des Unteren Muschelkalkes (Kernbohrung Mersch/Luxemburg). - Geologische Rundschau 66, S. 34-61
- SEVRUK, B. (1988): Fehler und Korrekturen von Niederschlagsmessungen. - In: BECKER, H. & HÜTTERROTH, W.-D. (Hrsg.) (1988): Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen. - 48. Deutscher Geographentag München). München
- SIEGEL, S. (1976): Nichtparametrische statistische Methoden. - Frankfurt a.M.
- SPONAGEL, H. (1980): Zur Bestimmung der realen Evapotranspiration landwirtschaftlicher Kulturpflanzen. - (= Geologisches Jahrbuch, F 9, S. 3-87). Hannover
- SPONAGEL, H., STREBEL, O. & RENGGER, M. (1983): Ermittlung von boden- und nutzungsspezifischen Jahreswerten der Grundwasserneubildung mit Hilfe von Boden- und Klimadaten und deren flächenhafte Darstellung. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 38, S. 147-152
- STADTWERKE TRIER (Hrsg.) (1989): Das Trierer Trinkwasser verdient seinen Namen zu Recht. Information über die Wassergüte des Trinkwassers im Versorgungsgebiet der Stadtwerke Trier. Trier

- STENITZER, E. (1998): Die Abschätzung der Grundwasserneubildung mit dem Modell SIMWASER auf der Basis der österreichischen Bodenkarte 1:25.000. - In: Modelle für die gesättigte und ungesättigte Bodenzone. (= Schriftenreihe des Bundesamtes für Wasserwirtschaft Bd. 7, S. 104-112). Wien
- STÖHR, W. TH. (1967): Die Böden des Landes Rheinland-Pfalz. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 6, S. 17-30
- STREBEL, O. & RENGGER, M. (1977): Evapotranspiration und Tiefenversickerung in Abhängigkeit von Vegetations-, Nutzungs- und Bodenunterschieden. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 25, S. 101-106
- STREBEL, O. & RENGGER, M. (1979): Geländeuntersuchungen zum Wasserentzug durch die Wurzeln in Abhängigkeit von Klima, Boden und Kulturart. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 29, S. 89-98
- SZABO, L. & SZALAY, E. (1963): Lysimetermessungen. - Gas- und Wasserfach/Ausgabe Wasser, Abwasser 104, H. 26, S. 756-757
- THEURETZBACHER, H. (1997): Die Inhomogenität natürlicher Böden - Dargestellt am Kleineinzugsgebiet Höhenhansl/Pöllau. - In: Bericht der BAL über die 7. Gumpensteiner Lysimetertagung 'Lysimeter und nachhaltige Landnutzung', S. 51-54. Irdning
- THORNTHWAITE, C.W. & MATHER, J.R. (1957): Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. - (= Publications in Climatology, Vol. X, 3)
- TRESSEL, E., BAUMHAUER, R. & RICHTER, G. (1997): Ein Lysimeter- und Bodenfeuchtemessnetz zur Quantifizierung der potentiellen Grundwasserneubildung in der Trier-Bitburger-Mulde. - (= Trierer Geographische Studien 16, S. 45-60). Trier
- TRETER, U. (1970): Untersuchungen zum Jahresgang der Bodenfeuchte in Abhängigkeit von Niederschlägen, topographischer Situation und Bodenbedeckungen an ausgewählten Punkten in den Hüttener Bergen/Schleswig-Holstein. - (= Schriften des Geographischen Instituts der Universität Kiel 33). Kiel
- UHLIG, S. (1951): Die Untersuchung und Darstellung der Bodenfeuchte. - Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone, 30/4.
- UHLIG, S. (1954): Die Wasserreserven unserer Böden im Frühjahr. - Wasserwirtschaft S. 207-211
- UHLIG, S. (1956): Der mittlere Jahresgang des ausschöpfbaren Bodenfeuchtegehaltes. - Wasserwirtschaft S. 121-126
- VETTERLEIN, E. (1961): Zu Fragen des Wasserhaushalts und der Wasserversickerung im Boden unter besonderer Berücksichtigung der Grundwasserneubildung. - Wasserwirtschaft-Wassertechnik 11, H. 8, S. 358-366
- VORDERBRÜGGE, TH. (1997): Vergleich von bodenphysikalischen Kennwerten der Bodenkundlichen Kartieranleitung mit gemessenen Werten. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 85, II, S. 1267-1270
- WAGNER, W. (1983): Geologie. - In: RICHTER, G. & SCHRÖDER, D. (Hrsg.) (1983): Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1983 in Trier; Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 37, S. 90-S. 122. Trier
- WAGNER, W. (1984): Die Geologie der Trier-Bitburger Triasbucht und der Prümer Kalkmulde. - (= Trierer Geographische Studien 6). Trier
- WALTER, B. & RESCH, H.M. (1981): Lysimeterversuche der LLVA-Trier. - 93. VDLUFA-Kongreß - Exkursionsführer, S. 26-38
- WEGEHENKEL, M. (1992): Beitrag zur flächenhaften Modellierung von Verdunstung und Bodenfeuchte. - (= Freiburger Geographische Hefte 37). Freiburg
- WEGEHENKEL, M. (1995): Modellierung des Wasserhaushaltes von landwirtschaftlichen Nutzflächen mit unterschiedlich komplexen Modellansätzen. - Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 39, H. 2, S. 58-68
- WEIBLEN, B., SCHILLINGER, M.P. & HUWE, B. (1997): Erstellung eines Übersetzungsschlüssels zur Ableitung einer Bodenartenkarte aus den Daten der Bodenschätzung im Weiherbachgebiet/Kraichgau. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 85, III, S. 1271-1274

- WEIHE, J. (1979): Der Regenniederschlag im Wald. - In: DVWK (Hrsg.) (1979): Wald und Wasser. (= Schriftenreihe des DVWK. H. 41, S. 10-23). Hamburg
- WEILER, H. (1972): Ergebnisse von Bohrungen im Buntsandstein im Raume Trier-Bitburg. - Mainzer Geowissenschaftliche Mitteilungen 1, S. 198-227
- WEILER, H. (1988): Hydrogeologie der wichtigsten Aquifere der Eifel. - In: Exkursionsführer zur 140. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft, S. 17-39. Trier
- WEILER, H. (1991): Das Grundwasser in der Bitburger Trias-Mulde, Beschreibung eines Aquifers, neue Ergebnisse. - Mainzer Geowissenschaftliche Mitteilungen 20, S. 9-42
- WEILER, H. (1995): Die Grundwasserneubildung in verschiedener Lithofazies des Buntsandstein der Bitburger Trias-Mulde.- Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen 24, S. 201-216
- WERLE, O. (1978): Trier und Umgebung. - (= Sammlung Geographischer Führer Bd. 11). Berlin
- WERNER, A., EULENSTEIN, F., SCHINDLER, U., MÜLLER, L., RYSZKOWSKI & KEDZIORA, A. (1997): Grundwasserneubildung und Landnutzung. - Zeitschrift für Kulturtechnik und Landentwicklung 38, S. 106-113
- WESCHE, J. (1970): Weitere Ergebnisse aus Bodenwasserhaushalts-Messungen in der Dahlemer Lysimeteranlage. - Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung 11, S. 229-248
- WESSOLEK, G. (1989): Einsatz von Wasserhaushalts- und Photosynthesemodellen in der Ökosystemanalyse. - (= Landschaftsentwicklung und Umweltforschung 61). Berlin
- WESSOLEK, G. (1992): Einfluß der Versiegelung auf die Grundwasserneubildung. - In: Landesamt für Umweltschutz Baden-Württemberg (Hrsg.): Grundwasserüberwachungsprogramm - Grundwasserneubildung aus Niederschlägen, S.153-165. Karlsruhe
- WESSOLEK, G. (1997): Relieffaktoren zur Anpassung der Tiefenversickerung für Hangstandorte. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 85, III, S. 1425-1428
- WESSOLEK, G., GROSS, J. & RENGGER, M. (1999): Vergleichende Untersuchungen zur Regionalisierung des Bodenwasserhaushalts bei unterschiedlichen Nutzungen, Reliefbedingungen und Maßstäben. - Erschienen als 12-seitiger Internet-Aufsatz unter [http://www.tu-berlin.de/fb7/ag\\_bodenkunde/Gerdlit.html#Literatur](http://www.tu-berlin.de/fb7/ag_bodenkunde/Gerdlit.html#Literatur) (=2/99)
- WESSOLEK, G., KÖNIG, R. & RENGGER, M. (1992): Entwicklung und Anwendung von Wasserhaushalts- und Photosynthesemodellen für Hangstandorte. - (= Bodenökologie und Bodengenese 8). Berlin
- WESSOLEK, G. KÖNIG, R. & RENGGER, M. (1993): Einfluß des Reliefs auf den Wasserhaushalt. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 72, S. 285-288
- WESSOLEK, G., RENGGER, M., FACKLAM, M. & STREBEL, O. (1985): Einfluß von Standortnutzungsänderungen auf die Grundwasserneubildung. - Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 136, S. 357-367
- WESSOLEK, G. & RÖDEL, D. (1987): Auswirkungen regionaler Grundwasserabsenkungen auf Bodenwasserhaushalt, Nutzung und Vegetation (Fallstudie Fuhrberger Feld). - DVGW-Schriftenreihe Wasser Nr. 56, S. 103-115
- WESSOLEK, G., ROTH, C., KÖNIG, R. & RENGGER, M. (1994): Influence of slope and exposition on water balance of loess soils. - Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde 157, S. 165-173
- WILL, D. (o. Jahr): Die Bodenschätzung in Theorie und Praxis sowie als bodenkundliche Datenquelle. - Zitiert in: Fach Bodenkunde der Universität Trier (Hrsg.): Feldbodenkundliche Übungen, S. 50-55
- WOHLRAB, B. (1992): Landschaftswasserhaushalt: Wasserkreislauf und Gewässer im ländlichen Raum. Veränderungen durch Bodennutzung, Wasserbau und Kulturtechnik. - Hamburg
- WOHNLICH, S., STICHLER, W. & HÖTZL, H. (1987): Sickerwasserbewegung in mehrschichtigen Böden - Isotopenhydrologische und hydrochemische Untersuchungen. - Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft 138, S. 425-436
- WUNDT, W. (1958): Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. - In: Forschungen zur deutschen Landeskunde 104, S. 47-54. Remagen

- ZEPP, H. (1995): Klassifikation und Regionalisierung von Bodenfeuchtereime-Typen. - (= Relief, Boden, Paläoklima 9). Stuttgart
- ZISCHAK, R. (1997): Alternatives Oberflächenabdichtungssystem 'Verstärkte mineralische Abdichtung mit unterliegender Kapillarsperre' - Wasserbilanz und Gleichwertigkeit. - (= Schriftenreihe Angewandte Geologie Karlsruhe 47, XVI, 179 S.). Karlsruhe
- ZÖLLER, L. (1983): Morphologie. - In: RICHTER, G. & SCHRÖDER, D. (Hrsg.) (1983): Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1983 in Trier; Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 37, S. 123-136. Trier
- ZÖLLER, L. (1984): Reliefgenese und marines Tertiär im Ost-Hunsrück. - Mainzer Geowissenschaftliche Mitteilungen, 13, S. 97-144
- ZÖLLER, L. (1986): Genese und Entwicklung von Schichtstufen und ihre Beziehung zur Epigenese im Saarland, in Luxemburg und in der Südeifel. - (= Darmstädter Geographische Studien 7, S. 59-80). Darmstadt

## **Lebenslauf**

Name: Elisabeth Tressel, M.A.  
Geburtsort: Trier  
Staatsangehörigkeit: deutsch  
Anschrift: Januarius-Zick-Str. 74  
54296 Trier

### **Schulausbildung:**

1961 bis 1965 Kath. Volksschule Trier-Heiligkreuz  
1965 bis 1973 Angela-Merici-Gymnasium, Trier

Abschluß: 14.05.1973 Erlangung der Allgemeinen Hochschulreife

### **Studium**

Oktober 1973 Immatrikulation an der Universität Trier im Fachbereich III  
Studiengänge: Lehramt für Höhere Schulen und Magister  
Studienfächer: Geographie und Romanistik

4.12.1979 Wissenschaftliche Prüfung für das Lehramt an Gymnasien  
in den Fächern Geographie und Romanistik

24.01.1980 Akademische Abschlußprüfung zur Erlangung des Akademischen Grades eines  
Magister Artium (M.A.)

### **Tätigkeiten als Wissenschaftliche Hilfskraft**

1975 - 1977 Beschäftigung in der Fachbereichs-Bibliothek des Faches Geographie:  
Betreuung des Regional- und Sachkataloges (während der Semesterferien)

1975 - Jan. 1980 wissenschaftliche Hilfskraft im Selbstverlag des Zentralausschuß für deutsche  
Landeskunde an der Universität Trier

### **Berufliche Tätigkeiten und Weiterqualifikation**

30.01.- 30.04.1980: Freie Mitarbeiterin im Amt für Stadtentwicklung und Statistik, Stadtverwaltung  
Trier: Mitarbeit im Rahmen der Untersuchung "Regionaler Arbeitsmarkt Trier",  
Projekt "Betriebsbefragung 1980"

seit dem 1.05.1980: Angestellte der Universität Trier im Fach Physische Geographie,

- 1.05. - 31.10.1980: Wissenschaftliche Mitarbeiterin (BAT IIa) im Fach Physische Geographie: Mitarbeit an den Vorbereitungen für die Einrichtung des Studienganges Angewandte Physische Geographie
- Herbst 1980: Vertretungstätigkeit (Schwangerschaftsvertretung) im höheren Schuldienst am Staatlichen Gymnasium in Konz (genehmigte Nebentätigkeit)
- 1.11.1980-14.11.1990: Wissenschaftliche Lehrkraft für besondere Aufgaben im Fach Physische Geographie und beim Zentralausschuß für deutsche Landeskunde e.V.
- seit dem 15.11.1990: Wissenschaftliche Mitarbeiterin im Fach Physische Geographie
- Herbst 1994 Aufnahme des Promotionsstudiums im FBVI Geographie/Geowissenschaften an der Universität Trier
- März 2000 Einreichung der Promotionsarbeit im FB VI Geographie/Geowissenschaften der Universität Trier