

Die Bedeutung der ungesättigten Zone für Grundwasserneubildung und Nitratbefruchtung des Grundwassers in quartären Lockersediment-Aquiferen am Beispiel des Leibnitzer Feldes (Steiermark, Österreich)

The Role of the Unsaturated Zone for Groundwater Recharge and Nitrate Leaching to Groundwater in Quarternary Porous Aquifer Systems illustrated in the "Leibnitzer Feld" (Styria, Austria)

J. FANK¹⁾

Inhalt

	Seite
1. Einleitung und Problemstellung	104
2. Physiogeographische und hydrographische Charakterisierung des Leibnitzer Feldes	107
2.1. Das Grundwassersystem.....	110
2.1.1. Ungesättigte Zone.....	111
2.1.2. Hydrogeologie des Grundwasserleiters	113
2.2. Klima und Witterung im Leibnitzer Feld	117
2.3. Hydrographische Charakterisierung	119
2.4. Charakterisierung der Qualitätssituation des Grundwassers	129
3. Humangeographische Grundlagen.....	134
4. Die Forschungsanlage Wagna	139
4.1. Planung, Konzipierung und Errichtung	140
4.2. Landbewirtschaftung.....	148
4.3. Instrumentierung.....	150
4.3.1. Meteorologische Meßeinrichtungen	150
4.3.2. Meßeinrichtungen in der ungesättigten Zone	150
4.3.2.1. Bodentemperatur.....	151
4.3.2.2. Matrixpotential im niederen Wasserspannungsbereich.....	151
4.3.2.2.1. Aufbau des Tensiometers.....	151
4.3.2.2.2. Meßprinzip und Grenzen der Tensiometrie	152
4.3.2.3. Matrixpotential im hohen Wasserspannungsbereich	153
4.3.2.4. Bodenfeuchte.....	154
4.3.2.5. Sickerwassergewinnung.....	155
4.3.2.6. Kontinuierliche Sauerstoffmessung.....	157
4.3.3. Meßeinrichtungen im Grundwasser	158

¹⁾ Dr. J. FANK, Institut für Hydrogeologie und Geothermie, JOANNEUM RESEARCH Forschungsgesellschaft mbH, Elisabethstraße 16/II, A-8010 Graz.

4.3.4.	Datensammlung und -dokumentation	161
4.4.	Auswertung der Meßdaten	161
4.4.1.	Bodenwasserhaushalt	161
4.4.1.1.	Meteorologische Meßdaten im Vergleich zu langjährigen Mittelwerten.....	161
4.4.1.2.	Verdunstung	165
4.4.1.3.	Bodentemperatur.....	167
4.4.1.4.	Bodenwassergehalt und Matrixpotential.....	172
4.4.1.5.	Grundwasserneubildung	188
4.4.1.5.1.	Wasserbilanz	189
4.4.1.5.2.	Lysimetermessungen	191
4.4.1.5.3.	Einschicht-Bilanzmodell	196
4.4.1.5.4.	Numerische Bodenwasserhaushaltsmodellierung	198
4.4.1.5.5.	Berechnung der Neubildung aus der Grundwasseranglinie.....	204
4.4.1.5.6.	Grundwasserneubildung im Bereich der Forschungsstation Wagna – Zusammenfassung..	216
4.4.2.	Markierungsversuche zur Erfassung von Wasserbewegung und Stofftransport in der ungesättigten Zone.....	219
4.4.2.1.	Markierung mit Wasser unterschiedlicher Sauerstoff-18-Konzentration.....	221
4.4.2.1.1.	Durchführung.....	221
4.4.2.1.2.	Ermittlung von ereignisbezogenen Wasser- bilanzgrößen.....	222
4.4.2.2.	Kombinierter Fluoreszenzfarbstoff- und Bromidtracer- versuch an zwei Lysimetergefäßen	225
4.4.2.2.1.	Durchführung.....	226
4.4.2.2.2.	Die Eignung der eingesetzten Tracer zur Erfassung von Wasserbewegung und Stoff- transport in der ungesättigten Zone.....	227
4.4.2.2.3.	Verlagerungsgeschwindigkeit und Verweilzeit des Wassers in den Lysimeterkörpern.....	228
4.4.2.2.4.	Messungen von Sauerstoff-18-Konzentrationen und der elektrischen Leitfähigkeit im Sickerwas- ser zur Visualisierung dynamischer Prozesse	230
4.4.2.3.	Flächenmarkierung mittels Natriumbromid-Beregnung....	231
4.4.2.3.1.	Durchführung.....	231
4.4.2.3.2.	Saugspannung und Wassergehaltsänderung als Reaktion auf die Beregnung	232
4.4.2.3.3.	Bewertung der Meß- und Erfassungssysteme	234
4.4.2.3.4.	Ermittlung von Verlagerungsgeschwindigkeiten und Verweilzeiten in der ungesättigten Zone.....	238
4.4.2.3.5.	Bromidbilanz.....	243
4.4.2.3.6.	Schlußfolgerungen aus den Markierungs- versuchen im März und April 1993	244
4.4.2.3.7.	Ermittlung hydraulischer Parameter aus den Bromiddurchgängen	245
4.4.2.3.8.	Ermittlung von Korrekturfaktoren für die Einzugsgebietsfläche von Kleinlysimetern.....	252

4.4.2.4.	Das Schneeschmelzereignis von 1996 als natürlicher Tracerversuch.....	254
4.4.2.4.1.	Grundlagen zur Verwendung von Sauerstoff-18 als Tracer	255
4.4.2.4.2.	Untersuchungsdurchführung und Ergebnisse.....	257
4.4.2.4.3.	Schlußfolgerungen.....	263
4.4.3.	Stoffhaushalt	264
4.4.3.1.	Hydrochemie der Sickerwässer	265
4.4.3.2.	Der Stickstoffkreislauf am Standort Wagna	272
4.4.3.2.1.	Sauerstoffgehalte im Sickerwasser	275
4.4.3.2.2.	Nitrataustrag aus der ungesättigten Zone	277
4.4.3.2.3.	Tiefenverteilung von Nitrat in der ungesättigten Zone.....	284
4.4.3.3.	Modellierung des Nitrattransportes.....	288
4.4.3.3.1.	Modellkonzept.....	289
4.4.3.3.2.	Modellkalibration.....	289
4.4.3.3.3.	Simulationsrechnungen	291
5.	Übertragung der Ergebnisse aus der Forschungsstation Wagna auf den südlichen Teil des westlichen Leibnitzer Feldes	294
5.1.	Modellansatz	296
5.2.	Mathematische Grundlagen der Geostatistik.....	297
5.2.1.	Variographie	297
5.2.1.1.	Momente und Stationarität	297
5.2.1.2.	Eigenschaften von Variogrammen.....	299
5.2.1.3.	Das empirische Variogramm.....	301
5.2.1.4.	Theoretische Variogrammodelle.....	303
5.2.2.	Räumliche Schätzung	306
5.2.2.1.	Kriging.....	306
5.2.2.2.	Suchstrategien.....	309
5.3.	Flächenhafte Verteilung der nutzbaren Porenvolumina	310
5.3.1.	Strukturanalyse.....	311
5.3.2.	Geostatistische Interpolation.....	312
5.4.	Regionalisierung der Jahressummen der Grundwasserneubildung.....	315
5.4.1.	Strukturanalyse	316
5.4.2.	Geostatistische Interpolation.....	320
5.5.	Neubildung und Nitrataustrag in Zeit und Raum	325
5.5.1.	Neubildung und Nitrataustrag aus landwirtschaftlich genutzten Flächen	328
5.5.2.	Neubildung und Nitrataustrag aus nicht landwirtschaftlich genutzten Flächen	340
5.5.2.1.	Neubildung.....	340
5.5.2.1.1.	Hauptkomponentenanalyse zur Reduktion der Meßzeitpunkte.....	341
5.5.2.1.2.	Geostatistische Strukturanalyse der „factor scores“ der ersten Hauptkomponente	343
5.5.2.1.3.	Ableitung von „Repräsentativbereichen“ der einzelnen Grundwasserstandsganglinien.....	344
5.5.2.1.4.	Neubildungsmengen aus nicht landwirtschaftlich genutzten Bereichen.....	344

5.5.2.2. Nitrataustrag aus nicht landwirtschaftlich genutzten Bereichen.....	347
5.6. Szenarien zur Entwicklung von Grundwasserressourcen und -qualität ..	354
6. Wertung der Ergebnisse.....	355
6.1. Bestehende Forschungsdefizite.....	355
6.2. Die Bedeutung der ungesättigten Deckschichten für die Bemessung von Grundwasserschutzzonen.....	357
6.3. Optimale Nutzungsgestaltung in Brunneneinzugsgebieten des Leibnitzer Feldes aus der Sicht des Grundwasserschutzes.....	359
Zusammenfassung.....	361
Literatur	378
Summary	387
Dank	388

1. Einleitung und Problemstellung

Das „Leibnitzer Feld“, eine Talweitung des Murtales zwischen Wildon im N und dem Übergang in das „Untere Murtal“ bei Straß im S, stellt aufgrund der hydrogeologischen Rahmenbedingungen einen hervorragenden Grundwasserleiter dar, in dem in erster Linie durch infiltrierendes Niederschlagswasser ein Trinkwasserreservoir gespeist wird, das heute für die Einzel-, kommunale, regionale und überregionale Wasserversorgung von etwa 80 000 Menschen genutzt wird.

Auf den fluviatil abgelagerten Schotterterrassen der letzten Eiszeit – und hier vorwiegend der Würm Kaltzeit – entstanden durch die bodenbildenden Verwitterungsprozesse Lockersediment Braunerdeböden, die beste Voraussetzungen für eine ackerbauliche Bewirtschaftung darstellen. Dies auch im Konnex mit den meteorologischen Rahmenbedingungen, da trotz der hohen Durchlässigkeit der Böden durch die Niederschläge für eine ausreichende Wasserversorgung der Kulturpflanzen gesorgt ist. So ist dieser Landstrich altes Siedlungsland, was durch römische Ausgrabungen im Raum Wagner belegt ist. Diese Schotterterrassen, die mehrere Meter über den holozänen Ausstufen der Mur, die das Leibnitzer Feld in einen nordöstlichen, einen westlichen und einen südlichen Teil teilt, der Laßnitz und der Sulm – die die westliche Berandung des Leibnitzer Feldes darstellen – liegen, stellen einen ausreichenden Hochwasserschutz dar, sodaß sehr bald auch Siedlungszentren entstanden, von denen heute die Bezirkshauptstadt Leibnitz im westlichen Leibnitzer Feld das bedeutendste ist.

Viele Jahrhunderte war die Landwirtschaft des Leibnitzer Feldes der dominierende Wirtschaftszweig dieses ländlichen Raumes, wobei trotz der praktisch oberflächenabflußlosen Terrassenflächen die Wasserversorgung für die hier ansässigen Menschen durch den seichtliegenden Grundwasserkörper jederzeit in ausreichendem Maße gesichert war.

In den 70er Jahren des 20. Jahrhunderts aber traten zwei Faktoren gemeinsam auf, was in dieser Region eine völlig neue Problematik entstehen ließ:

- Der Grundwasserkörper in den Terrassenschottern des Leibnitzer Feldes wurde als Trinkwasserreserve nicht nur für die örtliche, sondern auch für die Planung einer zentralen überregionalen Wasserversorgung erkannt, die es ermöglichte, neben den Bewohnern des Leibnitzer Feldes selbst auch die Wassermangelgebiete im Ost- und

- Weststeirischen Hügelland mit Trinkwasser in großen Mengen und hervorragender Qualität zu versorgen. Es setzte eine intensive Erkundung der Wasserreserven ein (siehe L. BERNHART, 1973), die schließlich die Errichtung mehrerer Brunnenstandorte im nordöstlichen Leibnitzer Feld (Brunnenanlagen St. Georgen I und St. Georgen II), im westlichen Leibnitzer Feld (Brunnenanlagen Kaindorf und Leitring) und im südöstlichen Leibnitzer Feld (Brunnenanlagen Vogau) zur Folge hatte.
- Der wirtschaftliche Druck auf die Landwirtschaft führte zu einer enormen Intensivierung der Bewirtschaftung durch eine langfristig wirkende Umstellung von einer Mischwirtschaft zum reinen Ackerbau, eine Abkehr von der Rinderzucht hin zur intensiven Schweinemast. Aufgrund der Besitzstrukturen war es erforderlich, auf kleinsten Flächen möglichst hohe Erträge bei geringstem Arbeitskräfteeinsatz zu erzielen, da die Flächenausstattung einer Vielzahl von Betrieben die Umwandlung von Voll- zu Zu- und Nebenerwerbsbetrieben erforderlich machte (W. WEBER, 1997). Diese Anforderungen an die Landwirtschaft führten im Konnex mit der naturräumlichen Ausstattung und den klimatischen Bedingungen zur Intensivierung des Maisanbaues, der unter Einsatz hoher Düngegaben außerordentlich hohe Erträge brachte.

Die Intensivierung der Landwirtschaft auf den gut durchlässigen Böden der Schotterterrassen zog zwangsläufig Qualitätsprobleme im Grundwasser nach sich, die sich in den 80er Jahren in einem steilen Anstieg der Nitratkonzentration im Grundwasser äußerten. Es bildete sich ein scharfes Konfliktfeld zwischen der Wasserversorgung und der Landwirtschaft aus, wobei es galt, Lösungssysteme zu erstellen, die es erlaubten, bei einer ökonomisch sinnvollen Landwirtschaft die Einhaltung der von Seiten des Wasserrechtsgesetzes vorgegebenen Trinkwassergrenzwerte zu gewährleisten. Nach intensiven Untersuchungen des Grundwassers (z. B. J. FANK et al., 1989) wurden Ende der 80er und anfangs der 90er Jahre bei allen regionalen und überregionalen Brunnenstandorten großzügige Schutzgebiete beschieden und Schongebiete verordnet, die durch die Festsetzung von Auflagen hinsichtlich der landwirtschaftlichen Bewirtschaftung zu einer Lösung des Konfliktes führen sollten. Parallel dazu führte aber auch die politische Diskussion und das erhöhte Problembewußtsein in der Bevölkerung bezüglich Umweltfragen zu einer Herabsetzung der Grenzwerte gerade im Bereich der zulässigen Höchstkonzentration von Nitrat im Trinkwasser.

Im Zuge des Aufbaues der Wasserversorgungseinrichtungen im Leibnitzer Feld und als Folge der Auflagen in den Schutz- und Schongebieten wurde ein sehr dichtes Netz an Beobachtungssonden errichtet, um das Grundwasser in seiner quantitativen und qualitativen Entwicklung intensiv beobachten zu können. Im Rahmen der Erstellung eines regionalen Grundwasserströmungsmodells für das Leibnitzer Feld (J. FANK et al., 1993) wurden alle bis dahin verfügbaren Daten zusammengefaßt, ausgewertet und in ein numerisches Modell integriert, sodaß mit Beginn der 90er Jahre die Fließrichtung und -geschwindigkeit des Grundwassers im Leibnitzer Feld sowie auch die aktuelle räumliche Verteilung der Nitratkonzentration in der gesättigten Zone und deren zeitliche Entwicklung seit Mitte der 70er Jahre als sehr gut bekannt betrachtet werden konnte.

Die bis Anfang der 90er Jahre durchgeführten Untersuchungsprogramme zeigten aber auch eindeutig auf, daß der überwiegende Teil der Nitratbefruchtung des Grundwassers aus der intensiven landwirtschaftlichen Düngung stammt. Während also über die Verhältnisse in der gesättigten Zone ein sehr guter Wissensstand vorlag, fehlten bis dahin über die Sickerwasserbewegung in der ungesättigten Zone des Leibnitzer Feldes jegliche Meßdaten. Die fachlichen Grundlagen für die Nutzungsbeschränkungen

der Landwirtschaft in den Schutz- und Schongebieten mußten aus Unterlagen und Berechnungen aus anderen Gebieten abgeleitet werden, was sich jedoch sehr bald als Schwachpunkt der gesamten Modellkonzeption herausstellte, da ohne Bezugnahme auf die realen Verhältnisse des Leibnitzer Feldes und seiner naturräumlichen wie auch klimatologischen Rahmenbedingungen sowohl im wissenschaftlichen Bereich als auch bei den betroffenen Landwirten Unsicherheiten über die Zweckmäßigkeit der Maßnahmen bestehen blieben und keine konkreten Vorstellungen über die Zeiträume bis zum Wirksamwerden von Maßnahmen im Grundwasser vorlagen.

Ein weiteres Problem war auch darin zu sehen, daß die Frage der Wasserbewegung und noch stärker der Stoffumsetzung entweder aus der Sicht der Bodenkunde und der Landwirtschaft oder aus der Sicht der Grundwasserhydrologie betrachtet wurde. Für die Landwirtschaft – und mit Einschränkungen auch für die Bodenkunde – waren die obersten Schichten der ungesättigten Zone von besonderem Interesse, das unterlagernde Ausgangsgestein zur Bodenbildung (in unserem Fall fluviatil verlagerte Sande und Kiese) wurde als nahezu inerte Körper betrachtet, durch den das aus dem Oberboden einströmende Wasser mit seinen Inhaltsstoffen der Schwerkraft folgend vertikal nach unten verfrachtet wird. Vorstellungen über Transportvermögen und -geschwindigkeit sowie auch über Stoffumsetzungen in diesen ungesättigten Sanden und Kiesen waren nur eingeschränkt vorhanden. Die Grundwasserhydrologie ihrerseits betrachtete die ungesättigten Deckschichten über dem Grundwasserkörper in ihrer Gesamtheit als einen Sicherheitspolster für den Schutz des Grundwassers sowohl was die Verweildauer als auch die Filterwirkung des Bodens betraf. Ansatzpunkt war eine zweidimensionale Betrachtungsweise des horizontalen Grundwasserflusses, wobei die Prozesse der flächenhaften Neubildung des Grundwassers wenig differenziert in ihrer räumlichen und zeitlichen Verteilung bewertet wurden.

Aus diesen Überlegungen heraus wurde in Zusammenarbeit mit den landwirtschaftlichen Untersuchungsanstalten ein Programm erstellt, das im Versuchsfeld Wagn den Aufbau einer kombinierten Forschungsstation vorsah, die auf die gegebene Problematik ausgerichtet ist. Die Bodenverhältnisse und vor allem die maschinelle Bewirtschaftung sind den Verhältnissen im übrigen Leibnitzer Feld angepaßt. Die hervorragenden Ziele dieses Projektes (H. ZOJER et al., 1991) waren:

- Erfassung der Sickerwasserbewegung in Abhängigkeit von der Durchlässigkeit der obersten Bodenschichten und der darunter folgenden gröberklastischen Sedimente vor allem auf der Grundlage der hydrochemischen und isopenhydrologischen Analytik,
- Erfassung des Schadstofftransportes (vor allem Nitrat) in der Sickerwasserzone basierend auf unterschiedlicher Bewirtschaftung,
- Übertragung methodischer Aspekte in Form von Kleinlysimentern auf andere Standorte des Leibnitzer Feldes.

Aufgrund der Ausstattung der Versuchsanlage war zu erwarten, daß hier auch Daten gewonnen werden konnten, die als Grundlage für die Kalibration von Wasserbewegungs- und Stofftransportmodellen für die ungesättigte Zone geeignet sind, womit über derartige physikalisch begründete Modelle auch eine Regionalisierung der Ergebnisse möglich scheint.

Das gesamte Untersuchungsprogramm war jedoch von vornherein darauf ausgerichtet, Prozesse studieren und daraus Maßnahmen ableiten zu können, die zu einer Verminderung des Stickstoffeintrages in das Grundwasser führen und es so erlauben, aus der Sicht der Wasserversorgung rechtlich verbindliche Trinkwassergrenzwerte ein-

zuhalten. Da Brunnenstandorte das entnommene Wasser aus einem Einzugsgebiet beziehen, das im Leibnitzer Feld keinesfalls ausschließlich aus landwirtschaftlich genutzten Bereichen besteht, war von vorneherein klar, daß es notwendig sein würde, mit neuen oder verbesserten Methoden der Grundwasserhydrologie eine bessere räumliche und zeitliche Differenzierung von Grundwasserneubildung und Stoffbefrachtung in einem Gesamteinzugsgebiet zu erhalten.

Diese Arbeit hat aus diesen Überlegungen heraus das Ziel, den Gesamtkomplex der ungesättigten Zone hinsichtlich Grundwasserneubildung und Stofftransport auf der Grundlage von Meßdaten analytisch und interpretativ zu beleuchten und die Grundlage für eine numerische Modellierung dieses Gesamtsystems zu schaffen. Wie wir sehen werden, ist eine derartige komplexe Modellierung mit den derzeit am Markt befindlichen Werkzeugen unter dem Anspruch einer realen Nachbildung des natürlichen Systems noch nicht möglich. Anforderungen an numerische Modelle, um dies zu schaffen, sollen aber jedenfalls auch diskutiert werden. Das Ziel dieser Arbeit ist also ein ausgesprochen praxisorientiertes: Nicht die wissenschaftliche Identifikation von neuen Prozessen steht im Vordergrund, sondern die Umsetzung von vorhandenem Wissen zur Erfassung und Lösung von Problemen in einem interdisziplinären Ansatz. Durch die Notwendigkeit der Bewertung von regionalen Verteilungen gewinnt dabei das Problem der Regionalisierung eine starke Bedeutung. Durch die Verknüpfung unterschiedlicher Sachgebiete in ihrer räumlichen Ausprägung erhält das Projekt auch seinen geographischen Bezug: Die Frage der zeitlich und räumlich differenzierten Grundwasserneubildung und der Stickstoffemission in Abhängigkeit von unterschiedlichen Landnutzungsformen, unterschiedlichen Bewirtschaftungsweisen und differenzierten Bodenformen unter Berücksichtigung gegebener klimatologischer, hydrogeologischer und wasserwirtschaftlicher Rahmenbedingungen ist eine hochgradig geographische Fragestellung.

Unter diesen Aspekten soll im Folgenden nach der Definition der naturräumlichen Rahmenbedingungen im gesamten Leibnitzer Feld mit einer Zusammenfassung der physiogeographischen, hydrographischen und humangeographischen Charakteristika das Konzept der Forschungsstation Wagna erläutert und die dort gewonnenen Ergebnisse eines vierjährigen Beobachtungszeitraumes hinsichtlich der oben angesprochenen Problematik diskutiert werden. In weiterer Folge werden unterschiedliche Verfahren vorgestellt, um die methodischen Erkenntnisse aus der Forschungsstation Wagna auf ein größeres Grundwassereinzugsgebiet zu übertragen. Von besonderer Bedeutung wird es sein, die hier gewonnenen Erkenntnisse in ihrer Bedeutung für die Wirtschaft und die Verwaltung zu interpretieren und damit die Frage der Schutz- und Schonheitsgestaltung in quartären Talfluren mit ähnlichen hydrometeorologischen Randbedingungen anzusprechen.

2. Physiogeographische und hydrographische Charakterisierung des Leibnitzer Feldes

Das Leibnitzer Feld, eine beckenartige Erweiterung des Murtales südlich von Wildon hat – wie oben bereits erwähnt – eine Schlüsselposition für die überregionale Versorgung der Bevölkerung und der Wirtschaft mit Trink- und Nutzwasser aus dem dort ausgebildeten Grundwasserkörper. Die Ausbildung dieses Grundwassersystems, die Ergiebigkeit, aber auch die Gefährdung des Trinkwassers hängen sehr eng mit den natur-

räumlichen Rahmenbedingungen zusammen. In Fig. 1 sind das Gewässernetz des Leibnitzer Feldes, die Hauptorte, die Autobahn und wichtige topographische Merkmale, auf die im Text Bezug genommen wird, dargestellt.

Die geologischen Verhältnisse des Leibnitzer Feldes (J. FANK et al., 1993; geologische Übersichtsdarstellung siehe Fig. 2) sind durch Akkumulation von fluvioglazialen

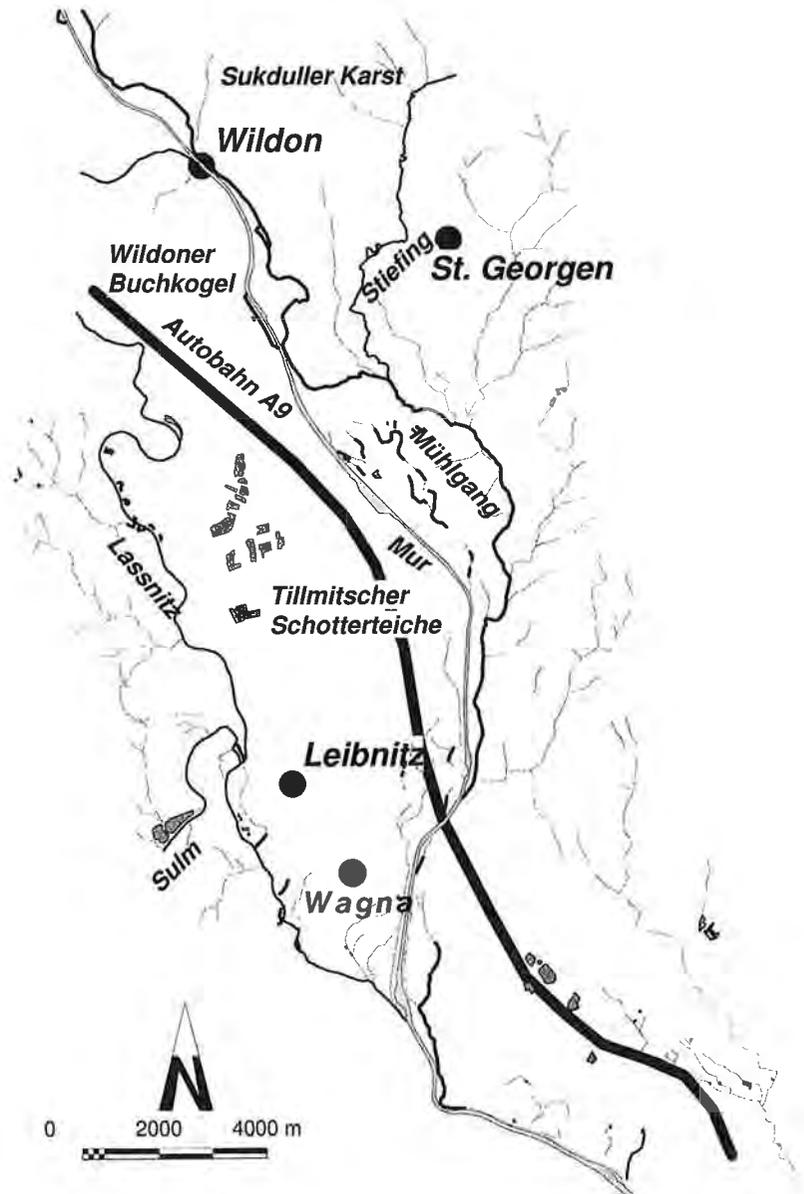


Fig. 1: Gewässernetz und signifikante Topographiemerkmale im Leibnitzer Feld und seiner Umrahmung.
River network and topographic features of Leibnitzer Feld and its boundary.

bzw. fluviatilen Sedimenten über einem in vorwiegend tertiären Ablagerungen geschaffenen Erosionsrelief geprägt.

Über diesen als Stauer für das seichtliegende Talgrundwasser anzusehenden Tertiärsedimenten findet sich in den jungquartären Lockergesteinsablagerungen der Hauptaquifer des Leibnitzer Feldes.

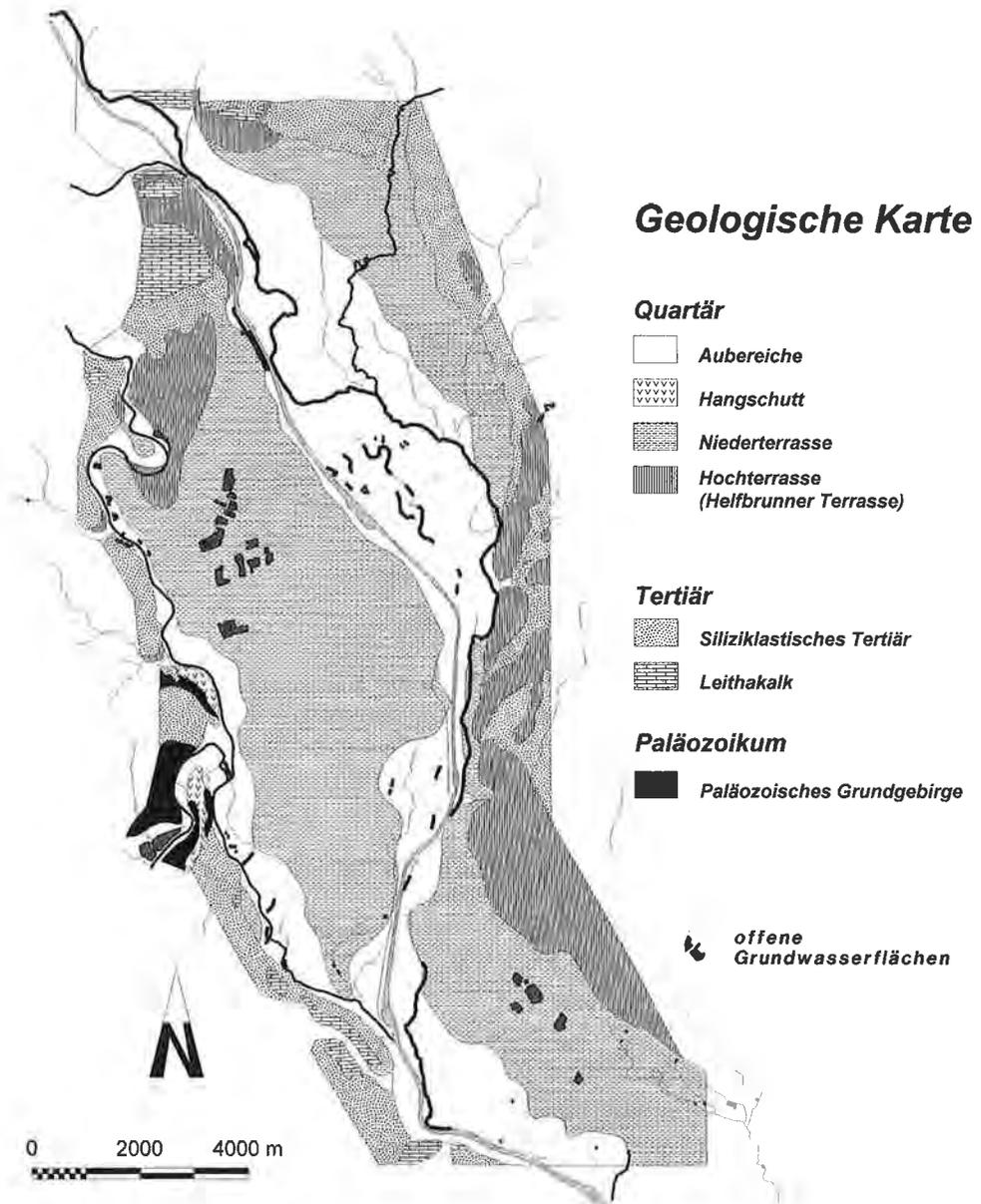


Fig. 2: Geologische Übersichtskarte des Leibnitzer Feldes und seiner Umrahmung (nach J. FANK et al., 1993).
Geologic map of Leibnitzer Feld and its boundary (J. FANK et al., 1993).

Die Gesteine des Grazer Paläozoikums als prätertiäres Grundgebirge stellen auch während des Tertiärs vorhandene Schwellenbereiche dar, die die Ausbildung der als Flachwasserablagerungen vorliegenden miozänen Leithakalke erlaubten. Im Bereich des Leibnitzer Feldes finden sich paläozoisches Grundgebirge am Talrand westlich von Leibnitz sowie im Murbett beim Elektrizitätswerk von Lebring.

Der Großteil der Umrahmung des Leibnitzer Feldes wird von miozänen Tertiärablagerungen aufgebaut. Es handelt sich dabei vorwiegend um flachmarine siliziklastische Sedimente, in welchen in unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus Leithakalkbänke eingeschaltet sind (J. G. FRIEBE, 1990). Überwiegend sind die Umrahmung und die Basis der quartären Ablagerungen im Leibnitzer Feld jedoch von blaugrauen Tonmergeln, sandigen Mergeln und Sandlagen aufgebaut, welche als Wasserstauer für den seichtliegenden Hauptgrundwasserkörper angesehen werden können.

Die Quartärablagerungen des Leibnitzer Feldes werden durchwegs von fluvioglazialen bzw. fluvialen Sedimenten aufgebaut. Die aus diesen Ablagerungen bestehenden Terrassenflächen sind das beherrschende Landschaftselement. Obwohl das Leibnitzer Feld während der letzten Eiszeit nie direkt in das Eisstromnetz der Mur eingebunden war, ist die Entstehung der Terrassen auf die kaltzeitlichen Bedingungen zurückzuführen. Das Hauptaugenmerk bezüglich der Landschaftsgenese ist auf die Abfolge der vier Kaltzeiten der letzten Eiszeit – Günz, Mindel, Riß und Würm – sowie auf die holozäne Landschaftsüberprägung zu richten. Die höheren (älteren) lehmbedeckten Terrassen sind teilweise sehr stark verschliffen und häufig in der Landschaft nur noch sehr schwach vom angrenzenden tertiären Riedelland zu unterscheiden. Die rißzeitliche Hochterrasse (Helfbrunner Flur) tritt im wesentlichen im Bereich der Umrahmung des Leibnitzer Feldes auf und ist durch einen 3–4 m mächtigen Kieskörper und eine durchwegs mehrere Meter mächtige Staublehmdecke gekennzeichnet.

Die würmzeitliche Niederterrasse gliedert sich fast durchwegs in zwei Teilfluren, wobei der Abfall von der höheren Teilflur (Hauptterrasse) zur tieferen meist nur wenige Meter beträgt. Im Stadtgebiet von Leibnitz ist der Übergang zwischen beiden Fluren stark verschliffen. Die Niederterrasse wird vorwiegend aus gering schluffigen, sandigen Kiesen mit Steinen aufgebaut, die sich hauptsächlich aus kristallinen Geröllen (Quarz, Gneise, Amphibolite, metamorphe Schiefer usw.) und Kalken zusammensetzen. Die Komponenten sind durchwegs gut gerundet. Neben matrixfreien Kieslagen treten innerhalb des Terrassenkörpers immer wieder sandige, örtlich auch schluffige Partien von linsenförmigem Charakter auf.

Die Auzonen an der Mur zeigen über dem präquartären Untergrund ebenfalls einen Aufbau aus schwach schluffigen, sandigen Kiesen, über denen jedoch im Gegensatz zur Niederterrasse stellenweise eine 1,5–3 m mächtige Aulehmdecke liegt. Die Mächtigkeit der Sedimente der Austufe beträgt meist zwischen 4 und 6 m.

2.1. Das Grundwassersystem

Über den wasserstauenden jungtertiären Ablagerungen bilden die jungquartären Lockergesteinsablagerungen den Hauptgrundwasserleiter. Dieser Aquifer wird von der Mur, die das würmzeitliche Schotterfeld von der Berandung im W (Wildoner Schloßberg) bis zum Ostrand (tertiäres Hügelland) quert, in das nordöstliche und in das westliche Leibnitzer Feld geteilt. Vom westlichen Leibnitzer Feld teilt sie sodann auf ihrem Weg nach S das südliche Leibnitzer Feld im Raum Vogau/St. Veit ab.

Laßnitz und Sulm bilden die Westgrenze des Leibnitzer Feldes und wirken auf den Aquifer über Infiltrations- und Exfiltrationsstrecken ein. Das nordöstliche Leibnitzer

Feld wird von Oberflächengerinnen durchflossen, die einerseits von Grundwasser-
austritten an der Terrassenkante von der Niederterrasse zur Austufe gespeist werden,
andererseits entwässert die Stiefing Einzugsgebiete aus dem tertiären Hinterland und
schüttet dadurch wesentlich feineres Material in die wärmzeitlichen Schotterakku-
mulationen des Murtales.

Neben dem Einfluß der Vorfluter als Grundwasserinfiltrations- und -exfiltrations-
bereiche bildet die Grundwasserneubildung aus dem Niederschlag über die ungesät-
tigte Bodenzone einen entscheidenden Faktor für die hydrogeologische Situation und
die Nitratproblematik im Leibnitzer Feld.

2.1.1. Ungesättigte Zone

Aufgrund der Verteilung der Grundwasserneubildung in räumlicher und zeitlicher
Ausprägung und der herrschenden hydraulischen Verhältnisse im Grundwasserkör-
per in Beziehung zu den Vorflutern ist nur der unterste Teil der quartären Talfüllung
mit Grundwasser gesättigt. Der darüberliegende Bereich der Sande und Kiese sowie
die überlagernden feinklastischen Böden bilden zusammen die ungesättigte Zone des
Grundwassersystems.

In den Erläuterungen zur Bodenkarte (BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORST-
WIRTSCHAFT, 1974) sind die im Leibnitzer Feld vorzugsweise auftretenden Bodenfor-
men und -arten zusammenfassend dargestellt:

- Unmittelbar an der Mur trägt die rezente Au einen kalkigen verbrauchten Grauen
Auboden aus sandigem Material, der über Schotter liegt. In dem Bereich, wo vor
der Regulierung der Mur im 19. Jahrhundert die rezente Au weitab vom heutigen
Murverlauf lag, vergleyte dieser, wobei das ursprüngliche kalkhaltige Material ent-
kalkt wurde.
- Die höher gelegene subrezente Au ist durch reifere entkalkte Braune Auböden aus
sandigem, fluvial verlagertem Material gekennzeichnet. In Rinnen, Mulden und
am Rande zur Terrasse oder zum Hügelland entwickelten sich aus sandigem Aus-
gangsmaterial grund- und hangwasserbeeinflusste Gleyböden.
- Die Böden der Niederterrasse bestehen aus lehmig-sandigem Feinmaterial. Der Spei-
cherfähigkeit des Substrates kommt hier für die Wasserversorgung der Pflanzen eine
entscheidende Bedeutung zu. Die auftretenden silikatischen Lockersediment Braun-
erden unterscheiden sich in erster Linie durch ihre unterschiedliche Gründigkeit, die
sich aus der unregelmäßigen Schotteroberkante und den darüber reliefnivellierend
ausgebildeten Böden ergibt. Im Bereich von Wagna sind Reste einer Römersiedlung
anzutreffen. Der dort vorliegende kalkige Haldenboden ist reich mit Siedlungsschutt
und Mauerresten durchsetzt.
- Die höheren Terrassen liegen hauptsächlich östlich der Mur, sind aber auch am west-
lichen Ufer als kleine Flächen zu finden (Jößler Terrasse). Ausgangsmaterial der Bo-
denbildung ist eine mächtige, lehmig-schluffige Feinsedimentdecke, die einem stark
gealterten Schotterkörper auflagert. Hier tritt im Raum Gabersdorf/St. Veit a. Vogau
und auch zwischen Jöß und Stangersdorf eine silikatische Lockersediment Braun-
erde in Erscheinung, die aufgrund ihrer optimalen Wasserversorgung aus landwirt-
schaftlicher Sicht zu den besten Böden der Steiermark gehört. In flachen Mulden
haben sich zum Teil wechselfeuchte, extreme Pseudogleye ausgebildet, bei denen die
feuchte Phase überwiegt. Zwischen den Pseudogleyen und der Lockersediment Braun-
erde liegt eine pseudovergleyte silikatische Lockersediment Braunerde, deren tief-
liegender Staukörper die Wasserführung nicht mehr ungünstig beeinflusst.

Unter Verwendung der Österreichischen Bodenkarte 1 : 25 000, Kartierungsbereich Wildon und Leibnitz wurden die zahlreichen Bodenformen des Leibnitzer Feldes in gut durchlässige, minder durchlässige und schlecht durchlässige Bodenformengruppen zusammengefaßt (J. FANK et al., 1993; Fig. 3). Die Abstufung wurde aufgrund der Beschreibung der Bodenformen in den Erläuterungen zur Österreichischen Bodenkartierung Nr. 20 und Nr. 31 vorgenommen (BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT, 1974).

Den gut durchlässigen Böden wurden alle Auböden aus sandigem Schwemmaterial, alle Lockersediment Braunerden aus sandig-lehmigem Terrassenmaterial sowie aus

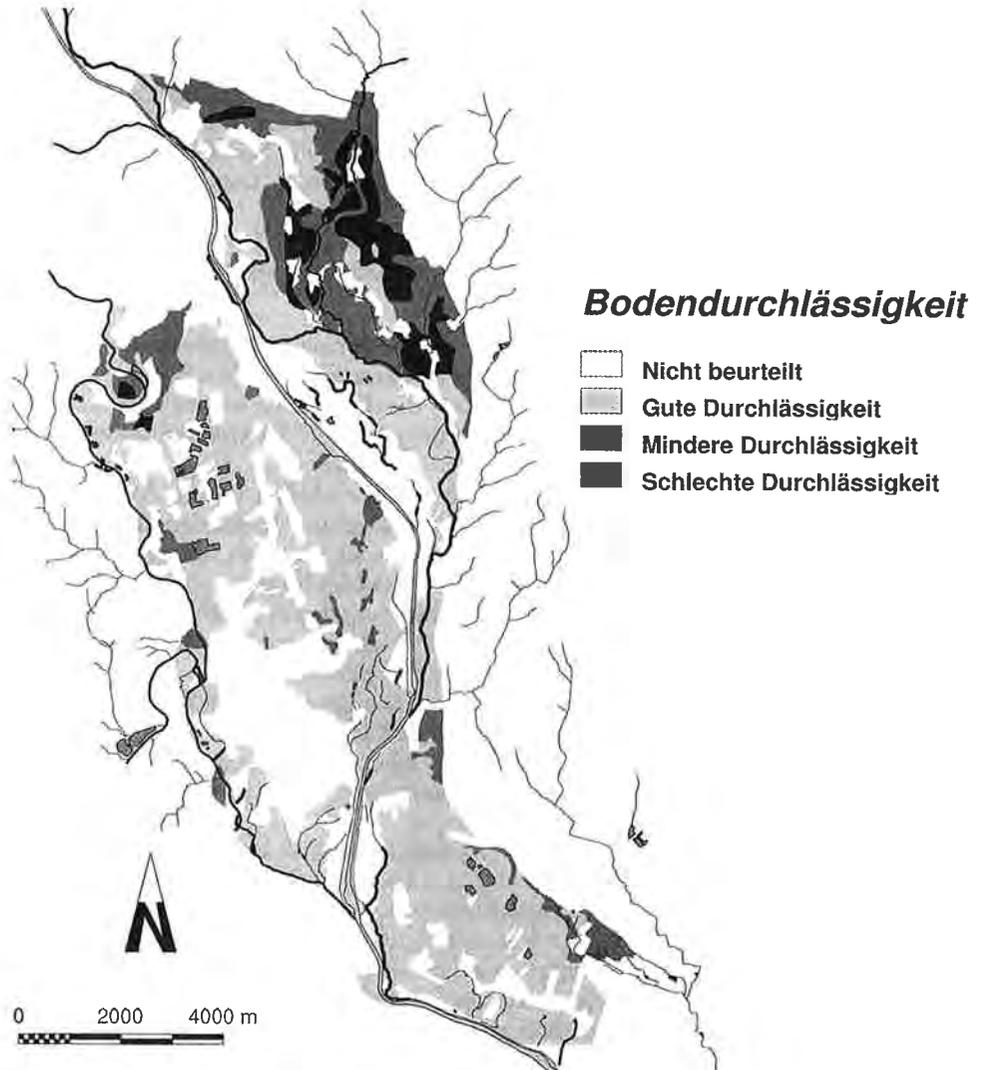


Fig. 3: Einteilung der Bodenformen des Leibnitzer Feldes hinsichtlich ihrer Wasserdurchlässigkeit (nach J. FANK et al., 1993).
Soil types of Leibnitzer Feld based on their permeability (J. FANK et al., 1993).

sandigem Ausgangssubstrat bestehende Gleyböden zugeordnet. Die Böden sind meist tiefgründig (> 70 cm), mittelgründige Böden (> 30 und < 70 cm) treten ebenfalls auf. Diese Böden sind im allgemeinen gut mit Wasser versorgt und stehen teilweise unter Grundwassereinfluß. Bedingt durch die geringe Speicherkraft und Kapillarität sowie die hohe Durchlässigkeit kann es im Jahreslauf sowohl zu einer stärkeren Durchfeuchtung als auch zu Trockenklemmen kommen.

Minderdurchlässige Böden finden sich vor allem auf den Terrassen und beinhalten die Lockersediment Braunerden, vergleyte Lockersediment Braunerden und Pseudogleye aus meist lehmig-schluffigem Terrassenmaterial. Daneben finden sie sich auch im N des Leibnitzer Feldes im Aubereich der Nebengerinne (Lahn, Stiefing). Die Böden sind durchwegs tiefgründig ausgebildet und weisen eine mäßige bis hohe Speicherfähigkeit und eine mäßige Durchlässigkeit auf. Die Wasserversorgung ist gut bis feucht.

Schlecht durchlässige Böden im Leibnitzer Feld sind Gleyböden, pseudovergleyte Braunerden und Pseudogleye entlang der Nebengerinne und auf der Terrasse zwischen St. Georgen a. d. Stiefing und Gundersdorf. Die Böden sind durchwegs tiefgründig ausgebildet. Die Wasserverhältnisse in diesen Böden sind naß bis wechselfeucht. Durch den dichten und schweren Unterboden kommt es zur Einschränkung des Speicherraumes und zu einer verminderten Durchlässigkeit.

Ein wichtiges Kriterium für den zeitlichen Verlauf und die räumliche Verteilung der Grundwasserneubildung stellt die Mächtigkeit der ungesättigten Deckschichten dar. Der Grundwasserflurabstand wird in erster Linie durch die Ausformung der Geländeoberfläche und deren Terrassierung gekennzeichnet. Während im Bereich der Murtaue der Grundwasserflurabstand großteils unter 3 m liegt, erreicht die Mächtigkeit der Grundwasserüberdeckung auf der Niederterrasse des nordöstlichen Leibnitzer Feldes Werte zwischen 4 und 7 m.

Im nördlichen und nordöstlichen Randbereich, wo Reste von Rißterrassen vorkommen bzw. wo eine Verzahnung der quartären fluviatilen Murschotter mit tertiären Sedimenten aus der Einschwemmung aus dem Hinterland erkennbar ist, werden Überdeckungsmächtigkeiten von 7–9 m erreicht. Im westlichen und im südöstlichen Leibnitzer Feld liegt der Grundwasserflurabstand im Bereich der Talauen von Mur und Sulm großteils unter 2 m, auf der Niederterrasse werden Werte zwischen 3 und 8 m erreicht, wobei die Überdeckung einerseits im Randbereich der Jößer Rißterrasse, andererseits im Südteil des westlichen Leibnitzer Feldes die maximalen Werte aufweist. Im Bereich der Tillmitscher Teiche wurde durch Schotterentnahmen die Grundwasserüberdeckung entfernt bzw. im Bereich von Trockenbaggerungen drastisch reduziert.

2.1.2. Hydrogeologie des Grundwasserleiters

Die wasserführenden Lockergesteine des Leibnitzer Feldes überlagern ein Relief, das im wesentlichen in wasserstauende Gesteine des Jungtertiär eingekerbt ist und als Sohle des seichten Grundwassers zu betrachten ist. Zumeist handelt es sich um schluffig-sandige bzw. tonige Gesteine (Sand, Sandstein, Schluff, Ton, Mergel, Tonmergel, „Teigel“). In gut dokumentierten Bohrungen wird häufig zwischen dem liegenden Jungtertiär und den hangenden Schottern eine sogenannte „Übergangsschicht“ von meist deutlich weniger als einem Meter Mächtigkeit ausgewiesen, die wegen ihres hohen Schluffanteiles als wasserstauend betrachtet werden muß. Insgesamt zeigt die Grundwassersohle eine ziemlich einheitliche Konfiguration. Sie liegt beim Kraftwerk Wernsdorf in ca. 295 m und in Gersdorf bei 243 m Seehöhe, was einen Höhenunterschied von

52 m ergibt. Der heutige Murlauf überwindet auf der gleichen Strecke ebenfalls 52 m. Ausgeprägte und auf weite Strecken anhaltende Tiefenrinnen können nicht festgestellt werden; es ergibt sich eher ein flachwelliges Relief mit durchwegs seichten und breiten Muldenzonen.

Die Grundwasserströmungsrichtung im Leibnitzer Feld ist in Fig. 4 in Form eines Grundwasserschichtenlinienplanes zum Stichtag 1. 7. 1991 dargestellt. Der nordöstliche Teil des Leibnitzer Feldes ist durch ein murparalleles Abströmen des Grundwassers in Richtung SE geprägt.

Der Begleitgrundwasserstrom der Stiefing, die selbst über dem Grundwasser hängt und außer bei Hochwasser keinen direkten Einfluß auf das Strömungsverhalten nimmt, bewirkt beim Zusammentreffen mit dem Mur-Begleitgrundwasserstrom ein Umbiegen der Strömungsrichtung gegen S. Am östlichen Rand des nordöstlichen Leibnitzer Feldes im Bereich südlich von Steinfeld bis an die Mur nach E gewinnt abströmendes Grundwasser von den umrahmenden Hängen her immer größere Bedeutung. Dieses deutliche Anströmen von den Hängen her ist weniger durch ein starkes Wasserdargebot als durch den Anstieg des Untergrundreliefs und die dadurch bedingten Gefällsverhältnisse zu erklären (E. FABIANI in: L. BERNHART, 1973). Zusätzlich sind in diesem Bereich durch die Einlagerung von Hangabschwemmungen in den Sedimentkörper wesentlich schlechtere Durchlässigkeiten gegeben als in den zentralen Bereichen der Schotterterrassen.

Starke Einflüsse auf die Strömungsverhältnisse des Grundwassers im murnahen Bereich haben die Kraftwerksbauten in Lebring, Gralla, Gabersdorf und Obervogau. Die Auswirkungen dieser Bauten auf das Grundwasser und auf die Wechselbeziehung zwischen Mur und Grundwasser sind in den Arbeiten von H. FESSLER (1981, 1985) und in jenen von T. KÜPFER (1984) und K. J. SCHMIDT (1985) ausführlich beschrieben. Diese bleibenden Veränderungen müssen heute aus hydrographischer Sicht als neue Grundwasserströmungsverhältnisse akzeptiert werden (AMT DER STEIERMÄRKISCHEN LANDESREGIERUNG, 1989).

Ein Teil des Grundwasserkörpers der Jößer Rißterrasse entwässert in das Unterwasser des neu errichteten KW Lebring in die Mur, der restliche Anteil tritt mit einem steilen Gefälle im Bereich der Terrassenkante in die Schotterteiche im Raum Tillmitsch über, die zusätzlich eine Gefällsverteilung im Anstrombereich bewirken. Die Naßbaggerungen bewirken Änderungen der Grundwasserspiegellhöhen bzw. Spiegelschwankungen, Änderungen der Grundwasserströmungsverhältnisse infolge der flächenhaften Ausbildung eines horizontalen Wasserspiegels in Grundwasserseen und eine Änderung der Wasserbilanz im betreffenden Gebiet.

Die Grundwasserneubildung im Bereich östlich der Tillmitscher Schotterteiche erfolgt auch durch Uferfiltrat der Mur, die im Bereich der Fließstrecke zwischen der Unterwassereintiefung des KW Lebring und der Stauwurzel des KW Gralla das Grundwasser alimentiert. In den Aubereichen entlang der Mur zeigt sich ein ständiges Wechselspiel des Einflusses der Stauräume und freien Fließstrecken sowie der drainagierend wirkenden lokalen Oberflächengerinne als Vorfluter für das Grundwasser. Ähnliche Bedeutung für das Grundwasser kommt in den flußnahen Bereichen der Laßnitz und der Sulm zu. Im Raum südlich von Wagna verengt sich das westliche Leibnitzer Feld bis zum Mündungsgebiet der Sulm in die Mur. Das Grundwassergefälle verflacht sich leicht und das Grundwasser tritt in die Sulm und Mur über.

Im südöstlichen Leibnitzer Feld (Übergang zum Unteren Murtal) bewirkt einströmendes Grundwasser aus der Helfbrunner Terrasse eine N-S-gerichtete Strömung, die aber durch den Begleitgrundwasserstrom der Mur alsbald in Richtung NW-SE um-

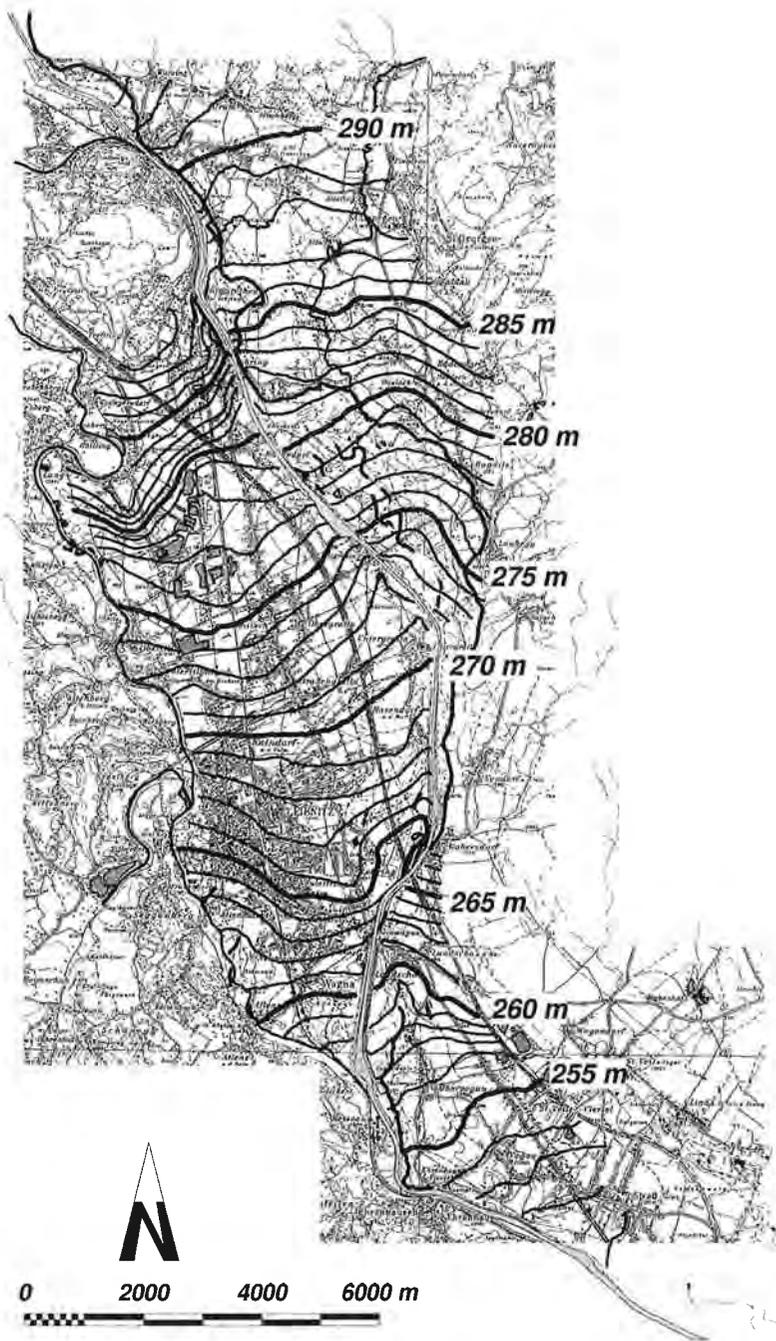


Fig. 4: Grundwasserschichtenlinienplan für das Leibnitzer Feld zum Stichtag 1. 7. 1991 (Grundwasserstand in m ü.A.).
 Groundwater contour map using groundwater level measurements from July, 1st, 1991 of Leibnitzer Feld.

schwenkt und in spitzem Winkel auf die Mur hin ausgerichtet ist. Für eine Darstellung der Fließrichtung des Grundwassers aus der Wagendorfer Terrasse reichen die Grundwasseraufschlüsse nicht aus, die wenigen vorhandenen Meßstellen belegen aber ein Abströmen von Grundwasser eines durchgehenden Aquifers in der Rißterrasse von N nach S. Im Übergangsbereich der Wagendorfer Terrasse zur Würm-Hauptterrasse ist an einigen Meßstellen deutlich der Einfluß von Wasserzutritten aus unterlagernden Leithakalken zu erkennen. Der Pfaffenbach, der mit einem Wasserverlust von etwa 2,5 l/s zur Grundwasseranreicherung beiträgt, wirkt sich genauso auf die Grundwasserströmungsverhältnisse aus, wie Quellaustritte am Rand der Wagendorfer Terrasse (F. REISS, 1994).

Bei mittlerem Grundwasserstand weist der Grundwasserkörper im nordöstlichen Leibnitzer Feld in Abhängigkeit zu den Hauptanreicherungsgebieten und der Ausformung des stauenden Untergrundes Mächtigkeiten zwischen 1 und 8 m auf. Im westlichen und südlichen Leibnitzer Feld liegen die Grundwassermächtigkeiten zwischen 1 und 10 m, der überwiegende Teil des westlichen Leibnitzer Feldes weist Grundwassermächtigkeiten zwischen 3 und 6 m auf.

Für den gesamten Bereich der Würm-Niederterrasse im nordöstlichen Leibnitzer Feld ergibt sich aus verschiedensten Untersuchungen, die in J. FANK et al. (1993) zusammengefaßt sind, ein recht einheitlicher Wert für die Grundwasserabstandsgeschwindigkeit von etwa 2,5–3 m/d. Im grundgebirgsnahen Bereich kommt es zu Gefällsverteilungen, die sich in höheren Abstandsgeschwindigkeiten von bis zu 5 m/d widerspiegeln. Im Bereich der Talau der Mur sind die hydraulischen Verhältnisse infolge der zeitlichen Abfolge der Sedimentation äußerst inhomogen. Durch die andauernde Verlagerung des Murlaufes vor der Regulierung kam es in diesem Bereich zur Ausbildung von Altarmsystemen, die in Abhängigkeit von den Akkumulationsvorgängen entweder mit Feinsedimenten (in Stillwasserzonen) oder mit groben Schottern (im Zuge der fluvialen Akkumulation bei höherer Wasserführung) verfüllt sind. Dementsprechend können in diesem Bereich besser durchlässige Bereiche sehr eng neben schlechter durchlässigen zu liegen kommen. Aus einem Pumpversuch an einem Brunnen in der Haslacher Au konnte ein Durchlässigkeitsbeiwert von $1,6 \times 10^{-2}$ m/s berechnet werden (R. BENISCHKE et al., 1991), was bei einem Ruhewasserspiegelgefälle von $4,9 \times 10^{-3}$ einer Grundwasserabstandsgeschwindigkeit von 25 m/d entspricht.

Auf der Würmterrasse des westlichen Leibnitzer Feldes liegen die Durchlässigkeitsbeiwerte in einem sehr engen Bereich um etwa $k_f = 5 \times 10^{-3}$ m/s. Die Grundwasserabstandsgeschwindigkeiten sind aufgrund unterschiedlicher Gefällsverhältnisse des Grundwasserkörpers etwas unterschiedlich, jedoch im nördlichen Teil gut mit den Verhältnissen im nordöstlichen Leibnitzer Feld vergleichbar. Gegen S zu steigen die Ruhewasserabstandsgeschwindigkeiten auf nahe 5 m/d an. Im Bereich der Sulmaue konnte an einem Brunnen ein mehrstufiger Pumpversuch gefahren werden (J. FANK, 1989), der analog den Ergebnissen in der Haslacher Au bessere Durchlässigkeiten erbrachte als die Untersuchungen im Bereich der Niederterrasse. Aus dem Raum der Rißterrasse bei Jöß liegen keine Untersuchungen über die hydraulischen Parameter vor, aufgrund der Ausbildung des Sedimentkörpers sind in diesem Bereich jedenfalls wesentlich schlechtere Durchlässigkeiten zu erwarten und höhere Grundwasserspiegelgefällswerte gegeben.

Im Bereich des südlichen Leibnitzer Feldes scheinen im Raum Vogau die Durchlässigkeitsverhältnisse auf engem Raum sehr unterschiedlich zu sein. Aus diesen Durchlässigkeitsunterschieden ergeben sich naturgemäß große Unterschiede in der berechneten Grundwasserabstandsgeschwindigkeit (8 m/d zu 1,3 m/d).

2.2. Klima und Witterung im Leibnitzer Feld

H. WAKONIGG (1978) faßt das Gebiet zwischen der Mureng bei Wildon und der Staatsgrenze bei Bad Radkersburg zur Klimallandschaft des Unteren Murtales zusammen und bezeichnet das Klima hier als schwach kontinentales, sommerwarmes und mäßig winterkaltes Talbodenklima, das seine Charakteristik vor allem aufgrund der Lage südlich der Alpen erhält. Hohen Sommertemperaturen stehen Winter gegenüber, in denen die Temperatur nicht extrem niedrig ist, die Gefahr von Spätfrösten im Frühjahr jedoch eine gewisse Bedeutung hat. Die ausreichenden Niederschläge und eine sehr hohe durchschnittliche Sonnenscheindauer ergeben aus klimatischer Sicht nahezu ideale Bedingungen für den Ackerbau. In den Wintermonaten ist mit einer hohen Inversionsbereitschaft zu rechnen, wobei dieser Zeitraum aufgrund der Beckenlage auch durch eine außerordentlich hohe Nebelhäufigkeit gekennzeichnet ist.

Von besonderer Bedeutung für die Grundwasserneubildung aus der flächenhaften Infiltration ist die räumliche und zeitliche Verteilung der Niederschläge, die Speicherung dieser Niederschläge in Form von Schneedepots in den Wintermonaten und aufgrund der Bedeutung für Wasserbilanzbetrachtungen auch der Temperaturverlauf. Für die Erfassung der Niederschlagsverhältnisse stehen im Leibnitzer Feld und in den angrenzenden Randbereichen des Untersuchungsgebietes mehrere Meßstationen mit unterschiedlicher Beobachtungsdauer zur Verfügung. Im zentralen Bereich, im Stadtgebiet von Leibnitz, liegt die Klimastation Leibnitz/Sulm in 275 m Seehöhe, die von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) betrieben und seit Ende des 19. Jahrhunderts laufend beobachtet wird. Eine Niederschlagsstation in Straß im südlichen Leibnitzer Feld wurde in den Jahren 1974 bis 1989 und die Meßstelle Sukdull, im nördlich des Leibnitzer Feldes gelegenen Karstgebiet, von 1875 bis 1986 beobachtet. Seit dem Jahre 1985 liefert die Niederschlagsstation St. Georgen a. d. Stiefing (Betreiber: JOANNEUM RESEARCH, Institut für Hydrogeologie und Geothermie) Tagessummen der Niederschläge für das nordöstliche Leibnitzer Feld.

Ein Vergleich der Niederschlagsjahres- und -monatssummen an diesen vier Stationen in den sich überlappenden Zeitbereichen läßt keine gravierenden regionalen Unterschiede im Leibnitzer Feld erkennen, sodaß die Kennwerte der Niederschlagsganglinien der Station Leibnitz/Sulm bezüglich der mittleren langfristigen zeitlichen und räumlichen Verteilung für das gesamte Untersuchungsgebiet als repräsentativ betrachtet werden können. In einzelnen Ereignissen, vor allem in den Sommermonaten (Gewitterniederschläge), sind allerdings beträchtliche räumliche Differenzen festzustellen.

Der Jahresgang des Niederschlages, charakterisiert durch die mittleren Monatssummen der Station Leibnitz/Sulm (Fig. 5) aus der Beobachtungsreihe 1901 bis 1980 zeigt von den niedrigsten Monatswerten im Jänner und Februar (43 bzw. 41 mm) einen deutlichen kontinuierlichen Anstieg bis zum Juni (Maximum mit 118 mm). In den Monaten Juni, Juli und August fallen im Leibnitzer Feld aus starken und intensiven Gewitterregen die deutlich höchsten Niederschlagsmonatssummen mit jeweils mehr als 115 mm. Mit Beginn im September (93 mm) zeigt sich ein deutlicher kontinuierlicher Rückgang bis zum Jahresende (Dezember 55 mm). Im langjährigen Mittel (1901 bis 1980) fallen in Leibnitz jährlich 949 mm Niederschlag, zum weitaus überwiegenden Teil als Regen. Im Zeitraum 1931 bis 1960 wurde eine mittlere Jahressumme von 926 mm und für den Zeitraum 1966 bis 1995 von 877 mm ermittelt. Im Vergleich der Niederschlagsverhältnisse während der letzten 100 Jahre scheint sich eine Verringerung der mittleren Jahressumme abzuzeichnen, wobei auffällt (Fig. 5), daß im Zeitraum 1966 bis 1995 die Herbst- und Winterniederschläge deutlich geringer ausfallen als im langfristigen Mittel (1901 bis 1980).

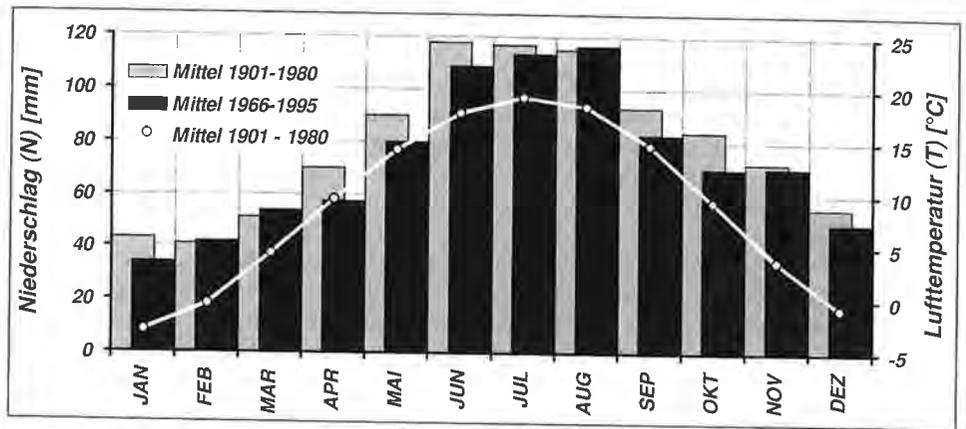


Fig. 5: Mittlere Monatssummen des Niederschlags der Reihen 1901 bis 1980 und 1966 bis 1995 im Vergleich und mittlere Monatsmittel der Lufttemperatur der Reihe 1901 bis 1980 an der Station Leibnitz/Sulm.

Mean monthly precipitation for the period 1901 to 1980 compared to 1966 to 1995, and mean monthly air temperature for the period 1901 to 1980 of the station Leibnitz/Sulm.

Die höchste Regenmenge, die innerhalb von 24 Stunden aufgezeichnet werden konnte, lag bei 131,7 mm am 15. 6. 1964. Aus dem Beobachtungszeitraum 1930/31 bis 1959/60 wurde im Raum Leibnitz eine mittlere Schneebedeckungszeit vom 30. November bis 17. März registriert, die mittlere Winterdeckenzzeit liegt zwischen 6. Jänner und 23. Februar. Der früheste Beginn der Schneedecke wurde am 7. Oktober, das späteste Ende am 6. Mai registriert, die äquivalenten Werte für die Winterdecke liegen am 29. November bzw. am 24. März.

Die Verteilung der Häufigkeiten der Niederschläge für die Zeiträume 1951 bis 1980 und 1961 bis 1990 zeigt keine signifikante Verschiebung der Niederschlagshöhen in Richtung höherer Tagessummen. Im 30jährigen Mittel ist im Leibnitzer Feld mit etwa 235 niederschlagsfreien Tagen im Jahr zu rechnen. Die häufigsten Niederschlagshöhen betragen zwischen 1 und 5 mm/d. Starkregenereignisse mit Tagessummen höher als 40 mm sind im Jahr nur an etwa zwei Tagen zu erwarten. Die Monate mit den meisten Niederschlagstagen sind Mai und Juni (13,3 bzw. 13,4), dicht gefolgt von Juli und August (12,7 bzw. 12,5). Die Monate mit den wenigsten Niederschlagstagen sind Oktober und Dezember (8,0 bzw. 8,1). Tage mit Niederschlagstagesummen von mehr als 40 mm treten nur in den Monaten Mai bis Oktober auf, wobei Starkregenereignisse auf die Monate Juni, August und September konzentriert sind. In den Frühjahrs- und Herbstmonaten sind Tage mit Niederschlägen von < 1 mm Tagessumme überproportional häufig vertreten, resultierend in erster Linie aus der hohen Nebelhäufigkeit und dem daraus fallenden Nieselregen.

Die mittlere Jahrestemperaturanglinie, berechnet aus dem Zeitraum 1901 bis 1980, ist in Fig. 5 dargestellt. Das mittlere Jahresmittel der Lufttemperatur beträgt 8,9° C. Für den Beobachtungszeitraum 1931 bis 1960 liegt dieser Wert bei 9,0, für den Zeitraum 1961 bis 1990 bei 8,8° C.

Den wärmsten Monat mit einem mittleren Monatsmittel aus einer 80jährigen Reihe stellt der Juli mit 19,2° C gefolgt vom August mit 18,3° C dar. Der kälteste Monat mit -2,9° C ist der Jänner. Die mittleren Monatsmittel der Monate Februar und Dezember liegen auch noch unter dem Gefrierpunkt (-0,4 bzw. -0,7° C). Das höchste Tages-

mittel der Lufttemperatur wurde am 4. 8. 1914 mit 29,4° C, das niedrigste Tagesmittel mit -18,2° C am 27. 12. 1938 registriert.

An etwa 60 Tagen im Jahr wird im Tagesmittel die 0° C Grenze unterschritten. Die meisten Tagesmittel der Lufttemperatur umfassen im 30jährigen Mittel einen Bereich zwischen 15 und 20° C (fast 80 Tage) gefolgt vom Temperaturbereich 10–15° C (ca. 66 Tage). Extremtemperaturen mit Tagesmittelwerten von > 25° C sind an nur etwa 1,5 Tagen im Jahr zu erwarten, an nur etwa drei Tagen im Jahr liegt das Tagesmittel der Lufttemperatur unter -10° C. Die Überschreitungsdauerlinie zeigt einen recht homogenen Verlauf mit nur geringer Schwankungsbreite, die in den unteren Temperaturbereichen etwas breiter ausgeprägt ist.

2.3. Hydrographische Charakterisierung

Die hydrologischen Verhältnisse im Leibnitzer Feld werden aufgrund der hohen Bedeutung dieses Grundwasserreservoirs bereits seit längerer Zeit intensiv erkundet. In der Anfangsphase trat der quantitative Aspekt sehr deutlich in den Vordergrund, galt es doch die Frage nach der verfügbaren Wassermenge abzuklären. Arbeiten von E. FABIANI (1971), M. EISENHUT (1971) und L. BERNHART (1973) beleuchten besonders diesen Aspekt. Bereits 1968 hatte sich J. ZÖTL in einer umfassenden Arbeit intensiv mit dem Grundwasser des Leibnitzer Feldes befaßt, wobei die Frage der Auswirkung von Stauräumen an der Mur im Vordergrund der Betrachtung stand. Eine Aufarbeitung des gesamten Datenbestandes im Leibnitzer Feld erfolgte schließlich im Rahmen der Erstellung des Grundwassermodells Leibnitzer Feld (J. FANK et al., 1993), wo auch die Grundwasserqualitätssituation – vor allem hinsichtlich der inzwischen aufgebrochenen Nitratproblematik – bedeutungsvoll wurde. Im Rahmen eines interdisziplinären Projektes wurden unterschiedliche Teilaspekte der Grundwasserhydrologie in den Jahren 1991 bis 1994 intensiv aufgearbeitet (H. P. NACHTNEBEL, 1994), wobei auch hier schon ein Schwerpunkt auf der Erfassung von Wasserbewegungs- und Transportproblemen in der ungesättigten Zone lag (J. FANK, 1995). Bezüglich der Ausgangsdatenlage im Leibnitzer Feld wurde vor allem der Grundwasserspiegel in selten auftretender Intensität durch unterschiedlichste Institutionen und Beweissicherungsprogramme beobachtet (Fig. 6), was es erforderlich machte, in den Jahren 1994 und 1995 die Ausgestaltung dieses Meßnetzes hinsichtlich seiner optimalen Organisation zu hinterfragen (J. FANK & K. FUCHS, 1996). Ergebnis dieser Untersuchungen war eine deutliche Reduktion des Meßnetzes ohne einen signifikanten Informationsverlust hinsichtlich der zeitlichen Entwicklung und der flächenhaften Ausgestaltung des Grundwasserspiegels.

Aus der Fülle der Grundwasserspiegelganglinien wurden basierend auf dem Ergebnis der Optimierung des Meßnetzes die Meßstellen BR3773 in St. Georgen a. d. Stiefing, BR37812 in Haslach, BR3778 in Lebring, BR3806 in Untergralla und BR38315 in Obervogau zur Charakterisierung des zeitlichen Verlaufes des Grundwasserspiegels ausgewählt. Die Lage der Meßstellen ist in Fig. 6 dargestellt. Die ausgewählten Meßstellen zeichnen sich durch eine gemeinsame Beobachtungsdauer von 30 Jahren (1967 bis 1996) aus und liegen in unterschiedlichen hydrogeologischen Einheiten.

Die Meßstelle **BR3773** liegt auf der Würm-Terrassenfläche des nordöstlichen Leibnitzer Feldes nahe dem Abfall zur Austufe der Mur. Die Grundwasserstandsganglinie im Zeitraum 1967 bis 1996 ist zusammen mit der daraus berechneten mittleren Jahresganglinie in Fig. 7 dargestellt. Die Grundwasserstandsganglinie zeigt bei einer maximalen jährlichen Schwankungsbreite von nahezu 2 m eine deutlich erkennbare saisonale Komponente, die sich in Abhängigkeit von den beeinflussenden Faktoren in

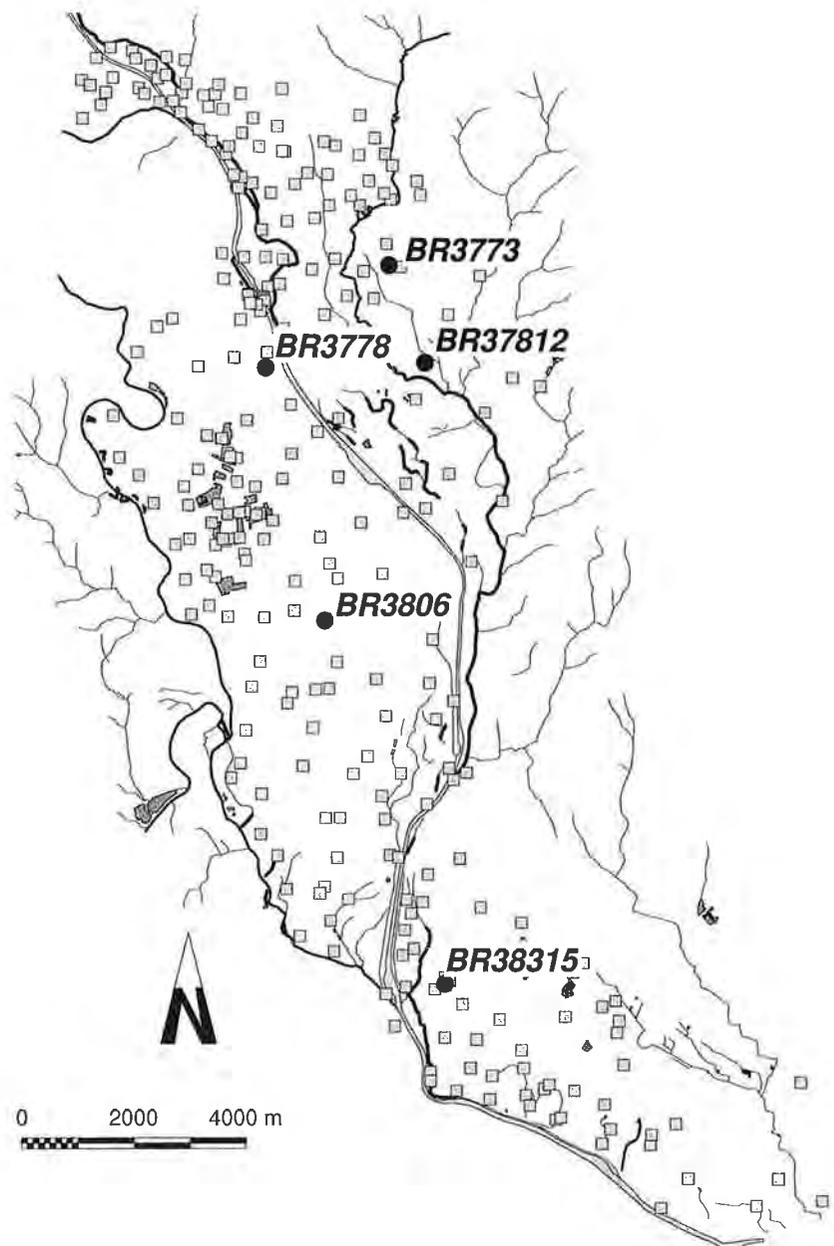


Fig. 6: Grundwasserstandsmessstellen im Leibnitzer Feld (Quadrate) und jene Messstellen, die zur Charakterisierung des zeitlichen Verlaufes des Grundwasserspiegels herangezogen wurden (Kreise). BR3773 – St. Georgen a. d. Stiefing; BR37812 – Haslach; BR3778 – Lebring; BR3806 – Untergralla; BR38315 – Obervogau.
 Groundwater observation points in Leibnitzer Feld (squares) and observation wells used to characterize the temporal behaviour of the groundwater table (circles). BR3773 – St. Georgen a. d. Stiefing; BR37812 – Haslach; BR3778 – Lebring; BR3806 – Untergralla; BR38315 – Obervogau.

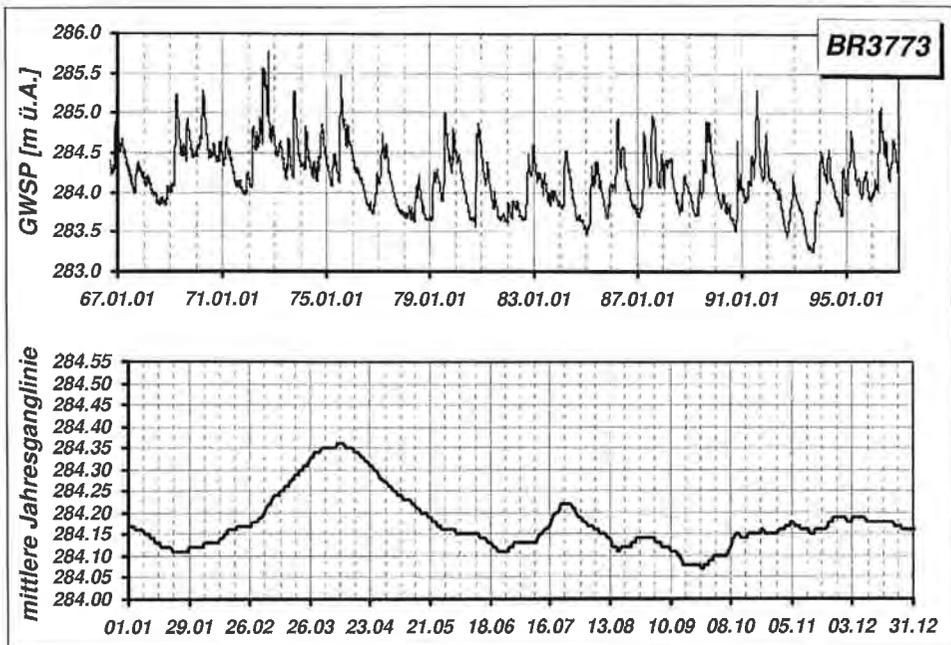


Fig. 7: Grundwasserstandsganglinie und mittlere Jahresgrundwasserstandsganglinie der Meßstelle BR3773 auf der Niederterrassenfläche des nordöstlichen Leibnitzer Feldes.
 Observation well BR3773 on the lower terrace (Würm) of northeastern Leibnitzer Feld: groundwater hydrograph and mean annual groundwater hydrograph.

einem unregelmäßigen Auf und Ab des Grundwasserstandes ausdrückt. Die Anstiegsphasen des Grundwasserspiegels sind im allgemeinen sehr steil ausgeprägt und stellen eine Reaktion auf die flächenhafte Zufuhr von Sickerwasser aus der ungesättigten Zone dar. Im Vergleich dazu repräsentieren die Rückgangphasen das Auslaufen des Grundwasserspeichers in einem langsamen Rückgang, der mit zunehmender Dauer immer flacher wird. Die höchste Grundwasserspiegellage während der letzten 30 Jahre wurde im Jahr 1972, die tiefste im Jahr 1993 gemessen. Ein anhaltender signifikanter Trend des Grundwasserspiegels ist an dieser Meßstelle nicht erkennbar.

Durch die Interpolation von Tageswerten des Grundwasserspiegels, Aufspaltung der resultierenden Grundwasserspiegelganglinie in die einzelnen Jahreskomponenten und die Berechnung von theoretischen mittleren Tageswerten des Grundwasserspiegels für jeden Tag eines mittleren Jahres wurde die ebenfalls in Fig. 7 dargestellte mittlere Jahresgrundwasserstandsganglinie berechnet (für detaillierte Informationen über den Berechnungsablauf siehe J. FANK et al., 1993). Diese mittlere Jahresgrundwasserstandsganglinie ist in der Lage, die zeitlich unterschiedlichen und quantitativ verschieden wirkenden Einflußgrößen auf die Grundwasserspiegelganglinie über Mittelwertbildung herauszufiltern und stellt ein Abbild des mittleren Verlaufes des Grundwasserspiegels während eines Jahres dar, wobei naturgemäß die Absolutwerte der Spiegellagenänderung durch die Mittelung nur im Vergleich mehrerer mittlerer Jahresgrundwasserstandsganglinien aussagekräftig sind, aus dem zeitlichen Verlauf aber Rückschlüsse auf die Haupteinflußfaktoren der Grundwassererneuerung im Bereich der jeweils untersuchten Meßstelle getroffen werden können.

Die mittlere Jahresgrundwasserstandsganglinie der Meßstelle BR3773 zeigt den Hauptfaktor der Grundwasserneubildung in den Frühjahrsmonaten Februar und März als Folge des Abschmelzens der Schneedecke in den Wintermonaten und der Frühjahrsniederschläge, die durch die noch kaum entwickelte Vegetation nur in geringem Maße verbraucht werden. Durch einen zweiten relativ deutlich ausgebildeten Peak zeigt sich aber auch die Bedeutung der intensiven Sommerniederschläge, die bei ausreichender Intensität auch zu Neubildungsvorgängen führen (signifikante Neubildungsvorgänge an dieser Meßstelle erfolgen aufgrund der Entfernung zum Talrand und auch zu wirksamen Oberflächengewässern nahezu ausschließlich über die Sickerwasserbewegung durch die ungesättigte Zone). Das Minimum der mittleren Jahresgrundwasserstandsganglinie wird Ende September erreicht. In der Folge bewirken Herbstniederschläge, die zeitlich im langjährigen Zyklus versetzt auftreten und in den Einzeljahren von äußerst unterschiedlicher Quantität sind, eine dritte Grundwasserneubildungsphase, die sich in einem breiten Rücken zwischen Oktober und Dezember zeigt. Gerade in dieser Phase spielt die zeitliche Abfolge von Niederschlagsereignissen, die Auffüllung des Bodenvorrates und der Wasserverbrauch der Kulturpflanzen für die Neubildungsvorgänge eine bedeutende Rolle, die in den weiteren Kapiteln dieser Arbeit noch intensiv zu diskutieren sein werden. Die winterliche Rückgangphase des Grundwasserspiegels aufgrund der Infiltrationsverminderung durch Schneedecke und gefrorenen Boden ist im langjährigen Mittel auf den Zeitraum Mitte Dezember bis Ende Jänner beschränkt. Ende Jänner wird ein signifikanter Tiefpunkt der mittleren Jahresgrundwasserstandsganglinie erreicht. Insgesamt wirkt der Verlauf recht homogen, was auf eine gute Speicherung der infiltrierenden Niederschläge in der ungesättigten Zone hinweist.

Die Meßstelle **BR37812** liegt im Bereich der Austufe der Mur ebenfalls im nordöstlichen Leibnitzer Feld zwischen Mühlgang und Haslachbach. Die Grundwasserstandsganglinie und auch die mittlere Jahresgrundwasserstandsganglinie zeigen im Vergleich zur Ganglinie der Meßstelle BR3773 auf der Würmterrasse die geänderten Einflüsse auf den Grundwasserstand (Fig. 8). Einerseits führt die in der Austufe der Mur wesentlich geringere Grundwasserüberdeckung zu deutlich rascheren Reaktionen des Grundwasserspiegels auf Niederschlagsereignisse, andererseits zeigt sich sehr deutlich auch der Einfluß von nahegelegenen Oberflächengewässern, die mit dem Grundwasser in hydraulischem Kontakt stehen. Für weiteres ist der Haslachbach verantwortlich, denn der naheliegende Mühlgang ist bezüglich der Grundwasserströmungsrichtung (vgl. Fig. 4) unterstrom der Grundwasserstandsmeßstelle situiert und weist aufgrund seiner Funktion als Mühlgang außerdem ein im Vergleich zu natürlichen Gerinnen geregeltes Abflußregime auf.

Die Grundwasserstandsganglinie (Fig. 8) zeigt einen raschen Wechsel zwischen Grundwasserspiegelanstieg und Rückgangphase, die beide sehr steil ausgeprägt sind. Die maximale Jahresschwankung beträgt in etwa 1,25 m. Technische Maßnahmen (Drainagierungen bzw. Regulierungsarbeiten an Oberflächengerinnen) führten im Jahr 1976 zu einer Tieferlegung des Grundwasserspiegels um etwa 70 cm, in weiterer Folge stiegen die Tiefstwerte aber wieder auf annähernd das ursprüngliche Niveau an. Gleichzeitig ist im Laufe der Jahre eine deutliche Verminderung der Schwankungsbreite zu erkennen, früher aufgetretene extreme Hochwasserstände werden seit Ende der 70er Jahre nicht mehr erreicht. Durch den Einfluß infiltrierender Oberflächengewässer sind auch die Auswirkungen von Trockenjahren (1992 und 1993) weitaus weniger signifikant als bei Meßstellen im Terrassenbereich.

Das kurzintervallige Auf und Ab des Grundwasserspiegels zeigt sich auch in der mittleren Jahresgrundwasserstandsganglinie durch einen außerordentlich inhomogenen

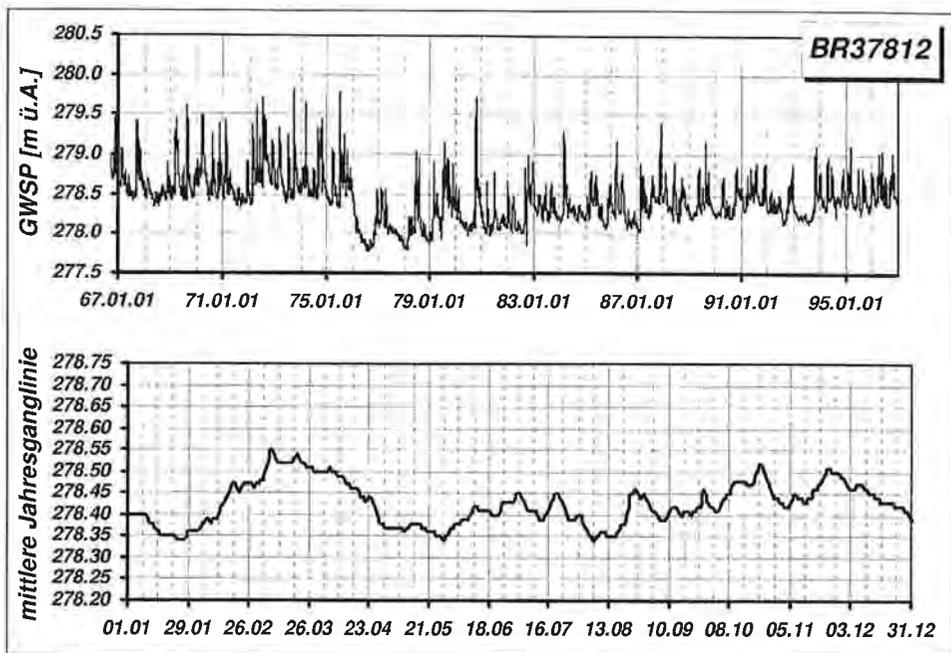


Fig. 8: Grundwasserstandsganglinie und mittlere Jahresgrundwasserstandsganglinie der Meßstelle BR37812 im Bereich der Austufe der Mur im nordöstlichen Leibnitzer Feld.
Observation well BR37812 on the Holocene terrace of northeastern Leibnitzer Feld: groundwater hydrograph and mean annual groundwater hydrograph.

Verlauf (Fig. 8). Neben der deutlich ausgeprägten Grundwasserneubildungsphase im Februar und März wirken sich auch die Gewitterniederschläge in den Sommermonaten in immer wieder auftretenden Spiegelanstiegen aus, was auch in der mittleren Jahresgrundwasserganglinie zu Tälern und Spitzen führt. Der durch kurzzeitige Spitzen und Rückgänge überprägte Neubildungsbereich in den Herbstmonaten ist deutlich als Basisganglinie erkennbar, ist aber von den Ereignissen während der Sommermonate nur schwer entkoppelbar. Die Verminderung der Infiltration im Dezember und Jänner ist ähnlich ausgebildet wie auch bei der vorher besprochenen Ganglinie der Meßstelle auf der Niederterrasse.

Die Meßstelle BR3778 liegt im westlichen Leibnitzer Feld nahe der Mur in jenem Bereich, in dem die Mur auf der freien Fließstrecke zwischen der Unterwassereintiefung des Kraftwerkes Lebring und der Stauwurzel des Kraftwerkes Gralla das Grundwasser anreichert. Die Grundwasserstandsganglinie dieser Meßstelle aus dem Zeitraum 1967 bis 1996 und die daraus berechnete mittlere Jahresgrundwasserstandsganglinie sind in Fig. 9 dargestellt.

Die Ganglinie selbst zeigt große Ähnlichkeiten mit der Grundwasserstandsganglinie an der Meßstelle BR3773 auf der Niederterrassenfläche des nordöstlichen Leibnitzer Feldes, auch das jährliche Schwankungsverhalten ist durchaus vergleichbar. Die Unterschiede zeigen sich erst bei detaillierter Betrachtung in einer Verschiebung der Jahresextremwerte und in Unterschieden im Verlauf der Rückgangsphasen des Grundwasserspiegels. Aufgrund der Kommunikation des Vorfluters mit dem Grundwasser und der Anreicherung des Grundwassers durch die Mur zeigt die Ganglinie der Meß-

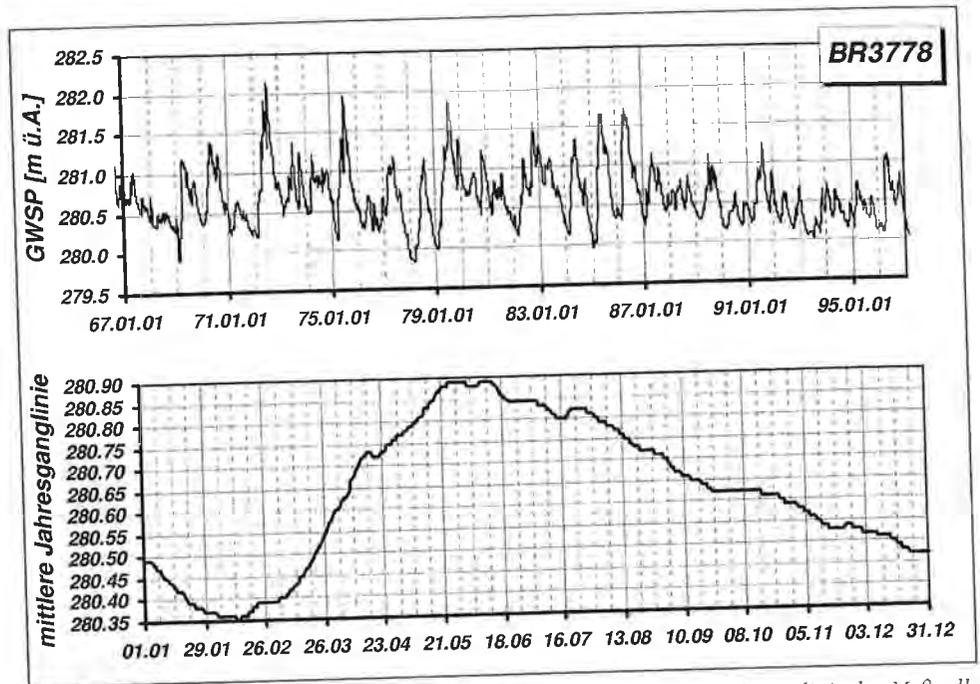


Fig. 9: Grundwasserstandsganglinie und mittlere Jahresgrundwasserstandsganglinie der Meßstelle BR3778 im Einflußbereich der Infiltrationsstrecke der Mur zwischen der Unterwassereintiefung des Kraftwerkes Lebring und der Stauwurzel des Kraftwerkes Gralla im westlichen Leibnitzer Feld.

Observation well BR3778 on the lower terrace (Würm) of western Leibnitzer Feld in the influence area of the segment, where the shallow groundwater gains water from the Mur river: groundwater hydrograph and mean annual groundwater hydrograph.

stelle BR3778 in den Einzeljahren nur relativ geringe Unterschiede im Schwankungsverhalten. Die jährliche Ganglinie ist durch jährlich wiederkehrende Hochwasserstände im Mai bzw. Juni entsprechend der durch die Schneeschmelze in höheren Regionen hochwasserführenden Mur charakterisierbar. Die Ganglinie selbst wirkt aufgrund der Dämpfung durch den Transport des Wassers im Aquifer relativ homogen.

Die mittlere Jahresganglinie des Grundwasserstandes (Fig. 9) weist einen sehr homogenen Verlauf mit einer deutlich ausgeprägten sinusförmigen Schwingung über das gesamte Jahr, typisch für einen naheliegenden Vorfluter mit großem und hochgelegenen Einzugsgebiet, auf. Das Maximum der mittleren Jahresgrundwasserstandsganglinie überspannt als breiter Rücken den Abschnitt Ende Mai/Anfang Juni, wenn die Schneeschmelze in den hohen Einzugsgebietsbereichen der Mur aktiv ist. Das Minimum wird zum Zeitpunkt der Niederwasserführung der Mur im Hochwinter erreicht.

Die Meßstelle BR3806 liegt im zentralen Teil des westlichen Leibnitzer Feldes an der Grenze zwischen der höheren und niederen Teilflur der Würm-Niederterrasse. Die Ganglinie des Grundwasserstandes im Zeitraum 1967 bis 1996 ist in Fig. 10 dargestellt.

Die Ganglinie der Meßstelle BR3806 erscheint in ihrem Gesamtbild sehr ruhig und weist meist einen deutlichen Jahresgang auf, der aber nicht durch jährliche gleichzeitig auftretende Extremwerte charakterisierbar ist. Die Steuerung erfolgt nahezu ausschließlich durch die Niederschläge auf der Schotterterrasse. Der niedrigste Grund-

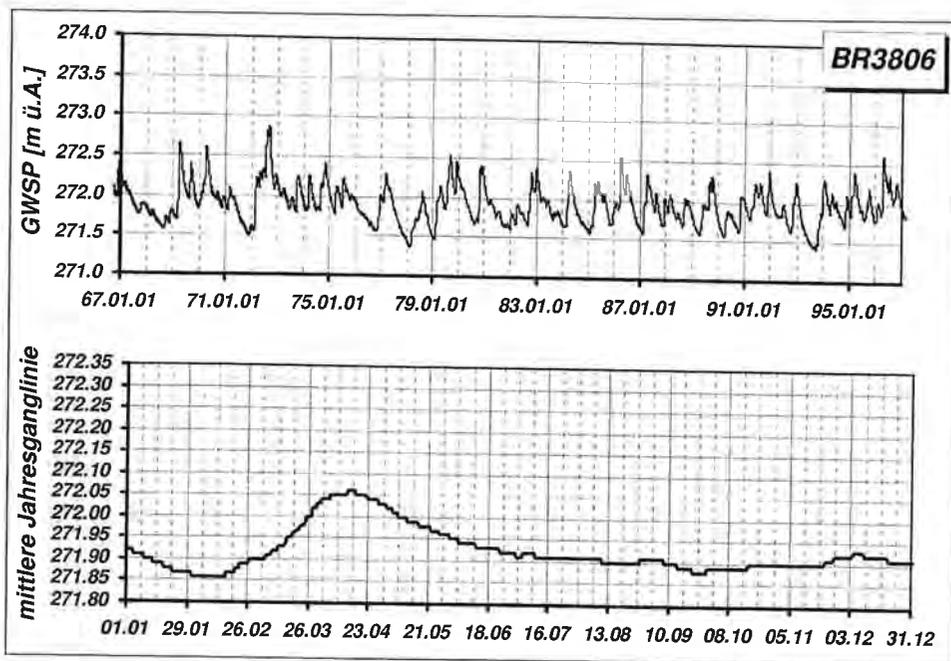


Fig. 10: Grundwasserstandsganglinie und mittlere Jahresgrundwasserstandsganglinie der Meßstelle BR3806 im zentralen Bereich der Würm-Niederterrasse im westlichen Leibnitzer Feld.
 Observation well BR3806 on the lower terrace (Würm) in the central part of western Leibnitzer Feld: groundwater hydrograph and mean annual groundwater hydrograph.

wasserstand wurde am 20. 2. 1978 mit 271,37 m, der höchste am 24. 8. 1972 mit 272,88 m gemessen, was aus den Aufzeichnungen der letzten 30 Jahre einer Grundwasserspiegelschwankung von 1,51 m entspricht. Die übliche Jahresschwankung des Grundwasserspiegels beträgt etwa 0,9 m. Die mittlere Grundwasserüberdeckung ist mit etwa 4,5 m im Vergleich zu den bisher besprochenen Meßstellen hoch, die Speicherung in der ungesättigten Zone demgemäß sehr gut, was zum angesprochenen homogenen Verlauf des Grundwasserspiegels führt. Ein signifikanter Trend des Grundwasserspiegels während der letzten 30 Jahre ist auch an dieser Meßstelle nicht erkennbar.

Die mittlere Jahresgrundwasserstandsganglinie weist nur eine geringe Schwankungsbreite ohne deutlich ausgeprägte Extremwerte auf. Das Maximum wird im April als Folge der lokalen Schneeschmelze und der Grundwasserneubildungsphase aufgrund der Frühjahrsniederschläge bei hoher Bodensättigung erreicht, das Minimum im Hochwinter (Februar) durch die fehlende Grundwasserneubildung bei gefrorenem Boden bzw. Schneedecke. Im Gegensatz zur mittleren Jahresgrundwasserstandsganglinie auf der Würmterrasse im nordöstlichen Leibnitzer Feld (siehe Fig. 7) fehlt der durch die Sommerniederschläge hervorgerufene Input in das Grundwasser und die dadurch bedingte charakteristische Erhöhung der mittleren Jahresgrundwasserstandsganglinie in den Sommermonaten. Auch die herbstliche Neubildungsphase ist an der Meßstelle im zentralen Bereich des westlichen Leibnitzer Feldes nicht erkennbar. Es scheint vielmehr so zu sein, daß die gute Speicherung in den ungesättigten Schottern und Sanden der Deckschicht die Neubildung aufgrund von intensiven Sommerniederschlägen nur sehr gedämpft in das Grundwasser weiterleitet, was hier zu einem höheren Level der mitt-

leren Ganglinie führt. Die Überleitung zur Neubildungsphase im Herbst ist ein fließender und demgemäß in der mittleren Jahresganglinie nur noch als langanhaltender flacher Rücken registrierbar. Das Absinken im Dezember und Jänner aufgrund fehlenden Inputs durch Bodengefrorenis und Schneedecke ist den Verhältnissen im nordöstlichen Leibnitzer Feld adäquat.

Die Meßstelle **BR38315** liegt im südlichen Leibnitzer Feld im Bereich der Schotter der Würm-Niederterrasse. Die Ganglinie des Grundwasserstandes für den Zeitraum 1967 bis 1996 und die aus diesen Daten berechnete mittlere Jahresganglinie sind in Fig. 11 dargestellt.

Die Ganglinie der Meßstelle BR38315 ist – wie auch die hydrogeologische Lage der Meßstelle selbst – sehr ähnlich derjenigen der Meßstelle BR3806 im westlichen Leibnitzer Feld. Aufgrund der geringeren Grundwasserüberdeckung ist das Schwankungsverhalten etwas stärker ausgeprägt und erreicht während der letzten 30 Jahre Maximalwerte von etwa 2,5 m.

Auch die mittlere Jahresgrundwasserstandsganglinie an der Meßstelle BR38315 weist eine Mittelstellung zwischen den Verhältnissen im zentralen Bereich des westlichen Leibnitzer Feldes und der Würm-Niederterrasse in nordöstlichen Leibnitzer Feld auf: Der Einfluß der Neubildung während der Sommermonate ist schwach erkennbar ausgeprägt, wesentlich deutlicher zeichnet sich der Rücken der herbstlichen Neubildungsphase ab. Diese Phase ist so bedeutsam, daß die dadurch hervorgerufene Anhebung des Grundwasserspiegels ausreicht, um das Minimum der mittleren Jahresganglinie vom Spätwinter in den folgenden Herbst zu verschieben.

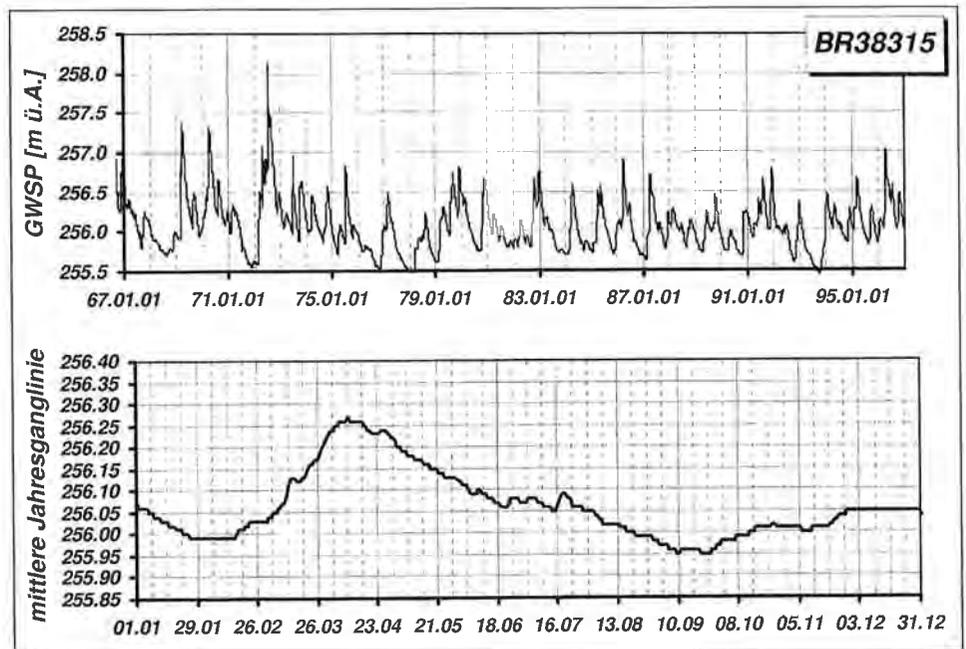


Fig. 11: Grundwasserstandsganglinie und mittlere Jahresgrundwasserstandsganglinie der Meßstelle BR38315 im Bereich der Würm-Niederterrasse im südlichen Leibnitzer Feld.
 Observation well BR38315 on the lower terrace (Würm) of southern Leibnitzer Feld: ground-water hydrograph and mean annual ground-water hydrograph.

Zur Veranschaulichung der Unterschiede in den eben besprochenen Teilbereichen des Leibnitzer Feldes und den zugehörigen hydrogeologischen Einheiten ist das Schwankungsverhalten der mittleren Jahresgrundwasserstandsganglinien obiger Meßstellen nochmals in Fig. 12 zusammengefaßt. Es zeigt sich gerade in dieser Darstellung die hervorragende Eignung einer langjährigen mittleren Jahresganglinie zur Charakterisierung unterschiedlicher Teilbereiche: Signifikant von den übrigen Ganglinien verschieden ist das durch das Verhalten der Mur gesteuerte Bild der Meßstelle BR 3778 mit der späten Spitze im Mai/Juni und dem sehr homogenen sinusförmigen Verlauf im Jahreszyklus. Eindeutig davon zu unterscheiden ist die Ganglinie der Meßstelle BR 37812 im Bereich der Austufe der Mur, die durch Oberflächengewässer des Leibnitzer Feldes selbst beeinflusst ist. Die frühe Spitze resultiert aus der lokalen Schneeschmelze und der Grundwasserneubildung im Frühjahr in Kombination mit der geringen Grundwasserüberdeckung und der daraus resultierenden geringen Speicherung. Diese Funktionen drücken sich auch im heterogenen Verlauf im Jahreszyklus aus, wo auch die Niederschlagsereignisse in den Sommermonaten deutliche Spuren in der mittleren Jahresganglinie hinterlassen. Die mittleren Jahresgrundwasserstandsganglinien der Meßstellen auf der Würm-Niederterrasse weisen ähnliche Charakteristika auf, wobei die Unterschiede in der Mächtigkeit der Grundwasserüberdeckung und der daraus resultierenden Reaktion des Grundwasserspiegels auf sekundäre Neubildungsereignisse zu suchen sind.

Das Leibnitzer Feld wird in seiner gesamten N-S-Erstreckung von der Mur als dem Hauptvorfluter für den Grundwasserkörper durchflossen und steht mit dem Grundwasser – mit Ausnahme der vollständig abgedichteten Teile im Bereich der Stauräume der Wasserkraftwerke – in direktem Kontakt. Durch die hydraulische Kommunikation zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser erfolgt naturgemäß auch eine gegenseitige Einflußnahme (Infiltration und Exfiltration), die zusätzlich durch anthropogene Aktivitäten (Kraftwerksbau, Regulierung etc.) verändert wird.

Am westlichen Rand des Leibnitzer Feldes trennt im Nordteil die Laßnitz, im Südteil – bis zur Mündung in die Mur – die Sulm das Leibnitzer Feld von der angrenzen-

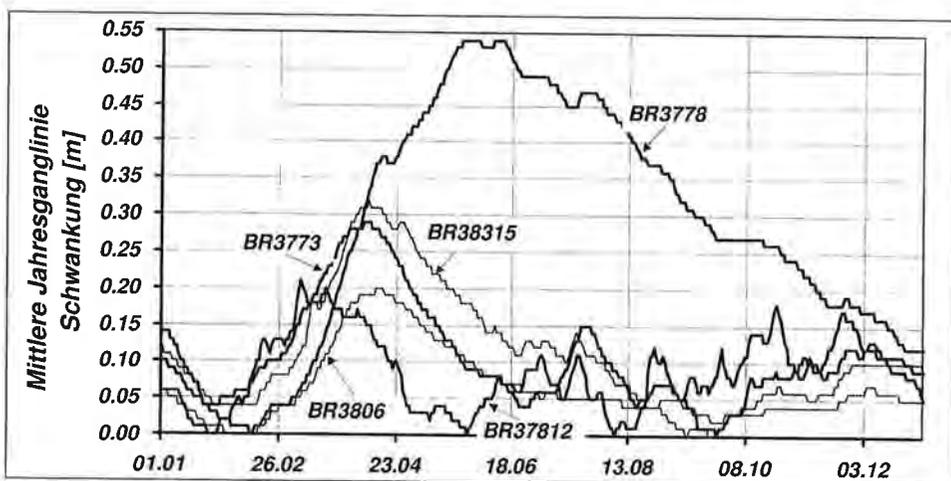


Fig. 12: Vergleich des Schwankungsverhaltens der mittleren Jahresgrundwasserstandsganglinien von Grundwassermessstellen aus unterschiedlichen Bereichen des Leibnitzer Feldes.
Fluctuation of the mean annual groundwater hydrograph; comparison of four observation wells in different hydrogeological units of Leibnitzer Feld.

den Umrahmung. Eine Einflußnahme dieser Oberflächengewässer auf das Grundwasserfeld ist auch hier in Bereichen gegeben, in denen eine hydraulische Kommunikation zwischen Gerinne und Grundwasser besteht.

Aus den vorhandenen Daten ergibt sich für die Mur am Pegel Wildon ein mittlerer Abfluß aus einer 20jährigen Reihe von $MQ = 123,2 \text{ m}^3/\text{s}$, am Pegel Spielfeld von $MQ = 146,3 \text{ m}^3/\text{s}$ und am Sulmpeggell Leibnitz von $MQ = 15,7 \text{ m}^3/\text{s}$ entsprechend einer mittleren Jahresabflußhöhe von 448 mm (Sulm) bis 487 mm (Mur/Spielfeld). Das gesamte Einzugsgebiet der Stiefing, des Wurzingbaches und der Seitenzubringer aus dem östlich gelegenen tertiären Hügelland wird nicht durch eigene Meßstellen erfaßt. Dergleichen wird das Einzugsgebiet des Sukduller Karstes, der vornehmlich unterirdisch das Grundwasser des Leibnitzer Feldes anreichert, naturgemäß nicht durch Messungen erfaßt.

Wegen der unterschiedlichen Größe der Einzugsgebiete, der unterschiedlichen Höhenverteilung in den Einzugsgebieten, der unterschiedlichen entwässerten geologischen Einheiten und der unterschiedlichen meteorologischen Bedingungen in den Einzugsgebieten zeigt sich eine differierende Charakteristik im Jahresgang des Abflusses (Fig. 13), die sich auch in den Grundwasserverhältnissen der einzelnen Teilbereiche widerspiegelt. Die mittlere Pegeljahresganglinie der Mur ist durch die Schneeschmelzvorgänge im zum Teil hochalpinen Einzugsgebiet gekennzeichnet, d. h. das deutliche Maximum wird Ende Mai, das Minimum im Jänner bzw. Februar erreicht. Die Jahresganglinie ist in sich sehr homogen. Im Gegensatz dazu ist die mittlere Jahresganglinie der Laßnitz – die hier als Beispiel eines Flusses mit einem zur Mur unterschiedlichen Einzugsgebiet herangezogen wird – durch einen äußerst unruhigen Verlauf geprägt, in dem neben der – aufgrund der wesentlich geringeren mittleren Seehöhe des Einzugsgebietes – wesentlich früheren Schneeschmelze (Ende März) auch die Sommergewitter und die Herbstniederschläge deutliche lokale Maxima bewirken. Das Jahresmaximum tritt Ende Juli auf.

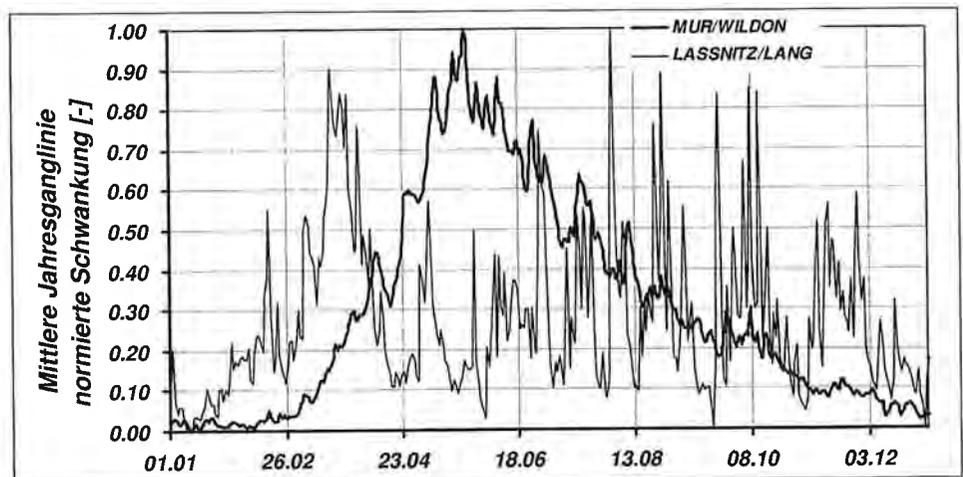


Fig. 13: Vergleich der normierten Schwankung der mittleren Jahresganglinie der Mur am Pegel Wildon und der Laßnitz am Pegel Lang aus einer 20jährigen Reihe.
Normalized fluctuation of the mean annual hydrograph of the Mur river (gauge station Wildon) compared to that of the Laßnitz river (gauge station Lang) derived from a 20 year observation period.

2.4. Charakterisierung der Qualitätssituation des Grundwassers

Aufgrund der geringen Mächtigkeit und der guten Durchlässigkeit der Böden stellt das Grundwasser des Leibnitzer Feldes grundsätzlich qualitativ höchstwertiges Trinkwasser dar: Wegen des Kontaktes des Grundwassers mit der Atmosphäre ist der Sauerstoffgehalt sehr hoch, der natürliche Hintergrund der Ionenkonzentration, wie er etwa Mitte der 70er Jahre im zentralen westlichen Leibnitzer Feld erfaßt wurde, lag bei einer elektrischen Leitfähigkeit von ca. 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$, der Nitratgehalt im Jahresmittel bei etwa 55 mg/l. Im nordöstlichen Leibnitzer Feld wurde auch damals bereits ein Nitratgehalt um etwa 60 mg/l festgestellt. Durch die intensive Nutzung der Grundwasserreserven zur Trinkwasserversorgung steht heute umfangreiches Datenmaterial zur Verfügung, um die Qualitätsentwicklung des Grundwassers zu dokumentieren.

Besondere Bedeutung in der zeitlichen hydrochemischen Entwicklung des Grundwassers des Leibnitzer Feldes fällt der Entwicklung des Nitratgehaltes zu, nachdem infolge von Trinkwassergrenzwertüberschreitungen in kommunalen Versorgungsbrunnen schwerwiegende Eingriffe in die landwirtschaftliche Bewirtschaftung in den Schutz- und Schongebieten vorgenommen werden mußten. Beispielhaft soll die Entwicklung des NO_3^- -Gehaltes im Grundwasser an zwei kommunalen Versorgungsbrunnen seit den 70er Jahren dargestellt werden (Fig. 14). Die Daten für diese Darstellungen sind den amtlichen Trinkwasseruntersuchungen entnommen. Die Meßstelle KN2 repräsentiert das Grundwasser im zentralen westlichen Leibnitzer Feld, der Brunnen SG VI liegt im Bereich des Stiefingknies im nordöstlichen Leibnitzer Feld. Die Lage der Meßstellen ist Fig. 15 zu entnehmen.

Beide Ganglinien sind durch die gleichen Charakteristika geprägt:

- Die Nitratentwicklung bleibt in den 70er und beginnenden 80er Jahren gleich. In diesem Zeitraum ist langfristig keiner oder nur ein geringer ansteigender Trend erkennbar. Die Schwankung innerhalb kurzer Zeiträume ist sehr hoch.
- Von 1984 bis 1986 steigt die Nitratbelastung des Grundwassers stark an. Die Fluktuation des Nitratgehaltes von Meßzeitpunkt zu Meßzeitpunkt ist enorm hoch. Die Ursache für diesen exorbitanten Anstieg ist bis heute noch nicht im Detail bekannt, kann aber nicht nur auf eine Intensivierung der Landwirtschaft oder andere anthropogene Faktoren zurückgeführt werden. Auch W. WEBER (1997) findet zur Frage des sprunghaften Anstieges der Nitratkonzentration Mitte der 80er Jahre keine eindeutige Antwort und kombiniert besondere hydrometeorologische Rahmenbedingungen mit der Intensivierung der Landwirtschaft und hier vor allem mit der Ausweitung des Ackerbaus auf Bodenstandorte mit hoher Austragsgefährdung (Austufen).
- Ab 1987 zeichnet sich im Leibnitzer Feld an beiden Standorten eine Stabilisierung der Nitratkonzentration im Grundwasser ab. Diese Stabilisierung erfolgt auf einem Wert von knapp < 120 mg/l im nordöstlichen Leibnitzer Feld und auf etwa 70 mg/l im westlichen Leibnitzer Feld. In diesem Zeitraum werden strenge Maßnahmen zur Verminderung des Nitratreintrages in das Grundwasser von Seiten der Landwirtschaft gesetzt.
- Ab etwa 1989 beginnt die Nitratkonzentration am Brunnen SG VI zuerst recht steil, in weiterer Folge immer flacher zurückzugehen. Ab etwa 1992 ist dieser Trend auch am Brunnen KN2 im westlichen Leibnitzer Feld zu beobachten. Ebenso ist in beiden Fällen eine wesentlich geringere kurzfristige Schwankung erkennbar, die Schwankungen sind nun eher saisonal bedingt, wobei dieser Eindruck sicherlich auch auf die kürzeren Meßintervalle zurückzuführen ist.

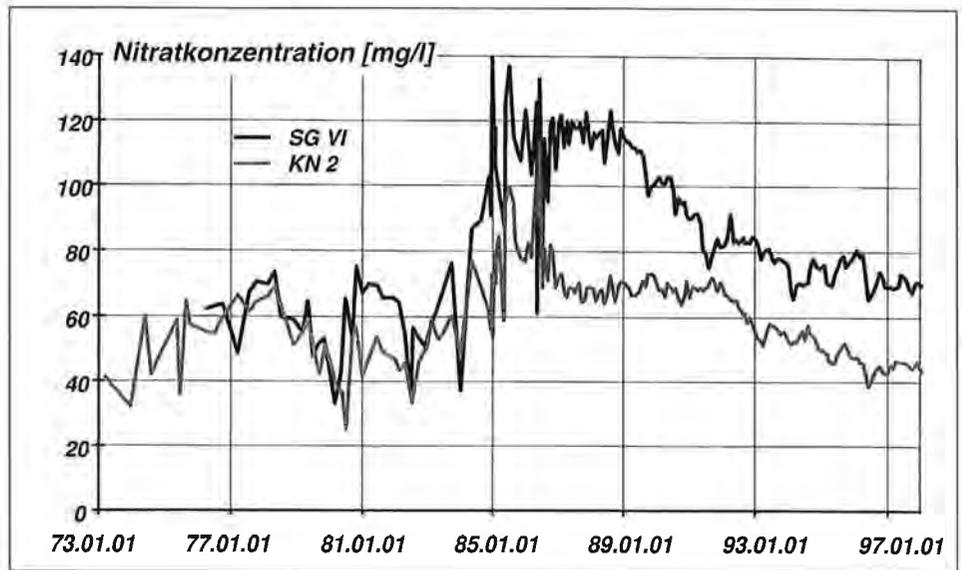


Fig. 14: Zeitliche Entwicklung der Nitratkonzentration im Grundwasser des Leibnitzer Feldes. SG VI – Brunnenstandort auf der Würm-Niederterrasse des nordöstlichen Leibnitzer Feldes; KN2 – Brunnen im zentralen Teil des westlichen Leibnitzer Feldes (Würm-Niederterrasse).
 Temporal variation of nitrate concentration in groundwater at two observation wells: well SG VI – situated in northeastern Leibnitzer Feld (lower terrace, Würm); well KN2 – situated in the central part of western Leibnitzer Feld (lower terrace, Würm).

Betrachtet man den zeitlichen Verlauf der Nitratkonzentration im Grundwasser im Konnex zu den Maßnahmen zur Verringerung des Stoffeintrages, so ist ein nahezu voller Erfolg ableitbar. In beiden Fällen liegen die Nitratwerte heute auf einem Niveau wie zu Anfang der 80er Jahre, im Bereich des westlichen Leibnitzer Feldes sogar deutlich unter den Werten Mitte der 70er Jahre. Trotzdem können die heute gültigen Schwellen- und Grenzwerte im einen Fall überhaupt nicht, im anderen Fall gerade noch eingehalten werden. Auffällig ist jedenfalls, daß die Nitratkonzentration im nordöstlichen Leibnitzer Feld mit der starken Dominanz der Landwirtschaft heute doch um einiges höher liegt als im westlichen Leibnitzer Feld, wo andere Nutzungsformen der Landoberfläche einen immer größeren Flächenanteil einnehmen.

Im Zuge der Erstellung des Grundwassermodelles für das Leibnitzer Feld wurden über ein Jahr an 50 Meßstellen in monatlichem Rhythmus Grundwasserproben entnommen, um aus den Analysenergebnissen Aussagen über die flächenhafte Verteilung der Nitratkonzentration im Grundwasser ableiten zu können (J. FANK et al., 1993). Zu diesem Zeitpunkt stellt die Nitratbelastung des Grundwassers im Leibnitzer Feld für die Trinkwasserversorgung ein großes Problem dar. Die Nitratwerte sind nicht im gesamten Leibnitzer Feld hoch, aber vor allem in jenen Gebieten, die für eine Trinkwassergewinnung die besten Voraussetzungen liefern.

Generell sind Ende der 80er Jahre im gesamten Leibnitzer Feld überhöhte Nitratkonzentrationen im Grundwasser zu beobachten. Eine Ausnahme davon bilden lediglich die Bereiche der Murauen zwischen dem Weissenegger Mühlkanal und der Mur, die Laßnitz- und Sulmauen im westlichen Leibnitzer Feld und der Bereich der Tillmitscher Seen, die als Nitratfalle wirken. In diesen Abschnitten sowie im Aubereich der Mur

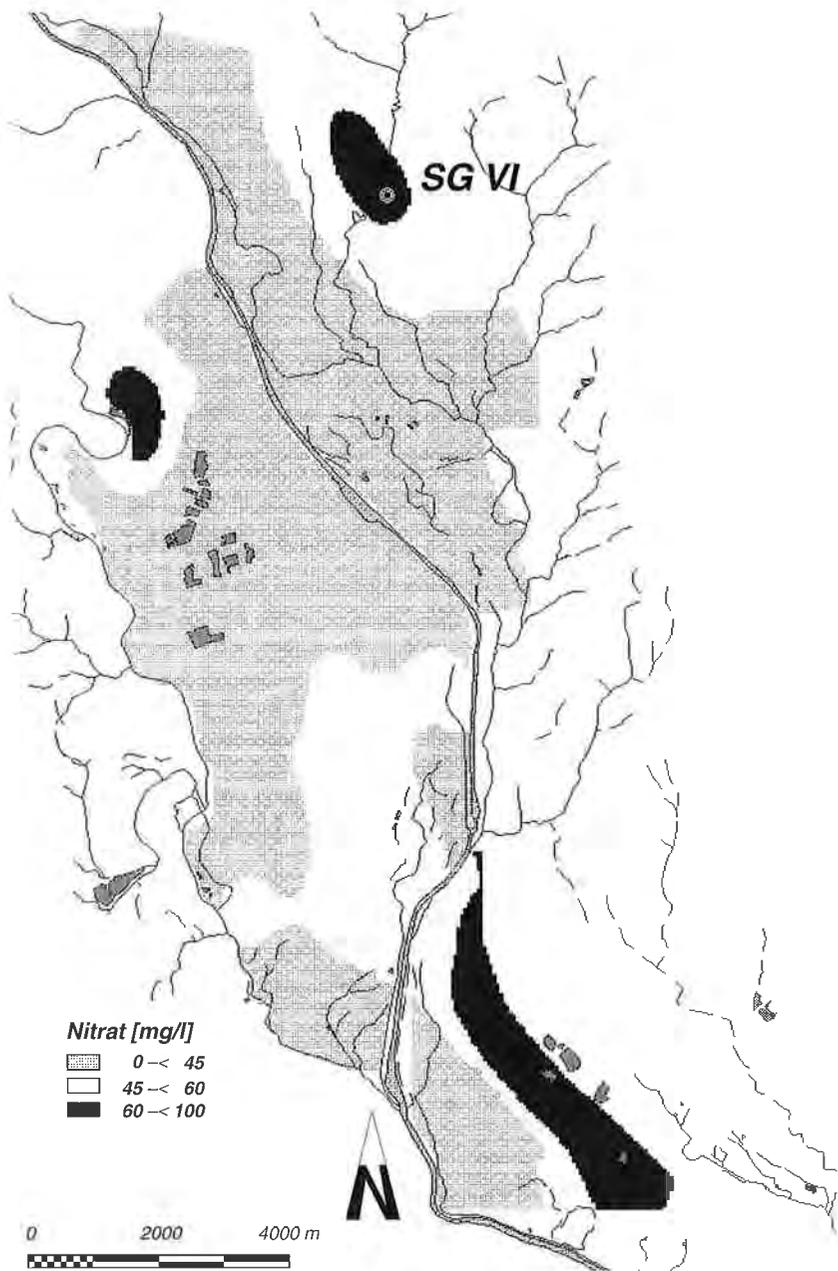


Fig. 15: Verteilung der Nitratkonzentration im Grundwasser des Leibnitzer Feldes als Jahresmittelwert 1997. SG VI – Brunnenstandort auf der Würm-Niederterrasse des nordöstlichen Leibnitzer Feldes; KN2 – Brunnen im zentralen Teil des westlichen Leibnitzer Feldes (Würm-Niederterrasse).

Contour map of nitrate concentration in the groundwater of Leibnitzer Feld (mean value of 1997). Well SG VI – situated in northeastern Leibnitzer Feld (lower terrace, Würm); well KN2 – situated in the central part of western Leibnitzer Feld (lower terrace, Würm).

im Raum Ehrenhausen beträgt der Nitratmittelwert im Jahresverlauf < 30 mg/l. Der Hauptteil des Leibnitzer Feldes ist durch eine mittlere Nitratbelastung von 30–70 mg/l gekennzeichnet. In diesem Bereich liegen die zentralen Wasserversorgungsanlagen des westlichen Leibnitzer Feldes und auch die Wasserversorgungsbrunnen der WVG Ehrenhausen. Auch auf der Jößer Rißterrasse treten Nitratkonzentrationen in dieser Größenordnung auf. Deutliche Maxima mit Werten von > 70 mg/l und im Raum Wagendorf mit sogar > 110 mg/l im Jahresmittel werden am Nordostrand des Leibnitzer Feldes (Hauptterrasse zwischen Stocking und Ragnitz) sowie im Raum Wagendorf und Wagna aufgezeigt. Diese Bereiche sind landwirtschaftlich intensiv genutzt, in den Siedlungsgebieten ist allerdings auch die Frage der Abwasserentsorgung noch nicht vollständig und zufriedenstellend gelöst.

Vergleicht man die obigen Aussagen aus dem Jahr 1990 mit der flächenhaften Darstellung der Verteilung der Nitratkonzentration im Grundwasser des Leibnitzer Feldes bezogen auf die mittlere Konzentration des Jahres 1997 (Fig. 15), so wird klar, daß sich an den prinzipiellen Verteilungsmustern nur sehr wenig geändert hat. Das Niveau der Nitratbelastung des Grundwassers ist aber wesentlich niedriger als noch wenige Jahre zuvor. Die höchsten Belastungen finden sich auf den älteren Terrassen bzw. auf der Würmterrasse in jenen Bereichen, in denen tiefgründige Böden vorherrschen (nordöstliches Leibnitzer Feld).

Einen besonderen Problembereich stellt im südlichen Leibnitzer Feld der Übergang von der Würmterrasse über die Wagendorfer Terrasse – eine höhere Teilflur der Würmterrasse – zur Helfbrunner Terrasse dar. Die extrem intensive Nutzung der ertragreichsten Böden des gesamten Leibnitzer Feldes führt zu enorm hohen Stickstoffausträgen in den unterlagernden Aquifer. Da dieser Aquifer der Helfbrunner Terrasse den südlich davon gelegenen Aquifer der Würmterrasse anreichert, kommt es hier vor allem in den Randbereichen zu hohen Überschreitungen des Trinkwassergrenzwertes von Nitrat. Durch den Verdünnungseffekt aufgrund der höheren Neubildung auf der Würmterrasse nimmt die Nitratkonzentration in weiterer Folge in Richtung Vorfluter hin ab.

Ein weiterer Problemstoff im Grundwasser, der eindeutig mit der landwirtschaftlichen Aktivität in Zusammenhang zu bringen ist, ist das Pflanzenschutzmittel Atrazin. Obwohl bereits seit mehreren Jahren (seit 1994) mit einem Anwendungsverbot belegt, zeigt Fig. 16, daß auch heute noch in einigen Bereichen die zulässige Höchstkonzentration von $0,1$ µg/l deutlich überschritten wird. Von besonderem Interesse ist in diesem Zusammenhang, daß die generellen Problemgebiete hinsichtlich der flächenhaften Verteilung sehr gut mit der Nitratverteilung vergleichbar sind, daß aber aufgrund des Atrazinverbotes in den Schutz- und Schongebieten am Beginn der 90er Jahre der hinsichtlich der Nitratkonzentration über den Grenzwerten liegende Würmterrassebereich des nordöstlichen Leibnitzer Feldes nur noch in einem schmalen Streifen an der Grenze der Würmterrasse zur Austufe hin hohe Belastungen aufweist. Der zentrale Bereich der Würmterrasse des nordöstlichen Leibnitzer Feldes und hier vor allem der Raum St. Georgen a. d. Stiefing weist in der Jahresmittelwertverteilung des Jahres 1997 Werte unterhalb des Grenzwertes auf. Dies ist jener Bereich, in dem bereits Ende der 80er Jahre in einer großflächigen Schutzgebietsausweisung die Anwendung von Atrazin verboten worden war.

Diese Auswertungen geben somit entscheidende Hinweise über die Grundwasser- verweilzeiten im Leibnitzer Feld. Untersuchungen unter Zuhilfenahme von ^{18}O - und Tritiumanalysen im Zuge der Erstellung des Grundwassermodells Leibnitzer Feld ergaben ein mittleres Wasseralter von vier bis fünf Jahren, ein Wert, der durch die Ent-

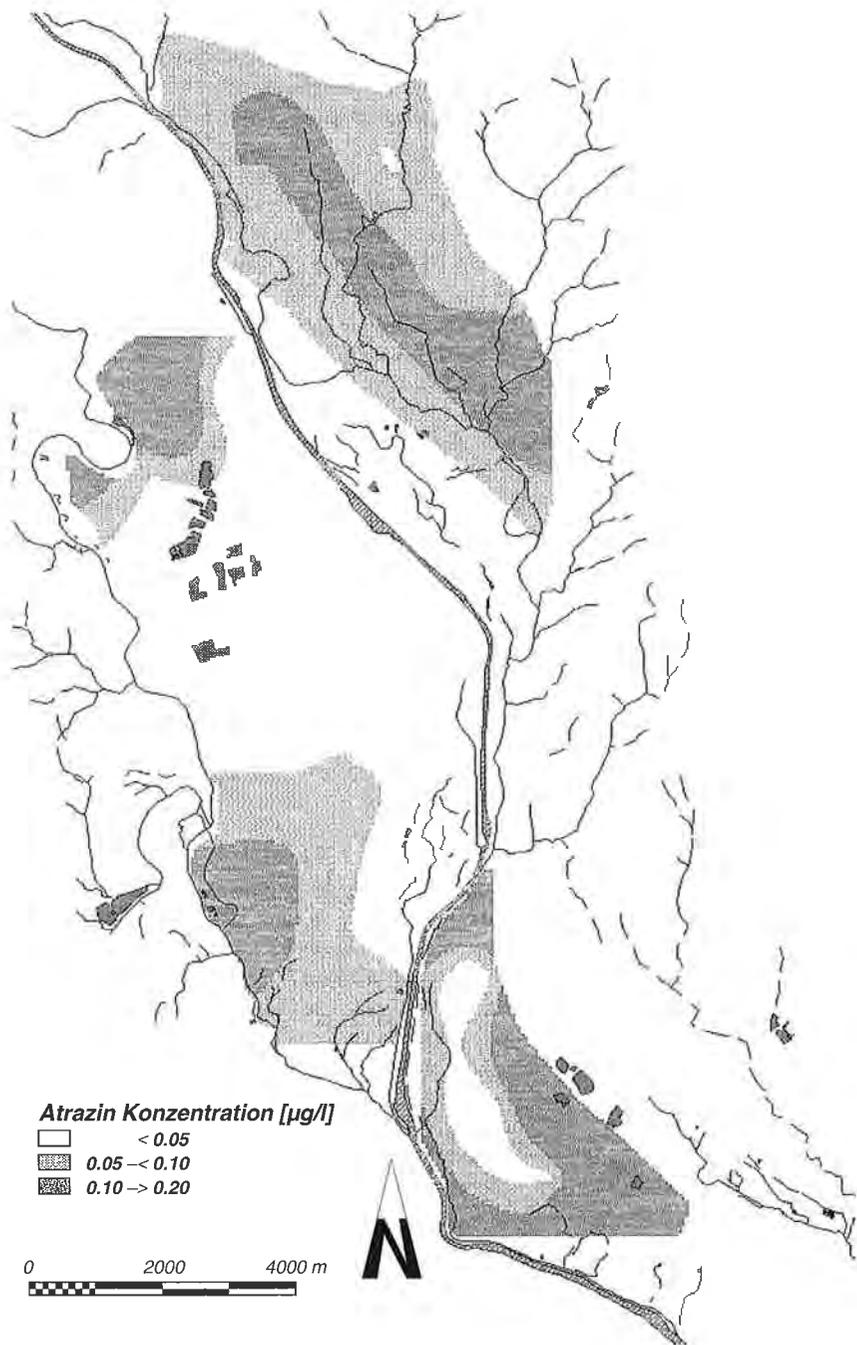


Fig. 16: Verteilung der Atrazinkonzentration im Grundwasser des Leibnitzer Feldes als Jahresmittelwert 1997.
 Contour map of atrazine concentration in the groundwater of Leibnitzer Feld (mean value of 1997).

wicklung der Atrazinkonzentrationen und dessen flächenhafter Verteilung etwa vier Jahre nach dem generellen und etwa sieben Jahre nach Anwendungsverbot in den ersten Schutz- und Schongebieten in der Größenordnung bestätigt wird. Es ist im Grundwasser des Leibnitzer Feld mit mittleren Austauschzeiten von fünf bis 10 Jahren in Abhängigkeit von der lokalen Position zu rechnen.

Im Zuge der Auswertung der langfristig zur Verfügung stehenden hydrochemischen Daten im nordöstlichen und westlichen Leibnitzer Feld wurden auch Trenduntersuchungen an normierten Konzentrationsentwicklungen verschiedener Parameter durchgeführt (J. FANK et al., 1993). Während die Trendentwicklung im nordöstlichen Leibnitzer Feld durchaus den bisherigen Vorstellungen mit einem starken Anstieg der Nitratkonzentration und einem wesentlich weniger steilen Anstieg der übrigen Ionen (exemplarisch Chlorid und elektrische Leitfähigkeit) folgt, ist im westlichen Leibnitzer Feld ein wesentlich anderer Trend erkennbar. Die steilsten Anstiege verzeichnet Chlorid, gefolgt von elektrischer Leitfähigkeit und Nitrat. Diese unterschiedlichen regionalen Bedingungen verdeutlichen die Notwendigkeit der gesamtheitlichen Betrachtung der Qualitätssituation des Grundwassers. Die Chloridwerte im westlichen Leibnitzer Feld liegen heute noch weit unterhalb von Trinkwassergrenzwerten, der ansteigenden Entwicklung sollte allerdings bereits in den Anfängen durch entsprechende Untersuchungen und Maßnahmen entgegengewirkt werden.

3. Humangeographische Grundlagen

Die in dieser Arbeit zu diskutierenden Probleme der Grundwassernutzung des Leibnitzer Feldes resultieren aus den Eingriffen des Menschen in seiner wirtschaftenden Aktivität auf die natürlichen Systeme und deren Rahmenbedingungen. Auch Ansätze zur Lösung der Konfliktsituation werden am Menschen und seinen Aktivitäten ansetzen müssen. Aus diesem Grund ist es notwendig, einen kurzen Überblick über die humangeographischen Faktoren, die im Leibnitzer Feld auf das Grundwasser in seiner quantitativen Verfügbarkeit und seiner qualitativen Entwicklung einwirken, zu geben. Zuletzt hat sich W. WEBER (1997) und die ARGE Ing. Kons. TISCHLER/SCHRENK (G. TISCHLER & W. SCHRENK, 1997) mit diesen Fragen näher beschäftigt.

Aufgrund seiner günstigen verkehrsgeographischen Lage, die durch die Autobahn A9 und die Eisenbahnverbindung von Slowenien nach Graz gegeben ist, hat sich der politische Bezirk Leibnitz in den letzten Jahrzehnten zu einem typischen Auspendlerbezirk entwickelt. Daneben hat sich die Landwirtschaft aufgrund der ausgezeichneten naturräumlichen Ausgangsbedingungen als bedeutender Wirtschaftsfaktor erhalten. Wirtschaftlich deutlich bevorzugt ist innerhalb des Bezirkes der Bereich entlang der Hauptverkehrsachsen, also das westliche Leibnitzer Feld und der Übergang in das Untere Murtal bis zur Staatsgrenze zu Slowenien.

Während die Wohnbevölkerung des Bezirkes Leibnitz im Zeitraum 1971 bis 1981 noch bei 69 700 stagnierte, verzeichnete das Jahrzehnt von 1981 bis 1991 einen deutlichen Anstieg um etwa 2,7 % (72 000 Einwohner), bis Ende 1996 nahm die Bevölkerung um weitere 4,4 % (75 000 Einwohner) zu (G. TISCHLER & W. SCHRENK, 1997), bis zum Jahr 2001 wird ein überdurchschnittlicher Bevölkerungszuwachs, der mit der Randlage zum Suburbanisierungsgebiet von Graz in Zusammenhang gebracht wird, prognostiziert. Die Gemeinden nördlich des Leibnitzer Feldes hatten durch die Nähe zu Graz die stärksten Zuwächse zu verzeichnen. Starke Rückgänge sind hingegen in den strukturschwachen südlicheren Teilen des Bezirkes nahe der Grenze zu Slowenien

erkennbar. Diese resultieren aus der Abnahme der in der Landwirtschaft Tätigen, die in wirtschaftlich besser gestellte Regionen abwandern. Innerhalb der Gemeinden des Leibnitzer Feldes läßt die Entwicklung der Wohnbevölkerung deutlich unterschiedliche Tendenzen erkennen: Während in den stark landwirtschaftlich dominierten Bereichen Stocking, St. Georgen, Lang und Gabersdorf zwischen 1971 und 1991 eine fallende Tendenz zu erkennen ist, wächst die Bevölkerung in den Umlandgemeinden der Stadt Leibnitz – Wagna, Tillmitsch, Kaindorf – sehr stark an. Im Stadtgebiet selbst stagniert die Wohnbevölkerung aufgrund der Beschränktheit des Siedlungsraumes. Zuwächse sind auch in den stärker gewerblich ausgerichteten Gemeinden St. Veit a. Vogau, Lebring und Gralla zu erkennen. Bezogen auf den Zeitraum von 1981 bis 1991 entfallen die stärksten Zuwachsraten mit > 5 % auf die Gemeinden Lebring, Gralla, Kaindorf a. d. Sulm, Obervogau und Vogau. Alle diese Gemeinden liegen an den Hauptverkehrswegen des Leibnitzer Feldes.

Der Bezirk Leibnitz zählt aufgrund seiner Randlage im Grenzbereich zu Slowenien zumindest in Teilbereichen zu den strukturschwachen Gebieten der Steiermark. Im Zeitraum 1971 bis 1991 ist bei einem deutlichen Rückgang der Beschäftigten im Primärsektor von 32 auf 12 % ein Anstieg derjenigen im Sekundärsektor von 45 auf 47 % erkennbar. Betrachtet man allerdings den Zeitraum 1985 bis 1995, so zeigt sich ein deutlicher Rückgang der Industriebeschäftigung (-13 %), der von G. TISCHLER & W. SCHRENK (1997) auf die Strukturbereinigung bei den sogenannten „verlängerten Werkbänken“ zurückgeführt wird. Im Jahr 1995 werden 90 % der Industriearbeitsplätze in 10 Industrieunternehmen (zusammen ca. 2600 Arbeitsplätze) gezählt. Der Anteil des Tertiärsektors stieg von etwa 23 % im Jahr 1971 auf 41 % 1991 an. Nach G. TISCHLER & W. SCHRENK (1997) lag der Anteil von 41,4 % im Jahre 1995 trotzdem deutlich unter dem entsprechenden Anteil in der Steiermark (48,6 %). Eine Betrachtung der einzelnen Gemeinden zeigt in den Randlagen des Bezirkes (Riedelland) einen enorm starken Rückgang der Bevölkerung im Primärsektor, wobei diese Gemeinden trotzdem noch immer die höchsten Anteile an der Land- und Forstwirtschaft innehaben. In den Gemeinden des Leibnitzer Feldes mit zentralörtlichen Funktionen (Lebring/St. Margarethen) stieg der Anteil des Tertiärsektors überdurchschnittlich an. Große Bedeutung im Dienstleistungssektor weisen der öffentliche Bereich und der Handel auf, geringes Gewicht kommt dem touristischen Sektor zu. Industrienähe und wirtschaftsorientierte Dienste sind unterdurchschnittlich vertreten.

Für die qualitative Situation des Grundwassers des Leibnitzer Feldes ist die Entwicklung der landwirtschaftlichen Strukturen von entscheidender Bedeutung, vor allem deshalb, weil die Landwirtschaft wie auch die Grundwasserneubildung einen starken Flächenbezug aufweist. Im Jahre 1990 standen im Leibnitzer Feld immerhin 48 % der Katasterfläche unter landwirtschaftlicher Nutzung. Die Strukturveränderungen innerhalb der Landwirtschaft des Leibnitzer Feldes waren massiv: Zwischen 1970 und 1990 war ein Rückgang der Zahl der landwirtschaftlichen Betriebe um > 20 % feststellbar. Innerhalb dieser Maßzahlen führten die wirtschaftlichen Notwendigkeiten zur Intensivierung, der Preisverfall landwirtschaftlicher Produkte, aber auch der vermehrte Einsatz von Maschinen, begleitet von einer Verringerung des Arbeitsaufwandes in der Bewirtschaftung, hatten einen Rückgang der Vollerwerbslandwirtschaften um 57 % bei einem gleichzeitigen Anstieg der Nebenerwerbslandwirtschaften um 24 % zur Folge. Im Zuge der Umstrukturierung änderte sich auch die Betriebsgrößenstruktur: Durch Aufgabe zahlreicher kleinerer Landwirtschaften kam es über Zukauf oder Pacht zu einer Abnahme der kleineren und einer besseren Flächenausstattung der größeren Betriebe; die Anzahl der Betriebe mit Flächen von > 30 ha nahm dabei vor allem in den

cher landwirtschaftlich strukturierten Gemeinden Gabersdorf, Lang und St. Veit a. Vogau deutlich zu. Dennoch besitzen die Betriebe im Leibnitzer Feld eine relativ geringe Flächenausstattung (im Bezirk Leibnitz liegt die durchschnittliche reduzierte landwirtschaftliche Nutzfläche bei 4,99 ha), was zu einer extremen Intensivierung vor allem des Maisanbaues mit der daraus resultierenden Schweineproduktion führte (D. PATTER, 1991).

Während sich die Gesamtfläche des Ackerbaues im Bezirk Leibnitz in den letzten drei Jahrzehnten kaum geändert hat, verdoppelte sich die Körnermaisbaufläche innerhalb von etwa 10 Jahren (1965 bis 1975) in erster Linie auf Kosten des Grünlandanteiles. Analog zu dieser Umverteilung der Anbauflächen erhöhte sich die Anzahl der Schweine zwischen 1965 und 1985 um das Vierfache bei gleichzeitigem Rückgang des Rinderbestandes. Dies dokumentiert bei gleichzeitigem Rückgang der landwirtschaftlichen Betriebe mit Schweinehaltung eindrucksvoll die Intensivierung, die zu technisierten und spezialisierten Schweinemastbetrieben führt, in denen der Körnermais als Futtermittel Verwendung findet. Wenn sich nun die Gülleproduktion der Tiere und die damit gedüngten Flächen nicht im Einklang befinden, sind Probleme in der Qualitätssituation des Grundwassers quasi vorprogrammiert.

Eine Stärken-/Schwächenanalyse von G. TISCHLER & W. SCHRENK (1997) weist die Region Leibnitz als einen Raum mit Lagevorteilen zwischen den Großräumen Graz und Marburg aus, der durch hochrangige Verkehrsnetze an beide angebunden ist. Das hohe Bevölkerungspotential wird durch ein wachsendes – immer besser ausgebildetes – Erwerbstätigenpotential ergänzt, wobei die Strukturbereinigung im Industriebereich weitgehend abgeschlossen ist. Im Umweltbereich wird ein hochwertiges Ressourcenpotential erkannt. Die Nähe zu Slowenien wird aber auch mit der Entstehung eines neuen Konkurrenten im S in Zusammenhang gebracht. Da das hohe Bevölkerungs- und Erwerbstätigenpotential nicht befriedigt werden kann, ist ein hoher Auspendleranteil vorhanden, der durch Abwanderungstendenzen vor allem aus den peripheren Bereichen unterstützt wird. Im Umweltbereich deutet sich eine Bedrohung der Wasserreserven durch die Intensivlandwirtschaft sowie durch Industrie und Gewerbe an.

Für die Bauwirtschaft, die Grundstoff- und die Verbrauchsgüterproduktion stellen Sand und Kies ein wichtiges Ausgangsmaterial dar. Die wirtschaftliche Nutzung von Sand- und Kiesvorkommen nimmt zu, dadurch steigt auch der Anspruch an Abbauflächen, was die Nutzungskonflikte unter anderem mit der Wasser- und Landwirtschaft, dem Landschafts- und Bodenschutz verschärft. Im nördlichen Teil des westlichen Leibnitzer Feldes existieren im Raum Tillmitsch sehr gute Rahmenbedingungen für den Abbau von Kies und Sand in Form der Trocken- und der Naßbaggerung. Jede wesentliche Minderung der Deckschicht und jede künstliche Freilegung des Grundwassers ist ein Eingriff in die natürlichen Gegebenheiten. Die Bewertung von Naß- und Trockenbaggerungen aus wasserwirtschaftlicher Sicht erfolgt unterschiedlich. Bei Trockenbaggerungen wird der Grundwasserhaushalt im allgemeinen quantitativ nicht negativ beeinflusst. Hingegen können sich bei unsachgemäßem Vorgehen durch den Abtrag wesentlicher Teile der Deckschicht durchaus Beeinträchtigungen in qualitativer Hinsicht ergeben. Auf die verbleibende Deckschicht aufgebrauchte (Schad)stoffe gelangen rascher und auf direktem Weg oft ohne Filterwirkung in das Grundwasser. Anders hingegen verhält es sich bei der Anlage von Naßbaggerungen. Das Freilegen der Grundwasseroberfläche hat zur Folge, daß nunmehr das Wasser im Baggerteich unmittelbar den quantitativen Auswirkungen der Witterung ausgesetzt ist, d. h. daß an der Wasseroberfläche die potentielle Verdunstung wirken kann, aber auch der Niederschlag ohne Abminderung die Wasserfläche speist. Im Nahbereich kommt es zu Änderungen der Grundwasserströmungsverhältnisse. Die biologischen Veränderungen durch

den vermehrten Lichteintrag führen unter anderem auch zu positiven Veränderungen z. B. bezüglich des Nitratgehaltes im Grundwasser. Im offenen Grundwasserkörper kann sich eine vielfältige Biozönose entwickeln. Die Lichtexposition ermöglicht das Wachstum von Algen, wodurch in der Folge das Gewässer auch von tierischen Organismen besiedelt wird. Die Vermehrung abbaubarer organischer Substanz ermöglicht ein verstärktes Bakterienwachstum. Als Folge der Belüftung des Grundwassers und der Aktivität der Organismen kommt es zu zahlreichen physikalisch-chemischen Veränderungen.

Gerade im Leibnitzer Feld, wo dem Grundwasserkörper so große Bedeutung zukommt, ist natürlich auch die Wasserwirtschaft mit deren Aktivitäten in die Betrachtung der anthropogeographischen Grundlagen miteinzubeziehen, da einerseits die Wasserwirtschaft selbst durch die Wasserentnahmen die naturräumlichen Ressourcen nutzt, andererseits die Agenda der Wasserwirtschaft (Wasserversorgung) durch die oben besprochenen humangeographischen Faktoren bestimmt oder zumindest beeinflusst werden.

Die Mur ist in ihrem gesamten Verlauf im Leibnitzer Feld durch eine Kette von Kraftwerken wasserwirtschaftlich genutzt. Bei ihrem Eintritt in das Leibnitzer Feld liegt der Stauraum des KW Lebring, das seit 1987 in modernisierter Form in Betrieb ist. Unterstrom schließt nahezu direkt der Stauraum des KW Gralla an. Daran reiht sich der Stau von Gabersdorf und Obervogau. Im S, wo die Mur das Leibnitzer Feld verläßt, ist das Kraftwerk Spielfeld situiert. Im Bereich der Murauen fließt murparallel am linken Ufer der Weissenegger Mühlgang, der heute durch eine Serie von Kleinkraftwerken zur Stromerzeugung genutzt wird. Dieser mündet im Raum Gabersdorf in die Mur.

Der seichtliegende Grundwasserkörper des Leibnitzer Feldes dient als Trinkwasserreservoir, das für die Versorgung aus kommunalen Brunnenanlagen und für die überregionale Versorgung genutzt wird. Zusätzlich existiert eine große Zahl von Einzelversorgungen, deren Errichtung wegen der geringen Mächtigkeit der Grundwasserüberdeckung im gesamten Feld leicht möglich ist. Die Brunnen konzentrieren sich einerseits auf die Würmterrasse im nordöstlichen Leibnitzer Feld (Brunnen von Wildon und St. Georgen), andererseits auf die Niederterrasse des westlichen Leibnitzer Feldes, wo die Gemeindebrunnen von Lebring und die Brunnenanlagen von Kaindorf genutzt werden. Sowohl die Brunnenanlagen von St. Georgen a. d. Stiefing als auch die Versorgungsbrunnen von Kaindorf sind im Besitz der „Leibnitzerfeld Wasserversorgungs Ges.m.b.H.“, die als Trinkwasserversorger überregionale Bedeutung hat. Im südlichen Leibnitzer Feld (Vogau) liegen die Versorgungsbrunnen des Wasser- und Abwasserverbandes Leibnitzer Feld Süd. Durch die großflächige Ausweisung von Schutz- und Schongebieten für die kommunalen Versorgungsanlagen (Fig. 17) ist nahezu der gesamte Bereich der wasserhöffigen Würmterrasse in einer Schutzzone gelegen, was naturgemäß zu wirtschaftlichen Konflikten mit anderen Nutzungsformen in diesem Bereich führt (Schottergewinnung, Landwirtschaft, Industrie etc.).

Aus den kommunalen Versorgungsbrunnen des Leibnitzer Feldes werden im Jahreschnitt etwa 100–110 l/s entnommen. Davon entfallen auf das nordöstliche und das südliche Leibnitzer Feld je etwa 15 %, die restlichen 70 % werden aus den Brunnen im westlichen Leibnitzer Feld gewonnen.

Seit Beginn der 80er Jahre ist durch die Ausweitung der Versorgungsnetze bis etwa 1985/86 eine deutliche Steigerung der Wasserentnahmen zu verzeichnen. Allein die Wasserentnahmen durch den damaligen Wasserverband Leibnitzer Feld stiegen in diesem Zeitraum von etwas mehr als 30 auf > 60 l/s an. Seit Mitte der 80er Jahre ist die Wasserentnahme aus den kommunalen Versorgungseinrichtungen stagnierend bis leicht

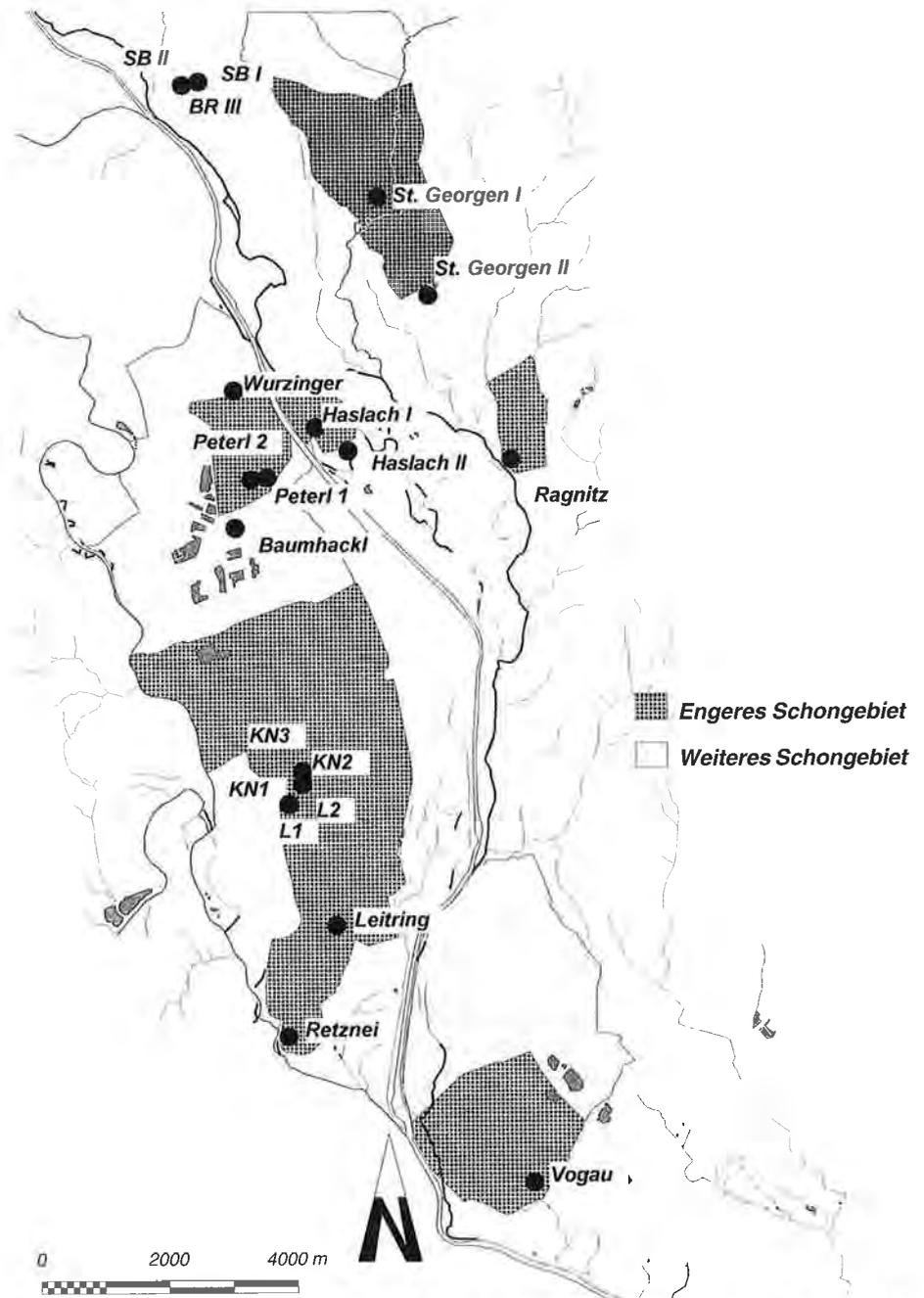


Fig. 17: Brunnenstandorte für die kommunale und überregionale Wasserversorgung im Leibnitzer Feld mit den zugehörigen Schongebieten. SB I, SB II, BR III – Brunnen von Wildon; L1, L2 – Brunnen von Leibnitz; KN1–KN3 – Brunnen von Kaindorf.
 Well locations with the corresponding protection areas in Leibnitzer Feld: SB I, SB II, BR III – wells of Wildon; L1, L2 – wells of Leibnitz; KN1–KN3 – wells of Kaindorf.

rückläufig, was auch im Zusammenhang mit der Nitratproblematik und der Schließung des Brunnens St. Georgen I zu sehen ist. Durch diese zeitlich befristete Stilllegung aufgrund der Grenzwertüberschreitung beim Nitrat wurde die Belastung des Grundwasserkörpers verstärkt auf das westliche Leibnitzer Feld verlagert, zumal in diesem Bereich auch noch die Gemeindebrunnen von Lebring/St. Margarethen sowie mehrere kleinere kommunale Versorgungsanlagen liegen.

Der Jahresgang der Grundwasserentnahmen hat sein Maximum in den Spätfrühlings- und Sommermonaten, die geringsten Mengen werden im Winter gefördert. Die Differenz zwischen der Förderung in den Wintermonaten zu den Spitzenmonaten im Sommer beträgt in Abhängigkeit von den jeweils herrschenden meteorologischen Rahmenbedingungen in etwa 30 l/s.

Basierend auf einem möglichen Szenario, das sich am Aufbau einer Entwicklungsachse Graz–Marburg orientiert und durchaus auch schon heute konkret andiskutierte potentielle Wasserverbraucher berücksichtigt, gehen die überregionalen Wasserversorgungsgesellschaften des Leibnitzer Feldes davon aus, daß sich der Bedarf an qualitativ hochwertigen Wassermengen mittel- bis langfristig deutlich erhöhen wird. Im Mittelpunkt steht dabei weniger die Erhöhung des Trinkwasserbedarfes, sondern aufgrund einer möglichen Ausweitung von Gewerbe und Industrie vor allem ein deutlich zunehmender Bedarf an Nutzwasser höchster chemischer Qualität in großer Quantität. Die Sicherung der Ressource Grundwasser hat damit neben der Versorgung der Bevölkerung mit einem grundlegenden Nahrungsmittel auch eine raumplanerische und wirtschaftspolitische Bedeutung: Ohne geeignete Wasserversorgungseinrichtungen wird die angestrebte Entwicklung im Leibnitzer Feld nicht möglich sein.

4. Die Forschungsanlage Wagna

Basierend auf der Erkenntnis, daß ein Schlüssel zur Erfassung der Prozesse, die zum Nitratproblem im Leibnitzer Feld geführt hatten, in der wasserungesättigten Zone zu suchen sei, wurde der Entschluß gefaßt, im Problemgebiet eine Forschungsstation zu errichten, die es erlaubt, die Vorgänge der Wasserbewegung und des Stofftransportes von der Atmosphäre über den Boden, die ungesättigten Sande und Kiese der quartären Talfüllung bis in das Grundwasser zu untersuchen.

Trotz der umfangreich vorhandenen Literatur zur Erfassung von flächenhafter Grundwasserneubildung aus infiltrierenden Niederschlägen (z. B. ARBEITSKREIS GRUNDWASSERNEUBILDUNG DER FACHSEKTION HYDROGEOLOGIE DER DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT, 1977 oder B. MERKEL, 1983) und der bei der Infiltration ablaufenden Prozesse (L. EICHINGER et al., 1984, R. FEDDES et al., 1988, G. NEMETH, 1983, G. NEMETH et al., 1985, M. THOMA & E. PRIESACK, 1991, E. WITTE, 1990 u. v. a.) sind aufgrund der regionalen Unterschiede der hydrometeorologischen und der hydrogeologischen Rahmenbedingungen sowohl die Erfassung der Vorgänge als auch eine Relativierung der Quantitäten in Abhängigkeit von den Besonderheiten des untersuchten Raumes zu durchleuchten und die Ergebnisse problembezogen zu diskutieren.

Ähnlich dem Problem der Grundwasserneubildung bzw. der Infiltration von Niederschlagswasser und der Perkolation des Sickerwassers durch die ungesättigte Zone bis zum Grundwasser ist die Situation auch bei den im Zuge dieser Verfrachtung ablaufenden hydrochemischen und mikrobiologischen Prozessen und deren Bedeutung für die Nitratproblematik des Leibnitzer Feldes. Die umfangreiche internationale Literatur (A. BRUMM, 1991, U. BOSSHART, 1985, R. BÖCKLE et al., 1984, R. BAHR & U. WITTKÖTTER, 1973,

J. FURRER, 1984, J. GROSSMANN et al., 1990, U. HEGE & R. BRANDHUBER, 1990, U. HEGE, 1991, U. ROHMANN & H. SONTHEIMER, 1985 u. v. a.) vermag nicht alle Prozesse und deren Bedeutung für die qualitative Situation des Trinkwasserreservoirs „Leibnitzer Feld“ zu beantworten.

Verfolgt man die Literatur, so wird bald klar, daß die Frage der Landwirtschaft und deren Einfluß auf Quantität und Qualität des Bodenwassers in den obersten Bodenschichten durch Experten der Landwirtschaft und durch die Bodenkunde gut untersucht und dokumentiert ist und daß andererseits aus der Sicht der Grundwasserhydrologie die Prozesse der Wasserbewegung in ungesättigten Sanden und Kiesen prinzipiell aufgearbeitet sind. Wenige Arbeiten nur finden sich, die den Gesamtkomplex der ungesättigten Zone im Konnex zur Landbewirtschaftung durch intensiven Ackerbau und die Bedeutung der dabei ablaufenden Prozesse für die Quantität und die Qualität des Grundwassers in fluvial verlagerten glazialen Sedimenten des Alpenraumes untersuchen und unterschiedliche regionale Aspekte der Hydrometeorologie einbeziehen. Unter diesen hier angeführten Gesichtspunkten erschien es zielführend, ergänzend zu den bereits bestehenden Forschungsstationen und Lysimeteranlagen in Mitteleuropa eine eigene zu planen, die genau auf die Bedürfnisse der regionalen Besonderheiten einer quartären Schotterterrasse mit geringmächtiger, gut durchlässiger Bodenauflage abgestimmt ist.

4.1. Planung, Konzipierung und Errichtung

Basierend auf den oben angeführten Ergebnissen der Literaturstudien und auf der Erkenntnis, daß die Ursachen des Nitratproblems des Leibnitzer Feldes aufgrund der regionalen Spezifika nicht eindeutig an bereits existierenden Forschungsanlagen untersucht werden konnten, wurde eine Forschungsstation geplant, die bestimmte Ziel-funktionen erfüllen sollte.

Aus wissenschaftlicher Sicht sollte sie ein Bindeglied zwischen den Bereichen Landwirtschaft, Bodenkunde und Grundwasserhydrologie darstellen, da erkannt worden war, daß das Problem des flächenhaften Nitrateintrages in das Grundwasser neben der Landbewirtschaftung und den bodenphysikalischen Rahmenbedingungen in der obersten feinklastischen Schichte auch von Prozessen in den ungesättigten Sanden und Kiesen der Würmterrassenschotter gesteuert wird. Für die Qualität des Grundwassers der gesättigten Zone ist daneben auch noch das Transportverhalten im Grundwasserkörper selbst maßgeblich.

Die wohl wichtigste Funktion der geplanten Anlage ist die Möglichkeit der Erkundung der Wasserbewegung und des Stofftransportes in der ungesättigten Zone bis in das Grundwasser auf der Basis von hydrochemischen und isotopenhydrologischen Analyse-ergebnissen auf der Grundlage natürlicher Landbewirtschaftung. Diese Forderung impliziert die Notwendigkeit der Einrichtung tiefengestaffelter, aber auch lateral versetzter Probenahmemöglichkeiten in der ungesättigten Zone, deren Ausformungen in Abhängigkeit von den natürlichen Rahmenbedingungen durchaus unterschiedlich zu gestalten waren. Direkt mit diesem Anspruch verbunden ist auch die Forderung nach dem Einbau von Meßsystemen in der ungesättigten Zone, die es erlauben, die Untersuchungen unter ortsüblichen Bewirtschaftungsmaßnahmen durchzuführen. Es war notwendig, die Systeme so auszurichten, daß an der Oberfläche eine Befahrung mit Traktoren bzw. eine maschinelle Bearbeitung uneingeschränkt möglich war.

Die hier gestellten Forderungen führten zu einer gegenüber herkömmlichen Lysimeteranlagen unterschiedlichen Struktur: Es sollten nicht verschiedene Bodenformen

an einem zentralen Standort hinsichtlich ihrer Transporteigenschaften untersucht, sondern es sollten unter gegebenen hydrometeorologischen Rahmenbedingungen an einem typischen Bodenstandort im Leibnitzer Feld zumindest zwei unterschiedliche Bewirtschaftungsformen hinsichtlich des Nitrataustrages in das Grundwasser beobachtet werden.

Um lange Vorlaufzeiten zur Anpassung des Standortes an die gewählten Bewirtschaftungsformen zu vermeiden, war ein Standort zu suchen, an dem die landwirtschaftlichen Tätigkeiten auch schon aus der Vergangenheit gut dokumentiert waren, die gewünschte Bearbeitungsweise auch in der Zukunft gesichert schien und durch die Baumaßnahmen der Forschungsstation das herrschende System ohne allzu große Störung erhalten bleiben konnte.

Die zu gewinnenden Daten sollten die Kalibrierung von Wasserbewegungs- und Stofftransportmodellen am Forschungsstandort zulassen und durch die Anwendung dieser Modelle in anderen Bereichen des Leibnitzer Feldes eine Übertragung der Ergebnisse auf größere Flächeneinheiten erlauben.

Die oben skizzierten Anforderungen führten zur Planung einer Anlage, in der von einem zentralen Meßschacht aus Meßsonden und Probenahmesysteme in unterschiedlichen Tiefen horizontal bis unter die bewirtschaftete Parzelle vorgetrieben wurden. Im Bereich des Oberbodens waren jedenfalls monolithische Lysimeter vorzusehen, die im bewirtschafteten Bereich in das Feld eingebaut werden sollten. Eine intensive Beobachtung der obersten Schicht mußte allerdings aufgrund der dort maschinell durchzuführenden Bearbeitung im Standarduntersuchungsprogramm unterbleiben.

Ein geeigneter Standort wurde im Bereich der Versuchsflächen des land- und forstwirtschaftlichen Versuchswesens des Landes Steiermark in Wagna gefunden, wo im Rahmen von Großparzellenversuchen mit Parzellengrößen von ca. 1000 m² seit den 80er Jahren die Auswirkung unterschiedlicher landwirtschaftlicher Maßnahmen auf die Ertragssituation und auch auf den Stickstoffhaushalt im Boden untersucht wurde. Die Forschungsanlage konnte in einer Fahrgasse zwischen zwei Parzellen mit unterschiedlicher landwirtschaftlicher Bewirtschaftung, einerseits Maismonokultur mit Schwarzbrache während der Wintermonate – die in diesem Bereich bis zum Beginn der 90er Jahre übliche Bewirtschaftungsform – und andererseits einer Parzelle mit einer Fruchtfolge, in der Mais nur noch zu 50 % enthalten war und wo während der Wintermonate eine winterharte Gründücke angebaut wurde (eine Bewirtschaftungsart, wie sie in den großräumig einzurichtenden Schongebieten für Wasserversorgungsanlagen vorgesehen war), errichtet werden. Die zweite Variante war aufgrund von Untersuchungen vor allem in Deutschland als „grundwasserschonende Fruchtfolge- und Bewirtschaftungsvariante“ eingerichtet worden. Da die hier angeführten Versuchsfolgen bereits seit mehreren Jahren abliefen, konnte durch die Errichtung der Forschungsstation im Bereich dieser Versuchsfelder nach einer sehr kurzen Einlaufzeit mit signifikanten Ergebnissen gerechnet werden.

Die prinzipielle Struktur der Forschungsstation ist in Fig. 18 dargestellt, die Bedeutung der angeführten Nummern und der zugehörigen Meßstellen ist in Tab. 1 und Tab. 2 beschrieben. Die Forschungsstation besteht aus vier Haupteinheiten:

- a) Meteorologische Meßstation mit einer kontinuierlichen Aufzeichnung von Niederschlag, Lufttemperatur, relativer Luftfeuchte, Strahlung, Luftdruck, Windrichtung und Windgeschwindigkeit (Tab. 1).
- b) Zwei Meßprofile in der ungesättigten Zone, das erste mit einer Feinbodenmächtigkeit von 70 cm unter Maismonokultur und das zweite mit einer Mächtigkeit des

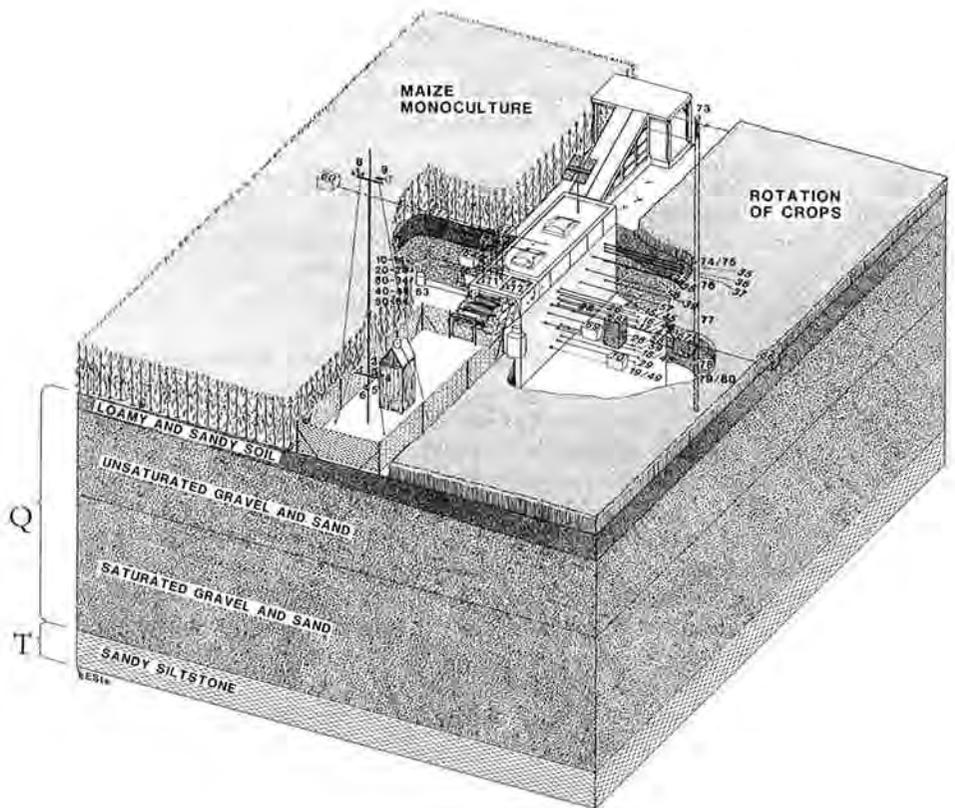


Fig. 18: Blockdiagramm der Forschungsstation Wagna mit den eingerichteten Meßsystemen. Q – Quartär; T – Tertiär. Nr. 1–80 siehe Tab. 1 und 2.
Schematic diagram showing the observation station at Wagna with the installed measuring devices. Q – Quaternary age; T – Tertiary age. No. 1–80 compare to tab. 1 and tab. 2.

Bodens über den Kiesen und Sanden von 1,1 m unter der Fruchtfolgeparzelle. Beide Meßprofile beinhalten Meßsonden in fünf unterschiedlichen Tiefen mit einer automatischen Registrierung der Bodentemperatur, der Saugspannung und des Wassergehaltes. Die Bodenfeuchte mit Hilfe von Gipsblöcken wird manuell registriert. Saugkerzen zur Probenahme in der ungesättigten Zone sind in der gleichen Tiefe wie die Tensiometer installiert (Tab. 2). Zusätzlich sind noch monolithische Lysimeter mit unterschiedlichen Erfassungstiefen im Bodenbereich und kleine Feldlysimeter in größeren Tiefen im Schotter situiert (bei letzteren war der Einbau nur unter gestörten Bedingungen im Zuge der Errichtung der Anlage möglich).

- c) Zwei Gefäßlysimeter mit denselben Landnutzungsbedingungen wie bei b), von denen jeder mit einer hydrologischen Wippe zur automatischen Registrierung des Sickerwasserflusses ausgestattet ist. In einem Behälter wird das Sickerwasser für die Probenahme gesammelt (Tab. 2).
- d) Ein Grundwasserpegel, an dem der Grundwasserspiegel, die elektrische Leitfähigkeit in zwei Tiefen und die Grundwassertemperatur in fünf Meßtiefen erfasst wird. Hier werden auch Grundwasserproben für die hydrochemische und isotopehydrologische Analyse gezogen.

Tab. 1: Meteorologische Meßsysteme und Meßeinheiten in der ungesättigten Zone ohne Probenahmelmöglichkeiten: Distanz – Distanz der Meßeinheit von der Geländeoberkante; Aufzeichnung: a – automatische Aufzeichnung, m – manuelle Ablesung; Einbau: u – ungestört; MAIS – Maismonokultur, FF – Fruchtfolge; gb – Gipsblock; rw – relativer Wert. (Fortsetzung S. 144.)

Devices to measure meteorological variables and hydrological parameters in the unsaturated zone. Distanz – distance of measuring point from surface; recording: a – continuous automatic recording, m – manual reading (registration); soil condition: u – undisturbed; MAIS – maize monoculture, FF – rotation of crops; gb – gypsum bloc; rw – relative value. (Continuation p. 144.)

Nr.	Kurzbezeichnung	Meßgröße	Distanz [m]	Aufzeichnung	Probenahme	Einbau
1	LKN20	Niederschlag [mm]	+2,00	a	✓	
2	LKT20	Lufttemperatur [°C]	+2,00	a		
3	LKF20	rel. Luftfeuchte [%]	+2,00	a		
4	LKD20	Luftdruck [hPa]	+2,00	a		
5	LKSG20G	Globalstrahlung [W/m ²]	+2,00	a		
6	LKSG20R	reflektierte Strahlung [W/m ²]	+2,00	a		
7	LKWG20	Windgeschwindigkeit [m/s]	+2,00	a		
8	LKWG80	Windgeschwindigkeit [m/s]	+8,00	a		
9	LKWR80	Windrichtung [°]	+8,00	a		
10	LTBR04	Bodentemperatur (MAIS) [°C]	-0,40	a		u
11	LTBR07	Bodentemperatur (MAIS) [°C]	-0,70	a		u
12	LTBR11	Bodentemperatur (MAIS) [°C]	-1,10	a		u
13	LTBR20	Bodentemperatur (MAIS) [°C]	-2,00	a		u
14	LTBR25	Bodentemperatur (MAIS) [°C]	-2,50	a		u
15	LTBL04	Bodentemperatur (FF) [°C]	-0,40	a		u
16	LTBL07	Bodentemperatur (FF) [°C]	-0,70	a		u
17	LTBL11	Bodentemperatur (FF) [°C]	-1,10	a		u
18	LTBL20	Bodentemperatur (FF) [°C]	-2,00	a		u
19	LTBL25	Bodentemperatur (FF) [°C]	-2,50	a		u
20	LFTR04	Saugspannung (MAIS) [hPa]	-0,40	a		u
21	LFTR07	Saugspannung (MAIS) [hPa]	-0,70	a		u
22	LFTR11	Saugspannung (MAIS) [hPa]	-1,10	a		u
23	LFTR20	Saugspannung (MAIS) [hPa]	-2,00	a		u
24	LFTR25	Saugspannung (MAIS) [hPa]	-2,50	a		u
25	LFIL04	Saugspannung (FF) [hPa]	-0,40	a		u
26	LFIL07	Saugspannung (FF) [hPa]	-0,70	a		u
27	LFIL11	Saugspannung (FF) [hPa]	-1,10	a		u
28	LFIL20	Saugspannung (FF) [hPa]	-2,00	a		u
29	LFIL25	Saugspannung (FF) [hPa]	-2,50	a		u
30	LTDRR04	Wassergehalt (MAIS) [Vol. %]	-0,40	a		u
31	LTDRR055	Wassergehalt (MAIS) [Vol. %]	-0,55	a		u
32	LTDRR07	Wassergehalt (MAIS) [Vol. %]	-0,70	a		u
33	LTDRR11	Wassergehalt (MAIS) [Vol. %]	-1,10	a		u
34	LTDRR20	Wassergehalt (MAIS) [Vol. %]	-2,00	a		u
35	LTDRL04	Wassergehalt (FF) [Vol. %]	-0,40	a		u
36	LTDRL055	Wassergehalt (FF) [Vol. %]	-0,55	a		u
37	LTDRL07	Wassergehalt (FF) [Vol. %]	-0,70	a		u
38	LTDRL11	Wassergehalt (FF) [Vol. %]	-1,10	a		u
39	LTDRL20	Wassergehalt (FF) [Vol. %]	-2,00	a		u

Nr.	Kurzbezeichnung	Meßgröße	Distanz [m]	Aufzeichnung	Probenahme	Einbau
40	LGBR04	Bodenfeuchte gb (MAIS) [rw]	-0,40	m		u
41	LGBR07	Bodenfeuchte gb (MAIS) [rw]	-0,70	m		u
42	LGBR11	Bodenfeuchte gb (MAIS) [rw]	-1,10	m		u
43	LGBR20	Bodenfeuchte gb (MAIS) [rw]	-2,00	m		u
44	LGBR25	Bodenfeuchte gb (MAIS) [rw]	-2,50	m		u
45	LGBL04	Bodenfeuchte gb (FF) [rw]	-0,40	m		u
46	LGBL07	Bodenfeuchte gb (FF) [rw]	-0,70	m		u
47	LGBL11	Bodenfeuchte gb (FF) [rw]	-1,10	m		u
48	LGBL20	Bodenfeuchte gb (FF) [rw]	-2,00	m		u
49	LGBL25	Bodenfeuchte gb (FF) [rw]	-2,50	m		u

Figur 19 zeigt einen Längsschnitt durch die Lysimeteranlage Wagna, in dem die Einlässe für die unterschiedlichen Meßsonden und Probenahmesysteme aus der Maismonokulturparzelle tiefen- und lagerichtig dargestellt sind.

Die Errichtung der Forschungsstation Wagna wurde im Jänner 1991 begonnen, um den tief gefrorenen Boden dahingehend auszunutzen, daß die Beeinflussung der Fläche durch die Baugrube möglichst klein gehalten werden konnte. Noch während der Wintermonate wurde die Baugrube mit den gestört eingebauten Meßsystemen wieder verfüllt, im Juni 1991 begann der Meßbetrieb mit allen Sonden in der ungesättigten Zone. Im August 1991 wurde die Klimastation errichtet und in Betrieb genommen. Im Dezember 1992 wurden durch horizontalen Vortrieb vom Meßschacht aus die TDR-Sonden („Time-Domain-Reflectometry“) zur kontinuierlichen Erfassung des Bodenwasserhaltes eingerichtet.

Die Meßbereiche beiderseits der Lysimeteranlage werden durch zwei unterschiedliche Bodenprofile charakterisiert. Durch die Differenziertheit des Profilaufbaues wird naturgemäß die Auswertung der Meßdaten dahingehend erschwert, daß neben den Auswirkungen der landwirtschaftlichen Maßnahmen und der verschiedenen Fruchtfolge auch die Wirkungsweise des Bodenaufbaues in die Ergebnisse einfließt. Die feldbodenkundliche Aufnahme der Profile im Zuge der Errichtung der Anlage erbrachte folgende Ergebnisse:

linke Seite (Fruchtfolgeparzelle, Meßstellenbezeichnungen FF)

- **Ahp 0–30 cm**, lehmiger Sand mit mäßigem Kies- und Schottergehalt, mittelhumos (Mull), kalkarm, neutral, undeutlich mittelkrümelig bis mittelblockig strukturiert, mittelporös, leicht zerdrückbar, dunkelgraubraun (10 YR 3,5/2), schwach durchwurzelt, mäßige Regenwurm-tätigkeit, übergehend in
- **AB 30–60 cm**, stark lehmiger Sand mit geringem Kies- und Schottergehalt, schwach humos (Mull), kalkfrei, neutral, deutlich mittelblockig-kantenrund strukturiert, stark grobporös, leicht zerdrückbar, dunkelbraun (10 YR 3,5/3), gut durchwurzelt, starke Regenwurm-tätigkeit, allmählich übergehend in
- **B₁ 60–85 cm**, stark lehmiger Sand, schwach humos (Humus in Wurmröhren und an Aggregatoberflächen), kalkfrei, neutral, undeutlich mittelblockig-kantenrund strukturiert, porös, leicht zerdrückbar, dunkelbraun (7,5 YR 4/4), gut durchwurzelt, mäßige Regenwurm-tätigkeit, allmählich übergehend in
- **B₂ 85–110 cm**, lehmiger Sand, kalkfrei, neutral, undeutlich mittelblockig-kantenrund strukturiert, schwach porös, leicht zerdrückbar, dunkelbraun (7,5 YR 4/4), schwach durchwurzelt und belebt, absetzend über

Tab. 2: Probenahmesysteme in der ungesättigten Zone und Meßeinrichtungen im Grundwasserpegel: Distanz – Distanz der Meßeinheit von der Geländeoberkante; Aufzeichnung: a – automatische Aufzeichnung, m – manuelle Ablesung; Einbau: u – ungestört, g – gestört; MAIS – Maismonokultur, FF – Fruchtfolge; gw – Grundwasser.

Sampling sites in the unsaturated zone and measuring units in the observation well. Distanz – distance of measuring point from surface; recording: a – continuous automatic recording, m – manual reading (registration); soil condition: u – undisturbed, d – disturbed; MAIS – maize monoculture, FF – rotation of crops; gw – groundwater.

Nr.	Kurzbezeichnung	Meßgröße	Distanz [m]	Aufzeichnung	Probenahme	Einbau
50	LSSR04	Saugkerze (MAIS)	-0,40	m	✓	u
51	LSSR07	Saugkerze (MAIS)	-0,70	m	✓	u
52	LSSR11	Saugkerze (MAIS)	-1,10	m	✓	u
53	LSSR20	Saugkerze (MAIS)	-2,00	m	✓	u
54	LSSR25	Saugkerze (MAIS)	-2,50	m	✓	u
55	LSSL04	Saugkerze (FF)	-0,40	m	✓	u
56	LSSL07	Saugkerze (FF)	-0,70	m	✓	u
57	LSSL11	Saugkerze (FF)	-1,10	m	✓	u
58	LSSL20	Saugkerze (FF)	-2,00	m	✓	u
59	LSSL25	Saugkerze (FF)	-2,50	m	✓	u
60	LSMR04	Monolithysimeter (MAIS)	-0,40	m	✓	u
61	LSMR06	Monolithysimeter (MAIS)	-0,60	m	✓	u
62	LSMR07	Monolithysimeter (MAIS)	-0,70	m	✓	u
63	LSRR15	Feldysimeter (MAIS)	-1,50	m	✓	g
64	LSWR15	Feldysimeter (MAIS)	-1,50	m	✓	g
65	LSWR30	Feldysimeter (MAIS)	-3,00	m	✓	g
66	LSML04	Monolithysimeter (FF)	-0,40	m	✓	u
67	LSML07	Monolithysimeter (FF)	-0,70	m	✓	u
68	LSML11	Monolithysimeter (FF)	-1,10	m	✓	u
69	LSWR15	Feldysimeter (FF)	-1,50	m	✓	g
70	LSWR30	Feldysimeter (FF)	-3,00	m	✓	g
71	LSGVR	Gefäßysimeter (MAIS)	-1,50	a/m	✓	g
72	LSGVL	Gefäßysimeter (FF)	-1,50	a/m	✓	g
73	LGWSP	Grundwasserstand		m		
74	LGWLF55	Leitfähigkeit gw [μ S/cm]	-5,50	m	✓	
75	LGWT55	Temperatur gw [°C]	-5,50	m	✓	
76	LGWT65	Temperatur gw [°C]	-6,50	a		
77	LGWT80	Temperatur gw [°C]	-8,00	a		
78	LGWT90	Temperatur gw [°C]	-9,00	a		
79	LGWLF100	Leitfähigkeit gw [μ S/cm]	-10,00	m	✓	
80	LGWT100	Temperatur gw [°C]	-10,00	m	✓	

– **D ab 110 cm**, Grobsand mit sehr hohem Anteil an Kies und Schotter (bis 10 cm Durchmesser).

Wasserverhältnisse: gut versorgt, mäßiges Speichervermögen, hohe Durchlässigkeit.

rechte Seite (Maismonokulturparzelle, Meßstellenbezeichnung MAIS)

– **Ahp 0–30 cm**, stark lehmiger Sand mit geringem Kies und Schottergehalt, mittelmäßig humos (Mull), kalkfrei, schwach sauer, undeutlich mittelkrümelig und mittelblockig-kantenrund strukturiert (zwischen 20 und 30 cm mäßig verpreßt, blockig-kanten-

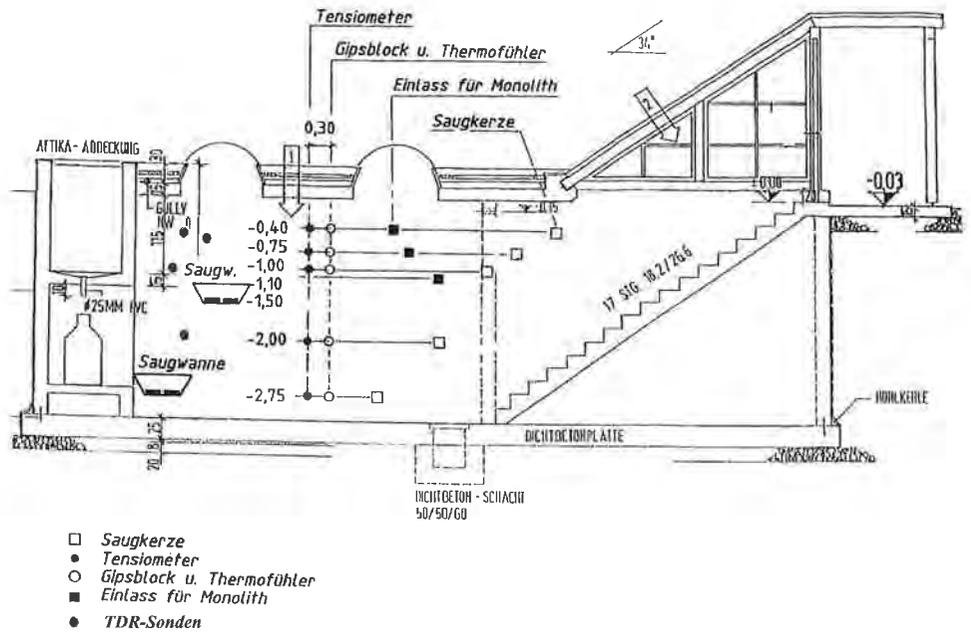


Fig. 19: Längsschnitt durch die Lysimeteranlage mit den Einlässen für die unterschiedlichen Meßsonden und Probenahmesysteme.
 Longitudinal section of the lysimeter with the outlets for different measuring instruments and water sampling facilities.

- scharf strukturiert), porös, leicht zerdrückbar, dunkelgraubraun (10 YR 3,5/2), schwach durchwurzelt, mäßige Regenwurmtätigkeit, übergehend in
- AB 30–50 cm, sandiger Lehm mit geringem Kies- und Schottergehalt, schwach humos (Mull), kalkfrei, schwach sauer, deutlich mittelblockig-kantenrund strukturiert, stark mittelporös, leicht zerdrückbar, dunkelbraun (10 YR 4,5/3), schwach durchwurzelt, starke Regenwurmtätigkeit, übergehend in
 - B 50–70 cm, lehmiger Sand mit geringem Kiesgehalt, kalkfrei, schwach sauer, un- deutlich mittelblockig-kantenrund strukturiert, porös, dunkelbraun (7,5 YR 4/4), schwach durchwurzelt, geringe Regenwurmtätigkeit, absetzend über
 - D ab 70 cm, Grobsand mit sehr hohem Anteil an Kies und Schotter.

Wasserverhältnisse: mäßig trocken, geringes Speichervermögen, hohe Durchlässigkeit.

Betrachtet man die Analysenergebnisse aus Bodenproben (Tab. 3), so fällt auf, daß die Humusgehalte in den Krumen mit 2 % in der Fruchtfolgeparzelle und mit 1,7 % in der Monokulturparzelle ein niedriges Niveau erreicht haben. Daraus ergeben sich bereits negative Auswirkungen auf die Bodenstruktur; auch das Sorptionsvermögen widerspiegelt diese Tatsache.

Die Schwermetalle entsprechen den Literaturwerten, es fällt jedoch auf, daß die Werte für Blei, Cadmium und Quecksilber in den Krumen deutlich höher liegen als in den Unterböden. Diese Tatsache läßt den Schluß auf eine geringe anthropogene Belastung (Emission) zu.

Tab. 3: Untersuchungsergebnisse der Bodenproben aus dem Bereich der beiden Bodenprofile FF und MAIS.

Results of the soil analysis from the profiles FF and MAIS.

PARAMETER	FF				MAIS			
	Entnahme [cm]:	0-30	30-60	60-85	85-110	0-30	30-50	50-70
Kationen [mval/100 g]								
KAK	13,00	9,70	7,40	6,40	7,80	7,60	4,10	
Calcium	12,10	9,22	7,00	6,11	6,86	6,64	3,65	
Magnesium	0,60	0,25	0,20	0,19	0,25	0,42	0,05	
Kalium	0,67	0,18	0,08	0,05	0,68	0,53	0,32	
Natrium	0,00	0,01	0,07	0,03	0,02	0,02	0,11	
N-gesamt [%]	0,15	0,08	0,05	0,03	0,13	0,08	0,05	
Kornfraktionen [%]								
Sand	54	48	60	58	50	48	72	
Schluff	37	35	27	34	37	31	18	
Ton	9	17	13	8	13	21	10	
pH in CaCl ₂	6,9	6,7	6,7	6,8	5,7	5,8	5,9	
Karbonat [%]	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
Kalkaktivitätstest	2							
Humus [%]	2,0	1,1	0,6	0,4	1,7	1,0	0,5	
Phosphat-C/D	12	2	1	3	14	4	1	
mg P ₂ O ₅ /100g								
Kalium-CAL/DL	15	14	18	4	31	25	13	
mg K ₂ O/100g								
Königswasser								
Zn [mg/kg]	67	66	61	58	74	74	56	
Cu [mg/kg]	20	20	19	17	21	23	15	
Cr [mg/kg]	33	33	36	34	35	38	29	
Pb [mg/kg]	12	7,0	2,0	0,00	10	5,0	0,00	
Ni [mg/kg]	18	22	21	20	18	24	19	
Co [mg/kg]	10	11	11	11	10	11	9,0	
Mo [mg/kg]	0,50	0,40	0,40	0,30	0,40	0,70	0,50	
Cd [mg/kg]	0,09	0,03	0,03	0,02	0,09	0,05	0,05	
Hg [mg/kg]	0,20	0,11	0,12	0,14	0,20	0,16	0,14	
Fe [g/kg]	26	30	36	33	28	38	34	
Mn [g/kg]	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	
P [g/kg]	1,01	0,67	0,76	0,65	1,05	0,91	0,77	
Mg [g/kg]	4,4	4,7	5,1	5,5	4,5	5,0	4,0	
K [g/kg]	1,4	1,0	1,1	0,90	1,5	1,5	1,1	
As [mg/kg]	6,0	6,0	6,0	5,0	6,0	7,0	5,0	
Na [mg/kg]	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	

Das Speichervermögen ist aufgrund der differierenden Gründigkeit auf den beiden Standorten unterschiedlich. Wendet man die Tab. 34 und 43-47 aus den „Bodenkundlichen Kartieranleitungen“ (BUNDESAMT FÜR GEOWISSENSCHAFT UND GEOLOGISCHE LANDESÄMTER DER BRD, 1982) an, so ergibt sich für den Standort FF eine Feldkapazität (FK) von etwa 340 mm und eine nutzbare Feldkapazität (nFK), bezogen auf eine Durchwurzelungstiefe von 110 cm, von etwa 240 mm (bei einer Durchwurzelungstiefe von 80 cm beträgt sie 170 mm). Die FK wäre demnach als mittel, die nFK als sehr hoch (hoch) zu bewerten. Der Standort MAIS hat nach demselben Bewertungsschlüssel eine FK von etwa 230 mm (gering) und eine nFK von etwa 150 mm (mittel bis hoch). Die

Durchlässigkeit ist bei Wassersättigung bei beiden Böden hoch (> 100 cm/d; vgl. Tab. 49 in: BUNDESAMT FÜR GEOWISSENSCHAFT UND GEOLOGISCHE LANDESÄMTER DER BRD, 1982). Das unterschiedliche Wasserspeichervermögen sollte sich – besonders in Jahren mit trockenen Sommern – im Ertrag signifikant auswirken.

4.2. Landbewirtschaftung

Auf die herkömmlich bearbeitete Körnermaisvariante wird die Gülle von drei Schweine-GVE (Großvieheinheiten) in zwei Teilgaben (ca. 90 g NH₄-N vor dem Anbau, 90 kg im Juni) aufgebracht. Bei der Fruchtfolgevariante handelt es sich um eine vier-schlägige Fruchtfolge, bei der auf zwei Maisanbaujahre Wintergetreide mit anschließendem Körnermais folgen. Nach Mais bzw. Körnermais wird ein winterhartes Zwischenfruchtgemenge eingesät. Je nach Fruchtart erfolgt die Gülleaufbringung in zwei bzw. drei Teilgaben mit Gesamtaufbringungsmengen zwischen 120 und 180 kg NH₄-N.

Zur Zeit der Inbetriebnahme der Lysimeteranlage im Sommer 1991 war bei der Fruchtfolgevariante der zweite Schlag mit Körnermais auf Körnermais im Gange. Beide Varianten wurden am 10. 10. 1991 geerntet, nach einer schonenden Bodenbearbeitung wurde auf der Fruchtfolgeparzelle Weizen eingesät, die Herbstfurche auf der Monokulturparzelle wurde am 14. 11. 1991 durchgeführt. Detaillierte Angaben über die landwirtschaftlichen Bewirtschaftungs- und Düngemaßnahmen auf den beiden Versuchspartzenellen der Forschungsstation Wagna bietet Tab. 4.

Tab. 4: Landwirtschaftliche Bewirtschaftungs- und Düngemaßnahmen auf den beiden Versuchspartzenellen der Forschungsstation Wagna im Zeitraum Herbst 1991 bis Herbst 1995 – die Angaben der Düngermengen sind feldfallend (Angaben der Fachschule Silberberg, Dr. H. ROBIER). (Fortsetzung S. 149.)

Agricultural practices and fertilization on two test sites, adjacent to the lysimeter station in the period autumn 1991 to autumn 1995 (source of data Dr. H. ROBIER). (Continuation p. 149.)

FF		MAIS	
Datum	Kulturmaßnahme	Datum	Kulturmaßnahme
1991			
10.10.91	Maisernte (Kornertrag 10,7 t/ha)	10.10.91	Maisernte (Kornertrag 11,8 t/ha)
11.10.91	Gülldüngung 12,5 m ³ /ha Spindelwert 2,5 (25 kgN/ha) Grubbern	14.11.91	Herbstfurche
17.10.91	Winterweizensaat (Sorte Adam) Scheibenegge 240 kg/ha		
1992			
26.02.92	Gülldüngung 20 m ³ /ha Spindelwert 2 (33 kg N/ha)	05.03.92	800 kg/ha Mischkalkausbringung Mag-Mika
15.04.92	Kopfdüngung 24 kg N/ha NAC	13.04.92	Gülldüngung 30m ³ /ha Spindelwert 2 (50 kg N/ha)
05.05.92	UK 100 g/ha Harmony	13.04.92	Frühjahrsfurche
27.05.92	Kopfdüngung 42 kg N/ha NAC	21.04.92	Abschleppen + Eggen
22.07.92	Weizenernte (Kornertrag 5,3 t/ha)	24.04.92	2. Eggen + Maissaat (Sorte Corsiare) Bandspritzung Dual 2,5 l/ha + Stomp 2,5 l/ha

	FF		MAIS
Datum	Kulturmaßnahme	Datum	Kulturmaßnahme
1992			
25.08.92	Pflügen zum Rapsanbau	15.05.92	Tell gegen Winde 30 g/ha
10.09.92	Gülledüngung 20 m ³ /ha Spindelwert 1,5 (28 kg N/ha) Rapssaat mit Safentalscheibenegge Sorte Honk 4,14 kg/ha	23.06.92	Güllekopfdüngung 30 m ³ /ha Spindelwert 1 (33 kg N/ha)
		28.08.92	Maisernte (Kornertrag 6,4 t/ha)
		01.10.92	Herbstackerung
1993			
17.03.93	Gülledüngung 27 m ³ /ha Spindelwert 2,5 (52 kg N/ha) Decis 0,25 l/ha	21.04.93	Gülledüngung 37 m ³ /ha Spindelwert 2,2 (50 kg N/ha) Frühjahrsackerung
30.04.93	Kopfdüngung mit 78 kg N/ha NAC	26.04.93	Maissaat Bandspritzung Dual 2,5 l/ha + Stomp 2,5 l/ha
30.06.93	Mähdrusch f. Raps (Kornertrag 2,9 t/ha)	17.05.93	erste Maishacke
21.07.93	Gründeckensaart (Grubber + Saat)	02.06.93	Tell gegen Winde 30 g/ha Maishacke und Graseinsaart (17 kg/ha)
20.09.93	Häckseln der Gründecke	07.06.93	Güllekopfdüngung 32 m ³ /ha Spindelwert 3 (62 kg N/ha)
		23.09.93	Maisernte (Kornertrag 8,3 t/ha)
		06.10.93	Herbstfurche
1994			
26.04.94	Gülleausbringung 20 m ³ Spindelwert 3,5 (50 kg N/ha) Frühjahrsfurche	26.04.94	Gülledüngung 44 m ³ /ha Spindelwert 4 (122 kg N/ha)
30.04.94	Maissaat Bandspritzung Dual 2,5 l/ha + Stomp 2,5 l/ha	30.04.94	Maissaat Bandspritzung Dual 2,5 l/ha + Stomp 2,5 l/ha
09.06.94	Güllekopfdüngung 20 m ³ /ha Spindelwert 4 (57 kg N/ha)	09.06.94	Güllekopfdüngung 30 m ³ /ha Spindelwert 4 (83 kg N/ha)
26.09.94	Maisernte	26.09.94	Maisernte
06.10.94	Gründeckensaart (Grubber + Saat)	06.10.94	Herbstfurche
1995			
25.04.95	Gülleausbringung 33 m ³ Spindelwert 1,5 (35 kg N/ha) Frühjahrsfurche	25.04.95	Gülleausbringung 25 m ³ Spindelwert 3,5 (50 kg N/ha) Frühjahrsfurche
03.05.95	Maissaat (Sorte Monika) Bandspritzung Dual 2 l/ha + Stomp 2 l/ha	03.05.95	Maissaat (Sorte Monika) Bandspritzung Dual 2 l/ha + Stomp 2 l/ha
25.05.95	0,75 l Banvel – Windenbekämpfung nach Bedarf	25.05.95	0,75 l Banvel – Windenbekämpfung nach Bedarf
28.06.95	Güllekopfdüngung 30 m ³ /ha Spindelwert 2 (50 kg N/ha)	28.06.95	Güllekopfdüngung 43 m ³ /ha Spindelwert 2 (70 kg N/ha)
05.10.95	Maisernte	05.10.95	Maisernte
09.10.95	Häckseln	09.10.95	Häckseln

4.3. Instrumentierung

Die Sickerwassergewinnung sowie die Bodenfeuchte- und Bodentemperaturmessungen erfolgen von einem überdachten Schacht aus, der in einer 4 m breiten Fahrgasse zwischen zwei unterschiedlich bewirtschafteten Äckern (Maismonokultur, Fruchtwechselfolge) errichtet wurde.

Um nahezu den gesamten ungesättigten Bereich zu erfassen, wurde die Meßschachtsohle ca. 0,5 m über dem höchsten zu erwartenden Grundwasserspiegel angesetzt, woraus sich eine Schachttiefe von knapp 3 m ab GOK ergab. Die Innenlichte des Meßschachtes beträgt 5,0 × 2,2 m, die Erschließung des Schachtes erfolgt über einen überdachten Abgang an der Schmalseite (Fig. 19).

4.3.1. Meteorologische Meßeinrichtungen

Für die Erfassung der Inputbedingungen in das Gesamtsystem Boden – ungesättigte Zone – Grundwasser wurde im August 1991 durch die Fa. UMS Umweltanalytische Meßsystem GmbH eine Klimastation in direkter Nähe zur Lysimeterstation eingerichtet, an der folgende Parameter im Fünfminutenintervall gemessen und als Halbstundenmittelwerte (bzw. -summen) im Datensammler der Lysimeterstation abgeleitet werden:

- **Niederschlag:** Niederschlagsmesser vom Typ CASELLA nach dem Kippwaagen-Meßprinzip mit einer Auflösung von 0,2 mm/Kippe bei einer Auffangfläche von 400 cm² als Sammel- und Registriereinrichtung; das digitale Meßsignal wird im Datensammler als Halbstundensumme auf mm Niederschlagshöhe umgerechnet.
- **Luftdruck:** direkt anzeigender Luftdruckfühler mit einem elektrischen Ausgang zur Fernübertragung; Meßbereich 945–1052 hPa.
- **Luftfeuchte:** Meßbereich 0–98 % bei einem Fehler von ± 2,5 %, Hysterese < 0,5 %, Meßprinzip kapazitiv (Cr Oxid).
- **Lufttemperatur:** Meßbereich –30° C bis +70° C, Meßprinzip Fenwall-Thermistor-Heißleiter, Drei-Leiter-Technik, Genauigkeit < ± 0,2° C, Reproduzierbarkeit 0,1° C langzeitstabil.
- **Windgeschwindigkeit** in 2 und 8 m Höhe über GOK durch je ein Schalenstern-Anemometer mit einem Anlaufwert von 0,25 m/s, Genauigkeit 1 % (± 0,1 m/s), Belastbarkeit 75 m/s.
- **Windrichtung:** Anlaufwert 0,25 m/s bei 45° Auslenkung, Genauigkeit ± 2° bei konstantem Wind > 5 m/s, Auflösung 0,3°, maximale Belastbarkeit 75 m/s.
- **Global- und Reflexionsstrahlung:** mittels eines Strahlungspyrradiometers 8111 der Fa. Ph. SCHENK mit einem Meßbereich von 0,3–60 mm. Die kurz- und langwellige Strahlung wird in zwei getrennten Kurven (Globalstrahlung und Reflexionsstrahlung) aufgezeichnet. Die Differenz der beiden Ganglinien bildet die kurz- und langwellige Strahlungsbilanz.

4.3.2. Meßeinrichtungen in der ungesättigten Zone

Im Zuge der Errichtung der Forschungsstation Wagna wurden technisch aufwendige Meßeinrichtungen zur Erfassung unterschiedlichster Parameter in den das Grundwasser des Leibnitzer Feldes überlagernden Kieskörper und die darüber gelegene lehmig-sandige Deckschicht eingebaut.

Die Grundwasseroberfläche ist in einer Tiefe zwischen 3,5 und 5 m unter GOK anzutreffen.

4.3.2.1. Bodentemperatur

Die Bodentemperatur wird an je einem Meßprofil unter den unterschiedlich bewirtschafteten Versuchsflächen FF und MAIS (siehe Kap. 4.2.) in fünf unterschiedlichen Tiefen (0,4, 0,7, 1,1, 2,0 und 2,5 m unter GOK) mittels Bodentemperatursensoren erfaßt. Diese Bodentemperatursensoren sind Fenwall-Thermistor (Heißleiter)-Bodenfühler im Drei-Leiter-Meßprinzip. Der Meßbereich der Sonden liegt zwischen -30°C und $+50^{\circ}\text{C}$, die Toleranz bei 20°C beträgt $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$, über den gesamten Meßbereich $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$.

Die Aufzeichnung der gemessenen Temperaturdaten erfolgt auf einem zentralen, frei konfigurierbaren Datensammler, der auch die Steuerung des Meßintervalls übernimmt. Der an der Meßleitung anstehende Meßwert wird in einem Intervall von fünf Minuten abgelesen. Aus sechs Meßwerten wird das arithmetische Mittel gebildet und dieser Wert somit als Halbstundenmittelwert im Datensammler abgelegt.

4.3.2.2. Matrixpotential im niederen Wasserspannungsbereich

Das Matrixpotential des Bodens wird über Tensiometer erfaßt. Unter den beiden Versuchsflächen wurde je ein Profil mit automatisch registrierenden Druckaufnehmertensiometern installiert, die die zeitliche Änderung des Matrixpotentials des Bodens in den Tiefen 0,4, 0,7, 1,1, 2,0 und 2,5 m unter GOK erfassen. Die Messung erfolgt in einem Intervall von fünf Minuten, wobei das arithmetische Mittel aus sechs Messungen am Datensammler aufgezeichnet wird.

Die Tensiometer vom Typ T6 sind Meßfühler, die sich durch hohe Zyklenhäufigkeit (Naß-Trocken-Naß-Messung) und eine damit verbundene lange Standzeit auszeichnen. Diese elektronischen Druckaufnehmertensiometer sind hochauflösende Meßfühler zur kontinuierlichen Messung der Bodenwasserspannung im ungesättigten Bereich. Sie messen die Wasserspannung des Bodens und wandeln diese in ein definiertes, kontinuierliches elektrisches Signal um, das mit dem Datalogger automatisch erfaßt wird.

4.3.2.2.1. Aufbau des Tensiometers

Der Tensiometerkorpus, in dem der Druckaufnehmer integriert ist, stellt das Verbindungselement zwischen der Tensiometerkerze und dem Tensiometerschaft dar. Der Korpus wird mit der Kerze wasser- und luftdicht verschraubt. Die Wassersäule im Tensiometer reicht von der Kerzenspitze bis zur Mitte des im Korpus eingegossenen Druckaufnehmers.

Das Prinzip des Druckaufnehmers basiert auf dem piezoresistiven Effekt von Siliziumhalbleitern, deren spezifischer Widerstand sich bei Verformung ändert und über eine „WHEATSTON'sche Brücke“ zu einem definierten Signal verarbeitet wird. Diese Verformung wird durch den Druck (bzw. die Wasserspannung) auf das sehr dünne und daher auf Druckstöße empfindliche Siliziumplättchen erreicht. Meßfehler, die durch Umgebungstemperaturschwankungen bedingt sind, werden durch eine Kompensationschaltung weitgehend eliminiert. Da der Druckaufnehmer gegen den atmosphärischen Luftdruck messen muß, wird dieser über den Schaft auf den Druckaufnehmer übertragen.

Die Tensiometerkerze, bestehend aus der Keramik, dem Adapterschraubstück, einem Dichtring und dem Siederöhrchen, stellt den Kontakt zwischen Boden und Druckaufnehmer her. Sie hat zwei Funktionen: Sie muß zum einen wasserdurchlässig sein, damit die Wasserspannung des Bodens auf das Tensiometerwasser und über dieses auf den Druckaufnehmer übertragen werden kann, zum anderen muß sie luftundurch-

lässig sein, damit sich im Tensiometerschaft eine „Wasserspannung“ (ein Unterdruck) aufbauen kann. Sie wirkt somit als „semipermeable Membran“. Um das zu erreichen, werden für Tensiometer selektierte Keramiken mit einem homogenen Porengefüge bei definiertem Porendurchmesser verwendet. Trocknet der Boden aus, so wird ab ca. 900 hPa das Tensiometerwasser dampfförmig, expandiert also um ein Vielfaches und „läuft“ aus der Kerze aus. Trocknet der Boden weiter aus, so reißt ab ca. 3000 hPa der Wasserfilm ab, sodaß Luft eindringen kann. Spätestens dann muß das Tensiometer frisch befüllt werden. Das Tensiometerwasser muß entgast und entionisiert sein, damit es bei differierenden Drücken die Wasserspannung des Bodens ohne Volumenänderung auf den Druckaufnehmer „inkompressibel“ übertragen kann.

4.3.2.2.2. Meßprinzip und Grenzen der Tensiometrie

Bodenwasser als Meßgröße

Mit der Wasserspannungsmessung (Saugspannung) als unmittelbarer Meßgröße der Wasserverfügbarkeit von Böden für Pflanzen wird die Summe der Wasserhaltekräfte im Boden (außer osmotisches Potential, Differenzdruck- und Gravitationspotential) gemessen. Je nach Sättigungszustand des Bodens wird durch die als idealisiert semipermeable Membran betrachtete Keramik (Al_2O_3 -Sintermaterial) Wasser vom ansonsten hermetisch dichten Tensiometer entsprechend der im Boden herrschenden Wasserspannung angesaugt. Der sich dadurch im Tensiometer einstellende atmosphärische Unterdruck ist (unter Vernachlässigung der oben genannten Potentiale) abzüglich der vertikalen Tensiometerlänge (die in den Kalibrierwerten im Kalibrierprotokoll des Datensammlers bereits berücksichtigt ist und durch den horizontalen Einbau der Tensiometer in der Station Wagna nicht relevant ist) gleich dem Wasserspannungswert im Boden.

Wasser als druckübertragendes Medium

Da entionisiertes und entgastes Wasser mit einem Kompressionsmodul von nahezu 1 als idealisiert inkompressibel betrachtet werden darf, kann es als druckübertragendes Medium im Bereich atmosphärischer Druck $p_0 = 0$ hPa bis $p_1 = 950$ hPa atmosphärischer Unterdruck (atu) im Temperaturbereich von > 0 bis $< 30^\circ \text{C}$ ohne Volumenänderung agieren.

Das heißt, daß das Tensiometer bei mechanischer Dichtheit im genannten Druckbereich bei Druckänderung zur Druckübertragung von der Keramikspitze zum Druckformer (Sensor) nur äußerst wenig Wasser über die Keramik austauscht (bei Verwendung von relativ starren Materialien wie Acrylglas und Druckaufnehmer), was, wie im folgenden erläutert, die Standzeit des Tensiometers bis zur erneuten Befüllung verlängert.

Meßbereich und Standzeit

Die Größe des Meßbereiches ist von den folgenden Parametern abhängig:

- Druckaufnehmer,
- Porengröße der Keramikkerze,
- Zustand des Tensiometerwassers,
- Umgebungsdruck,
- Umgebungstemperatur.

Der Druckaufnehmer ist geeignet, Drücke im Bereich von +3000 hPa bis -3000 hPa zerstörungsfrei aufzunehmen und im Bereich +1500 hPa bis -1500 hPa linear mit einem Linearitätsfehler $< 0,1 \%$ zu messen.

Um die Wasserspannung im Boden meßbar zu machen, wird ein semipermeables Medium eingesetzt, das Wasser transmittieren läßt, jedoch gasundurchlässig ist. Nur dadurch kann sich im Tensiometer ein zum Außendruck relativer Unterdruck aufbauen. Da die Aluminiumoxid-Sinterkerze durch ein besonderes Herstellungsverfahren eine bestimmbar, sehr homogene Porenverteilung besitzt, kann diese entsprechend der Größe des Wassermoleküls gewählt werden; die wesentlich größeren Gasmoleküle werden dann gesperrt.

Da der Lufteintrittspunkt der Keramik (bubble point) von der größten Porenkette abhängig ist, sollte diese möglichst homogen sein, damit der Strömungswiderstand für Wasser nicht zu groß wird. Die verwendete Keramik besitzt eine Porengröße von 0,3 µm bei hoher Homogenität der Porenverteilung, kann Gasstaudrücke von theoretisch 2000 hPa sperren und ist damit für den Tensiometereinsatz optimal geeignet.

Das Tensiometerwasser stellt die eigentliche Begrenzung des Meßbereiches dar. Sind im Tensiometerwasser Gase gelöst, steigt der Dampfdruck an, was den Meßbereich stark reduzieren würde. Aus diesem Grund ist darauf zu achten, entionisiertes Wasser bestmöglich zu entgasen. Sind im Tensiometerwasser keine Gase gelöst, kann (die Diffusion von in Wasser gelösten Gasen durch die Keramik unberücksichtigt) der Meßbereich beliebig oft durchlaufen werden. Befinden sich jedoch gelöste Gase im Tensiometerwasser, die weit vor Erreichen des Vakuums gasförmig werden, so findet ein erneuter Wasseraustausch durch die Keramik statt, sodaß wiederum gelöste Gase in das Tensiometerwasser gelangen können. Aus dem sich daraus ergebenden exponentiellen Zusammenhang muß das Tensiometerwasser also gut entgast sein, um eine hohe Standzeit (= die Zeit, bis das Tensiometer frisch befüllt werden muß) zu erreichen.

Sind die Wasserspannungswerte niedrig, muß das Tensiometerwasser seltener regeneriert werden. Dies gilt auch für sich wenig verändernde Wasserspannungswerte.

Der maximale Meßwert ist unmittelbar vom Umgebungsdruck abhängig, ebenso wie von der Umgebungstemperatur durch den temperaturabhängigen Dampfdruck von Wasser.

4.3.2.3. Matrixpotential im hohen Wasserspannungsbereich

Wie in Kap. 4.3.2.2. erwähnt, eignen sich Druckaufnehmertensiometer ausschließlich zur Erfassung der Saugspannung des Bodens im niederen Wasserspannungsbereich, der in der durchwurzelten Zone unter den im Bereich des Versuchsfeldes herrschenden hydrometeorologischen, bodenkundlichen und kulturartenspezifischen Verhältnissen jeden Sommer überschritten wird. Um die Beziehung zwischen Matrixpotential und Wassergehalt in den einzelnen Schichtgliedern des Bodens über einen möglichst großen Bereich (am besten über den gesamten auftretenden) erfassen zu können, wurden für die Ableitung der Saugspannung im eher trockenen Zeitraum in den gleichen Tiefen wie – und in geringer Entfernung zu den Druckaufnehmertensiometern – im Zuge der Errichtung der Anlage Gipsblöcke in den ungestörten Boden eingebaut. Über die Anwendung der Gipsblockmethode zur Erfassung von Bodenwasserhaushaltsgrößen im Bereich der durchwurzelten Zone berichtet E. STENITZER (1990, 1993).

Bei den Gipsblöcken wird über eine Widerstandsmessung der Wassergehalt eines scheibenförmigen Gipsblockes mit ca. 1,5 cm Durchmesser und einer Stärke von 1 cm gemessen. Ausgehend von der Annahme, daß sich der Feuchtegehalt des Gipsblockes an den jeweiligen Feuchtegehalt des Bodens anpaßt, kann damit letzterer bestimmt werden. Ist der Gipsblock über eine Wassergehalts-Ablesewertbeziehung geeicht, kann aus den Gipsblockablesewerten der volumetrische Wassergehalt des entsprechenden Bodens abgelesen werden. Im Labor in Petzenkirchen (Institut für Kulturtechnik und Bo-

denwasserhaushalt des Bundesamtes für Wasserwirtschaft) wurde eine Beziehung zwischen Ablesewert und Saugspannung des Bodens ermittelt, sodaß aus den Meßdaten auf das herrschende Matrixpotential in der jeweiligen Schicht zu unterschiedlichen Zeitpunkten geschlossen werden kann. Das Matrixpotential bzw. der Wassergehalt des Bodens kann über diese Gipsblockablesungen vor allem für die trockeneren Verhältnisse während der Sommermonate erfaßt werden.

4.3.2.4. Bodenfeuchte

Eines der wesentlichsten Probleme bei der Erfassung des Bodenwasserhaushalts und damit verbunden der Grundwasserneubildung ist die Messung des Bodenfeuchtegehaltes und seiner Änderungen in der Zeit.

Im Dezember 1992 wurden vom Meßschacht aus Bohrungen horizontal in die ungesättigte Bodenzone unter beiden Feldern jeweils so weit vorgetrieben, daß deren Endpunkte außerhalb der beim Bau offenen Baugrube zu liegen kamen. In diese Bohrungen, die in Tiefen von 0,4, 0,55, 0,7, 1,1 und 2 m unter GOK verlaufen, wurden TDR-Sonden eingebaut, die den Feuchtegehalt des Bodens über die Dielektrizitätskonstante im Fünfminutenintervall messen und die Daten an einen Datensammler liefern, der sie als Halbstundenmittelwerte abspeichert. Nach Beendigung der Einbauarbeiten stehen nun tiefengestaffelte Messungen des Bodenfeuchtegehaltes ab Februar 1993 zur Verfügung

Die Time-Domain-Reflektometrie (TDR) ist eine schnelle und genaue indirekte Methode zur Messung des volumetrischen Wassergehaltes in Stoffen. Aus Messungen der Dielektrizitätszahl und Temperatur sowie Schätzung der Porosität und Dielektrizitätszahl der Stoffmatrix wird der Wassergehalt berechnet. Der absolute volumetrische Wassergehalt kann unabhängig von der Stoffart mit einer Genauigkeit von 1 % gemessen werden.

Für Wassergehaltsänderungen ist die Genauigkeit noch größer. Die TDR-Methode entstand aus der Radarentwicklung in den 40er Jahren dieses Jahrhunderts. Die Bestimmung des Wassergehaltes mit dielektrischen Techniken basiert auf der hohen Dielektrizitätszahl des Wassers. Mit $\epsilon = 81$ bei 20°C ist sie wesentlich größer als diejenige der übrigen Bestandteile von Stoffen (z. B. Boden $\epsilon < 5$).

Die Messung der Dielektrizitätszahl mit TDR basiert darauf, daß die Ausbreitungsgeschwindigkeit c einer elektromagnetischen Welle in einem Medium nur von zwei Materialkonstanten des Mediums abhängt: der Dielektrizitätszahl ϵ und der magnetischen Permeabilität μ :

$$c = \frac{c_0}{\sqrt{\epsilon \cdot \mu}}, \quad (\text{Gl. 1})$$

wobei c_0 die Lichtgeschwindigkeit im Vakuum ist. In Böden ist die magnetische Permeabilität im allgemeinen $\mu = 1$, sodaß sich Gleichung (Gl. 1) vereinfacht zu:

$$c = \frac{c_0}{\sqrt{\epsilon}} \text{ bzw. } \sqrt{\epsilon} = \frac{c_0}{c}. \quad (\text{Gl. 2})$$

Zur Messung der Ausbreitungsgeschwindigkeit c in Stoffen wird ein vom TDR-Sensor erzeugter hochfrequenter elektromagnetischer Puls auf dem im zu messenden Medium steckenden Wellenleiter geführt. Der TDR-Sensor ermittelt die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Welle, welche am Ende des Wellenleiters reflektiert wird. Bei bekannter Sondenlänge kann so die Ausbreitungsgeschwindigkeit c im zu messenden Medium berechnet werden. Aus obiger Gleichung ergibt sich dann die Dielektrizitätszahl ϵ .

Detaillierte Informationen über das Prinzip der Messung von Wassergehalt, elektrischer Leitfähigkeit und Stofftransport gibt M. STACHEDER (1996).

Die im Bereich der Forschungsstation Wagna eingesetzten TDR-Sonden sind vom Typ TRIME-ES P3Z (für detaillierte Informationen über die TRIME-Meßtechnik siehe M. STACHEDER, 1996), wasserdicht vergossene Sonden, wobei die gesamte Meßelektronik und der Frequenzgenerator mit den Sonden in einer Einheit zusammengefaßt in den Boden eingebaut ist. Die Sonden sind in Form eines Dreiecks mit einem Sondenabstand von 4 cm angeordnet, die Sondenlänge beträgt 16 cm, sodaß der Wassergehalt in einem Probenvolumen von etwa 200 cm³ gemessen wird. Die Meßgenauigkeit beträgt bei den eingesetzten Sonden und nach der Eichung auf die vorhandenen Bodentypen, die von der Firma UMS (Umweltanalytische Meßsysteme, München) vor dem Einbau durchgeführt wurde, bei einem Wassergehalt zwischen 0 und 40 % \pm 1 %, bei höheren Wassergehalten \pm 2 %, die Auflösung beträgt 0,1 %.

4.3.2.5. Sickerwassergewinnung

Um den Forderungen der Wasserprobenahme aus einem ungestörten Boden, der Befahrbarkeit durch Arbeitsmaschinen, der Sickerwasserentnahme in verschiedenen Tiefen sowie der Bilanzierung der Sickerwässer zu entsprechen, wird die Sickerwassergewinnung auf vier verschiedene Arten durchgeführt.

Für die Installierung von Saugkerzen wurden an den Längsseiten des Meßschachtes in der offenen Baugrube Aluminiumhüllrohre von 2,5 m Länge in unterschiedlichen Tiefen (0,4 m, 0,7 m, 1,0 m, 2,0 m, 2,5 m) verlegt. Es wurde versucht, die feldseitigen Rohrenden am ungestörten Profil anstehen zu lassen oder nach Möglichkeit soweit einzubohren, daß die Saugkerze im ungestörten Boden zu liegen kommt. Zum Einbau wird diese an einem Kunststoffschacht montiert und durch das Hüllrohr eingeführt. Diese Methode erlaubt im Störfall einen problemlosen Wechsel der Saugkerzen. Die Förderung des Sickerwassers erfolgt für jede Saugkerze in ein gesondertes Gefäß im Meßschacht durch Anlegen eines Vakuums über einen Vakuumvorratsbehälter. Die Höhe des angelegten Unterdruckes ist über einen eigens installierten Druckverteiler für jede Saugkerze exakt regulierbar und wird an die Saugspannung im Boden (ermittelt durch Tensiometer- bzw. Gipsblockmessungen in unterschiedlichen Tiefen) angepaßt.

Zusätzlich zu den Saugkerzen wurden in Tiefen von 1,5 m und 2,5 m Kunststoffwannen eingebaut, die Sickerwassersammlung aus diesen versenkten Behältern geschieht über jeweils zwei Keramikplatten am Gefäßboden sowie eine Unterdruckleitung in den Meßschacht. Der Einbau dieser Gefäßlysimeter konnte nur gestört erfolgen. Durch die definierte Auffangfläche dieser Kunststoffwannen bzw. -rohre ist neben der Sammlung von Sickerwasser für die chemische und isotopische Untersuchung auch die Erstellung einer Sickerwassermengenbilanz möglich.

Die gemessenen Sickerwassermengen in ml können aufgrund der Auffangfläche bei den Monolithen und den versenkten Kleinlysimetern in mm Sickerwasserhöhe über die in Tab. 5 angeführten Faktoren umgerechnet werden.

Beim manuellen Anlegen des für die Absaugung von Sickerwasser notwendigen Unterdruckes, der einer Vakuumvorratsflasche entstammt, ergeben sich Probleme bei der Anpassung des Unterdruckes an die herrschende Saugspannung in der jeweiligen Tiefe. Je nach Größe des Unterdruckvorratsgefäßes und der Feuchtigkeitsverhältnisse im Boden baut sich mit zunehmender gesammelter Probenwassermenge der Unterdruck langsamer oder schneller ab. Beim Einsatz der tensionsgesteuerten Unterdruckabsaugung wird mittels eines Tensiometers (Steuertensiometer), das außerhalb des Lysimetergefäßes auf dem Niveau der Saugplatte eingebaut ist, die aktuelle Saugspannung gemessen

Tab. 5: Umrechnungswerte der gemessenen Sickerwassermengen in mm Sickerwasserhöhe für die unterschiedlichen Meßsysteme.

Conversion factor to calculate groundwater recharge in mm from the amount (volume) of water collected using different devices.

Meßsystem	Umrechnungsformel	Ausmaß [cm]	Fläche [cm ²]
Wanne	mm = ml × 0,004201681	68 × 35	2380
Rohr	mm = ml × 0,014144272	Durchm. 30	707
Monolithe	mm = ml × 0,002857143	50 × 70	3500

und an eine Regeleinheit übertragen (P. RAMSPACHER, 1993). Durch Einstellen einer gewünschten Druckdifferenz an der Regeleinheit wird der an die Saugplatte anzulegende Unterdruck mittels einer Vakuumpumpe in einer Druckvorratsflasche erzeugt. Die Druckvorratsflasche ist mit der Saugplatte verbunden, wobei eine Probenahmeflasche dazwischengeschaltet ist. Um kein hydrostatisches Potential aufzubauen, wird die Sammelflasche auf dem gleichen Niveau wie die Saugplatte installiert (Fig. 20).

Zeigt die Tensiometermessung eine Änderung der Saugspannungsverhältnisse, etwa durch Austrocknung des Bodens, wird mit einer definierten Schalthysterese sofort der an der Saugplatte wirkende Unterdruck nachgeregelt. Ebenso geschieht dies, wenn der Boden feuchter wird, der Unterdruck in der Vorratsflasche wird entsprechend der Saugspannung reduziert.

Eine Möglichkeit, Sickerwasser aus einem definierten, ungestörten Bereich zu entnehmen, ist die Methode des Absaugens mittels Saugkerze aus einem abgegrenzten Monolith. Die in Wagna angewandte Methode wurde am Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt in Petzenkirchen entwickelt und wird dort auch mit Erfolg angewandt (F. FEICHTINGER, 1992).

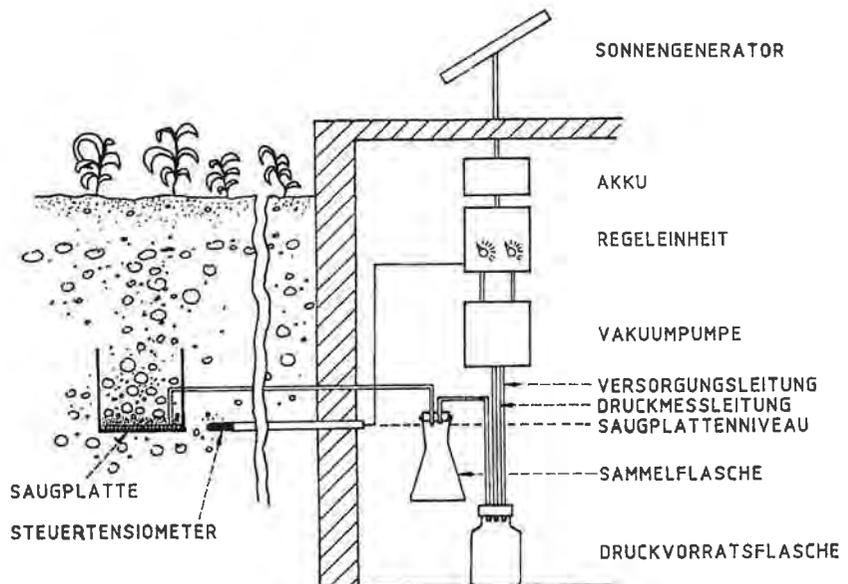


Fig. 20: Schematische Darstellung des tensionsgesteuerten Unterdrucklysimeters (P. RAMSPACHER, 1993).
Schematic graph of a tension controlled subsurface lysimeter (P. RAMSPACHER, 1993).

Die Monolithgewinnung erfolgt durch Versenkung einer Stechvorrichtung, wobei eine ungestörte Probe bis zu einer maximalen Mächtigkeit von 1,5 m und einer Abmessung von 50 × 70 cm in diese Stechvorrichtung gelangt. Nach Erreichen der gewünschten Mächtigkeit wird der Monolith mittels einer Platte vom Untergrund getrennt und zur Installierung einer Absaugvorrichtung an die Oberfläche gehoben. Im gekippten Zustand wird ihm an der Basis eine Sperrwanne mit eingebetteten Saugkerzen aufgesetzt.

Nach dieser Präparierung wird der Monolith mittels geeigneter Hebeeinrichtungen in eine vorgefertigte Vertiefung versenkt, die in den Grundrißabmessungen um 10 cm größer als der Monolith selbst ist. Beim anschließenden Ziehen der Stechvorrichtung verbleibt die Sperrwanne unter dem Monolith, der Raum zwischen Monolith und umgebendem Material wird während des Ziehvorganges mit Filterkies (Körnung 5 mm) aufgefüllt. Der Filterkiesmantel hat die Funktion, den Monolith hydraulisch zu isolieren, wobei aber eine Durchwurzelung durch den Kiesmantel hindurch möglich ist. Die Sickerwassersammlung aus dem Monolith geschieht einerseits durch eine Unterdruckleitung in einen Sammelbehälter im Kontrollschacht, andererseits wird frei auslaufendes Bodenwasser über einen Freiauslauf gewonnen und über einen Schlauch dem Meßschacht zugeleitet. Die eingesetzten Monolithe können ohne Einschränkung bewirtschaftet werden. Im Versuchsfeld Wagna wurden an zwei Bewirtschaftungsformen je drei Monolithe unterschiedlicher Tiefe (0,4 m, 0,7 m, 1,1 m auf der Fruchtfolgeparzelle und 0,4 m, 0,6 m und 0,7 m auf der Maismonokulturparzelle) sowie in unterschiedlicher Entfernung zum Meßschacht (2,0 m, 5,0 m, 10,0 m) eingebaut.

An der Stirnseite des Meßschachtes wurden zwei Kastenlysimeter mit einem Quadratmeter Grundfläche und einer Fülltiefe von 1,5 m errichtet. Diese beiden Gefäße wurden mit Boden und Kiesmaterial aus einer Fahrgasse zwischen den beiden Versuchspartellen schichtweise befüllt. Auf eine Sand-Kies-Schicht mit einer Mächtigkeit von 0,5 m folgen Schichten der Lockersediment Braunerde, die in Lagen mit Mächtigkeiten von 5–10 cm entnommen, zwischengelagert und danach unter Einhaltung der ursprünglichen Schichtmächtigkeiten (Verdichtung durch manuelle Bearbeitung) in die beiden Gefäßlysimeter eingebaut wurden. Der Einbau des Füllgutes in diese beiden Lysimeter kann nur gestört erfolgen, die Bewirtschaftung der Lysimeteroberfläche muß händisch durchgeführt werden. An den Abläufen dieser Kastenlysimeter sind Registriereinrichtungen mit kontinuierlicher Aufzeichnung der Sickerwassermengen eingerichtet. Als Sammel- und Registriereinrichtung dient ein Niederschlagsmesser vom Typ CASELLA nach dem Kippwaagen-Meßprinzip mit einer Auflösung von 0,2 mm pro Kippe bei einer Auffangfläche von 400 cm². Durch die Auffangfläche des Gefäßlysimeters von genau einem Quadratmeter wird die Genauigkeit der Aufzeichnung über die Kippwaagen-Niederschlagsmesser wesentlich erhöht. Das digitale Meßsignal wird als Halbstundensumme im Datensammler auf mm Sickerwasserhöhe umgerechnet.

4.3.2.6. Kontinuierliche Sauerstoffmessung

In F. REININGER et al. (1993) wurde ein Gerät zur Messung des Sauerstoffgehaltes im Sickerwasser und in der Bodenluft vorgestellt, das auf optischer Basis den Gehalt an gelöstem Sauerstoff über die Messung der Fluoreszenzintensität eines durch Sauerstoff löslichen Fluoreszenzfarbstoffes bestimmt.

Gegenüber elektrochemischen Methoden ist die Sauerstoffmessung mittels OSO2 (Optical Oxygen Sensor) dadurch bevorzugt, daß

- kein Sauerstoff vom Sensor verbraucht wird,
- die Messung von Flußrate und Fließgeschwindigkeit unabhängig ist,

- der Sensor von der Probe elektrisch isoliert ist,
- eine kontaktlose Messung möglich ist,
- die Auflösung des Sensors mit Abnahme der Konzentrationen geringer wird,
- der Sensor gegenüber Verschmutzung unempfindlich ist und
- der Sensor bei geringem Wartungs- und Kalibrationsaufwand eine extreme Langzeitstabilität aufweist.

Diese Vorteile bestimmen die Einsatzmöglichkeiten von OSO₂ zur Erfassung des Sauerstoffgehaltes im Sickerwasser.

Das in F. REININGER et al. (1993) vorgestellte Sauerstoffmeßgerät war von März 1994 bis September 1994 in der Forschungsstation Wagna im Langzeittest im Einsatz.

Meßanordnung

In einer Tiefe von 1,5 m unter GOK wird Sickerwasser durch Anlegen eines tensionsgesteuerten Unterdruckes aus den ungesättigten Sanden und Kiesen entnommen. Von der Schachtwandung der Forschungsstation liegt die Saugplatte etwa 3 m horizontal entfernt. Das entnommene Sickerwasser wird von der Saugplatte weg über 1/8"-Edelstahlkapillaren in den Meßschacht geleitet. Der Durchbruch durch die Schachtwandung wurde durch eine Aluminiumplatte dicht verschlossen, um das Erdmaterial gegen die Umgebungsluft aus dem Lysimeterkeller abzudichten. Über einen Absperrhahn und ein Drei-Weg-Ventil fließt das Wasser durch die Meßzelle und von dort weiter über einen weiteren Absperrhahn und ein Drei-Weg-Ventil in die Probensammelflasche, über die auch der Unterdruck angelegt wird.

Im Falle der Kalibration des Meßsystems (F. REININGER et al., 1993) wird der Sickerwasserfluß abgesperrt und der völlig getrennte Kalibrationskreislauf in Betrieb genommen, um eine Verschmutzung des Probenwassers zu verhindern. Die Kalibrationslösungen fließen durch die Meßzelle und werden als Kalibrationsabwasser getrennt gesammelt.

In der Sauerstoffzelle werden im Fünfminutenintervall die Fluoreszenzintensität, der herrschende Druck, die Zelltemperatur und die Temperatur im Schacht gemessen und diese Parameter als Halbstundenmittelwerte gespeichert. Der daraus berechnete Sauerstoffgehalt der Probe wird als analoges Signal nach außen weitergegeben und kann in einem externen Datensammler aufgezeichnet werden.

Im Zuge der Kalibration werden die Fluoreszenzintensität bei Sauerstoffsättigung und bei Fehlen von gelöstem Sauerstoff, Zelltemperatur, Schachttemperatur und herrschender Druck gespeichert.

4.3.3. Meßeinrichtungen im Grundwasser

Zur detaillierten Erfassung des Grundwasserspiegels im Bereich des Versuchsfeldes wurden insgesamt drei Bohrungen niedergebracht, die die quartären Sedimente durchörtern und bis in die unterlagernden tertiären Sandsteine führen. Während die erste der Bohrungen (Wagna I) im Zuge der Errichtung der Forschungsstation im Jahre 1991 im Grundwasseranstrombereich zur Erfassung der Grundwassertemperatur (fünf Meßpunkte in einem Tiefenprofil mit automatischer Registrierung), der elektrischen Leitfähigkeit des Grundwassers (ein Meßpunkt nahe der Grundwasseroberfläche und ein Meßpunkt nahe der Endteufe durch fix installierte Meßsonden mit manueller Ableseung im Zuge der Stationswartung) und des Schwankungsverhaltens des Grundwasserspiegels (Lichtlotmessungen im Zuge der Stationswartung) eingerichtet wurde, wurden im Jahr 1995 zwei weitere Bohrungen abgeteuft, wobei die Bohrung Wagna II im Grundwasserabstrom von der Forschungsstation liegt und zur Erfassung der Grund-

wasserqualität (wöchentliche Probenahme im Zuge der Stationswartung für die hydrochemische und isotopehydrologische Analytik) dient. Bohrprofil und Pegelausbau der Kernbohrung WAGNA II sind in Fig. 21 dokumentiert. Die Bohrung durchörtert den Mutterboden mit einer Mächtigkeit von 0,25 m sowie die quartären Kiese und Sande und trifft in einer Tiefe von 6,15 m unter GOK auf die tertiäre Schichtfolge. Der Wasserspiegel im quartären Grundwasserleiter wurde in einer Tiefe von 3,60 m unter GOK angetroffen.

Im Zuge der Bohrdurchführung war aufgrund der großen Ähnlichkeit der liegenden tertiären und der hangenden quartären Schichtfolgen die Grenze Quartär/Tertiär nicht eindeutig zu bestimmen, sodaß die Bohrung bis in eine Tiefe von 11,45 m abgeteufte wurde.

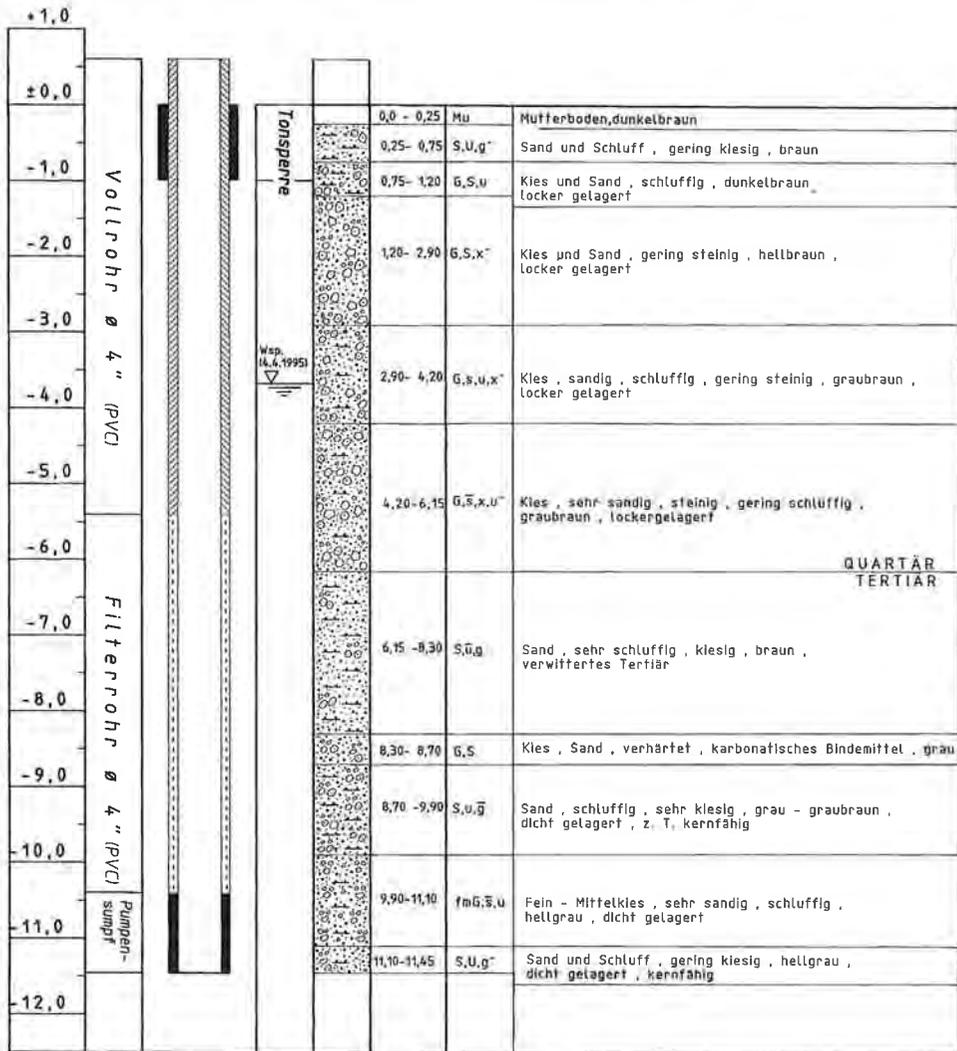


Fig. 21: Bohrprofil und Ausbau der Bohrung Wagna II.
Soil profile and well completion of borehole Wagna II.

Die Kernbohrung Wagna III wurde etwa 50 m im ENE der Forschungsstation Wagna niedergebracht und sollte als Temperaturmeßstelle des hydrographischen Dienstes des Landes Steiermark dienen. Bohrprofil und Pegelausbau der Kernbohrung WAGNA III sind in Fig. 22 dokumentiert. Die Bohrung durchörtert den Mutterboden mit einer Mächtigkeit von 0,4 m sowie die quartären Kiese und Sande und trifft in einer Tiefe von 5,85 m unter GOK auf die tertiäre Schichtfolge. Der Wasserspiegel im quartären Grundwasserleiter wurde in einer Tiefe von 4,05 m unter GOK angetroffen.

Basierend auf diesen beiden neu errichteten Bohrungen und deren geologischer Aufnahme mußte die Höhenlage des Grundwasserstauers im Nahbereich der Forschungsstation Wagna gegenüber den bisherigen Auswertungen nach oben korrigiert werden.

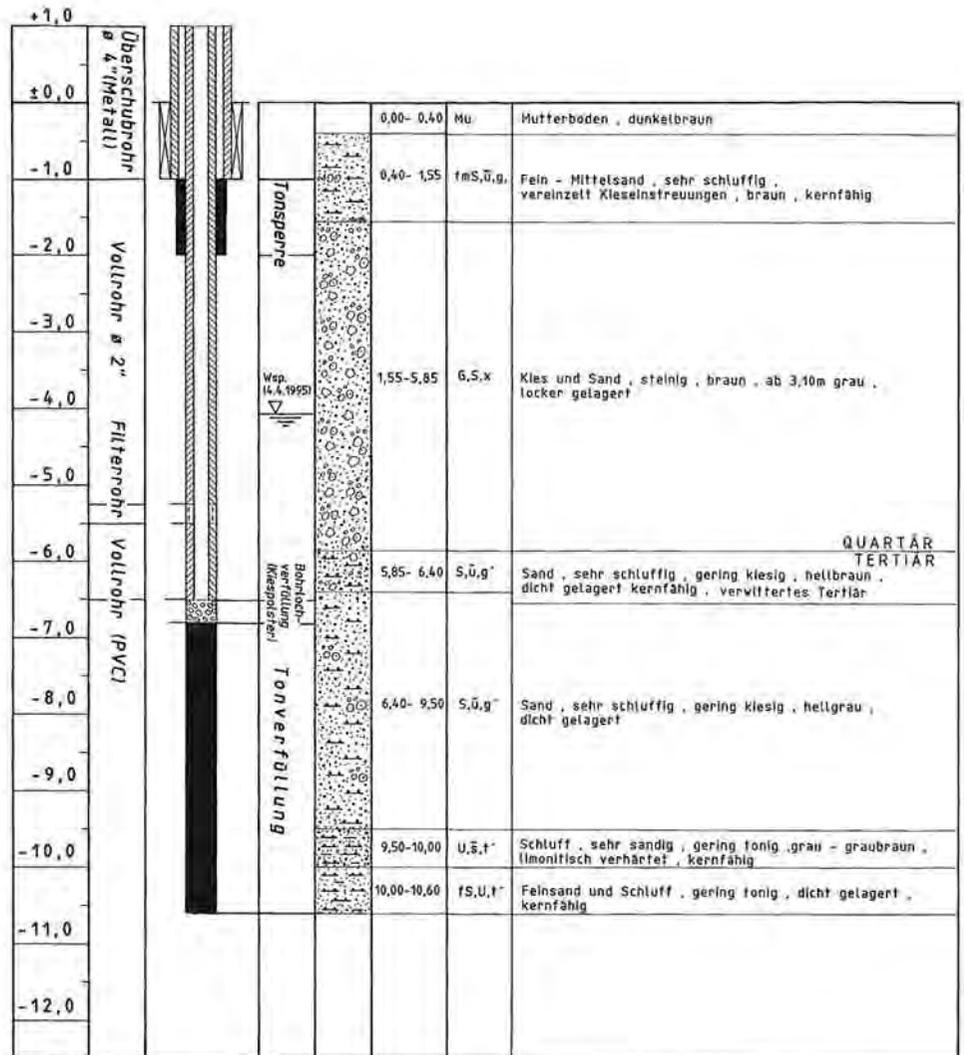


Fig. 22: Bohrprofil und Ausbau der Bohrung Wagna III.
Soil profile and well completion of borhole Wagna III.

Die nur geringe Mächtigkeit des Grundwasserkörpers führte dazu, daß auch die Meßstelle Wagna III nicht für Temperaturprofilmessungen herangezogen werden konnte, sondern als automatische Wasserspiegellagenmeßstation eingerichtet wurde.

4.3.4. Datensammlung und -dokumentation

Alle im Bereich der Forschungsstation Wagna gewonnenen Daten werden zentral gespeichert. Die automatisch registrierten Daten aus den in Kap. 4.3.1. bis Kap. 4.3.3. beschriebenen Meßfühlern und Sonden werden in einem zentralen Datensammler abgelegt, der einmal wöchentlich ausgelesen wird. Die manuell abgelesenen Daten werden in vorgegebenen EDV-Strukturen erfaßt, womit der gesamte Meßdatenbestand mit geringem Aufwand in Auswerteprogramme und Modelle Eingang finden kann. Eine ähnliche Vorgangsweise wurde auch für die Ergebnisse der hydrochemischen und isopenhydrologischen Analytik gewählt: Die Analyseergebnisse werden auf EDV-Basis erfaßt und für die weitere Verarbeitung zur Verfügung gestellt.

4.4. Auswertung der Meßdaten

Im folgenden sollen, basierend auf den an der Forschungsstation Wagna gewonnenen Meßergebnissen im Vergleich mit hydrometeorologischen und grundwasserhydrologischen Daten aus den Aufzeichnungen des Hydrographischen Dienstes des Landes Steiermark und unter Verwendung von Daten aus anderen Forschungsprogrammen die Bedeutung der Sickerwasserbewegung und der Stoffverfrachtung in der ungesättigten Zone für die Grundwasserquantität und -qualität im Nahbereich der Forschungsstation Wagna diskutiert werden.

Diese Prozessstudien und Auswertungen im Bereich eines sehr gut untersuchten punktuellen Standortes bilden die Grundlage für die weiterführende Übertragung auf größere räumliche Einheiten im näheren Umfeld und für generelle Aussagen über die Bedeutung der ungesättigten Zone für den Grundwasserschutz in geringmächtigen seichtliegenden quartären Aquiferen unter Berücksichtigung unterschiedlicher Landnutzung und Bewirtschaftung – dies alles unter den hydrometeorologischen Rahmenbedingungen eines humiden Klimas mit deutlich positiver Wasserbilanz. Für dieses „Upscaling“ stellen numerische Modelle naturgemäß ein geeignetes Werkzeug dar.

4.4.1. Bodenwasserhaushalt

Wie bereits erwähnt, stellt das Grundwasser des Leibnitzer Feldes eine dringend benötigte Ressource für die überregionale Versorgung der Bevölkerung mit Trinkwasser dar. Der Grundwasservorrat wird in erster Linie durch infiltrierende Niederschläge und die Passage durch die ungesättigten Deckschichten neugebildet. Die Klärung der Abhängigkeit der flächenhaften Grundwasserneubildung von der standörtlichen Ausgangssituation und den landwirtschaftlichen Aktivitäten ist ein zentrales Ziel der Auswertung der Daten der Forschungsstation Wagna.

4.4.1.1. Meteorologische Meßdaten im Vergleich zu langjährigen Mittelwerten

Der Beobachtungszeitraum an der Forschungsstation Wagna ist im Vergleich zur zeitlichen Variabilität hydrometeorologischer Parameter mit vier Jahren außerordentlich kurz.

Die Ableitung von Kenngrößen für unterschiedliche Einflußgrößen auf den Wasserkreislauf aus dieser kurzzeitigen Aufzeichnung kann nur dann erfolgen, wenn die

beobachteten Jahre im Vergleich zu langjährigen Untersuchungen ein möglichst breites Spektrum der auftretenden Verteilung widerspiegeln. In geringer Entfernung zur Forschungsstation Wagna liegt die meteorologische Station Leibnitz/Sulm der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG). Hier werden bereits seit vielen Jahren Niederschlag und Lufttemperatur erfaßt, sodaß ein Vergleich der Daten der Station Wagna mit jenen der Station Leibnitz/Sulm es erlaubt, die intensiv beobachteten Jahre 1992 bis 1995 in das langjährige meteorologische Geschehen zumindest bezüglich der zeitlichen Verteilung von Niederschlag und Lufttemperatur einzuordnen.

Die langjährige (1901 bis 1980) mittlere Niederschlagsverteilung über das Jahr im Bereich Leibnitz wurde bereits in Kap. 2. dargestellt. Es stellt sich nun die Frage, inwieweit kürzere Beobachtungszeiträume und eine Verschiebung derselben an das Jahresende 1996 zu unterschiedlichen Verteilungsmustern des Niederschlags im Jahreszyklus führen. Die mittleren Monatssummen des Niederschlags für die Perioden 1901 bis 1980, 1967 bis 1996 als 30jähriges Mittel, 1987 bis 1996 als zehnjähriges Mittel und 1992 bis 1996 als jener Zeitraum für den Messungen auch an der Forschungsstation Wagna zur Verfügung stehen, sind in Fig. 23 graphisch dargestellt. Die zugehörige Auflistung der Werte liefert Tab. 6, wo auch der Vergleich der Niederschlagsdaten der Station Leibnitz/Sulm mit den Werten der Forschungsstation Wagna dokumentiert wird.

Der Vergleich der Niederschlagsdaten der letzten dreißig Jahre (1967 bis 1996) mit der 80jährigen Reihe von 1901 bis 1980 zeigt eine deutliche Abnahme der mittleren Jahressummen von 949 mm auf 878 mm. Dieser Rückgang ist in erster Linie auf Niederschlagsrückgänge in den Monaten April bis Juli, September, Oktober und Dezember zurückzuführen. Da zumindest in einem Großteil dieser hier angeführten Monate die Grundwasserneubildung besondere Bedeutung hat (Frühjahr und Spätherbst), ist eine Auswirkung dieser Veränderung im langfristigen Niederschlagsgeschehen auf die Grundwasserneubildung zu erwarten. Die zeitliche Verteilung der Jahresniederschlagssummen an der Station Leibnitz/Sulm für den Zeitraum 1967 bis 1996 ist in Fig. 24 dargestellt und zeigt ein unsystematisches Schwanken um den langfristigen Mittelwert.

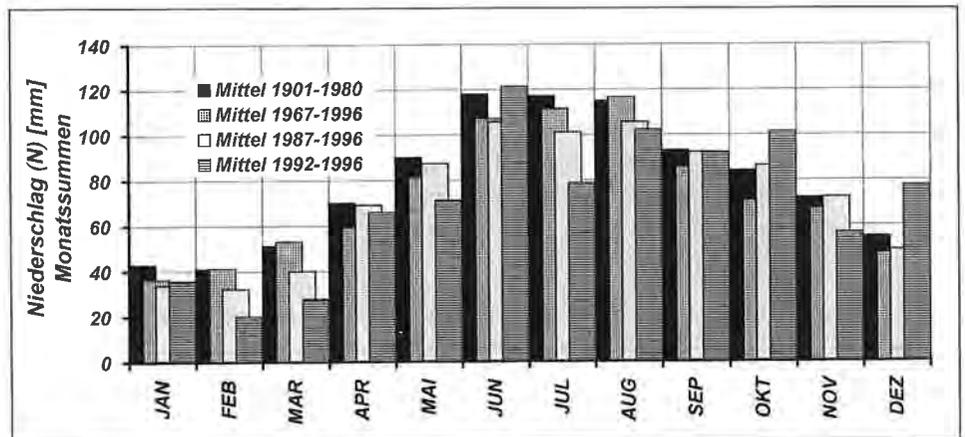


Fig. 23: Mittlere Monatssummen des Niederschlags an der Station Leibnitz/Sulm für unterschiedliche Perioden (1901 bis 1980, 1967 bis 1996, 1987 bis 1996 und 1992 bis 1996).
 Monthly mean precipitation at the observation station Leibnitz/Sulm for different observation periods (1901 to 1980, 1967 to 1996, 1987 to 1996 and 1992 to 1996).

Tab. 6: Mittlere Monats- und Jahressummen des Niederschlags (in mm) an der Station Leibnitz/Sulm für unterschiedliche Beobachtungsperioden (1901 bis 1980, 1967 bis 1996, 1987 bis 1996 und 1992 bis 1996) im Vergleich zu den mittleren Monats- und Jahressummen der Periode 1992 bis 1996 an der Niederschlagsmeßstelle Wagna.

Mean monthly and yearly precipitation (in mm) at observation station Leibnitz/Sulm for different observation periods (1901 to 1980, 1967 to 1996, 1987 to 1996, 1992 to 1996) and comparison to the equivalent data at observation station Wagna for the period 1992 to 1996.

	Station Leibnitz/Sulm								Station Wagna		
	1901–1980	1967–1996		1987–1996		1992–1996			1992–1996		
	Mittel	Min.	Mittel	Min.	Mittel	Min.	Mittel	Max.	Min.	Mittel	Max.
JAN	43	3	36	3	34	8	36	111	8	25	54
FEB	41	0	41	0	32	0	20	50	0	26	50
MAR	51	8	53	8	40	8	28	59	11	30	59
APR	70	17	59	24	69	24	66	109	24	68	121
MAI	90	28	81	37	87	37	71	150	40	71	161
JUN	118	17	107	54	106	54	121	177	60	128	180
JUL	117	47	111	57	101	66	79	103	62	77	93
AUG	115	32	116	32	106	32	102	165	33	104	164
SEP	93	25	86	37	92	50	92	153	54	94	153
OKT	84	0	71	0	86	0	101	162	0	107	179
NOV	72	12	67	21	72	25	57	103	25	59	116
DEZ	55	6	48	12	49	12	78	128	12	66	104
JAHR	949		878		875		850			855	

Obwohl die dargestellte Datenreihe den Eindruck vermitteln könnte, daß die jährliche Variabilität der Niederschlagssumme zurückginge und Extremwerte aus früheren Zeiten nicht mehr erreicht würden, ist die zur Verfügung stehende Beobachtungsreihe für derartige Aussagen wesentlich zu kurz.

Die Reihe 1987 bis 1996 weist nahezu die gleiche mittlere Jahressumme wie die 30jährige Reihe auf, wiewohl auch hier in der jahreszeitlichen Verteilung Unterschiede zu erkennen sind: Während die Niederschläge im Februar und März sowie im Juli und August in der kürzeren Periode deutlich geringer ausfallen, haben die höheren Niederschlagsanteile im April und Mai sowie im September, Oktober und November möglicherweise Auswirkungen auf die Grundwasserneubildungsvorgänge.

Die mittleren Monatssummen und die mittlere Jahressumme des Niederschlags in der Periode 1992 bis 1996 stellen für eine Bewertung langfristiger mittlerer Niederschlagszeiträume einen wesentlich zu kurzen Zeitraum dar, sind aber von besonderer Bedeutung dahingehend, daß dieser Zeitraum sowohl an der Station Wagna als auch an der Station Leibnitz/Sulm durchgehend beobachtet wurde. Ein Vergleich beider Stationen zeigt, daß die mittlere Jahressumme mit 850 zu 855 mm praktisch ident ist, wobei auch die jahreszeitliche Verteilung unter Berücksichtigung von Meßungenauigkeiten vergleichbar ist. Es erscheint berechtigt, davon abzuleiten, daß beide Stationen dasselbe Niederschlagsregime repräsentieren und somit für langfristige Auswertungen und Vergleiche durchaus die Station Leibnitz/Sulm heranzuziehen ist.

Ähnliche Effekte wie in der Veränderung des mittleren Niederschlags sind auch bei der Auswertung von Langzeitmessungen der Lufttemperatur zu erkennen (Fig. 25).

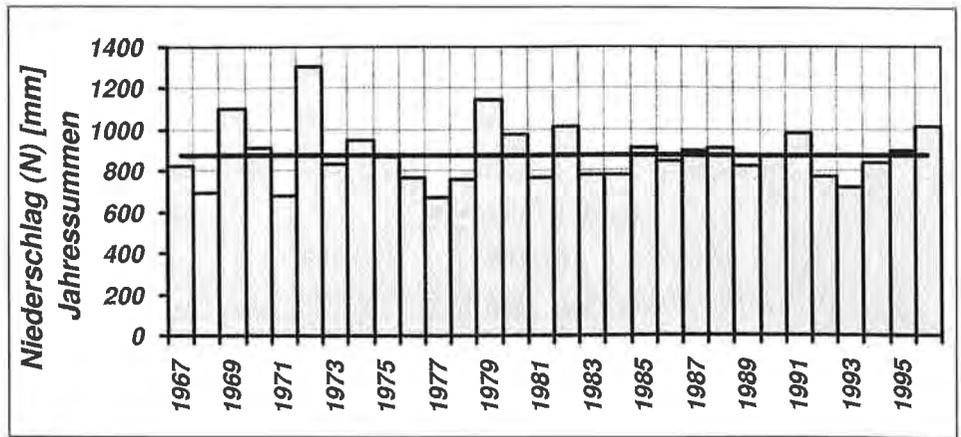


Fig. 24: Entwicklung der Jahressummen des Niederschlags an der Station Leibnitz/Sulm in der Periode 1967 bis 1996 im Vergleich mit der 30jährigen mittleren Jahressumme.
Comparison of annual precipitation for the period 1967 to 1996 with the long-term mean at the observation station Leibnitz/Sulm.

Während das mittlere Jahresmittel der Lufttemperatur der Reihe 1901 bis 1980 noch bei $8,9^{\circ}\text{C}$ lag, stieg dieses mit kürzer werdendem Auswertzeitraum kontinuierlich an (1966 bis 1995 $9,87^{\circ}\text{C}$, 1986 bis 1995 $10,21^{\circ}\text{C}$) und erreichte für die Meßperiode 1992 bis 1995 einen Wert von $10,71^{\circ}\text{C}$. Auffallend ist dabei, daß gerade die Sommertemperaturen im Juli und August immer höher zu werden scheinen, während demgegenüber die Erhöhung der mittleren Monatstemperatur in den Monaten Februar bis Juni sowie September und Oktober deutlich geringer ausfällt. Auffallend sind auch zunehmende Monatstemperaturmittel im Dezember und Jänner.

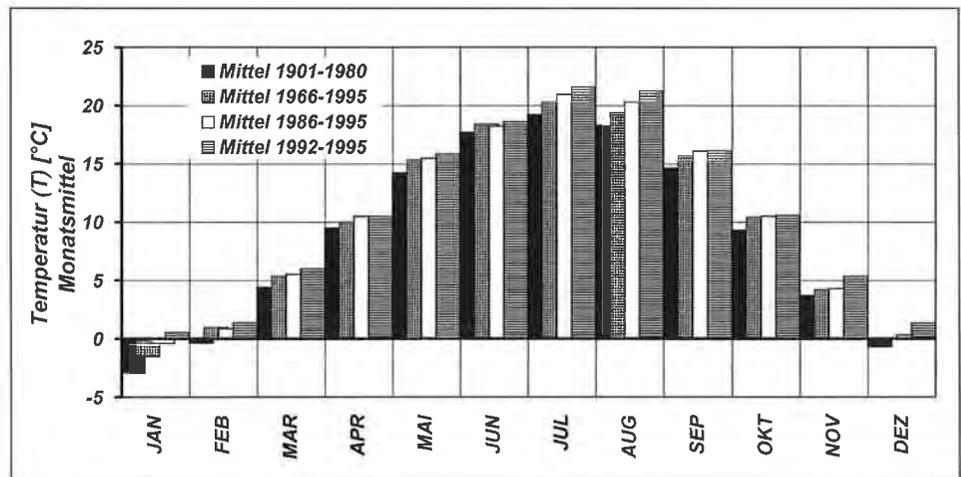


Fig. 25: Mittlere Monatsmittel der Lufttemperatur an der Station Leibnitz/Sulm für unterschiedliche Perioden (1901 bis 1980, 1966 bis 1995, 1986 bis 1995 und 1992 bis 1995).
Monthly mean air temperature at the observation station Leibnitz/Sulm for different observation periods (1901 to 1980, 1966 to 1995, 1986 to 1995 and 1992 to 1995).

4.4.1.2. Verdunstung

Die Verdunstung, ein komplexer physikalischer Vorgang, unterliegt je nach den meteorologischen Gegebenheiten und einer Vielzahl anderer Faktoren (Bodenart, Beschaffenheit und Bewuchs der Bodenoberfläche, Tages- und Jahreszeit, Höhenlage seien hier nur beispielhaft angeführt) starken Schwankungen. In Abhängigkeit von der Oberfläche und deren aktuellen Eigenschaften von denen der Verdunstungsvorgang seinen Ausgang nimmt, werden mehrere Untergliederungen der Verdunstung vorgenommen: Die Evaporation (E) ist die Verdunstung des Wassers von unbewachsenem Boden oder einer freien Wasseroberfläche, als Transpiration (T) wird der Prozeß der Wasserabgabe an die Atmosphäre durch oberirdische Organe von Pflanzen bezeichnet. Die Zusammenführung der beiden Vorgänge E und T ergibt die Evapotranspiration (ET), unter der man den Gesamtwassertransfer in die Atmosphäre pro Einheit der bewachsenen Bodenfläche versteht.

Bei der Evaporation von unbewachsenem Boden spielen dessen physikalischer Zustand (Verteilung des Wassergehaltes nach der Tiefe, Tiefenlage des Grundwasserspiegels, Verteilung der Kapillarkräfte nach der Tiefe etc.) neben den meteorologischen Bedingungen, die die Verdunstungskraft der Atmosphäre steuern, eine entscheidende Rolle. Die Transpiration wird auch als physiologisch regulierte Verdunstung (H. SCHRÖDTER, 1985) bezeichnet, da sie im wesentlichen von drei Faktoren bestimmt wird, dem atmosphärischen, dem bodenphysikalischen und dem pflanzenphysiologischen. Die Intensität der Transpiration hängt zunächst auch von der Verdunstungskraft der Atmosphäre ab, da die Pflanze jedoch Wasser aus dem Boden bezieht, spielen für die Kontrolle der Transpiration jene Prozesse, die sich beim Fluß des Wassers aus dem Bodenraum über das Wurzelsystem bis hin zu den Spaltöffnungen abspielen, eine wesentliche Rolle.

Des weiteren ist eine Unterscheidung zwischen aktueller und potentieller Verdunstung angebracht. Die potentielle Evaporation (E_p) wird nach H. L. PENMAN (1956) und WMO TECHNICAL NOTE NO.83 (1966) als jene maximale Wasserdampfmenge bezeichnet, die von einer mit Wasser vollständig gesättigten, leblosen Oberfläche pro Flächen- und Zeiteinheit unter den bestehenden atmosphärischen Bedingungen abgegeben werden kann. Die potentielle Evapotranspiration (ET_p) ist dann jene maximale Wassermenge, die von einer stets wassergesättigten, den ganzen Boden bedeckenden Vegetationsfläche verdunsten kann. Vereinfachend wird der allein aufgrund der atmosphärischen Bedingungen maximal mögliche Wasserverlust geschätzt und dieser mittels zusätzlicher Faktoren den pflanzenspezifischen Bedingungen angepaßt. Demnach ist dann die aktuelle oder reale Evapotranspiration (ET_a) jene Menge an Wasser, die unter vorliegenden Bedingungen von einer bewachsenen Landoberfläche tatsächlich verdunstet, wobei die herrschenden atmosphärischen Verhältnisse und die die Verdunstung beschränkenden Bodenwasserverhältnisse Berücksichtigung finden. Die aktuelle Evaporation (E_a) wird als jene Wasserdampfmenge definiert, die unter den gegebenen äußeren Bedingungen von einer nur teilweise mit Wasser gesättigten leblosen Oberfläche in die Atmosphäre abgegeben wird.

Zahlreiche unterschiedliche Ansätze zur Ermittlung der Evaporation bzw. Evapotranspiration gehen entweder vom Energiehaushalt aus (PENMAN-MONTEITH-Gleichung) oder berechnen diese über Diffusionsansätze und semiempirische Beziehungen (DALTON-, THORNTHWAITE-, HAUDE-Formeln). Auch die Verwendung von klimatologischen Indizes, die nur ein oder mehrere Klimaelemente umfassen, sind in Verwendung (BLANEY-CRIDDLE, TURC). Einen guten Überblick über diese Ansätze gibt H. SCHRÖDTER (1985), eine umfassende theoretische Abhandlung findet sich

in W. H. BRUTSAERT (1982). Nach einer Studie des Vergleiches von verschiedenen Ansätzen zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration in den EU-Ländern wird von E. CHOISNEL et al. (1990) der PENMAN-Ansatz zur ET_p -Abschätzung empfohlen, der erweiterte Ansatz nach PENMAN-MONTEITH in den umfassenden Studien FAO (1991) und M. E. JENSEN et al. (1990).

Die PENMAN-Gleichung (H. L. PENMAN, 1948, 1956) ist eine Kombination zwischen dem energetischen Ansatz und der aerodynamischen Methode und kann nach J. DOORENBOS & W. O. PRUITT (1977) zu

$$ET_p = F(SB + B) + (1 - F) f(u) (es(T) - e) + Ev, \quad (Gl. 3)$$

$$F = \frac{s}{s + g}; f(u) = a + bu; Ev = \frac{g}{s + g} (0,27 + 0,234u) (es(T) - e)$$

formuliert werden, wobei F einen Gewichtungsfaktor, $f(u)$ die Windfunktion, SB die Strahlungsbilanz oder Nettostrahlung und B den Bodenwärmestrom darstellt. Von es , dem Sättigungsdampfdruck als Funktion von T , der Lufttemperatur, wird der aktuelle Dampfdruck e abgezogen. Im Gewichtungsfaktor beschreibt die Steigung der Funktion s die Abhängigkeit des Sättigungsdampfdruckes von der Temperatur und g stellt die Psychrometrikonstante dar. Die Koeffizienten a und b sind spezifisch ortsabhängig und müssen mittels eines geeigneten Verfahrens bestimmt werden (vgl. dazu J. DOORENBOS & W. O. PRUITT, „korrigierte“ PENMAN-Gleichung). Die Konstanten im „Ventilationsglied“, dem zweiten Summanden auf der rechten Seite von (Gl. 3) gelten für eine Meßhöhe von 2 m.

Die nach dem eben vorgestellten Verfahren berechneten mittleren monatlichen potentiellen Verdunstungswerte für die Station Leibnitz/Sulm aus der Meßperiode 1971 bis 1996 sind in Tab. 7 dargestellt.

Tab. 7: Der mittlere Jahresgang der potentiellen Verdunstung (in mm) berechnet nach (Gl. 3) für den Zeitraum 1971 bis 1996.
Monthly mean evapotranspiration (in mm) at observation point Leibnitz/Sulm using (eq. 3) for the period 1971 to 1996.

	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	JAHR
Leibnitz/ Sulm	2	10	35	61	96	106	116	105	64	36	16	3	649

Während die Bestimmung von E_p und ET_p noch verhältnismäßig einfach vorgenommen werden kann, ist dies bei E_a und besonders bei ET_a nur mit großem Aufwand möglich (vgl. H. DOBESCH & E. KOCH, 1992, H. DOBESCH, 1993, H. DOBESCH, 1995). Die quantitative Bestimmung der ET_a ist infolge der Komplexität der beteiligten Prozesse und ihrer Wechselwirkungen schwierig und nur in Einzelfällen mittels Simulationsmodellen festlegbar. Daher sind in der Praxis vielfach stark vereinfachende Schemata vorzufinden. So wird z. B. beim Deutschen Wetterdienst für die Agrarprognose (H. DOMMERMUTH & W. TRAMPE, 1995) bei einer nutzbaren Feldkapazität von $> 50\%$ grob ET_p angenommen.

Das Verfahren von M. RENGER & G. WESSOLEK (1990) wird vielfach zur Abschätzung der realen Jahresverdunstung (Summe April bis März des Folgejahres) herangezogen. Unter der Annahme, daß der Boden im Frühjahr auf Feldkapazität aufgefüllt ist, gilt

$$ET_a = a \cdot P_{So} + b \cdot P_{Wi} + c \cdot \log(W_{Pfl}) + d \cdot ET_p + e, \quad (Gl. 4)$$

wobei P_{S_0} den Sommerniederschlag (Summe in mm von April bis September), P_{W_1} den Winterniederschlag (Summe in mm von Oktober bis März), W_{Pfl} das pflanzenverfügbare Bodenwasser (in mm), ET_p die potentielle Evapotranspiration (in mm) darstellt. Die Konstanten a bis e haben für mitteleuropäische Verhältnisse und Höhenlagen bis 600 m für Ackerstandorte folgende Werte: a = 0,39, b = 0,08, c = 153, d = 0,12 und e = -109.

Unter Zugrundelegung der (Gl. 4) und der oben angeführten Parameterwerte errechnet sich für den Standort Wagna unter Einsetzen des mittleren Sommerniederschlags von 560 mm, des mittleren Winterniederschlags von 317 mm, eines pflanzenverfügbaren Wasservolumens für den Boden des Standortes Maismonokultur von 130 mm und jenes der Fruchtfolge von 146 mm und der potentiellen Evapotranspiration von 649 mm (Tab. 7) eine aktuelle Evapotranspirationsleistung von 536–544 mm als mittlere Jahressumme aus der Periode 1971 bis 1996.

4.4.1.3. Bodentemperatur

Der Wärmezustand oder die Temperatur des Bodens ist eine Meßgröße, mit der die thermischen Eigenschaften und der thermische Energiehaushalt des Bodens am einfachsten untersucht werden können. Demgegenüber ist vor allem im Freiland die Bestimmung thermischer Kapazitätseigenschaften oder der spezifischen Wärmekapazität unverhältnismäßig schwieriger. Da hydrologische Eigenschaften von Sedimenten seit jeher von der Kapazitätsseite angegangen werden, sind aufgrund dieser meßtechnisch bedingten Umstände eine Reihe von prinzipiellen Parallelitäten zwischen Wärmehaushalt und Wasserhaushalt im Boden nicht ohne weiteres erkennbar. Im Prinzip sind aber auch bei der Betrachtung des Wärmehaushaltes von Böden Kapazitäten, Potentiale und Transporte für die beobachteten Vorgänge und Zustände entscheidend (P. SCHACHTSCHABEL et al., 1992). Bei der Beurteilung thermischer Eigenschaften von Böden steht die Wirkung auf biologische Vorgänge im Boden und auf das Wachstum der höheren Pflanzen im Vordergrund des Interesses.

Die thermische Energie der Böden stammt aus mehreren Quellen, wobei die wesentlichste die Sonne ist. Im Vergleich dazu treten andere, wie das geothermische Potential oder die mikrobiologischen Umsetzungen beim Abbau der organischen Substanz deutlich in den Hintergrund bzw. sind nur lokal von größerem Interesse (Mülldeponien, Kompost- und Mistlagerung, aufsteigende Wässer aus größeren Tiefen etc.). Von Bedeutung ist auch noch die advective Energiezufuhr mit dem Wasser, die in unseren Breiten vor allem im Frühjahr („Warmer Frühjahrsregen“) wirksam ist. Die Energiezufuhr von der Sonne setzt sich aus der direkten Einstrahlung, der indirekten Einstrahlung nach Reflexion und Streuung durch die Luft der Atmosphäre und der thermischen Ausstrahlung vorher von der Atmosphäre absorbiertes Energie zusammen.

Dieser Energiezufuhr steht ein Energieverlust gegenüber, der über lange Zeitspannen und große Räume etwa gleich groß ist und dessen Ursache in erster Linie die Ausstrahlung darstellt. Diese Bodenstrahlung liegt zum großen Teil im Bereich der Wärmestrahlung (langwellig) und ist für die Erwärmung der bodennahen Luft die entscheidende Komponente.

Ein zweiter zu Energieverlust führender Vorgang ist die Evaporation, in deren Verlauf dem Boden die Verdampfungswärme entzogen wird. Einen Einfluß auf die Wärmeenergiebilanz des Bodens hat auch das Adsorptionsvermögen der Bodenoberfläche, das von der Farbe des Bodens und der Beschaffenheit – vor allem der Rauigkeit – abhängt. Da dunkle Böden weniger Strahlung reflektieren, werden sie bis in etwa 20 cm Tiefe um bis zu 3° K wärmer als helle Böden ähnlicher Beschaffenheit (vergleiche P. SCHACHTSCHABEL et al., 1992). Bei der Oberflächenrauigkeit spielen Auflagen wie

die natürliche Humusschicht und auch Bearbeitungsvorgänge sowie von ihnen erstellte Gefügeformen eine Rolle.

Wenn Temperaturunterschiede vorliegen, treten Wärmebewegungen in den Böden auf. Wärmeleitung und Konvektion sind die Mechanismen, welche die Wärmeausgleichsbewegungen im Boden verursachen. Während die Wärmeleitung immer wirkt, ist die Konvektion an das Vorhandensein eines beweglichen Trägers, in der Regel das Wasser, gebunden. In flüssiger Phase ist Wasser wegen seiner hohen Wärmekapazität eine ausgezeichnete Trägersubstanz, in der Gasphase wird die geringe Kapazität durch die hohe Verdampfungs- bzw. Kondensationswärme (ca. 2 500 J/g; P. SCHACHTSCHABEL et al., 1992) wettgemacht. In der wasserungesättigten Zone spielt daher der Wasserdampftransport als Wärmetransportmechanismus eine erhebliche Rolle. In der ungesättigten Zone liegt also eine Koppelung von Wärme- und Wassertransport vor. Wenn nicht nur die Kondensations-, sondern auch die Erstarrungswärme des Wassers (ca. 300 J/g) frei wird, ist der Wärmetransport besonders wirksam. Diese starke Wärme freisetzung beim Phasenübergang ist eine wesentliche Ursache dafür, daß die Bodentemperatur im Bereich $< 0^{\circ}\text{C}$ auch bei unbedeckten Böden bei weiterem Absinken der Lufttemperatur nur in den obersten Zentimetern ähnlich verläuft. In den darunter liegenden Schichten folgen die Temperaturen einem Lufttemperaturrückgang umso langsamer, je mehr Platz für die Zufuhr von weiterem Wasser ist (P. SCHACHTSCHABEL et al., 1992).

Es besteht ein enger Zusammenhang zwischen dem Mechanismus der Wärmeleitung und dem Ausmaß des leitenden Querschnittes im Boden. Wegen der geringen Wärmeleitfähigkeit ist dieser Querschnitt stark vom Wassergehalt abhängig. Bereiche mit geringem Wassergehalt bewirken infolge der meniskenartigen Verteilung des Wassers im Boden starke Zunahmen des Fließquerschnittes und führen zu größeren Transportmengen und in weiterer Folge zu einem schnelleren Temperaturanstieg im gesamten Bodenkörper. Gleichzeitig verbraucht die hohe Wärmekapazität des Wassers viel Energie zu dessen Erwärmung, sodaß ab einem bestimmten Punkt die Zunahme der Wärmeleitfähigkeit aufgrund der Vergrößerung des Fließquerschnittes durch die Zunahme der Wärmekapazität kompensiert wird. Diese Zunahme der Wärmekapazität verhindert die Ausbildung des für den Transport notwendigen starken Temperaturgradienten durch eine Verminderung der regionalen Temperaturerhöhung (P. SCHACHTSCHABEL et al., 1992).

Wie bereits erwähnt wurden an der Forschungsstation Wagna unter den unterschiedlich bewirtschafteten Flächen je ein Meßprofil zur in situ Erfassung der Bodentemperatur eingebaut. Am oberen Rand wird die Lufttemperatur an der Klimastation, allerdings in 2 m Höhe, gemessen. Die Grundwassertemperatur wird in einer Tiefe von 4,5 m nahe der Grundwasseroberfläche als untere Begrenzung der wasserungesättigten Zone erfaßt. Die Ganglinien der Boden- und Grundwassertemperaturen in verschiedenen Tiefen (Fig. 26) zeigen im Jahresverlauf eine annähernd sinusförmige Ausformung, deren Amplituden mit zunehmender Tiefe abnehmen und deren Extreme mit zunehmender Bodentiefe immer später auftreten. Amplitude und Eindringtiefe der Tagestemperatur sind wesentlich kleiner als die der Jahrestemperatur (Tagesschwankungen der Bodentemperatur sind bis in eine Tiefe von etwa 70 cm nachweisbar).

Auswertungen des Temperaturverlaufes in den einzelnen Tiefen im Vergleich der beiden Parzellen in den Jahren 1991 und 1992 (M. EISENHUT et al., 1992) zeigten deutliche Unterschiede im Temperaturverlauf des Bodens bis in eine Tiefe von 250 cm, die auf die verschiedene Vegetationsbedeckung und Bewirtschaftungsweise zurückgeführt werden. Es wird festgehalten, daß daraus abzuleitende Auswirkungen der Temperatur-

differenzen auf die chemischen Umsetzungsprozesse in der Bodenzone zu erwarten sind, da für die Nitrifikationsprozesse im Boden neben den Feuchteverhältnissen die Temperaturverteilung von großer Bedeutung ist.

Wie in Fig. 27 ersichtlich ist, sind die Unterschiede zwischen Maismonokulturparzelle und Fruchtfolgeparzelle in den Jahren 1992 und 1993 extrem hoch, während sie in den Folgejahren 1994 und 1995 demgegenüber deutlich geringer werden. Betrachtet man den zugehörigen Fruchtfolgeverlauf, so wird erkenntlich, daß in den Jahren 1994 und 1995 beide Flächen mit Mais – einmal in Form von Monokultur mit Schwarzbrache, auf der Fruchtfolgeparzelle mit einer winterharten Grünbrache bebaut waren. Die generell größere Differenz in 40 cm Tiefe ist auf die mechanische Bewirtschaftung – Pflugbau mit Herbstfurche auf der Maismonokulturparzelle und seichte Grubberung auf der Fruchtfolgeparzelle – mit den sich daraus ergebenden unterschiedlichen Porensystemen und der Wasserspeicherung in den obersten Bodenschichten sowie auf die winterharte Gründecke zurückzuführen. Das Temperaturniveau auf der Fruchtfolgeparzelle ist in 40 cm Tiefe vor allem in den Herbst- und Wintermonaten deutlich höher als auf der Maismonokulturparzelle. Insgesamt gesehen zeigt diese fünfjährige Meßperiode den entscheidenden Einfluß unterschiedlichen Bestandes auf die Temperaturverteilung der gesamten ungesättigten Zone.

Zur Charakterisierung des jahrezeitlichen Verlaufes der Bodentemperatur in den unterschiedlichen Meßstiefen wurden aus den Meßdaten im Bereich der Maismonokulturparzelle (Fig. 26) der Jahre 1992 bis 1996 – die Maismonokulturparzelle wurde gewählt, um den Einfluß wechselnder Vegetationsbedeckung auszuschalten – eine mittlere Jahresganglinie der Bodentemperatur in unterschiedlichen Tiefen berechnet und in Fig. 28 dargestellt. Der Einfluß kurzfristiger Lufttemperaturschwankungen ist bis in Meßstiefen von 110 cm charakteristisch, wobei die winterlichen Tiefstwerte der Lufttempe-

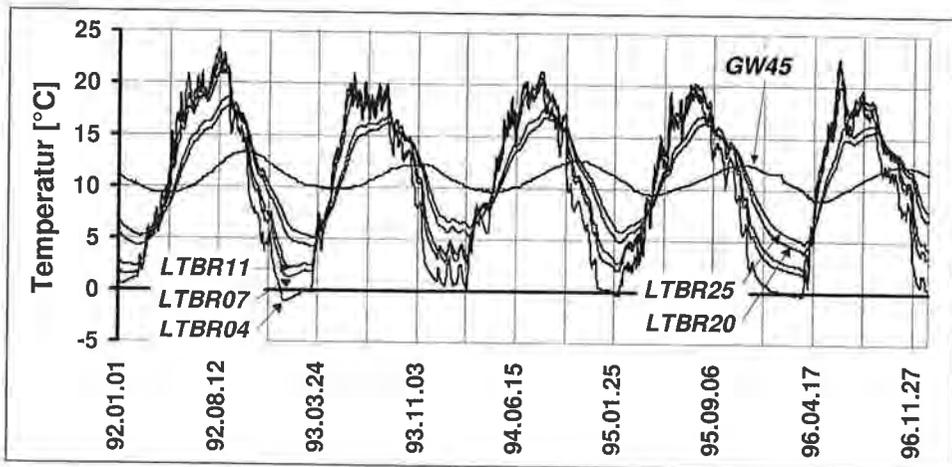


Fig. 26: Verlauf der Bodentemperatur in unterschiedlichen Tiefen (LTBR04 = 40 cm, LTBR07 = 70 cm, LTBR11 = 110 cm, LTBR20 = 200 cm, LTBR25 = 250 cm unter GOK) und der Grundwassertemperatur (GW45) im Beobachtungszeitraum 1992 bis 1996 unter Maismonokultur an der Forschungsstation Wagna.

Variation of soil temperature in different depths (LTBR04 = 40 cm, LTBR07 = 70 cm, LTBR11 = 110 cm, LTBR20 = 200 cm, LTBR25 = 250 cm below surface) and groundwater temperature (GW45) from 1992 to 1996 on the maize monoculture plot of the research station Wagna.

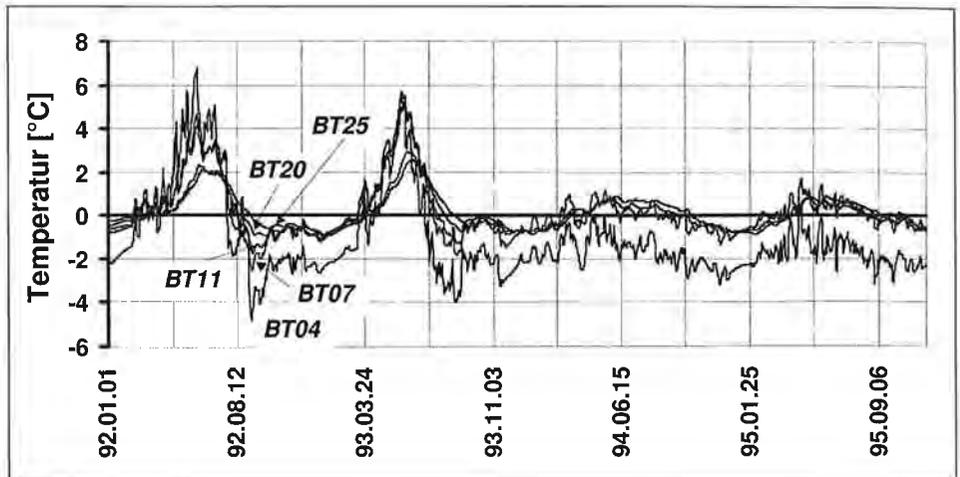


Fig. 27: Differenzen der Bodentemperatur in gleichen Meßtiefen (BT04 = 40 cm, BT07 = 70 cm, BT11 = 110 cm, BT20 = 200 cm und BT25 = 250 cm unter GOK) zwischen Maismonokultur- und Fruchtfolgeparzelle im Zeitraum von 1992 bis 1995.
Differences in soil temperature at the same depths (BT04 = 40 cm, BT07 = 70 cm, BT11 = 110 cm, BT20 = 200 cm und BT25 = 250 cm below surface) between maize monoculture and crop rotation plot for the period 1992 to 1995.

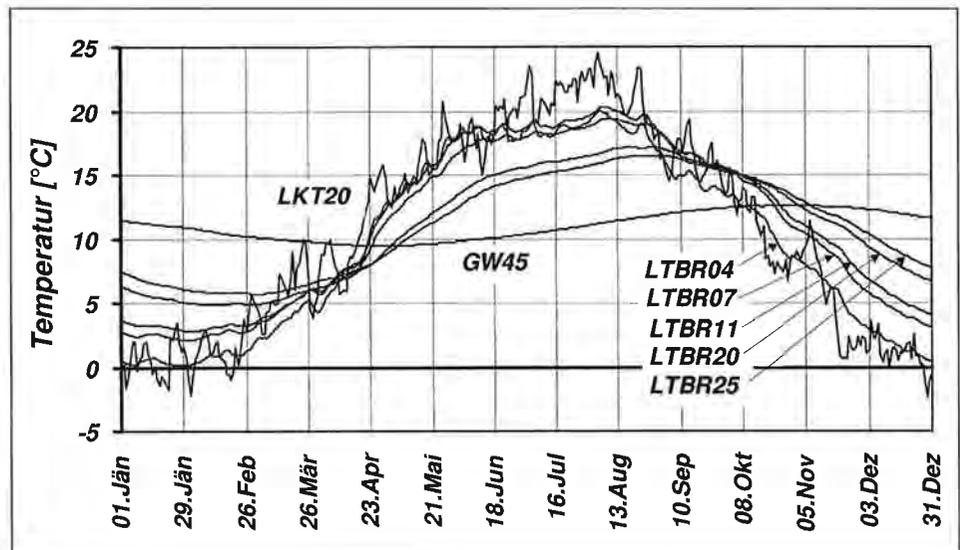


Fig. 28: Mittlere Jahresganglinie der Luft-, Boden- und Grundwassertemperatur der Periode 1992 bis 1996 in verschiedenen Meßtiefen (LKT20 = Lufttemperatur in 2 m über GOK, LTBR04 = 40 cm, LTBR07 = 70 cm, LTBR11 = 110 cm, LTBR20 = 200 cm, LTBR25 = 250 cm unter GOK, GW45 = Grundwassertemperatur nahe der Grundwasser Oberfläche in 450 cm unter GOK).
Yearly mean variation of air, soil and groundwater temperature for the period 1992 to 1996 in different depths (LKT20 = air temperature 2 m above surface, LTBR04 = 40 cm, LTBR07 = 70 cm, LTBR11 = 110 cm, LTBR20 = 200 cm, LTBR25 = 250 cm below surface, GW45 = groundwater temperature near the groundwater table in 450 cm below surface).

ratur auch im mehrjährigen Mittel ausschließlich durch die Bodentemperatur in 40 cm Tiefe nachvollzogen werden. Hier deutet sich die Wirkungsweise der oben beschriebenen Wärmefreisetzung beim Phasenübergang flüssig/fest im Bodenwasser an.

Aufgrund des üblicherweise sehr trockenen Bodenzustandes während der Sommermonate (aufgrund des Wasserentzuges durch den Mais in der Hauptwachstumsperiode) steht in dieser Zeit für den Wärmetransport in die Tiefe der advektive Mechanismus nur sehr eingeschränkt zur Verfügung, der Transport erfolgt nahezu allein durch den Wärmeleitungsprozess. Durch diese Verminderung des gesamten Wärmetransportvermögens im Boden wird der Wärmegehalt der Lufttemperatur nicht in vollem Umfang bis in die Meßtiefen von 40 cm weitergeleitet. Die Bodentemperatur bleibt deutlich hinter der Lufttemperatur zurück. Einen entscheidenden Beitrag zu diesem Effekt liefert aber sicherlich auch die Tatsache, daß durch die hoch entwickelte Vegetation die Temperatur im bodennahen Bereich deutlich unterschiedlich zur Lufttemperatur in 2 m Höhe (Meßhöhe) ist. Eine quantitative Aufspaltung der Wirksamkeit dieser beiden Einflußgrößen auf das Bodentemperaturverhalten ist hier aufgrund der vorliegenden Meßumgebung nicht möglich.

Mit zunehmender Meßtiefe wird eine deutliche Verminderung der Jahresamplitude und eine deutliche Verschiebung des Zeitpunktes des Extremwerteintrittes in der mittleren Jahressganglinie erkennbar. Die Darstellung der Isochronen der mittleren Monatsmitteltemperaturen nach der Tiefe in Fig. 29 zeigen diese Amplitudenverringeringerung in einer Verschmälerung des sich ausbildenden „Temperaturtrichters“ und auch die Ver-

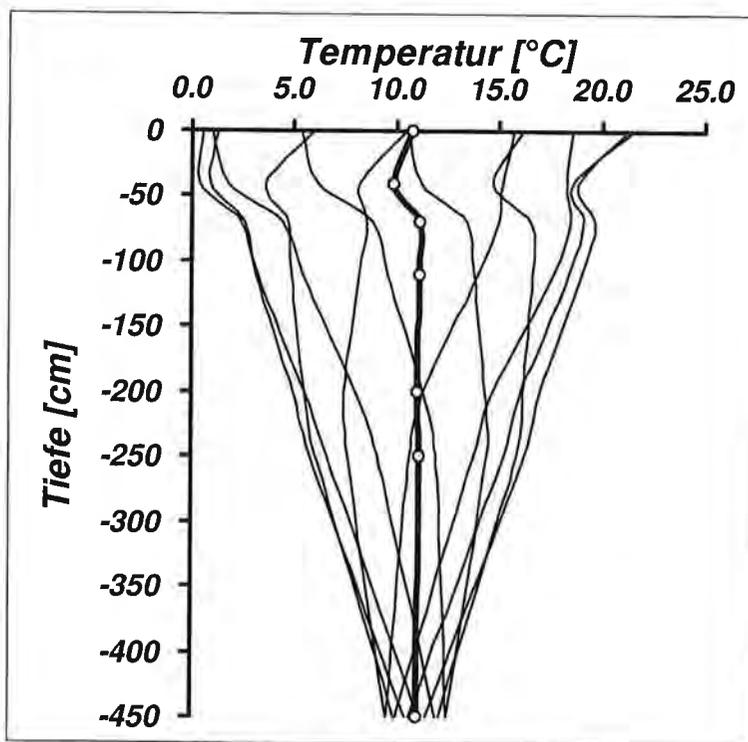


Fig. 29: Isochronen der mittleren Monatstemperaturen aus dem Zeitraum 1992 bis 1996 nach der Tiefe. Isochrones of the mean monthly temperatures for the period 1992 to 1996.

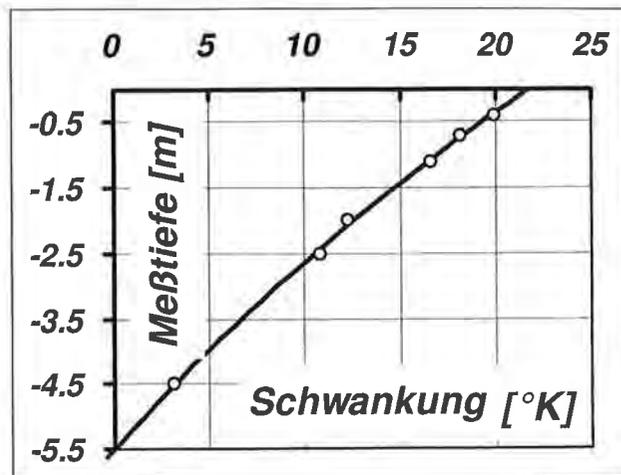


Fig. 30: Abnahme der Jahresschwankung der Temperatur mit der Tiefe und berechneter funktionaler Zusammenhang.
 Decrease of seasonal fluctuation of temperature with depth and functional description.

schiebung der Extremwerte in einer netzwerkartigen Struktur der einzelnen Isochronen. Die mittlere Jahrestemperatur in den einzelnen Meßtiefen ist nahezu ident, wobei in der Meßtiefe 40 cm auch im fünfjährigen Mittel eine deutliche Störung des Temperaturprofils zu erkennen ist.

Betrachtet man die Abnahme der mittleren Jahresamplitude der Temperatur in den unterschiedlichen Meßtiefen, so zeigt sich, daß diese sich mit einer quadratischen Funktion der Form $y = a + bx + cx^2$ (Fig. 30) nahezu ideal beschreiben läßt (das Schwanungsverhalten der Lufttemperatur wurde aufgrund der Meßhöhe von 2 m über GOK hier nicht miteinbezogen).

Die Parameter der Funktion $a = 21,688827$, $b = 4,9054404$ und $c = 0,17601892$ ergeben bei einem Korrelationskoeffizienten von 0,9992889 eine mittlere Residuenquadratsumme von 0,04448671° K.

Die Abnahme der Temperaturamplitude nach unten wird auch durch die Messungen im gesättigten Bereich des Grundwasserkörpers bestätigt, wonach sich die Temperaturamplitude im Grundwasser in einer Tiefe von etwa 8 m auf ca. 1° K vermindert. In diesem Bereich spielen aber auch andere Faktoren eine Rolle (z. B. horizontaler Transport von Bereichen nicht landwirtschaftlich genutzter Beöden etc.), sodaß eine direkte Weiterführung der Tiefenabhängigkeit von der ungesättigten Zone in den gesättigten Bereich sicherlich unzulässig ist.

4.4.1.4. Bodenwassergehalt und Matrixpotential

Unter natürlichen Bedingungen enthält jeder Boden stets Wasser. Die Wassermenge kann im Gleichgewicht mit geringer Luftfeuchtigkeit sehr klein sein. Das Wasser in den Poren des Bodens ist nur teilweise frei beweglich. Ein Teil unterliegt Bindungen durch Eigenschaften der festen Phase – der Bodenmatrix. Das durch Niederschläge dem Boden zugeführte Wasser wird zum Teil in den Poren gegen die Einwirkung der Schwerkraft festgehalten, zum Teil als Sickerwasser in tiefere Zonen verlagert. Hierbei wird im Boden bereits vorhandenes Wasser durch das Sickerwasser verdrängt und damit selbst zum Sickerwasser. Das im Boden verbleibende Wasser wird als Bodenfeuchte

bezeichnet. Die Bindung des gegen den Einfluß der Schwerkraft im Boden verbleibenden Wassers beruht auf der Wirkung verschiedener Kräfte zwischen den festen Bodenteilchen und den Wassermolekülen sowie den Kräften zwischen den Wassermolekülen selbst.

Adsorptionswasser umhüllt die festen Oberflächen der Teilchen, ohne daß Menisken gebildet werden, und wird durch die Wirkung von Adsorptionskräften und osmotischen Kräften gehalten. Adsorptionskräfte zwischen der Festsubstanz und den Wassermolekülen umfassen die über kurze Entfernungen wirkenden LONDON VAN DER WAALSschen Kräfte und die H-Bindungen zwischen den Sauerstoffatomen der festen Oberfläche und den Wassermolekülen sowie die über längere Entfernungen wirkenden Kräfte unter der Einwirkung des elektrostatischen Feldes vor allem der Gegenionen. In diesem Feld werden die Wasserdipole ausgerichtet und angezogen. Die Bindung zwischen den adsorbierten Wassermolekülen erfolgt über die H-Brücken (P. SCHACHTSCHABEL et al., 1992).

Bringt man ofentrockenen Boden mit Wasserdampf ins Gleichgewicht, so wird nicht nur Adsorptionswasser angelagert, sondern es bilden sich bereits bei der Adsorption einiger Wasserschichten an der Berührungsstelle der festen Teilchen stark gekrümmte Menisken aus, die die Berührungsstelle ringförmig umschließen und sich mit steigender Wasseranlagerung vergrößern. Verursacht wird diese Bildung von Kapillarkondensat durch die Tendenz der Grenzfläche von Wasser und Luft sich zu verkleinern, weil hierdurch ein energieärmerer Zustand erreicht wird (= Kapillarkondensation; siehe P. SCHACHTSCHABEL et al., 1992). Die Bildung der Menisken beruht auf dem Zusammenwirken von Adhäsionskräften zwischen der festen Oberfläche und Wassermolekülen mit Kohäsionskräften zwischen den Wassermolekülen unter Bildung von H-Brücken. Dieses über Kapillarkräfte gebundene Wasser hat gegenüber freiem Wasser eine höhere Oberflächenspannung und damit niedrigeren Dampfdruck. Je kleiner der Durchmesser der kapillaren Hohlräume ist, umso mehr Energie muß aufgewandt werden, um diese Wasseranteile freizusetzen. Der überwiegende Teil des Bodenwassers unterliegt sowohl Adsorptions- als auch Kapillarkräften. Je höher der Wassergehalt des Bodens ist, umso mehr überwiegt die kapillare Bindung gegenüber der adsorptiven Bindung und umgekehrt.

Die wohl wichtigste Methode zur Bestimmung des Wassergehaltes ist die Trocknung bei 105° C und Bestimmung der Gewichts Differenz. Dies setzt allerdings eine Probenahme voraus, ist deshalb nicht zerstörungsfrei und eignet sich nicht zur kontinuierlichen Registrierung der Wassergehaltsänderung im Freiland. Hierfür werden meistens indirekte Methoden angewandt, die den Einbau eines Meßfühlers in den Boden und damit laufende Messungen ermöglichen. Die an der Forschungsstation Wagna eingesetzte TDR-Methode zur kontinuierlichen Bestimmung des Wassergehaltes in den verschiedenen Schichten der Bodenprofile wurde bereits ausführlich erläutert.

In Fig. 31 sind die Ganglinien des Wassergehaltes in Vol. % aus den TDR-Messungen in verschiedenen Tiefen der Fruchtfolgeparzelle an der Forschungsstation Wagna aus dem Zeitraum Anfang 1993 bis Ende 1996 dargestellt. Durch das angewandte Verfahren war es möglich, praktisch lückenlose Reihen der Wassergehaltsänderung im ungestörten Boden aufzunehmen. Datenausfälle in den Wintermonaten aufgrund des Versagens der Solarstromversorgung bei langanhaltenden Nebellagen spielen keine Rolle, da diese zu Zeiten sehr geringer Wassergehaltsänderungen erfolgten und die Tagesmittelwerte auch durch Einzelmessungen sehr gut repräsentiert werden. Im Jahr 1996 kam es aufgrund von Umstellungen in der Meßanordnung und in der Datenaufzeichnung zu mehreren länger dauernden Aufzeichnungslücken, die es aber trotzdem zulassen, den zeitlichen Verlauf der Wassergehaltsänderungen sinnvoll zu charakterisieren.

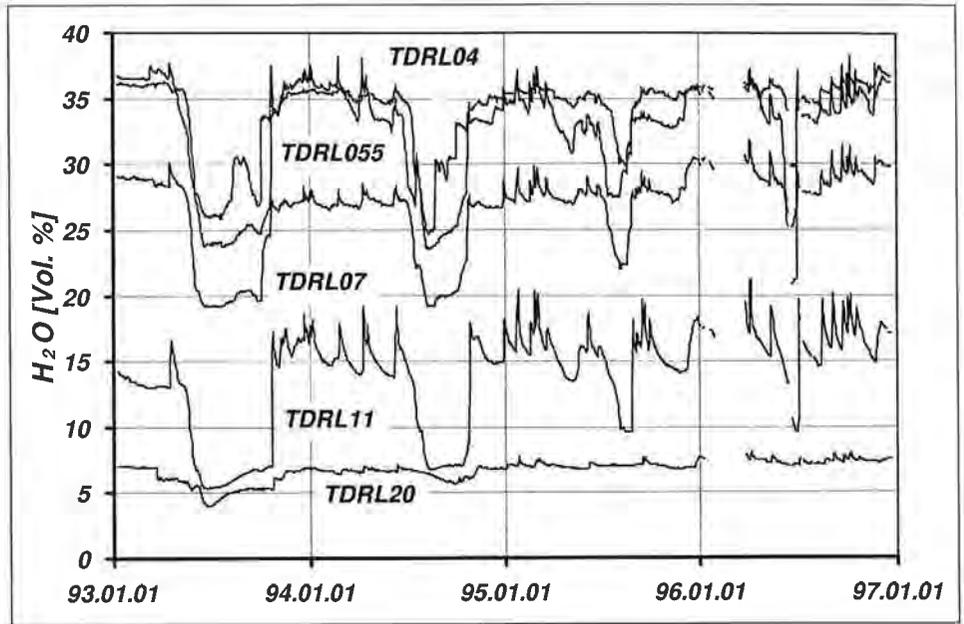


Fig. 31: Ganglinie des Wassergehaltes (Vol. %) in verschiedenen Bodenhorizonten (TDRL04 = 40 cm, TDRL055 = 55 cm, TDRL07 = 70 cm, TDRL11 = 110 cm, TDRL20 = 200 cm unter GOK) an der Fruchtfolgeparzelle von 1993 bis 1996.
 Time series of the water content (Vol. %) in different soil horizons (TDRL04 = 40 cm, TDRL055 = 55 cm, TDRL07 = 70 cm, TDRL11 = 110 cm, TDRL20 = 200 cm below surface) on the crop rotation plot from 1993 to 1996.

Wie aus den Bodenprofilen, die bei der Errichtung der Forschungsstation Wagna aufgenommen wurden und auch den höchsten in den unterschiedlichen Horizonten gemessenen Wassergehalten erkennbar ist (Fig. 31), befinden sich auf der Fruchtfolgeparzelle die Sonden TDRL04, TDRL055 und TDRL07 im Bereich der feinklastischen Bodenbedeckung, die Sonde TDRL20 liegt bereits eindeutig in den ungesättigten Sanden und Kiesen, die Sonde TDRL11 gerade am Übergangsbereich zwischen Boden und Schotter. Das Porenvolumen – erkennbar an den Wassergehaltswerten in den Wintermonaten – ist gegenüber den seichteren Sonden deutlich vermindert, die Wurzel-ausschöpfung während der Sommermonate reicht aber noch bis in diesen Bereich herein. Die Meßstelle TDRL20 zeigt praktisch keine Reaktionen auf das sommerliche Wasserdefizit, da die Pflanzenwurzeln nicht in entscheidendem Ausmaß bis in die ungesättigten Sande und Kiese vordringen. Trotz eines nutzbaren Porenvolumens von etwa 20–25 % in den ungesättigten Sanden und Kiesen steigt der Wassergehalt auch während der Wintermonate nicht auf Werte von > 8 % an, das Wasser, das aus den überlagernden feinklastischen Schichten durchsickert, wird sofort nach unten weitergeleitet, ohne zu einer Erhöhung des Wassergehaltes zu führen.

Sehr markant tritt die Ausschöpfung des Bodenwasservorrates durch die Kulturpflanzen während der Sommermonate in Erscheinung. Die Dauer dieser Trockenphasen im Boden resultiert aus den hydrometeorologischen Rahmenbedingungen während des gesamten Jahres. Praktisch jedes Jahr wird im Winter bzw. Frühjahr im Bodenprofil ein Wassergehalt erreicht, der eine Auffüllung über Feldkapazität charakterisiert. Die

in diesem Zeitraum auftretenden Spitzen sind Reaktionen auf Niederschlagsereignisse, die aufgrund der hohen Wassersättigung unmittelbar zu Grundwasserneubildungsereignissen führen. Das Jahr 1993 war durch geringe Niederschläge während der Frühjahrsmonate gekennzeichnet, was wegen der fehlenden Nachlieferung zu einem sehr frühen Beginn (Mai) des Wasserverbrauchs aus dem Bodenwasservorrat führte. Diese hier entzogene Bodenfeuchte wird erst durch die Herbstniederschläge im gesamten Profil aufgefüllt, die Sommerniederschläge werden zur Gänze für den Pflanzenverbrauch benötigt. Stärkere Niederschlagsereignisse im Sommer füllen die seichteren Bodenzonen auf, die Anhebung des Wassergehaltes schreitet aber nicht bis in größere Tiefen fort. In den folgenden Jahren mit ausgeglichenerer Niederschlagsverteilung ist der Zeitraum des Wasserhaushaltsdefizites im Boden wesentlich kürzer, die Ausschöpfung weniger durchgreifend und dadurch die Zeit der Grundwasserneubildung wesentlich verlängert.

Gerade das Jahr 1993 läßt aufgrund der geringen Wassernachlieferung aus Niederschlägen aus der Differenz zwischen den höchsten Wassergehalten und den niedrigsten gemessenen Werten einer Sonde auf das Speichervermögen des Bodens in diesem Bereich schließen. Klar erkennbar wird dabei aber auch, daß trotz der einheitlichen Ansprache des Bodens zwischen 30 und 110 cm im Zuge der Profilaufnahme jede Meßtiefe deutliche Unterschiede zutage bringt. Dies muß als Hinweis auf Heterogenitäten innerhalb des Profils gewertet werden, was bei der Interpretation der Ergebnisse jedenfalls zu berücksichtigen ist.

In Fig. 32 sind die Ganglinien des Wassergehaltes in unterschiedlichen Meßtiefen auf der Maismonokulturparzelle der Forschungsstation Wagna dargestellt. Die Sonde TDRR07 mußte aufgrund eines technischen Defektes im Winter 1993/94 ausgebaut werden, sodaß Daten dieser Sonde nur für das Jahr 1993 verfügbar sind. Dieser Zeitraum zeigt aber für den feuchteren Bereich praktisch idente Verläufe mit der Ganglinie in 55 cm Tiefe. Die Meßtiefe von 70 cm zeigt den Übergang zwischen den feinklastischen Deckschichten und den unterlagernden Kiesen und Sanden, der deutlich scharfkantiger ausgeprägt ist als im Profil auf der Fruchtfolgeparzelle. Die Meßsonden TDRR11 und TDRR20 liegen in den ungesättigten Sanden und Kiesen, die Sonden TDRR04 und TDRR055 in der Bodenauflage.

Obwohl die Gangliniencharakteristik mit derjenigen des Profils auf der Fruchtfolgeparzelle prinzipiell gut vergleichbar ist, sind zwei Auffälligkeiten zu beobachten: Die geringen Niederschläge und das Wasserhaushaltsdefizit aus den Jahren 1992 und 1993 wird in den obersten Bodenhorizonten erst mit Beginn des Jahres 1995 wieder ausgeglichen, und die Ganglinien der beiden Meßstellen im Kies widerspiegeln einen deutlich unterschiedlichen Wassergehalt, wobei jener in 110 cm Tiefe mit Werten von < 5 % sehr niedrig ist.

Die Gründe dafür sind im Meßprinzip der TDR-Sonden zu suchen: Das Meßvolumen beträgt bei der eingesetzten Drei-Stab-Sonde etwa 200 cm³. Während bei feinklastischen Böden davon ausgegangen werden kann, daß damit ein repräsentativer Mittelwert gemessen wird, ist es im Schotter von enormer Bedeutung, ob dieses Meßvolumen in erster Linie von Sanden oder vom Kieskörper ausgefüllt wird. Im zweiten Fall ist naturgemäß der gemessene Wassergehalt deutlich niedriger, obwohl sich die Sedimentstruktur nur auf der Meßebeine, nicht aber in der lokalen Skala unterscheidet. Gerade diese Meßdaten aus den ungesättigten Sanden und Kiesen erlauben damit keine Interpretation der Absolutwerte, sondern stellen eine Größenordnung des Wassergehaltes dar. Relative Änderungen des Wassergehaltes in der Zeit sind aber jedenfalls interpretierbar.

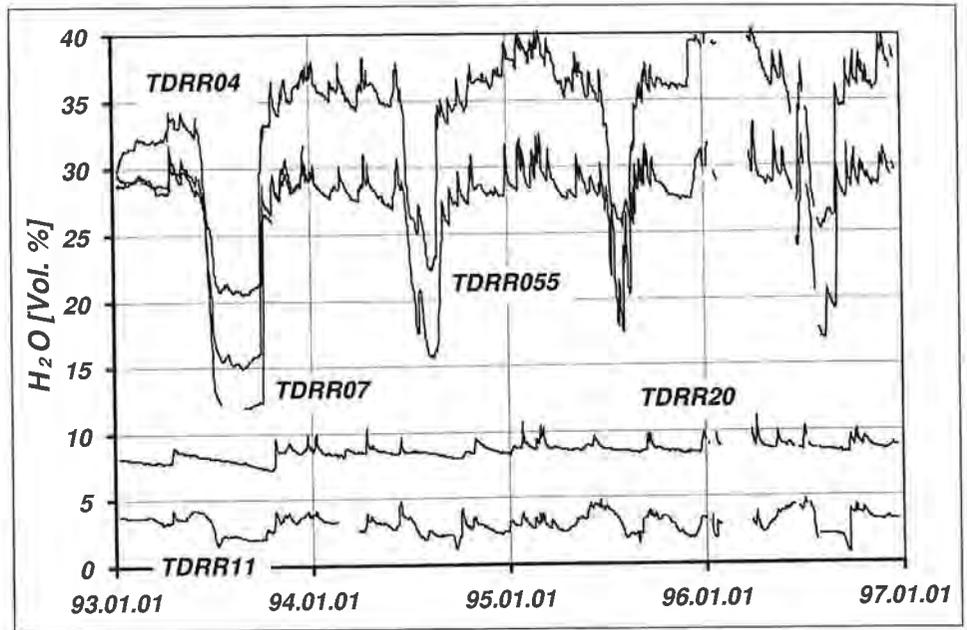


Fig. 32: Ganglinie des Wassergehaltes (Vol. %) in verschiedenen Bodenhorizonten (TDRR04 = 40 cm, TDRR055 = 55 cm, TDRR07 = 70 cm, TDRR11 = 110 cm, TDRR20 = 200 cm unter GOK) an der Maismonokulturparzelle von 1993 bis 1996.
 Time series of the water content (Vol. %) in different horizons (TDRR04 = 40 cm, TDRR055 = 55 cm, TDRR07 = 70 cm, TDRR11 = 110 cm, TDRR20 = 200 cm below surface) of the soil on the maize monoculture plot from 1993 to 1996.

Gerade der Vergleich des Wassergehaltes des Jahres 1993 zwischen den beiden Profilen in Fig. 31 und in Fig. 32 fördert interessante Phänomene zutage. Der Mais auf der Maismonokulturparzelle beginnt aufgrund des Anbaues im Frühjahr und der Hauptpflanzenentwicklung im Frühsommer trotz des Niederschlagsdefizites erst Ende Juni mit dem Aufbrauch des Bodenwasservorrates, zu diesem Zeitpunkt setzt der Wasserverbrauch wegen des raschen Wurzelwachstums allerdings markant ein. Die Sommerniederschläge, die auf der Fruchtfolgeparzelle nach der Rapsernte und im jungen Winterweizen zu einem Anheben des Bodenwassergehaltes in den seichteren Meßstiefen geführt hatten, zeigen auf der Maismonokulturparzelle praktisch keinerlei Wirkung. Da der Bodenwasservorrat Anfang Juli erschöpft war, war der Mais ausschließlich auf die Sommerniederschläge angewiesen. Die Herbstniederschläge nach der Maisernte führten auf der brachen Bodenfläche zu einem raschen Auffüllen des Bodenwasserspeichers auf und über das Niveau des Winters 1992/93.

Die Adsorptions- und die Kapillarkräfte bewirken zusammen mit Einwirkung von außen die Bewegung des Wassers im Boden und steuern die Aufnehmbarkeit für Pflanzen. In einem derart heterogenen System wie dem Boden sind Angaben über Größe, Richtung und Ansatzpunkte dieser Kräfte sehr schwer zu definieren, weshalb anstelle der Kräfte die Arbeit oder noch öfter die Arbeitsfähigkeit – das Potential – betrachtet werden kann, die diese Kräfte zu verrichten imstande sind. Das Potential ist dabei als jene Arbeit definiert, die erforderlich ist, um der Bodenmatrix eine Menge von Wasser zu entziehen. Durch dieses Konzept lassen sich alle Bewegungsvorgänge (Infiltration,

Dränung, kapillarer Aufstieg etc.) im Boden auf einen Nenner bringen. Weil mit einem Freiwerden von Energie verbunden, bewegt sich das Wasser immer von Stellen höherer potentieller Energie zu solchen niedrigeren Potentials, wobei dieser Vorgang so lange anhält, bis das Gesamtpotential an allen Stellen den gleichen Wert aufweist oder eine externe Störung eintritt.

Im Freiland ist das Gesamtpotential des Bodenwassers das Produkt aus der Masse des Wassers, der Erdbeschleunigung und der Höhe über der freien Grundwasseroberfläche, an der das Potential im Ausgleich mit der Atmosphäre gleich 0 ist. Das Gesamtpotential ist dabei als die Summe aller durch die verschiedenen im Boden auftretenden Kräfte hervorgerufenen Teilpotentiale definiert (P. SCHACHTSCHABEL et al., 1992). Das Gesamtpotential des Bodenwassers kann unter Freilandbedingungen nur sehr schwer gemessen werden. Wesentlich einfacher ist die Bestimmung des Matrixpotentials (ψ_m), die mit Tensiometern durchgeführt wird. Das Matrixpotential entspricht bei stationärem Gleichgewichtszustand im Boden der Entfernung zur freien Grundwasseroberfläche, da dieses dem Gravitationspotential (ψ_z) oder bei der Verwendung des Gewichtes als Bezugsgröße, der Ortshöhe (z) entgegenwirkt. Diese beiden Potentiale werden deshalb mit unterschiedlichen Vorzeichen versehen (Gravitationspotential positiv, Matrixpotential negativ). Das negative Vorzeichen des Matrixpotentials wird häufig weggelassen und der reine Zahlenwert unter dem Begriff „Wasserspannung“ oder „Saugspannung“ verwendet. Wie weiter oben ausgeführt, werden zur Bestimmung des Matrixpotentials im Bereich > 1000 hPa Gipsblockelektroden verwendet, deren Prinzip darauf beruht, daß die elektrische Leitfähigkeit im Gipsblock von der Anzahl der mit Wasser gefüllten Poren abhängig ist. Dabei wird über eine Widerstandsmessung das Wasserpotential (ψ_w), also die Verfügbarkeit des Wassers für die Pflanze gemessen. Da unter Freilandbedingungen allerdings das Gaspotential (ψ_g) vernachlässigbar ist und bei Böden mit geringem Salzgehalt auch das osmotische Potential (ψ_o) praktisch keine Bedeutung hat, wird mit der Gipsblockmethode in erster Linie die Veränderung des Matrixpotentials erfaßt.

Durch die in Kap. 4.3.2.2. beschriebenen Tensiometer wird die zeitliche Veränderung des Matrixpotentials in je einem Tiefenprofil an beiden Versuchsfeldern der Forschungsstation Wagna als Halbstundenmittelwert erfaßt und abgespeichert. Figur 33 zeigt exemplarisch den Verlauf der Tagesmittel der Saugspannung in den fünf Meßtiefen der Maismonokulturparzelle von April bis August 1993.

Die Ganglinien der Wasserspannung zeigen in allen Meßtiefen eine deutliche Reaktion auf ein Beregnungsereignis in der Größe von etwa 30 mm am 14. 4. 1993 durch eine zeitlich differenzierte Reduktion der Tensiometerwerte in Abhängigkeit von der Meßtiefe (im Detail wird dieses Beregnungsereignis später noch diskutiert werden). In weiterer Folge ist der Verlauf durch starke Anstiege der Wasserspannung in den seichteren Meßstellen (feinklastischer Boden) gekennzeichnet, wogegen die Tensiometer in den gröberklastischen Sanden und Kiesen eine langfristig steigende Tendenz zeigen. Durch den Entzug von Wasser durch den sich entwickelnden Maisbestand wird in 40 cm Tiefe bereits Mitte bis Ende Juni die obere Meßgrenze der Tensiometer erreicht, in 70 und 110 cm Tiefe erst mehrere Wochen später. Wird durch die Maispflanzen der Bodenwasservorrat bis in diese Tiefen ausgeschöpft, entnehmen die in den obersten Bereich des Schotters hineinreichenden Pflanzenwurzeln auch die hier gespeicherten geringen Wasserreserven, was zu einem praktisch gleichzeitigen Anstieg der Wasserspannungswerte führt. Die tieferen Schichten des Schotters werden aufgrund der geringen Wasser- und Nährstoffgehalte von den Pflanzenwurzeln nicht erreicht, die langsam steigenden Wasserspannungswerte (von etwa 30 auf ca. 90 hPa) sind auf den

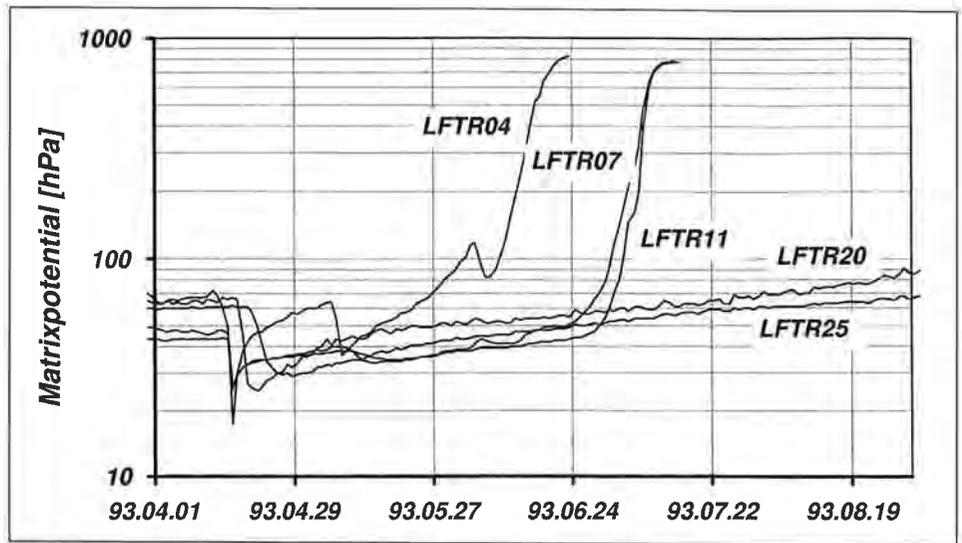


Fig. 33: Ganglinie der Tensiometerwerte (hPa) in verschiedenen Bodenhorizonten (LFTR04 = 40 cm, LFTR07 = 70 cm, LFTR11 = 110 cm, LFTR20 = 200 cm, LFTR25 = 250 cm unter GOK) an der Maismonokulturparzelle im Frühjahr und Sommer 1993.
 Time series of tensiometer values (hPa) in different horizons (LFTR04 = 40 cm, LFTR07 = 70 cm, LFTR11 = 110 cm, LFTR20 = 200 cm, LFTR25 = 250 cm below surface) of the soil on the maize monoculture plot during spring and summer 1993.

Rückgang des Grundwasserspiegels und der dadurch entstehenden größeren Distanz zwischen dem jeweiligen Tensiometer und der Bezugshöhe Grundwasserspiegel zurückzuführen.

Wie oben bereits angeführt und in Fig. 33 auch dargestellt, sind Tensiometer nur in der Lage, das Matrixpotential des Bodens bis zu Werten von etwa 900 hPa zu erfassen. Für höhere Wasserspannungswerte wurden die in Kap. 4.3.2.3. beschriebenen Gipsblöcke in den Meßprofilen der Forschungsstation Wagna installiert. Der Verlauf der Gipsblockablesewerte aus dem Meßprofil der Fruchtfolgeparzelle ist für den Zeitraum Juni bis Dezember 1993 in Fig. 34 dargestellt.

Die in Wagna eingesetzten Gipsblöcke zeigen den Feuchtezustand des Bodens bzw. dessen Wasserpotential als relativen Ablesewert des Meßgerätes zwischen 0 und 100 an, wobei ein Wert von 100 Sättigung, ein solcher von 0 Austrocknung signalisiert. Anhand der in Fig. 34 dargestellten Ganglinien ist erkennbar, daß der Raps auf der Fruchtfolgeparzelle Anfang Juni 1993 den Bodenwasservorrat in den obersten Schichten nahezu zur Gänze aufgebraucht hat. Aufgrund der geringen Wassernachlieferung im Frühjahr und Sommer 1993 (extrem geringe Niederschläge) bildeten sich die Rapswurzeln sehr tief aus und deckten ihren Wasserbedarf auch aus den unterlagernden Schottern und Sanden, was in einer Verminderung der Gipsblockwerte in den Meßtiefen 200 cm (LGBL20) und 250 cm (LGBL25) erkennbar ist. Nach der Rapsernte Ende Juni 1993 steigen die Gipsblockwerte in den größeren Meßtiefen wieder an, obwohl in den oberflächennahen Meßstellen keine Erhöhung des Feuchtegehaltes erkennbar ist. Dieser Anstieg ist also nicht auf Wassernachlieferung durch infiltrierendes Niederschlagswasser, sondern durch den Wegfall des Pflanzenentzuges und dem Versuch, einen hydrologischen Gleichgewichtszustand in der gesamten ungesättigten Zone zu erreichen, zurück-

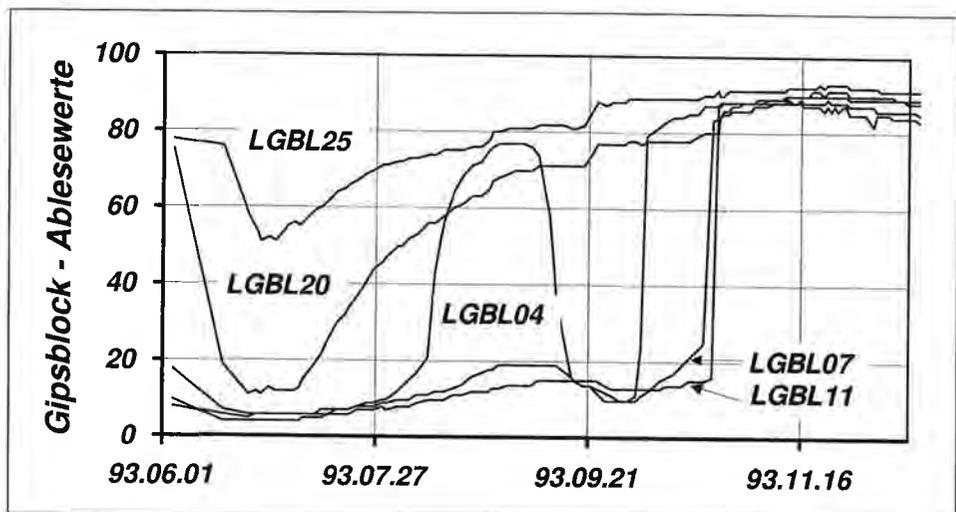


Fig. 34: Ganglinie der Gipsblockablesewerte in verschiedenen Bodenhorizonten (LGBL04 = 40 cm, LGBL07 = 70 cm, LGBL11 = 110 cm, LGBL20 = 200 cm, LGBL25 = 250 cm unter GOK) an der Fruchtfolgeparzelle im Sommer und Herbst 1993.
 Time series of gypsum block readings in different horizons (LGBL04 = 40 cm, LGBL07 = 70 cm, LGBL11 = 110 cm, LGBL20 = 200 cm, LGBL25 = 250 cm below surface) on the plot with crop rotation during summer and autumn 1993.

zuführen. In weiterer Folge wirken sich die Niederschläge des August 1993 in einer Auffüllung des Bodenwasservorrates in den obersten Bodenschichten aus – die Gipsblockwerte steigen an der Meßstelle in 40 cm Tiefe (LGBL04) auf bis zu 80 an. Der Wasserbedarf der jungen Gründecke (Aussaat 21. 7. 1993) ist relativ gering, sodaß die überschüssigen Mengen im Bodenspeicher zwischengelagert werden. Die Infiltrationsmengen sind allerdings zu gering, um das gesamte Defizit, das im Frühjahr in der Bodenzone entstanden ist, aufzufüllen – die Meßstellen in 70 cm (LGBL07) und in 110 cm (LGBL11) zeigen nur geringe Reaktionen der Gipsblockwerte. Im Zuge der Entwicklung der Gründecke steigt deren Wasserverbrauch in weiterer Folge wieder stärker an. Dieser kann nicht allein durch die aktuellen Niederschläge befriedigt werden, die Pflanzenwurzeln ergänzen den Wasserbedarf aus dem Bodenwasservorrat, die Gipsblockwerte in LGBL04 fallen wieder ab und zeigen Mitte September ähnliche Trockenheit an, wie auch in den tieferen Bodenschichten. Nach dem Schnitt der sommerlichen Zwischenfrucht am 20. 9. 1993 bewirken die einsetzenden Herbstniederschläge ab Ende September eine Auffüllung des Bodenwasserdefizits, das sich zuerst in der seichtesten Meßstelle (LGBL04), in weiterer Folge auch in den tieferen Meßstellen des feinklastischen Bodens zeigt (LGBL07, LGBL11). Ende Oktober ist das gesamte sommerliche Defizit des Bodenwassergehaltes der ungesättigten Deckschichten wieder aufgefüllt.

Ähnlich wie aus den TDR-Messungen ist auch aus den Gipsblockablesungen der zeitliche Verlauf der Entwicklung des Bodenwassergehaltes in Abhängigkeit von der Pflanzenaktivität an der Oberfläche sehr gut nachvollziehbar. Wie die Tensiometer in Bereichen niedrigen Matrixpotentials liefern die Gipsblöcke Werte über den Zustand des Matrixpotentials in den unterschiedlichen Schichten der ungesättigten Zone. Diese sind als relative Ablesewerte Indikatoren für die Kapillarspannung des Bodens. Alle in der ungesättigten Zone der Forschungsstation Wagna eingesetzten Meßsysteme zur

Erfassung des Feuchte- und Spannungszustandes liefern signifikante Daten nicht allein für den feinklastischen Oberboden, sondern auch für die ungesättigten Sande und Kiese, die bezüglich der Weiterleitung des Sickerwassers in Richtung Grundwasserspiegel aufgrund ihrer großen Mächtigkeit eine hohe Bedeutung haben (vor allem hinsichtlich der zeitlichen Verzögerung des Wasser- und Stofftransportes).

Die Vorgangsweise zur Berechnung von Saugspannung und Wassergehalt aus Gipsblockablesungen wird von E. STENITZER (1993) dargestellt. Die Umrechnung der Gipsblockdaten der Forschungsstation Wagna unter Berücksichtigung der jeweils herrschenden Bodentemperatur mittels SAUGSPANNUNG.FOR wurde in E. STENITZER (1996) dokumentiert.

Figur 35 zeigt die aus den Tensiometermessungen und den umgerechneten Gipsblockablesewerten resultierende Ganglinie des Matrixpotentials exemplarisch für den Boden in 40 cm Tiefe an der Maismonokulturparzelle von Jänner bis August 1994. Aus dem Ganglinienverlauf während der Wintermonate ist ablesbar, daß ohne die Einwirkung von Wasserentzug durch Pflanzenwurzeln und ohne Niederschläge die Saugspannung auf Werte von etwa 60 hPa ansteigt. Dieses Potential zeigt für diesen Boden den Bereich, an dem Feldkapazität erreicht ist: Geringere Spannungswerte signalisieren Sickerwasserfluß größerer Mengen aufgrund der Gravitationskräfte, bei höheren Saugspannungswerten wird das Bodenwasser aufgrund der Kapillarkräfte im Boden festgehalten. Dieser Wert wird am Standort Wagna wenige Tage nach dem Ende von stärkeren Infiltrationsereignissen erreicht. Da der Grundwasserspiegel jedoch tief liegt (> 3,5 m) und sich das Profil der ungesättigten Zone durch extreme Heterogenität bezüglich der Körnung auszeichnet (unterlagernde Kiese und Sande), stellt sich kein hydrologisches Gleichgewicht ein. Bereits vor Erreichen dieses Gleichgewichtes wird der Boden so stark entwässert, daß aufgrund der sich ergebenden geringen Wasserleitfähigkeit nur noch geringe Fließraten auftreten. Wasserbewegung aufgrund des Gravitationspotentials existiert aber auch bei Matrixpotentialwerten von > 60 hPa.

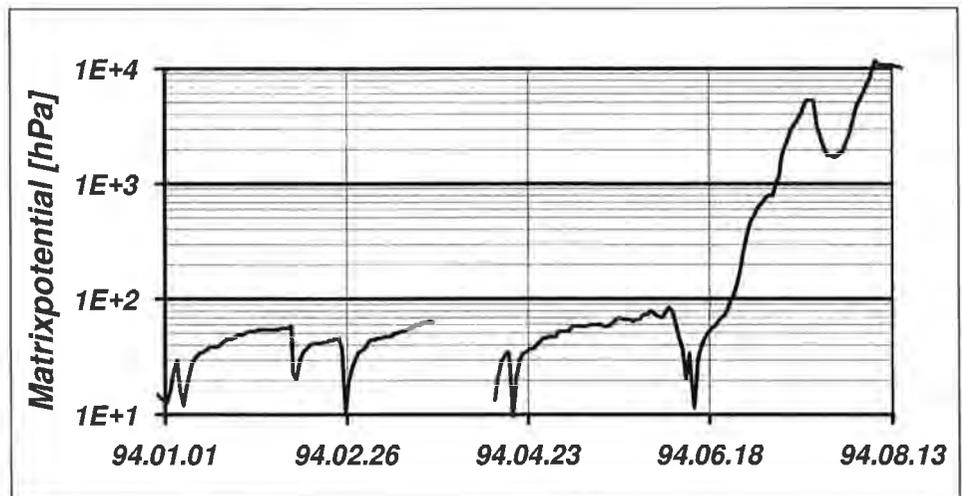


Fig. 35: Zeitlicher Verlauf der Matrixpotentialwerte im Jahr 1994 in 40 cm Tiefe auf der Maismonokulturparzelle.
Time series of the matrix potential at a 40 cm depth below surface on the maize monoculture plot in 1994.

Im Zuge der Entwicklung des Mais während der Frühsommermonate können die aufgrund der Niederschläge versickernden Wassermengen den Pflanzenbedarf nicht mehr abdecken, die Pflanzenwurzeln entziehen dem Boden Wasser, die Wasserspannung im Boden beginnt zu steigen. Die Pflanzenwurzeln können aber nach oben nur begrenzte Kräfte ausüben, um dem Boden Wasser zu entziehen. Diese Obergrenze wird beim permanenten Welkepunkt (PWP) erreicht, die Pflanze kann das durch Transpiration abgegebene Wasser nicht mehr aus der Bodenmatrix ersetzen. Das Matrixpotential liegt bei diesem Zustand bei Sonnenblumen und Kiefern bei $1,5 \times 10^4$ hPa bzw. $pF \approx 4,2$, wenn der Wurzelraum beengt und daher einheitlich dicht durchwurzelt ist (P. SCHACHTSCHABEL, 1992). Dieser Wert gilt für die Mehrzahl der Kulturpflanzen, wird konventionell als allgemein gültig angenommen und bei der Berechnung des pflanzenverfügbaren Wassers in einem Boden zugrunde gelegt. Am Standort Wagna wurde in den Jahren 1992, 1993 und auch 1994 dieser limitierende Wasserspannungswert am Maisstandort bei etwas über 13 000 hPa oder $pF = 4,12$ erreicht (Fig. 35).

Basierend auf der oben angesprochenen Potentialtheorie der Wasserbewegung ist das Bodenwasser bestrebt, einen Gleichgewichtszustand zwischen dem Gravitationspotential und dem zugehörigen Matrixpotential zu erreichen. Dazu müssen beide Potentiale zahlenmäßig gleich hoch sein, aber entgegengesetzte Vorzeichen haben. In der Bodensäule bildet sich damit in der Beziehung von Tiefe zu Potential eine schräg verlaufende Gerade, die einen stationären Strömungszustand ohne Fluß darstellt. Diese Gerade verschiebt sich entlang der y-Achse aufgrund der zeitlich variablen Tiefenlage des Grundwasserspiegels. Wird dieses theoretische Gleichgewicht gestört, indem Wasser an der Oberfläche verdunstet bzw. Pflanzenwurzeln Wasser aus dem Oberboden entziehen, so sinkt dort das Matrixpotential, die Tiefenfunktion von ψ_m ist nicht mehr linear. Da sich das Gravitationspotential nicht ändert, sinkt das hydraulische Potential ebenfalls und wird < 0 . Die Folge ist eine Wasserbewegung in Richtung auf das niedrigere hydraulische Potential, also von unten nach oben. Dies wirkt bis in eine Tiefe, wo das hydraulische Potential ausgeglichen ist, also dem Schnittpunkt des Gleichgewichtszustandes mit der Tiefenfunktion des Matrixpotentials. Führt man dagegen Wasser von oben zu (Niederschlagsinfiltration), so findet die umgekehrte Wasserbewegung statt: Das Matrixpotential in der oberen Bodenschicht steigt an, dadurch wird das hydraulische Potential > 0 und eine ausgleichende Wasserbewegung wird erzwungen.

Diese Grundlagen können verwendet werden, um in einem Profil der ungesättigten Zone Zeiten und Tiefenlagen mit auf- und absteigender Wasserbewegung zu erkennen. In Fig. 36 sind die Tiefenprofile des Matrixpotentials für unterschiedliche Zeitpunkte des Jahres 1993 sowohl für die Maismonokulturparzelle (a) als auch für die Fruchtfolgeparzelle (b) im Vergleich zum herrschenden Gravitationspotential dargestellt. Aufgrund der logarithmischen Darstellung des Potentials auf der x-Achse wird die Gerade des Gleichgewichtszustandes zu einer Kurve (stationär).

Im Bereich der Maismonokulturparzelle ist zu allen Zeiten des Jahres 1993 in Tiefenbereichen > 200 cm das Matrixpotential geringer als das Gravitationspotential. In Tiefenlagen > 200 cm gibt es am Standort Wagna bei Maisbau somit ausschließlich nach unten gerichtete Wasserbewegung (da das Jahr 1993 bezüglich der Niederschlagsmengen während des Frühjahres und des Frühsommers einen extrem trockenen Fall darstellt, ist diese Generalisierung der Aussage erlaubt). Eine Wasserversorgung des Mais aus dem Grundwasser kann für Standorte mit ähnlichem Profilaufbau und einem Flurabstand von mehr als 2 m praktisch ausgeschlossen werden. Wasserfluß entgegen der Gravitation erfolgt in diesem Profil ausschließlich im Bereich des feinklastischen Oberbodens sowie im Sand-Kies-Bereich bis in eine Tiefe von etwa 150 cm in den Monaten

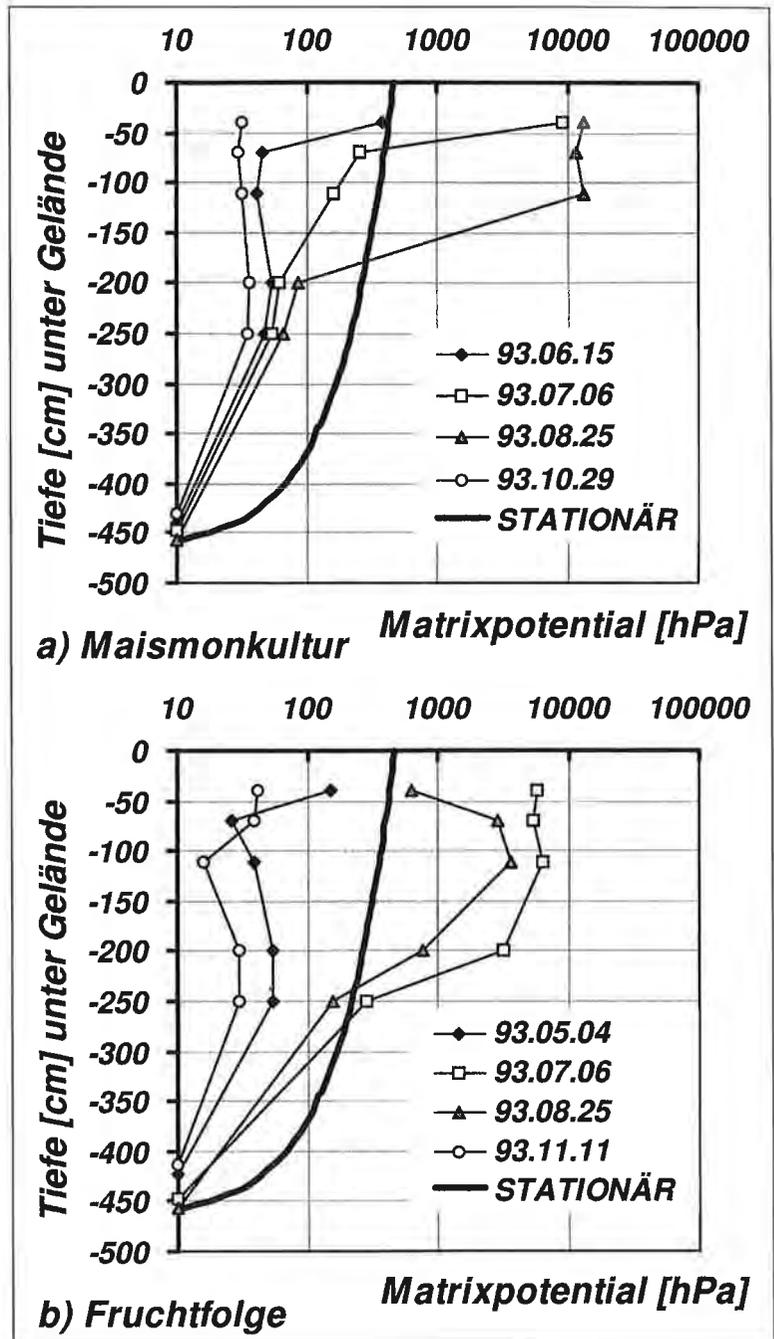


Fig. 36: Tiefenprofil des Matrixpotentials zu ausgewählten Zeitpunkten des Jahres 1993. a) Maismonokultur, b) Fruchtfolge.
 Depth profile of the matrix potential at selected times during 1993. a) maize monoculture plot, b) crop rotation plot.

Juli und August. Die Tiefenlage der Wasserscheide wandert in extrem trockenen Jahren von etwa 40 cm Mitte Juni über 70 cm im Juli bis maximal 150 cm Ende August. Im Herbst ist im gesamten Profil wieder eine nach unten gerichtete Wasserbewegung erkennbar.

Etwas anders stellen sich die Verhältnisse an der Fruchtfolgeparzelle dar. Aufgrund der tiefreichenden Ausschöpfung des Bodenwasservorrates durch den Raps im Jahre 1993 (Fig. 34) treten auch in Meßtiefen von 200 und 250 cm unter GOK kurzzeitig Matrixpotentialwerte auf, die höher sind als die zugehörigen Gleichgewichts-Gravitationspotentiale (Fig. 36 b). Vergleicht man allerdings die Form der Tiefenprofile und berücksichtigt die Tiefenlage des Grundwasserspiegels mit einem Matrix- und Gravitationspotential von 0, so ist auch hier eine aufsteigende Wasserbewegung aus dem Grundwasser praktisch auszuschließen.

Die Wasserentnahme durch den Raps ist tiefgreifender als durch den Mais, eine Versorgung erfolgt aber ausschließlich durch Niederschläge und das zwischengespeicherte Bodenwasser. Die Wasserscheide liegt Anfang Mai in etwa 40 cm Tiefe, erreicht dann im Sommer aufgrund der fehlenden Nachlieferung von Wasser aus Niederschlägen 230–270 cm und liegt im Herbst wieder an der Geländeoberfläche. Bei Tiefenlagen des Grundwasserspiegels während der Sommermonate von mehr als 300 cm unter GOK ist bei Profilausbildungen, wie sie am Standort Wagna angetroffen werden (Bodenaufgabe auf Kiesen und Sanden) eine Wasserversorgung von Kulturpflanzen aus dem Grundwasser praktisch auszuschließen.

Die Beziehung zwischen Wassergehalt und Wasserspannung (bzw. Matrixpotential) ist von der Porengrößenverteilung und dem Porenvolumen abhängig und daher in verschiedenen Horizonten der Böden unterschiedlich. Da der Verlauf dieses Zusammenhanges außer von der Körnung auch vom Gefüge und dem Gehalt an organischer Substanz beeinflusst wird, läßt dieser mehr Rückschlüsse auf den Wasserhaushalt eines Bodens (z. B. Speichereigenschaften, Geschwindigkeit der Entwässerung, Verfügbarkeit für Pflanzen) zu als allein die Korngrößenverteilung. Die pF-Kurve, die diesen Zusammenhang zwischen Wassergehalt und Saugspannung beschreibt, wird deshalb in Bezug auf den Wasserhaushalt als Charakteristikum eines Bodens verwendet.

Typische pF-Kurven unterschiedlicher Böden sind in P. SCHACHTSCHABEL (1992) sowie in Fig. 37 dargestellt und detailliert beschrieben: Der unterschiedliche Verlauf der Kurven wird durch die verschiedene Porengrößenverteilung der Böden verursacht. Wird Sandböden Wasser entzogen, verläuft die pF-Kurve bis etwa 60 hPa flach, was darauf hinweist, daß das Wasser, das zwischen Sättigung und pF 1,8 abgegeben wird, aus Poren mit relativ einheitlichem Äquivalentdurchmesser stammt (weite Grobporen mit einem Durchmesser von > 50 mm; P. SCHACHTSCHABEL, 1992). Beim Schluffboden sind an der Wasserspeicherung die Mittelporen (pF 2,5–4,2) stark beteiligt, beim Tonboden die Feinporen (pF > 4,2). Aus Fig. 37 ist auch klar erkennbar, daß bei gleichem Wassergehalt die Bindungsstärke des Wassers, also die Saugspannung in der Reihenfolge Sandboden – Schluffboden – Tonboden, d. h. mit zunehmendem Tongehalt, steigt. Diese unterschiedliche Bindungsstärke beruht auf einer Zunahme der adsorbierenden Oberfläche und einer Abnahme des Porendurchmessers.

In natürlichen Böden ist Wasser meist in Bewegung und zwar stets in Richtung auf das niedrigste Potential. Das Ausmaß der Wasserbewegung ist vom antreibenden Potentialgefälle und der Durchlässigkeit oder der Wasserleitfähigkeit des Bodens abhängig. Die Wasserleitfähigkeit wird wesentlich von der Anzahl, Größe und Form der Poren, durch die das Wasser fließt, beeinflusst. Dieser Zusammenhang wird durch die HAGEN-POISEUILLE'sche Gleichung (Gl. 5) beschrieben:

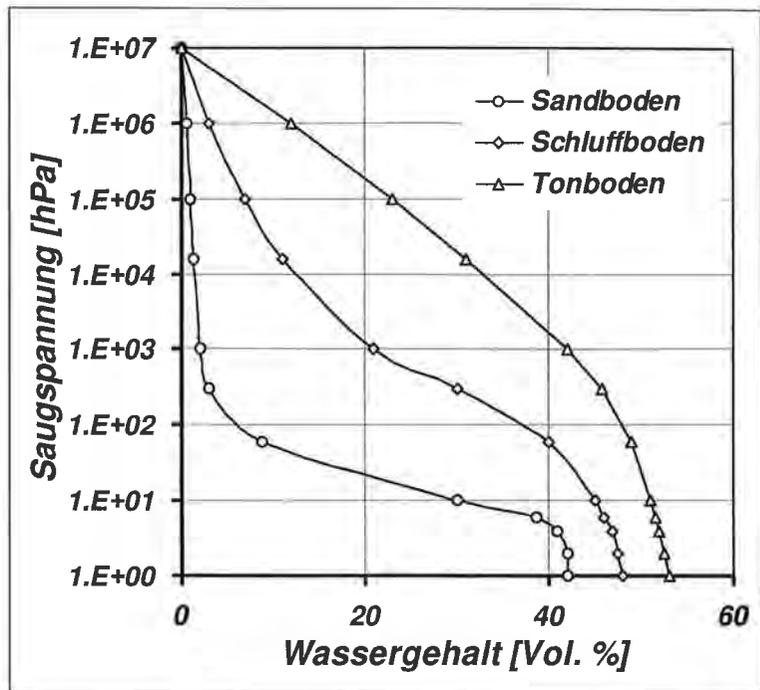


Fig. 37: Beziehung zwischen Saugspannung und Wassergehalt (pF-Kurven) bei einem Sandboden, einem tonigen Schluffboden (Lößboden) und einem Tonboden (nach P. SCHACHTSCHABEL, 1992).

Relation between matrix potential and water content (characteristic curve) in sandy, silty, and clayey soils (after P. SCHACHTSCHABEL, 1992).

$$Q = \frac{\pi r^4 \Delta \psi}{8 \eta l}, \quad (\text{Gl. 5})$$

wobei Q die je Zeiteinheit perkolierende Wassermenge, r der Porenradius, $\Delta \psi$ die hydraulische Potentialdifferenz, η die Viskosität der Flüssigkeit und l die Fließstrecke ist.

Gleichung 5 zeigt, daß die Fließmenge besonders stark vom Porendurchmesser abhängt, was einen engen Zusammenhang zwischen der Körnung eines Bodens und seiner Wasserleitfähigkeit begründet. Die gesättigte Wasserleitfähigkeit nimmt demzufolge in der Reihenfolge Sandboden – Schluffboden – Tonboden ab. Die Wasserleitfähigkeit von quellfähigen Ton- und tonreichen Lehmböden ist zusätzlich stark von der Art der adsorbierten Ionen und vom Salzgehalt des perkolierenden Wassers abhängig.

Die Verminderung der Wasserleitfähigkeit eines Bodens durch eine Verminderung des leitenden Querschnittes erfolgt auch bei einer Entwässerung des Bodens, sodaß Teile der Porenräume mit Luft erfüllt sind und diese nur partiell am Wassertransport teilnehmen können. Da die weitesten Poren, die bei Wassersättigung den größten Anteil am Wassertransport haben, als erste entwässert werden, sinkt die Durchlässigkeit bei Beginn der Entwässerung besonders stark. Der Verlauf der Abnahme ist wieder von der Porengrößenverteilung abhängig (Fig. 38).

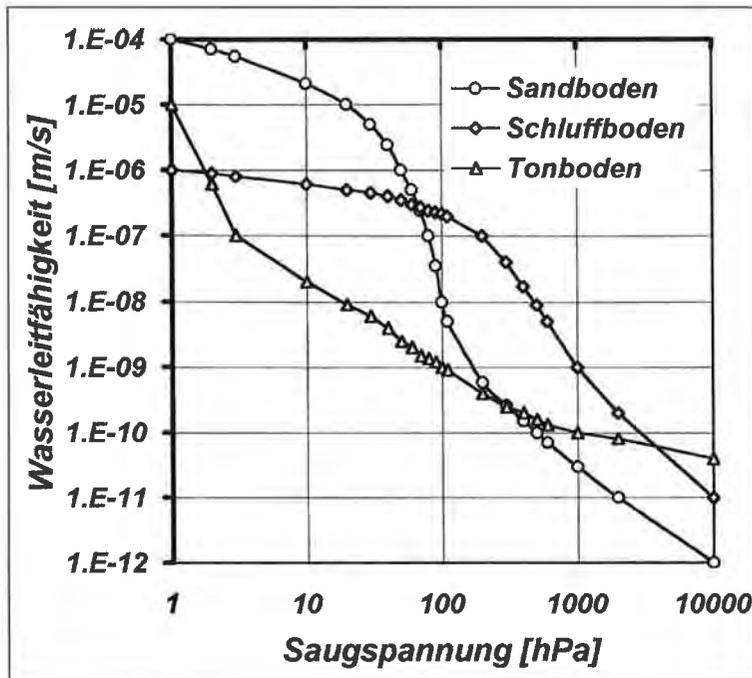


Fig. 38: Wasserleitfähigkeit eines Sand-, Schluff- und Tonbodens in Abhängigkeit von der Saugspannung (nach P. SCHACHTSCHABEL, 1992).
 Permeability of sandy, silty and clayey soils depending on the matrix potential (after P. SCHACHTSCHABEL, 1992).

Da die Wasserleitfähigkeit vom Wassergehalt abhängt, verringert sie sich umso mehr, je mehr Poren entleert werden. Wie Fig. 38 erkennen lässt, sinkt die bei Wassersättigung hohe Leitfähigkeit des Sandbodens bei einer Saugspannung von ≈ 100 hPa infolge der Entwässerung der Grobporen unter die Durchlässigkeit des Schluffbodens. Die relativ hohe Wasserleitfähigkeit des Tonbodens in gesättigtem Zustand ist die Folge des Vorhandenseins von Sekundärporen, die aber sehr grob sind und daher schon bei Wasserspannungswerten < 10 hPa entleert werden. Bei starker Austrocknung ($\psi > 10^4$ hPa) ist die Wasserleitfähigkeit des Tonbodens größer als die aller anderen Böden, weil er in diesem Zustand wegen des noch relativ hohen Wassergehaltes die größten Fließquerschnitte hat (P. SCHACHTSCHABEL et al., 1992).

Die Bestimmung der pF-Kurve erfolgt üblicherweise im Labor anhand von ungestörten Stechzylinderproben, wobei diese für pF-Werte $< 4,2$ auf einer keramischen Platte mit Luftdrücken, die bestimmten Wasserspannungen entsprechen, ins Gleichgewicht gebracht und die im Boden verbleibende oder die aus der Probe verdrängte Wassermenge gemessen wird. Die Wasserspannungskurve ergibt sich, wenn die angewandten Drücke gegen die bestimmten Wassergehalte aufgetragen werden.

Die gesättigte und ungesättigte Wasserleitfähigkeit wird im Labor ebenfalls anhand von Stechzylinderproben bestimmt, um das Gefüge möglichst ungestört zu belassen. Dabei wird meist mit dem gesättigten Zustand begonnen und die Wasserabgabe der auf einer porösen Platte stehenden Probe in Abhängigkeit von der Zeit gemessen. Die Wasserspannung am freien Ende der Probe wird mit einem Tensiometer bestimmt. Die

Wasserspannung am Unterende der Probe kann aus dem an der Platte anliegenden Unterdruck errechnet werden (P. SCHACHTSCHABEL et al., 1992).

Für die beiden Bodenprofile unter den unterschiedlich genutzten Parzellen der Forschungsstation Wagna liegen keine an ungestörten Bodenproben ermittelten pF-Kurven und auch keine Messungen zur Bestimmung der gesättigten und ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit vor. Allerdings werden in unterschiedlichen Tiefen sowohl des Oberbodens als auch der unterlagernden Sande und Kiese, wie oben dargestellt, das Matrixpotential (mit Tensiometern), die Wasserspannung (mit Gipsblöcken) und

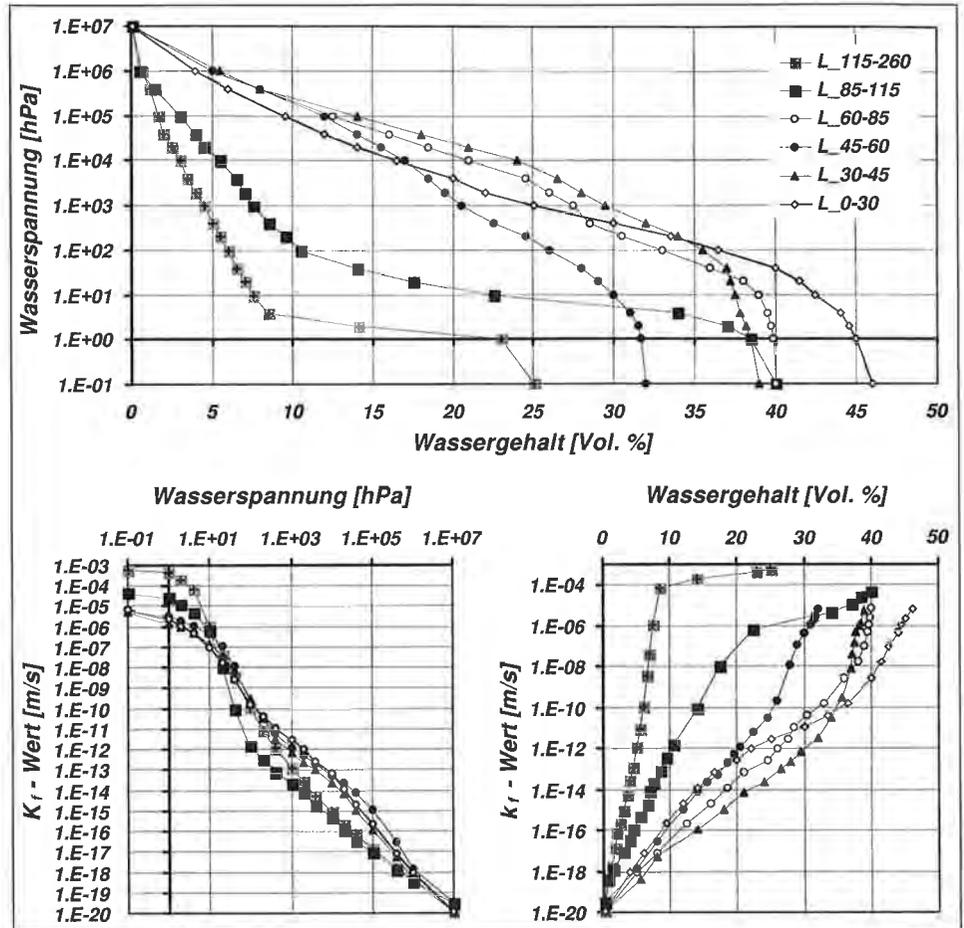


Fig. 39: Beziehung zwischen Wasserspannung und Wassergehalt (pF-Kurven) sowie Wasserleitfähigkeit in Abhängigkeit von der Wasserspannung und dem Wassergehalt in den verschiedenen Bodenhorizonten der Fruchtfolgeparzelle. L_0-30 = 0–30 cm, L_30-45 = 30–45 cm, L_45-60 = 45–60 cm, L_60-85 = 60–85 cm, L_85-115 = 85–115 cm, L_115-260 = 115–260 cm unter GOK (Daten aus E. STENITZER, 1996).

Dependence of characteristic curves and permeability on matrix potential and water content in different soil horizons on the crop rotation plot. L_0-30 = 0 to 30 cm, L_30-45 = 30 to 45 cm, L_45-60 = 45 to 60 cm, L_60-85 = 60 to 85 cm, L_85-115 = 85 to 115 cm, L_115-260 = 115 to 260 cm below surface (compare E. STENITZER, 1996).

der Wassergehalt (mit TDR-Sonden) kurzintervallig erfasst, sodaß durch Gegenüberstellung der Wasserspannungswerte und der zeitgleich in den gleichen Horizonttiefen gemessenen Wassergehalte die Ermittlung von „Feld-pF-Kurven“ möglich ist. Diese bilden die Grundlage für die in Fig. 39 und 40 dargestellten Modellfunktionen. Naturgemäß decken diese Messungen nur Saugspannungsbereiche ab, die im Meßzeitraum auch tatsächlich aufgetreten sind. Wie bereits erwähnt sind an der Forschungsstation Wagna Saugspannungs- und Wassergehaltswerte in Bereichen von nahe der Sättigung bis zum permanenten Welkepunkt erfasst worden. Gegenüber Laborwerten haben diese

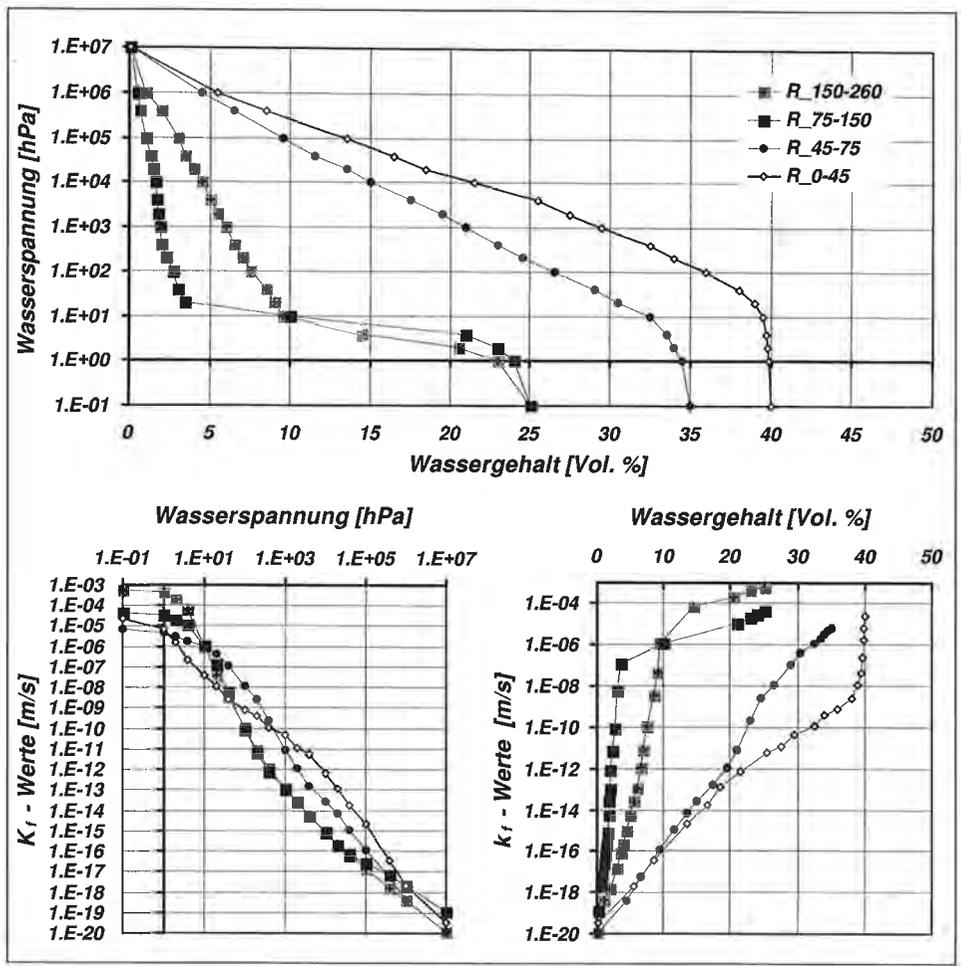


Fig. 40: Beziehung zwischen Wasserspannung und Wassergehalt (pF-Kurven) sowie Wasserleitfähigkeit in Abhängigkeit von der Wasserspannung und dem Wassergehalt in den verschiedenen Bodenhorizonten der Maismonokulturparzelle. R_0-45 = 0–45 cm, R_45-75 = 45–75 cm, R_75-150 = 75–150 cm, R_150-260 = 150–260 cm unter GOK (Daten aus E. STENITZER, 1996).
 Dependence of characteristic curves and permeability on matrix potential and water content in different soil horizons on the maize monoculture plot. R_0-45 = 0 to 45 cm, R_45-75 = 45 to 75 cm, R_75-150 = 75 to 150 cm, R_150-260 = 150 to 260 cm below surface (compare E. STENITZER, 1996).

Feldmeßdaten den Nachteil, daß die Messungen der unterschiedlichen Parameter nicht an exakt der gleichen Probe erfolgen (die Sonden sind zwar im selben Horizont, aber in einer Horizontaldistanz von bis zu mehreren Metern eingebaut). Der Vorteil der Feldmessungen gegenüber Labormessungen ist aber darin zu sehen, daß die natürlich herrschenden Verhältnisse wiedergegeben werden: Der Einbau der Meßfühler erfolgte „blind“ durch horizontalen Vortrieb in den ungestörten Bodenbereich. Dadurch blieb die Zufälligkeit des Meßstandortes in vollem Umfang erhalten, wohingegen bei einer Bodenprobeentnahme jedenfalls eine selektive Auswahl bestimmter „besonders günstiger“ Probenahmeplätze im Maßstab der Stechzylindergröße erfolgt.

Die Anschätzung der ungesättigten Leitfähigkeitskurven erfolgte durch E. STENITZER (1996) auf der Basis der Porengrößen-Häufigkeitsverteilung der vervollständigten Feld-pF-Kurven (durch Vergleich mit gemessenen pF-Kurven ähnlicher Bodenarten aus der Datenbank des Instituts für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt, Bundesamt für Wasserwirtschaft, Petzenkirchen), welche mit ähnlichen Porengrößen-Häufigkeitsverteilungen von Böden mit gemessenen Durchlässigkeitskurven graphisch verglichen wurden.

Eine weitere Optimierung erfolgte aufgrund des Vergleiches der gemessenen Wassergehalte in den einzelnen Schichten mit den aus der Berechnung mit dem Bodenwasserhaushaltsmodell SIMWASER (E. STENITZER, 1988) resultierenden. Figur 39 zeigt die pF-Kurven und die Kurven der ungesättigten Leitfähigkeit für einzelne Bodenhorizonte des Bodenprofils der Fruchtfolgeparzelle der Forschungsstation Wagna, wie sie für die weiteren Berechnungen Verwendung fanden.

Figur 40 zeigt die pF-Kurven und die Kurven der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit für einzelne Horizonte des Bodenprofils auf der Maismonokulturparzelle der Forschungsstation Wagna, die die Grundlage für die weiteren Modellberechnungen darstellen. Im Gegensatz zur Fruchtfolgeparzelle (sechs unterschiedliche Horizonte) wurde aufgrund der geringeren Anzahl von Meßtiefen (Ausfall einer TDR-Sonde) und des homogeneren Bodenaufbaues das Modellprofil der Maismonokulturparzelle in vier Horizonten nachgebildet.

4.4.1.5. Grundwasserneubildung

In der Literatur werden unterschiedlichste Verfahren zur Ermittlung der direkt aus dem Niederschlag stammenden Grundwasserneubildungsrate beschrieben. F. BENDER (1984), H. JORDAN & H. J. WEDER (1988) sowie G. MATTHESS & K. UBELL (1983) geben in ihren Lehrbüchern zur Hydrogeologie zusammenfassende Darstellungen der Ermittlungsmethoden sowie deren Grundlagen.

N. LERNER et al. (1990) setzen einen besonderen Schwerpunkt auf die aride und semiaride Zone, davon ausgehend, daß in diesen Bereichen der Bedarf an praxisgerechten Methoden zur Abschätzung der Grundwasserneubildung am dringendsten notwendig erscheint. Der ARBEITSKREIS GRUNDWASSERNEUBILDUNG DER FACHSEKTION HYDROGEOLOGIE DER DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT gab bereits 1977 einen Überblick über unterschiedliche Methoden mit dem Anwendungsschwerpunkt für den mitteleuropäischen Raum.

Neben der Beschreibung der unterschiedlichen Methoden werden in allen Arbeiten auch Hinweise für Auswahlkriterien und Anwendung zur flächenbezogenen Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate angeboten. Generell wird empfohlen, nach Möglichkeit mehrere, voneinander unabhängige Verfahren einzusetzen. Detaillierte Literaturangaben verweisen auf eine große Anzahl von Detailarbeiten zur Methodenverfeinerung unter unterschiedlichen Randbedingungen.

Generell werden Verfahren zur direkten Messung der Grundwasserneubildung durch Lysimeter von Methoden der Berechnung aus dem Bodenwasserhaushalt, aus Aquiferdaten, aus dem Abfluß in Vorflutern und aus der Wasserhaushaltsgleichung unterschieden.

Die Forschungsstation Wagna liegt im Bereich der Wasserscheide des Grundwassers zwischen den Vorflutern Mur im E und Sulm im W. Die lokale Neubildung des Grundwassers erfolgt ausschließlich über infiltrierende Niederschlagswässer und deren Weitertransport durch die ungesättigte Zone. Die Quantifizierung dieses Flusses ist für die Bewertung der ungesättigten Zone hinsichtlich ihrer Wertung für den Schutz der Grundwasserreserven von großer Wichtigkeit, da jeglicher Stofftransport von der Wasserbewegung entscheidend beeinflusst wird.

Zur Erfassung dieser Neubildungsmengen in unterschiedlichen zeitlichen Maßstäben gibt es Methoden, deren Aussagekraft durch die zugrundeliegenden Annahmen und Randbedingungen und durch die Qualität der zur Verfügung stehenden Meßdaten determiniert wird.

4.4.1.5.1. Wasserbilanz

Die Grundwasserneubildung aus dem Niederschlag, also die Infiltration von Sickerwasser in das Grundwasser (I_g) ergibt sich für einen Standort aus der Gleichung

$$I_g = P - (ET_a \pm R \pm \Delta S), \quad (\text{Gl. 6})$$

wobei P den Niederschlag, ET_a die aktuelle Evapotranspiration, R die seitlichen Zu- und Abflüsse (oberirdisch und im wasserungesättigten Bereich) und ΔS die Wasservorratsänderung in der ungesättigten Zone im Auswertzeitraum darstellt. Bei ebenen Standorten und vertikaler Wasserbewegung in der ungesättigten Zone fällt der Zu- und Abflußterm aus der Gleichung. Wird, wie am Standort Wagna, jährlich während der Wintermonate Feldkapazität im Boden erreicht, so ist auch die Änderung des Speicherinhaltes bei Betrachtung von Jahressummen der Neubildung nicht mehr zu berücksichtigen (M. RENGGER et al., 1974) und die Gleichung vereinfacht sich zu

$$I_g = P - ET_a. \quad (\text{Gl. 7})$$

Wie in Kap. 4.4.1.2. angeführt, errechnet sich für den Ackerstandort Wagna für den Zeitraum von 1971 bis 1996 eine mittlere jährliche aktuelle Verdunstung von 540 mm. Unter Berücksichtigung einer mittleren jährlichen Niederschlagssumme aus dem gleichen Zeitraum von 877 mm ergibt sich eine langfristige mittlere Grundwasserneubildung von 337 mm oder eine Rate von 38 % des Niederschlags.

Die Berechnungsergebnisse der jährlichen Neubildungsmengen im Zeitraum 1976 bis 1995 sind in Tab. 8 zusammengefaßt. Die Neubildungsraten des Niederschlags liegen zwischen 28 % im Jahre 1976 und 48 % im Jahre 1979, weisen also in der Jahressumme eine Spannweite zwischen 185 und 545 mm auf.

Aufgrund der relativ geringen Variabilität der aktuellen Verdunstungsleistung – diese ist durch physikalische Rahmenbedingungen nach oben begrenzt (potentielle Evaporation aufgrund der Energiebilanz und maximale Verdunstungsleistung der Pflanzen) – ergibt sich eine enge Korrelation der jährlichen Neubildung mit der jährlichen Niederschlagssumme mit einem Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 0,937$. Trotz dieser scheinbar sehr hohen Abhängigkeit der Neubildung von der Jahresniederschlagssumme und einem Standardfehler von nur 23 mm, zeigt das Auftreten der maximalen Abweichungen der Schätzwerte von den Meßdaten sowohl in positiver als auch in negativer Richtung in eher niederschlagsarmen Jahren (1989 und 1993), daß vor allem die jahreszeitliche Ver-

Tab. 8: Jährliche Grundwasserneubildung für den Ackerstandort Wagna berechnet aus der Wasserbilanzgleichung (Gl. 7) im Zeitraum 1976 bis 1995 unter Verwendung der meteorologischen Daten der Station Leibnitz/Sulm.

Yearly groundwater recharge for Wagna (arable land) calculated from the water balance equation (eq. 7) for the period 1976 to 1995 using meteorologic data of the observation station Leibnitz/Sulm.

Jahr	P [mm]	ET _a [mm]	I _g [mm]	I _g [in % von P]
1976	762,70	495,03	267,67	35
1977	669,80	484,69	185,11	28
1978	757,80	525,92	231,88	31
1979	1141,60	596,99	544,61	48
1980	980,50	527,27	453,23	46
1981	767,80	523,30	244,50	32
1982	1010,00	545,94	464,06	46
1983	783,00	530,91	252,09	32
1984	782,40	493,66	288,74	37
1985	910,30	529,13	381,17	42
1986	848,30	520,19	328,11	39
1987	900,50	523,37	377,13	42
1988	913,80	562,20	351,60	38
1989	823,30	579,36	243,94	30
1990	877,90	521,13	356,77	41
1991	982,20	564,27	417,93	43
1992	774,00	482,07	291,93	38
1993	722,40	464,29	258,11	36
1994	841,70	539,67	302,03	36
1995	896,35	564,44	331,91	37
mittlere Jahressumme	857,32	528,69	328,63	38

teilung des Niederschlags eine besondere Bedeutung für die Jahresgrundwasserneubildung haben muß. Die aus solchen Korrelationsrechnungen gewonnenen Neubildungsraten können, obwohl aus statistischer Sicht alle Berechnungsergebnisse deutlich innerhalb eines 95 %-Konfidenzintervalles verbleiben, nur einen Hinweis auf die jährliche Grundwasserneubildung liefern, wobei Abweichungen von den tatsächlichen Verhältnissen in Kauf genommen werden müssen. Eine signifikante Abhängigkeit der Residuen ist weder von der Jahresniederschlagssumme noch von der Jahresneubildungsrate zu erkennen.

Die Fehlerquellen der Bestimmung der Grundwasserneubildungsraten aus der Wasserbilanzgleichung liegen in der Erfassung der meteorologischen Parameter, die als Eingangsgrößen Verwendung finden. So werden allein schon aus der Differenz des Niederschlags in 2 m Höhe (Meßniveau) und dem infiltrationswirksamen Niederschlag Unterschiede in der Größenordnung von 10 % als üblich erachtet. Nur in den seltensten Fällen sind der Meßstandort der meteorologischen Parameter und der Standort, für den eine Aussage bezüglich der Grundwasserneubildung getroffen werden soll, wirklich ident. Voraussetzung für die Anwendung dieses Verfahrens ist aber die regionale Konstanz der hydrometeorologischen Parameter. Diese Auswertung liefert also langfristige Mittelwerte, die regionale Gültigkeit haben, das Ergebnis von Einzelstandortuntersuchungen kann selbst bei gleichen Bodenverhältnissen (diese werden in der Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration berücksichtigt) deutlich davon abweichen.

4.4.1.5.2. Lysimetermessungen

Lysimeter sind ursprünglich für die Untersuchungen von Nährstoffbewegungen entwickelte, mit gestörtem oder ungestörtem Boden gefüllte Behälter, in denen als Sickerwasser der Abfluß in vertikaler Richtung punktuell gemessen wird.

An Lysimetertypen werden grundsätzlich unterschieden:

- Lysimeter nach FRIEDRICH/FRANZEN (W. FRIEDRICH & H. FRANZEN, 1960) und abgewandelte Formen als gestört oder ungestört am Untersuchungsstandort eingebaute Bodenkörper. Die Lysimeter sind nicht wägbare. Abwandlungen ergeben sich vor allem durch den Einsatz von Keramikkörpern als Sauglysimeter (siehe E. KLAGHOFER, 1991) und den Ersatz von starren Ummantelungen durch Kieskörper (F. FEICHTINGER, 1992) und ähnliches.
- Wägbare Lysimeter ermöglichen Wasserbilanzberechnungen und Aussagen über die Verdunstung auch in kürzeren Zeiträumen. Der Wassergehalt des Bodenmonolithen kann gewogen und der Wasserhaushalt des Bodenkörpers selbst direkt festgestellt werden (C. MORITZ et al., 1991). Aufgrund der komplizierten Wägeeinrichtung erfordern diese Lysimeter hohe Investitionskosten. Ein Lysimeter dieser Art ist in Österreich seit Anfang der 80er Jahre in Groß Enzersdorf im Marchfeld in Betrieb (P. CEPUDER & H. SUPERSBERG, 1991).
- Großlysimeter ermöglichen mit Auffangflächen von $> 100 \text{ m}^2$ die Ermittlung der mittleren Versickerung unter Waldstandorten. Bekannt sind die Anlagen in Castricum in Holland (G. MATTHESS & K. UBELL, 1983) und in St. Arnold im Münsterland (J. PRENCK & A. FLENDER, 1965).
- Grundwasserlysimeter (H.-G. FREDE et al., 1978) ermöglichen die Untersuchung von Standorten, an denen Grundwasserentnahme durch Pflanzenwurzeln oder kapillaren Aufstieg zu berücksichtigen ist. Neben der Versickerung in das Grundwasser können je nach Anlage auch die Verdunstung aus dem Grundwasser bzw. horizontale und vertikale Fließbewegungen ermittelt werden.
- Trichterlysimeter sind von einem unterirdisch vorgetriebenen Stollen aus eingebaute Lysimeter (J. PRENCK, 1959), um die in ihrer Bedeutung unterschiedlich beurteilten Randeffekte bei der Ummantelung auszuschließen, weisen aber in der Auswertung der Daten sehr viele unkontrollierte Zu- und Abflüsse auf.
- Krumenlysimeter (J. KÖHNLEIN & M. ÖHRING, 1965), Sickerwassersammler unterschiedlicher Bauart (E. STENITZER, 1988a, P. RAMSPACHER, 1993), Kleinlysimeter (P. CEPUDER, 1993) als relativ einfache Feldmeßstellen bieten sich in erster Linie für die Erfassung von Stoffkonzentrationen an und werden in ihrer Weiterentwicklung auch zur Erfassung von Wasserbilanzgrößen eingesetzt.

Beim Einsatz von Lysimetern treten prinzipielle Fehler auf (E. KLAGHOFER, 1991 oder D. ROTH et al., 1994), die bei der Auswertung berücksichtigt werden müssen: Lysimetertiefe als begrenzender Faktor für die Ausbildung der Saugspannungsprofile, Lysimeterbewuchs und -bearbeitung sowie die Standortgebundenheit der Lysimeter (Lysimetermessungen sind prinzipiell nur Punktmessungen, deren Ergebnisse nicht ohne weiteres auf größere Flächen übertragbar sind – Oaseneffekt).

An den Gefäßlysimetern der Forschungsstation Wagna, deren Konstruktion in Kap. 4.3.2.5. beschrieben ist, wird der Sickerwasserfluß an zwei identisch befüllten Kästen mit einer Oberfläche von 1 m^2 und einer Tiefe von $1,5 \text{ m}$ kontinuierlich registriert. Praktisch alle üblicherweise angeführten Lysimeterfehler (E. KLAGHOFER, 1991) beeinflussen die Fließmenge des Sickerwassers, wobei in Summe davon auszugehen ist, daß die gemessenen Werte im Vergleich zur natürlichen Umgebung unter den gleichen

pedologischen Bedingungen zu niedrig sind. Von besonderer Bedeutung ist hierbei sicherlich der Oaseneffekt – der Lysimeterkörper ist vollkommen von seiner natürlichen Umwelt entkoppelt, und durch die Betonummantelung entsteht im Lysimeterkörper jedenfalls ein vom natürlichen System vollkommen unterschiedliches Temperatursystem. Weiters ist die Grundfläche des Lysimeters für die Maisbepflanzung an der untersten Grenze. Randeffekte an der Betonwand sowie die gestörte Befüllung des Lysimeters sind wegen des relativ geringen Tongehaltes der Böden von weniger großer Bedeutung.

In Tab. 9 sind die Monats- und Jahressummen der Sickerwassermengen aus dem Gefäßlysimeter mit Fruchtfolgebewirtschaftung zusammengefaßt. Im fünfjährigen Mittel, wobei sowohl extrem niederschlagsarme als auch niederschlagsreiche Jahre vertreten waren, liegt die Sickerwassermenge bei etwa 260 mm/a oder etwa 30 % des Niederschlags, wobei in Abhängigkeit von den hydrometeorologischen Verhältnissen im Jahreszyklus starke Schwankungen in der Jahressumme zwischen Minimum (1993) und Maximum (1996) auftreten. Der jahreszeitliche Verlauf der Sickerwassermenge zeigt eine heterogene Verteilung, wobei aufgrund der unterschiedlichen Niederschlagsverteilung die Maxima der Sickerwassermengen nicht auf bestimmte Jahreszeiten fixiert sind, die Minima aber erwartungsgemäß in den Sommermonaten Juli und August zu verzeichnen sind.

Die Werte von März und April 1996 sind korrigierte Werte, da aufgrund der Ausbildung einer Eisdecke zwischen der Abdeckung des Lysimeterschachtes und der Oberfläche des Gefäßlysimeters unterhalb der mächtigen Schneedecke eine Einzugsgebietsvergrößerung des Kastenlysimeters stattfand. Die gemessene Sickerwassermenge lag bei einer Gesamtniederschlagsmenge von 350 mm zwischen November 1995 und April 1996 alleine im April 1996 bei mehr als 310 mm. Schon aufgrund der Meßdaten an diesem Gefäßlysimeter wären im gleichen Zeitraum 528 mm Wasser durchgesickert.

Das Gefäßlysimeter mit Maismonokulturbewirtschaftung zeigt im fünfjährigen Mittel eine Sickerwassermenge von etwa 385 mm/a (Tab. 10) oder etwa 45 % des mittleren Jahresniederschlags, wobei auch in diesem Fall die maximale Jahressickerwassermenge (1996) mehr als doppelt so hoch wie die minimale (1993) ist. Der jahreszeitliche Verlauf der Sickerwasserbildung zeigt auch hier starke Heterogenität, wobei allein der Monat August in allen fünf Beobachtungsjahren ohne Sickerwasser verblieb. Üblicherweise ist in den Sommermonaten mit geringen Mengen an Sickerwasser zu rechnen, während die Maxima in Abhängigkeit von den hydrometeorologischen Verhältnissen zwischen Oktober und Juni auftreten. Eindeutige Maxima, wie sie in den Frühjahrsmonaten zu erwarten wären, sind nicht erkennbar, da aufgrund der stark positiven Wasserbilanz, der geringen Mächtigkeit des Oberbodens und der nicht sehr guten Speicherfähigkeit die Evapotranspiration nur in den Sommermonaten eine höhere Gewichtung für die Neubildung erfährt als die zeitliche Verteilung der Niederschläge und deren absolute Höhe.

Wie in Kap. 4.3.2.5. beschrieben wird, sind im Bereich der Versuchsfelder der Forschungsstation Wagna auch Monolithlysimeter eingebaut, die auf dem Prinzip von F. FEICHTINGER (1992) beruhen. Die Kiesummantelung führt bei den hier eingesetzten Lysimetern nur bis knapp unter die Bearbeitungstiefe, die im Zuge der maschinellen Bewirtschaftung erreicht wird. Unter der Annahme einer vertikalen Wasserbewegung stellt dies aber keine besondere Einschränkung der Funktionsweise der monolithischen Lysimeter dar. Eine wesentlich stärkere Einschränkung ergibt sich dagegen aus der Unterbindung des Kapillarsystems durch den Lysimeterboden. Zwar wird versucht, dies durch die Anbringung von zwei Saugkerzen an der Unterseite der Lysimeter aus-

Tab. 9: Monats- und Jahressummen der Sickerwassermengen (in mm) am Gefäßlysimeter mit Fruchtfolgebewirtschaftung von 1992 bis 1996 und daraus berechnete mittlere Monats- und Jahressummen.

Monthly and yearly percolation water (in mm) measured in the period 1992 to 1996 on the lysimeter tank under crop rotation and calculated mean monthly and yearly values.

	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	JAHR
1992	3,72	8,47	26,15	7,33	7,36	8,07	7,76	3,81	2,83	54,66	40,60	18,22	188,98
1993	32,47	18,43	1,71	5,48	4,73	0,95	2,28	0,00	0,00	60,89	42,47	16,40	185,81
1994	18,17	2,12	1,04	22,23	1,52	42,32	22,31	12,19	7,41	9,27	44,07	12,81	195,46
1995	20,84	25,12	15,99	8,91	16,98	40,04	17,81	5,11	41,56	32,77	9,37	36,95	271,45
1996	36,88	9,43	65,07	45,49	57,99	2,71	29,69	7,10	94,54	84,41	7,32	12,28	452,91
MITTEL	22,42	12,71	21,99	17,89	17,72	18,82	15,97	5,64	29,27	48,40	28,77	19,33	258,92

Tab. 10: Monats- und Jahressummen der Sickerwassermengen (in mm) am Gefäßlysimeter mit Maismonokultur von 1992 bis 1996 und daraus berechnete mittlere Monats- und Jahressummen.

Monthly and yearly percolation water (in mm) measured in the period 1992 to 1996 on the lysimeter tank under maize monoculture and calculated mean monthly and yearly values.

	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	JAHR
1992	8,00	45,07	12,52	21,05	47,87	67,05	0,74	0,00	0,00	12,70	70,05	69,63	354,68
1993	4,94	2,58	18,40	25,15	13,06	4,67	0,70	0,00	0,00	56,96	48,50	86,74	261,70
1994	52,10	5,90	23,32	65,77	9,79	72,80	1,81	0,00	0,00	18,22	74,08	6,74	330,53
1995	78,82	50,76	83,52	10,50	19,92	32,47	1,59	0,00	66,91	16,79	3,68	57,20	422,16
1996	51,00	19,45	139,83	63,22	62,03	11,41	50,16	0,00	28,34	90,26	14,06	18,51	548,27
MITTEL	38,97	24,75	55,52	37,14	30,53	37,68	11,00	0,00	19,05	38,99	42,07	47,76	383,47

zugleichen, allerdings muß davon ausgegangen werden, daß die räumliche Ausdehnung der Wirksamkeit dieser beiden Unterdrucksysteme zu gering ist, als daß für das gesamte Lysimeter (Oberfläche 50×70 cm) die Anbindung an das Kapillarsystem wie unter natürlichen Verhältnissen gewährleistet wäre. In Anlehnung an F. FEICHTINGER (1992) wurden im gesamten Beobachtungszeitraum an die beiden Saugkerzen Unterdrücke von etwa 70–100 hPa angelegt. Berücksichtigt man allerdings die große Entfernung der Unterkante der Monolithlysimeter vom Grundwasserspiegel (3–5 m in Abhängigkeit von dessen Schwankungsverhalten), so erscheinen diese Unterdruckwerte vor allem in den Sommermonaten aus heutiger Sicht als wesentlich zu niedrig. Durch diese hier vermutete zu geringe Wirksamkeit des an den Monolithlysimetern eingesetzten Unterdrucksystems können naturgemäß die von E. KLAGHOFER (1991) angeführten Grenzflächenphänomene an der Unterseite des Lysimeters nicht wirksam ausgeglichen werden, sodaß vor allem die seichtereren Monolithlysimeter für eine Bilanzierung des Wasserflusses am Standort Wagna nicht verwendet werden können.

Von noch größerer Bedeutung ist allerdings, daß entgegen dem Vorschlag von F. FEICHTINGER (1992) die Unterseite der Monolithlysimeter absolut horizontal in den Boden eingebaut wurde. Durch diesen Fehler kann sich durchsickerndes Wasser bei erreichter Feldkapazität nicht am Ansatzpunkt des Freiauslaufes sammeln, sondern dieser beginnt erst aktiv zu werden, wenn sich an der Unterseite des Monolithlysimeters eine die gesamte Lysimeterfläche umfassende gesättigte Zone ausgebildet hat. Bei starkem Wasserandrang in Perioden, wo der Boden über Feldkapazität gesättigt ist, kann der Freiauslauf die anfallende Wassermenge nicht bewältigen, der sich ausbildende Stauwasserspiegel steigt über die Kante des Unterbodens auf, und das Wasser fließt über

die Kiesummantelung der Gravitation folgend außerhalb des Lysimeters in Richtung Grundwasserspiegel. Dieses Problem ist aber nicht ein prinzipielles Problem der nach F. FEICHTINGER (1992) modifizierten Feldlysimeter, sondern tritt dort verstärkt in Erscheinung, wo aufgrund der herrschenden hydrometeorologischen Rahmenbedingungen mit einem kurzfristig hohen Anfall an Sickerwasser zu rechnen ist. Ein Hinweis für die Gültigkeit dieser Annahme ist, daß über den Freiauslauf des Lysimeters LSML11 mit der Unterkante in 110 cm unter GOK auf der Fruchtfolgeparzelle während des gesamten Untersuchungszeitraumes nur bei fünf Beobachtungen Sickerwassermengen von > 10 mm auftraten, am Gefäßlysimeter LSGVL im gleichen Abschnitt jedoch an 30 Meßterminen.

Unter Berücksichtigung der hier angeführten Einschränkungen und Fehlermöglichkeiten sind auch die Sickerwassermengen aus den Monolithlysimetern zu werten. Generell ist eine deutliche Unterschätzung der Perkolatwassermengen im Vergleich zur natürlichen Grundwasserneubildung unter gleichen Verhältnissen anzunehmen. Diese Unterschätzung ist umso größer, je seichter der jeweilige Monolithlysimeter ist. Die maximale Tiefe der Monolithlysimeter am Standort Wagna wird durch den Profilaufbau der ungesättigten Zone vorgegeben: Eine monolithische Entnahme ist nur im Bereich des feinklastischen Oberbodens möglich, dieser reicht auf der Maismonokulturparzelle bis -70 cm, auf der Fruchtfolgeparzelle bis -110 cm. In beiden Fällen erreichen die Pflanzenwurzeln die Unterseite des jeweiligen Lysimeters, was vor allem im seichten Maismonokulturprofil zu einer empfindlichen Störung des Wasserflusses führt.

Tabelle 11 zeigt die Monats- und Jahressummen der Sickerwassermengen aus dem Monolithlysimeter mit einer Tiefe von 110 cm auf der Fruchtfolgeparzelle der Forschungsstation Wagna. Im fünfjährigen Mittel lag die Jahressumme der Sickerwassermenge bei etwa 207 mm oder 25 % des mittleren Jahresniederschlags der gleichen Periode. Tabelle 12 zeigt die adäquaten Werte des Monolithlysimeters mit einer Tiefe von 70 cm auf der Maismonokulturparzelle. Hier betragen die gemessenen Sickerwassermengen im fünfjährigen Mittel etwa 190 mm oder 22 % der zugehörigen Niederschlagssumme.

Die jahreszeitliche Verteilung zeigt in beiden Fällen ein ähnliches Bild wie diejenige der beiden adäquaten Gefäßlysimeter, wobei jedoch gerade im Bereich der Maismonokultur die Werte der Monate mit hohen Sickerwassermengen aus dem Monolithlysimeter deutlich hinter jenen des Gefäßlysimeters zurückbleiben.

Im Bereich der ungesättigten Sande und Kiese sind nach dem Prinzip von E. STENITZER (1988a) bzw. in ähnlicher Art und Weise, wie von P. CEPUDER (1993) beschrieben, Kleinlysimeter eingebaut, deren Konstruktion und Einbau in Kap. 4.3.2.5. dargelegt ist. Durch die tensionsgesteuerte Unterdruckversorgung (P. RAMSPACHER, 1993) ist das Problem des Grenzflächenphänomens an der Unterseite des Lysimeters (E. KLAGHOFER, 1991) gelöst, allerdings kann bei diesen Kleinlysimetern dann, wenn nicht ausschließlich vertikaler Fluß vorherrscht, die Übereinstimmung der Lysimeteereinzugsgebietsfläche mit der wahren Einzugsgebietsfläche an der Oberfläche nicht garantiert werden. Durch den Einbau im Bereich der Kiese und Sande unterhalb des Wurzelraumes mit sehr geringer Kapillarität kann eine Störung durch die Unterdruckversorgung des Systems selbst (Ausbildung eines größeren Einzugsgebietstrichters durch zu hohe Unterdrücke) ausgeschlossen werden. Ein Problem, das mit der automatischen Unterdruckversorgung zusammenhängt, stellt aber jedenfalls die Stromversorgung der Unterdruckanlage dar. Fällt diese, wie im Bereich der Forschungsstation Wagna, zeitweise aus (Ausfall der Solarstromversorgung durch extreme Dauer von Nebellagen), so führt dies zu einer Störung des zeitlichen Verlaufes des Sickerwasserflusses.

Tab. 11: Monats- und Jahressummen der Sickerwassermengen (in mm) am Monolithlysimeter LSML11 mit einer Tiefe von 110 cm auf der Fruchtfolgeparzelle von 1992 bis 1996 und daraus berechnete mittlere Monats- und Jahressummen.

Monthly and yearly percolation water (in mm) measured in the period 1992 to 1996 on the monolithic lysimeter LSML11 at 110 cm depth on the plot under crop rotation and calculated mean monthly and yearly values.

	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	JAHR
1992	16,22	13,89	11,07	15,97	7,10	9,48	1,46	2,56	0,23	29,05	23,80	7,48	138,31
1993	8,82	2,94	6,38	17,58	4,82	0,00	0,00	0,04	0,00	13,55	55,33	68,44	177,90
1994	34,93	26,26	35,67	44,48	14,35	21,75	5,44	0,00	0,00	0,00	29,44	12,44	224,76
1995	35,75	23,69	34,16	10,47	5,08	23,03	3,71	2,04	38,31	17,18	0,03	14,82	208,27
1996	25,40	13,52	45,59	37,12	24,45	2,61	15,06	18,25	38,55	37,38	11,72	16,41	286,06
MITTEL	24,22	16,06	26,57	25,12	11,16	11,37	5,13	4,58	15,42	19,43	24,06	23,92	207,06

Tab. 12: Monats- und Jahressummen der Sickerwassermengen (in mm) am Monolithlysimeter LSMR07 mit einer Tiefe von 70 cm auf der Maismonokulturparzelle von 1992 bis 1996 und daraus berechnete mittlere Monats- und Jahressummen.

Monthly and yearly percolation water (in mm) measured in the period 1992 to 1996 on the monolithic lysimeter LSMR07 at a depth of 70 cm on the plot under maize monoculture and calculated mean monthly and yearly values.

	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	JAHR
1992	3,59	8,91	3,31	7,07	10,95	13,16	0,01	0,00	0,00	6,02	19,64	7,53	80,19
1993	4,97	4,01	9,31	17,35	15,87	2,25	0,00	0,01	0,00	23,60	44,11	48,36	169,84
1994	42,25	10,50	23,13	37,87	13,67	25,89	0,78	0,00	3,69	16,08	34,86	5,72	214,44
1995	13,41	29,74	29,95	12,00	28,92	29,11	6,21	6,89	42,24	17,33	2,04	15,59	233,43
1996	25,82	14,01	40,31	25,86	25,59	12,89	16,40	0,00	17,73	37,50	14,54	20,65	251,30
MITTEL	18,01	13,43	21,20	20,03	19,00	16,66	4,68	1,38	12,73	20,11	23,04	19,57	189,84

Dadurch, daß diese Kleinlysimeter nur gestört und in den ungesättigten Sanden und Kiesen nur im Bereich einer größeren Baugrube eingebaut werden können, spielen Setzungsvorgänge nach der Wiederverfüllung der Grube eine entscheidende Rolle: Setzt sich das Material ungleichmäßig, verkippt das Kleinlysimeter im Untergrund, und die Einzugsgebietsfläche wird durch das Verlassen der Horizontalen mehr oder weniger stark vermindert. Dies kann aber jedenfalls nur zu geringeren Wasserflüssen als im natürlichen System führen. Ein weiteres Problem dieser Art der Lysimeter liegt auch in der Wiederverfüllung des Lysimeters selbst und der zur Errichtung notwendigen Baugrube: Wird zur Verhinderung einer Störung des Wasserflusses im und oberhalb des Lysimetergefäßes ausgewähltes, gegenüber der natürlichen Lagerung feines Material verwendet (Entfernung von größeren Schotterteilen, Siebung des Materials), wird im Zusammenhang mit eventuell dem Einbau folgenden Setzungsvorgängen an der Oberseite des Lysimeters oder im Lysimeter selbst eine Zone schlechterer Durchlässigkeit geschaffen, als sie unter natürlichen Gegebenheiten vorherrscht. Zu Zeiten besonders starken Wasserandranges kann sich in diesem Bereich ein kleinräumiger hängender Grundwasserkörper ausbilden, was dazu führt, daß das Wasser nicht mehr vertikal in das Lysimetergefäß einströmt, sondern in einem lateralen Fließvorgang am Lysimeter vorbei geleitet wird. Auch dieser Prozeß führt aber jedenfalls zu einer Verminderung der Sickerwassermenge im Vergleich zum natürlichen Fluß.

Im Bereich der Forschungsstation Wagna zeigen die in einer Tiefe von 250 cm eingebauten Kleinlysimeter auf den beiden Versuchspartellen gegenüber allen anderen

Tab. 13: Monats- und Jahressummen der Sickerwassermengen (in mm) am Kleinlysimeter LSWL15 mit einer Einbautiefe von 150 cm auf der Fruchtfolgeparzelle von 1992 bis 1996 und daraus berechnete mittlere Monats- und Jahressummen.
 Monthly and yearly percolation water (in mm) measured in the period 1992 to 1996 on the field lysimeter LSWL15 at a depth of 150 cm on the plot under crop rotation and calculated mean monthly and yearly values.

	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	JAHR
1992	30,96	23,82	19,23	18,91	9,77	15,22	6,06	1,25	0,60	10,25	66,17	67,85	270,09
1993	6,43	2,96	4,82	2,12	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	10,75	42,41	66,97	136,48
1994	43,24	5,53	0,21	58,56	17,57	32,14	15,51	0,28	0,00	0,00	40,58	6,79	220,41
1995	38,49	61,35	75,03	11,90	6,82	20,71	16,29	4,62	31,43	38,62	6,47	33,12	344,85
1996	69,74	12,23	63,94	80,18	30,31	7,98	45,75	9,53	67,79	73,12	29,25	15,01	504,83
MITTEL	37,77	21,18	32,65	34,33	12,89	15,21	16,73	3,14	19,96	26,55	36,98	37,95	295,33

Tab. 14: Monats- und Jahressummen der Sickerwassermengen (in mm) am Kleinlysimeter LSWR15 mit einer Einbautiefe von 150 cm auf der Maismonokulturparzelle von 1992 bis 1996 und daraus berechnete mittlere Monats- und Jahressummen.
 Monthly and yearly percolation water (in mm) measured in the period 1992 to 1996 on the field lysimeter LSWR15 at a depth of 150 cm on the plot under maize monoculture and calculated mean monthly and yearly values.

	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	JAHR
1992	29,08	22,65	21,70	35,41	29,01	29,10	13,65	0,47	0,00	12,02	87,58	103,95	384,62
1993	18,10	7,05	10,13	23,07	42,86	12,96	2,79	0,05	0,00	21,47	82,08	63,57	284,13
1994	74,93	30,80	49,60	48,87	47,36	49,50	30,40	1,08	0,00	0,00	64,91	34,70	432,15
1995	32,92	39,63	25,94	11,70	23,91	23,70	12,36	10,96	127,47	49,45	6,56	21,72	386,32
1996	29,35	25,72	8,28	8,24	27,64	0,71	1,43	15,80	23,26	53,83	46,94	52,61	293,81
MITTEL	36,88	25,17	23,13	25,46	34,16	23,19	12,13	5,67	30,15	27,35	57,61	55,31	356,21

Auswerteverfahren deutlich zu geringe Perkolationsmengen, was wohl auf solche wie oben beschriebene Phänomene zurückgeführt werden muß. Für eine Bilanzierung des Wasserflusses verbleiben somit die in 150 cm Tiefe eingebauten Kleinlysimeter.

Tabelle 13 zeigt die Monats- und Jahressummen der Sickerwassermengen am Kleinlysimeter mit einer Einbautiefe von 150 cm unter GOK auf der Fruchtfolgeparzelle der Forschungsstation Wagna. Im fünfjährigen Mittel wurden Jahressickerwassermengen von etwa 295 mm oder 35 % der mittleren Jahresniederschlagssumme gemessen, wobei die Einzeljahre zwischen ca. 140 und > 500 mm schwanken. Tabelle 14 zeigt die adäquaten Werte für das Kleinlysimeter unter der Maismonokulturparzelle in derselben Einbautiefe. Mit einer mittleren Jahressickerwassermenge der fünfjährigen Meßreihe von etwa 356 mm oder 42 % der mittleren Jahresniederschlagsmenge liegen die Werte deutlich über jenen der Fruchtfolgeparzelle.

4.4.1.5.3. Einschicht-Bilanzmodell

Ein besonders in Deutschland beliebtes Verfahren zur Ermittlung der Grundwasserneubildung aus dem infiltrierenden Niederschlag stellt die Ableitung der Sickerwassermengen aus der klimatischen Wasserbilanz nach HAUDE unter Berücksichtigung der Wasseraufnahmefähigkeit des Bodens über die nutzbare Feldkapazität dar. Dabei wird auf der Basis der einfachen Wasserhaushaltsgleichung

$$I_g = P_i - ET_p \pm \Delta S \quad (\text{Gl. 8})$$

die tägliche Sickerwassermenge nach folgendem Verfahren bestimmt:

- Schätzung der potentiellen Evapotranspiration nach der Formel von W. HAUDE (1955) auf Tagesbasis. Das Sättigungsdefizit der Luft um 14.00 Uhr wird aus den gemessenen Lufttemperaturwerten und den relativen Luftfeuchtwerten berechnet (siehe DEUTSCHER WETTERDIENST, 1976) und mit entsprechenden kulturart- und monats-spezifischen Proportionalitätsfaktoren multipliziert (F. RIESS, 1993). In Anlehnung an E. STICKSEL (1994) werden die Proportionalitätsfaktoren auf dem seichteren Maismonokulturstandort um 20 % reduziert, um die geringere Wuchsleistung dieses Bodentyps zu berücksichtigen. Diese Verminderung der Proportionalitätsfaktoren vor allem in den Wintermonaten bei Schwarzbrache trägt auch der am Standort Wagna gegenüber den untersuchten deutschen Standorten überdimensional hohen Bedeutung der winterlichen Schneedecke Rechnung.
- Da die HAUDE-Formel an Tagen mit hohem Sättigungsdefizit der Luft zu hohe Evapotranspirationswerte errechnet, die aufgrund der limitierend wirkenden Strahlungsenergie in unseren Breiten nicht möglich sind, wurde eine obere Grenze von $ET_p = 6,5 \text{ mm/d}$ eingeführt (DVWK, 1984).
- Ermittlung der klimatischen Wasserbilanz jeden Tages durch Differenzenbildung $P_i - ET_p$. Die täglichen Niederschlagssummen (P) wurden dazu über die Veränderung der Schneehöhen in einen infiltrationswirksamen Niederschlag (P_i) umgerechnet, da die Schneedecke und deren Abschmelzvorgang gerade im Frühjahr entscheidend zur Sickerwassermenge und deren zeitlichen Verteilung beiträgt.
- Berechnung der täglichen Sickerwassermenge unter Berücksichtigung der Bodenwasservorratsänderung (ΔS). Ausgehend von einem Bodenwassergehalt bei Feldkapazität, wie er im Beobachtungszeitraum im Bereich der Forschungsstation Wagna zur Jahreswende immer erreicht war, führt die klimatische Wasserbilanz zu einer Veränderung des Bodenwasservorrates. Wird dabei die Feldkapazität überschritten, tritt Sickerwasserbildung ein. Die untere Grenze ist mit Erreichen des permanenten Welkepunktes erreicht, wenn die Pflanzen kein Bodenwasser mehr verdunsten können.

Durch dieses hier angeführte einfache Bilanzmodell, bei dem der gesamte Wurzelraum als eine einzelne Bodenschicht mit einer aus den Wassergehaltsmessungen abgeleiteten nutzbaren Feldkapazität betrachtet wird, ist es möglich, die Sickerwassermenge auf Tagesbasis unter Berücksichtigung der Bodenverhältnisse und der Fruchtfolge zu ermitteln.

Tabelle 15 zeigt die berechneten Monats- und Jahressummen aus dem Einschnitt-Bilanzmodell für die Fruchtfolgeparzelle der Forschungsstation Wagna. Mit etwa 270 mm Sickerwassermenge als Jahresmittelwert über die vier Jahre 1992 bis 1995 wurde ein Anteil von etwa 33 % der mittleren Jahresniederschlagsmenge desselben Auswertungszeitraumes ermittelt. Tabelle 16 zeigt die adäquaten Werte für die Maismonokulturparzelle: Die errechnete mittlere jährliche Sickerwassermenge von ca. 372 mm macht 46 % der mittleren jährlichen Niederschlagsmenge aus.

Die Formel von HAUDE zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration liefert recht gute Tageswerte, wenn die Lufttemperatur- und relativen Luftfeuchtwerte während der Mittagsstunden nicht durch externe Einflüsse (Gewitter etc.) entscheidend gestört sind. Die nach diesem Modellansatz ermittelten Sickerwassermengen weisen dann, wenn die Randbedingungen für die Berechnung nach HAUDE günstig liegen, eher eine Unterschätzung auf, da die aktuelle Evapotranspiration geringer, die aus der Berechnung resultierenden Sickerwassermengen höher anzusetzen sind. Ein großes Problem stellen die pflanzen- und zeitabhängigen Proportionalitätsfaktoren dar, die regional

Tab. 15: Monats- und Jahressummen der Sickerwassermengen (in mm) aus dem Einschicht-Bilanzmodell für die Fruchtfolgeparzelle von 1992 bis 1995 und daraus berechnete mittlere Monats- und Jahressummen.

Monthly and yearly percolation water (in mm) for the period 1992 to 1995, determined using a one layer water balance model on the plot under crop rotation and calculated mean monthly and yearly values.

	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	JAHR
1992	13,18	0,00	0,00	0,00	0,00	53,13	0,00	0,00	0,00	48,27	77,58	70,42	262,58
1993	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	46,66	65,42	104,41	216,49
1994	28,34	5,26	0,00	89,03	0,00	26,20	0,00	0,00	0,00	0,00	49,31	76,04	274,18
1995	32,01	51,94	79,94	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	101,11	0,00	0,00	65,77	330,77
MITTEL	18,38	14,30	19,99	22,26	0,00	19,83	0,00	0,00	25,28	23,73	48,08	79,16	271,01

Tab. 16: Monats- und Jahressummen der Sickerwassermengen (in mm) aus dem Einschicht-Bilanzmodell für die Maismonokulturparzelle von 1992 bis 1995 und daraus berechnete mittlere Monats- und Jahressummen.

Monthly and yearly percolation water (in mm) for the period 1992 to 1995, determined using a one layer water balance model on the plot under maize monoculture and calculated mean monthly and yearly values.

	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	JAHR
1992	18,04	3,01	11,07	26,29	18,44	87,70	0,00	0,00	0,00	48,66	77,61	72,00	362,82
1993	3,60	0,00	0,00	31,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	61,66	67,28	106,37	270,18
1994	29,85	24,86	0,00	105,58	0,00	51,73	5,91	0,00	0,00	37,67	74,02	81,25	410,87
1995	37,93	55,13	75,80	0,00	27,13	53,26	0,00	11,01	100,24	0,00	0,00	84,16	444,66
MITTEL	22,36	20,75	21,72	40,79	11,39	48,17	1,48	2,75	25,06	37,00	54,73	85,95	372,13

unterschiedlich sind, sich in diesem Fall aber an die Werte von F. RIESS (1993) anlehnen. Diese Übernahme der Proportionalitätsfaktoren berücksichtigt auch nicht die Unterschiedlichkeit der Kulturpflanzen, d. h. für den Körnermais des Standortes Wagna wurden die Faktoren für Silomais, für die winterharte Gründecke die Faktoren für Grünland übernommen.

4.4.1.5.4. Numerische Bodenwasserhaushaltsmodellierung

Im Bereich der ungesättigten Zone ist der Wasserhaushalt des Bodens durch die in ihrer Intensität wechselnden Auswirkungen von Evaporation, Wasseraufnahme durch Pflanzenwurzeln, Niederschlag, Versickerung und kapillaren Aufstieg gekennzeichnet.

Diese Prozesse verursachen ständige Wassergehaltsänderungen in jeweils verschiedenen Teilen des Profiles, die wegen der damit verbundenen Veränderungen der Potentiale des Bodenwassers zu ausgleichenden Wasserbewegungen – instationäre Strömungen aufgrund der Veränderung des antreibenden Gradienten in der Zeit – führen. Bei der mathematischen Beschreibung dieser nichtstationären Fließvorgänge muß die DARCY'sche Strömungsgleichung mit der Kontinuitätsgleichung kombiniert werden. Die Summe der Geschwindigkeitsänderungen ist gleich der Änderung des Wassergehaltes in der Zeiteinheit.

Wie in Kap. 4.4.1.4. bereits ausgeführt, sind in der ungesättigten Zone sowohl der Bodenwassergehalt als auch die hydraulische Leitfähigkeit eine Funktion des Matrixpotentials ψ . Höhere Wassergehalte führen zu geringeren Oberflächenspannungen und zu geringeren Drücken. Die hydraulische Leitfähigkeit eines wasserungesättigten Bo-

dens nimmt mit steigendem Wassergehalt zu. Das DARCY'sche Gesetz für ungesättigten Fluß in einem isotropen Boden kann in seiner eindimensionalen Form angeschrieben werden:

$$v_x = -K(\psi) \frac{\delta h}{\delta x}. \quad (\text{Gl. 9})$$

Aus (Gl. 9) folgt, daß durch die Existenz der Relation $K(\psi)$, unter einem vorgegebenen hydraulischen Gradienten $\delta h/\delta x$, der spezifische Fluß v mit steigendem Wassergehalt ansteigt. Da $h = \psi + z$ und $\theta = \theta(\psi)$, ist auch das hydraulische Potential durch den Feuchtegehalt beeinflusst.

In der ungesättigten Zone werden die beiden aus dem gesättigten Bereich bekannten Parameter Durchlässigkeit und nutzbare Porosität zu einem funktionalen Zusammenhang $K(\psi)$ und $\theta(\psi)$. Der DARCY'sche Ansatz wird zur Beschreibung des ungesättigten Flusses allgemein verwendet, obwohl dieser nur eine Näherungsmethode darstellt. Der Wasserfluß in der ungesättigten Zone ist eigentlich ein Spezialfall des Multiphasenflusses in porösen Medien mit zwei am Fluß beteiligten Phasen – Luft und Wasser – die parallel in den Poren existieren. Die Näherung über den Einphasenfluß nach DARCY führt aber zu Auswertungsansätzen, die praktischen Ansprüchen bei homogenen und isotropen Böden durchaus genügen.

Definieren wir den Sättigungsgrad $\theta' = \theta/n$, wobei θ den Wassergehalt und n die Porosität darstellt. Für den Fluß in einem Kontrollvolumen, das nur teilgesättigt ist, muß die Kontinuitätsgleichung die Änderung des Wassergehaltes in der Zeit genauso berücksichtigen wie die Änderung des Speichervermögens in Abhängigkeit von der Wasserausdehnung und der Sedimentkompressibilität. Die Kontinuitätsgleichung für den ungesättigten Fluß lautet also

$$-\frac{\delta(\rho v_x)}{\delta x} - \frac{\delta(\rho v_y)}{\delta y} - \frac{\delta(\rho v_z)}{\delta z} = n\theta' \frac{\delta \rho}{\delta t} + \rho\theta' \frac{\delta n}{\delta t} + n\rho \frac{\delta \theta}{\delta t}. \quad (\text{Gl. 10})$$

Die Dichteänderung des Wassers und die Änderung des Porenvolumens in der Zeit (die beiden ersten Terme auf der rechten Seite von (Gl. 10) sind gegenüber der Änderung des Wassergehaltes in der Zeit praktisch bedeutungslos und können ebenso wie die Abhängigkeit des spezifischen Flusses von der Dichte des Fluids (Wasser) aus der Gleichung eliminiert werden. Das Einsetzen der DARCY'schen Gleichung für ungesättigten Fluß (Gl. 9) in alle drei Raumrichtungen und unter Berücksichtigung, daß $n\delta\theta' = \delta\theta$ ist, führt zu

$$\frac{\delta}{\delta x} \left(K(\psi) \frac{\delta h}{\delta x} \right) + \frac{\delta}{\delta y} \left(K(\psi) \frac{\delta h}{\delta y} \right) + \frac{\delta}{\delta z} \left(K(\psi) \frac{\delta h}{\delta z} \right) = \frac{\delta \theta}{\delta t}. \quad (\text{Gl. 11})$$

Üblicherweise wird diese Gleichung in eine Form gebracht, daß die unabhängige Variable entweder θ oder ψ ist. Unter Berücksichtigung der Definition der spezifischen Feuchtekapazität $C = d\theta/d\psi$ und $h = \psi + z$ erhalten wir

$$\frac{\delta}{\delta x} \left(K(\psi) \frac{\delta \psi}{\delta x} \right) + \frac{\delta}{\delta y} \left(K(\psi) \frac{\delta \psi}{\delta y} \right) + \frac{\delta}{\delta z} \left[K(\psi) \left(\frac{\delta \psi}{\delta z} + 1 \right) \right] = C(\psi) \frac{\delta \psi}{\delta t}, \quad (\text{Gl. 12})$$

die ψ -basierte Form der RICHARDS-Gleichung (L. A. RICHARDS, 1931), die Fließgleichung für instationären Fluß durch ein variabel gesättigtes poröses Medium. Die Lösung dieser Gleichung $\psi(x,y,z,t)$ beschreibt die Druckverteilung an jedem Punkt eines Strömungsfeldes zu jedem beliebigen Zeitpunkt. Die Lösung kann einfach in die Form

$h(x,y,z,t)$ zur Beschreibung des hydraulischen Potentials über die Beziehung $h = \psi + z$ konvertiert werden. Die Lösung erfordert die Kenntnis der Beziehungen $K(\psi)$ und $C(\psi)$ oder $\theta(\psi)$.

Die Lösung dieser Gleichung erfolgt üblicherweise mittels numerischer Modelle, da die analytische Lösung nur unter bestimmten Randbedingungen überhaupt möglich ist. Für den eindimensionalen und auch den zweidimensionalen Fluß von Wasser durch poröse Medien mit variabler Sättigung existieren eine Vielzahl an Modellen (siehe P. K. M. VAN DER HEIJDE, 1993). Zum überwiegenden Teil wird die Wassergehalts-Saugspannungs-Funktion mittels nicht linearer Curve-fitting-Verfahren an Meßdaten angepaßt bzw. aus Beschreibungen des Bodens und wenigen Eckdaten abgeleitet. Die Abhängigkeit zwischen Wassergehalt und hydraulischer Leitfähigkeit wird nach einigen wenigen Modellansätzen in eine funktionale Form gebracht (siehe R. H. BROOKS & A. T. COREY, 1966, N. T. BURDINE, 1953, Y. MUALEM, 1976, M. Th. VAN GENUCHTEN, 1980). Gerade die funktionale Beschreibung der pF-Kurve, deren Parametrisierung und die funktionale Ableitung der ungesättigten Leitfähigkeit aus der pF-Kurve schafft immer wieder Probleme, weshalb von E. STENITZER (1988) das Modell SIMWASER zur Beschreibung des vertikalen Wassertransportes in der ungesättigten Zone entwickelt wurde. Mithilfe dieses Modells wurde auch die Grundwasserneubildung aus dem Niederschlag für die Modellprofile der Forschungsstation Wagna berechnet.

Das Ausmaß und der zeitliche Verlauf der Sickerwasserbildung ergibt sich aus der täglichen Bilanz der Niederschläge, der Verdunstung und der Bodenspeicherung. Die Berechnung des Bodenwasserhaushaltes und damit der dem Grundwasser zuströmenden Sickerwassermenge kann für landwirtschaftlich genutzte Flächen mit dem Simulationsmodell SIMWASER (E. STENITZER, 1988) erfolgen. Mit dem Modell wird die tägliche Bilanz zwischen Niederschlag, Verdunstung und Bodenspeicherung auf der Basis von täglichen Wetterdaten (Lufttemperatur, relative Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit, Globalstrahlung und Niederschlag) für eine durch ihren Profilaufbau gekennzeichnete „Bodenform“ bei Berücksichtigung des jeweiligen Pflanzenbestandes und seines Entwicklungsstandes bzw. seiner Pflanzenarchitektur berechnet. Dazu müssen der Bodenaufbau (also die Schichtabfolge) und die Bodenarten der einzelnen Schichten bekannt sein. Für die Berechnung der Wasserbewegung werden die pF- und die K_u -Kurven (Kurve der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit) der jeweiligen Bodenart benötigt; für die Abschätzung der Wurzelentwicklung bei Feldfrüchten und Grünlandbeständen wird darüber hinaus die Kurve des Penetrometerwiderstandes als Funktion des Matrixpotentials benötigt (J. FANK et al., 1998).

Die tägliche Bilanz zwischen Niederschlag, Evaporation von der Bodenoberfläche und Transpiration durch die Blätter ergibt die Randbedingung für die Wasserbewegung an der Profilobergrenze bzw. für den Wasserentzug durch die Wurzeln in den einzelnen jeweils durchwurzelten Bodenschichten. Bei einem grundwasserfernen Standort wird die letzte Schicht des Bodenmodells in einer Tiefe angesetzt, in welcher kein Einfluß des Wurzelentzuges zu erwarten ist.

Mit SIMWASER können grundsätzlich beliebige Fruchtfolgen über einen beliebig langen Zeitraum hindurch simuliert werden. Der Simulationsablauf wird als stark vereinfachtes Flußdiagramm in Fig. 41 schematisch angedeutet. Das Schema zur Berechnung des täglichen Wasserverbrauches und des Pflanzenwachstums wird in Fig. 42 dargestellt; die dort angeführten Teilmodelle enthalten die wesentlichen Modellannahmen. Eine ausführliche Erläuterung und Dokumentation ist bei E. STENITZER (1988) zu finden.

Basierend auf den bodenhydraulischen Kennwerten und der Profilgliederung der Modellprofile der beiden Versuchsstandorte an der Forschungsstation Wagna (E. STENITZER,

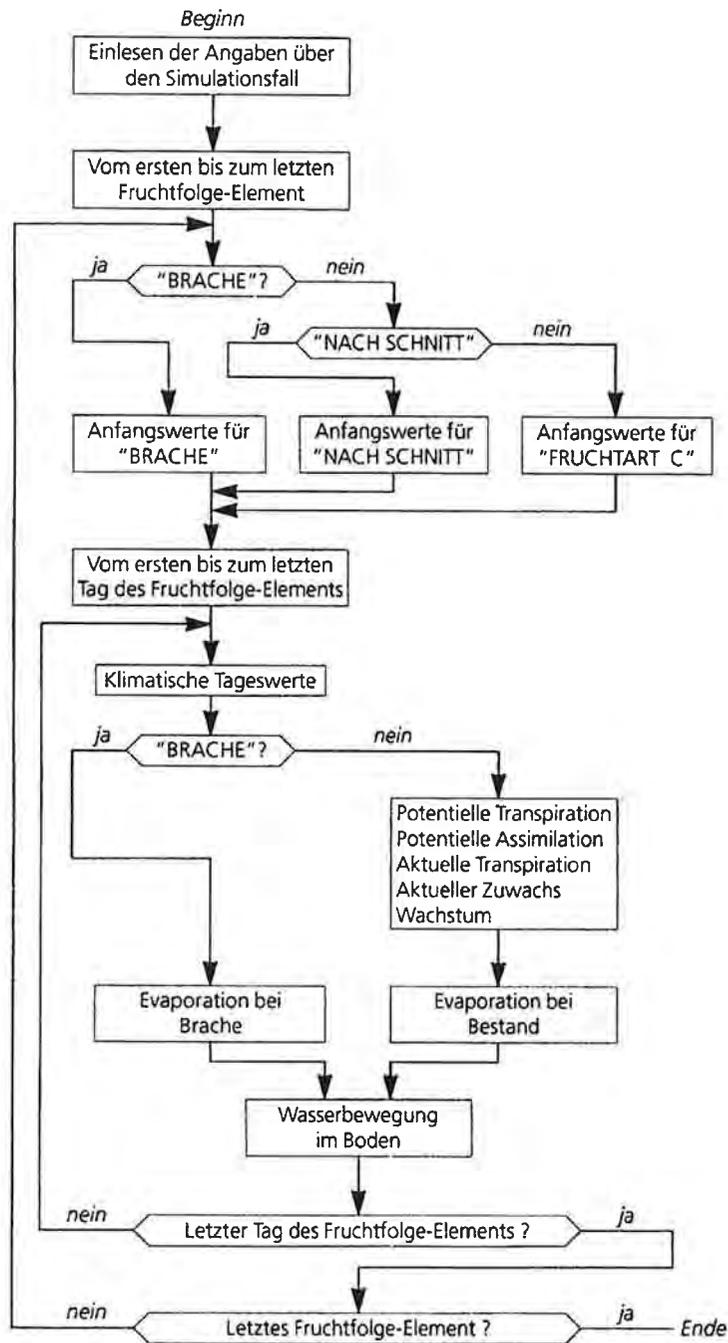


Fig. 41: Flußdiagramm des Berechnungsablaufes von SIMWASER bei der Simulation eines aus mehreren Fruchtfolge-Elementen zusammengesetzten Zeitabschnittes (E. STENITZER, 1988).
Flow chart of the model SIMWASER for the simulation of a periode with some different crop-elements (E. STENITZER, 1988).

1996), wie sie in Fig. 39 und Fig. 40 dargestellt sind, wurden unter Verwendung des Modells STOTRASIM-PC V2.00 (F. FEICHTINGER, 1997), das auf der SIMWASER-SNOW Version (E. STENITZER, 1996) aufbaut, für den Zeitraum 1992 bis 1995 Sickerwassermengen auf Tagesbasis berechnet. Die Bilanzschicht des Modellprofiles, an der der Wasseraustrag aus dem Bodenprofil eruiert wird, wurde in einer Tiefe von 1,5 m unter GOK angesetzt. Wie in weiterer Folge noch zu diskutieren sein wird, wurde auch der Stoffaustrag aus dem Bodenprofil mit Hilfe des Modells STOTRASIM berechnet. Um im zeitlichen Verlauf eine Abstimmung von berechneten Austragskonzentrationen mit gemessenen Werten zu erreichen, mußte lediglich die pF-Kurve für den Schotterbereich der beiden Bodenprofile modifiziert werden (F. FEICHTINGER, 1997). Die modifizierte Form der pF-Kurve für den Schotterbereich der Bodenprofile ist in Fig. 43 dargestellt.

Tabelle 17 zeigt die berechneten Monats- und Jahressummen aus dem Bodenwasserhaushaltsmodell STOTRASIM für die Fruchtfolgeparzelle der Forschungsstation Wagna. Mit etwa 290 mm Sickerwassermenge als Jahresmittelwert über die vier Jahre 1992 bis 1995 wurde ein Anteil von etwa 36 % der mittleren Jahresniederschlagsmenge desselben Auswertzeitraumes ermittelt. Tabelle 18 zeigt die adäquaten Werte für die Maismonokulturparzelle: Die errechnete mittlere jährliche Sickerwassermenge von ca. 435 mm entspricht etwa 53 % der mittleren jährlichen Niederschlagsmenge.

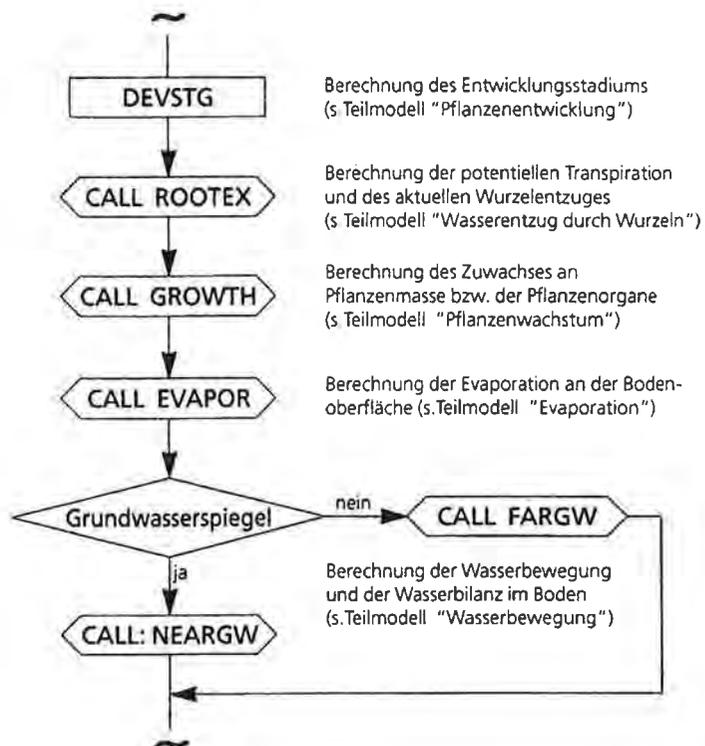


Fig. 42: Schema der Berechnung des täglichen Wasserverbrauchs und Pflanzenwachstums (entnommen aus E. STENITZER, 1988).
Flow chart for the calculation of daily water consumption and growth of plants (after E. STENITZER, 1988).

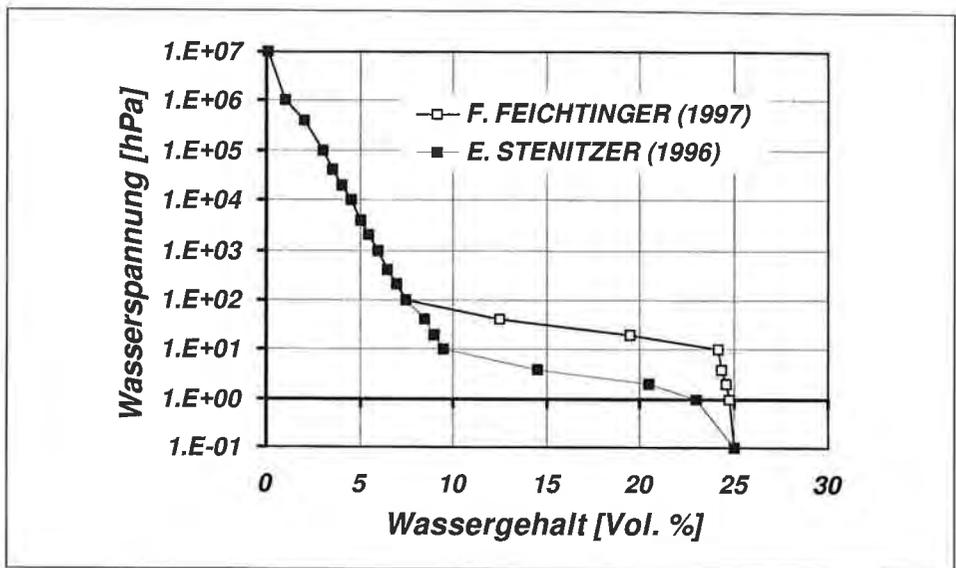


Fig. 43: Modifikation der pF-Kurve für den Schotterbereich der Bodenprofile der Forschungsstation Wagna (F. FEICHTINGER, 1997).
 Modification of the characteristic curve of the deepest part (gravel and sand) of the soil profiles at research station Wagna (F. FEICHTINGER, 1997).

Tab. 17: Monats- und Jabrsummen der Sickerwassermengen (in mm) aus dem Bodenwasserhaushaltsmodell SIMWASER für die Fruchtfolgeparzelle von 1992 bis 1995 und daraus berechnete mittlere Monats- und Jabrsummen.
 Monthly and yearly percolation water (in mm) for the period 1992 to 1995, determined using the soil water model SIMWASER on the plot under crop rotation and calculated mean monthly and yearly values.

	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	JAHR
1992	11,80	9,70	16,10	23,00	10,50	9,20	11,30	4,30	2,50	54,20	124,50	47,50	324,60
1993	23,20	12,50	6,10	3,30	2,40	0,20	0,00	0,00	0,00	84,90	25,10	40,70	198,40
1994	25,60	53,50	11,10	1,90	0,40	30,60	22,30	4,80	1,20	0,40	0,20	3,60	155,60
1995	31,90	92,20	84,60	19,20	7,40	51,80	29,00	5,90	57,90	27,80	10,40	66,10	484,20
MITTEL	23,13	41,98	29,48	11,85	5,18	22,95	15,65	3,75	15,40	41,83	40,05	39,48	290,70

Tab. 18: Monats- und Jabrsummen der Sickerwassermengen (in mm) aus dem Bodenwasserhaushaltsmodell SIMWASER für die Maismonokulturparzelle von 1992 bis 1995 und daraus berechnete mittlere Monats- und Jabrsummen.
 Monthly and yearly percolation water (in mm) for the period 1992 to 1995, determined using the soil water model SIMWASER on the plot under maize monoculture and calculated mean monthly and yearly values.

	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	JAHR
1992	9,90	17,50	18,90	19,60	67,30	112,20	0,00	0,00	0,00	62,50	113,70	47,30	468,90
1993	29,70	6,10	3,40	3,80	10,60	13,40	0,00	0,00	0,00	88,20	20,90	73,90	250,00
1994	37,10	74,70	8,40	81,60	4,50	127,80	1,00	0,00	0,00	22,10	51,20	28,30	436,70
1995	30,50	118,20	63,50	7,60	29,30	100,90	2,80	23,00	98,40	12,40	8,20	88,20	583,00
MITTEL	26,80	54,13	23,55	28,15	27,93	88,58	0,95	5,75	24,60	46,30	48,50	59,43	434,65

4.4.1.5.5. Berechnung der Neubildung aus der Grundwasserganglinie

Die Grundwasserspiegelschwankungen sind das Ergebnis verschiedener natürlicher und künstlicher Vorgänge, vor allem Ausdruck von Grundwasservorratsänderungen. Natürliche, also nicht anthropogen beeinflusste Grundwasserganglinien zeigen die Zusammenhänge zwischen Grundwassergang, Grundwasserneubildung und Grundwasserhaushalt an. Die Grundwasservorratsänderungen beruhen im wesentlichen auf vertikalen Wasserbewegungen im wasserungesättigten Bereich und auf „quasi-horizontalen“ Fließbewegungen im Grundwasserbereich.

Die von Wasserstandsänderungen der oberirdischen Gewässer unabhängigen Ganglinien des freien Grundwassers werden hauptsächlich von klimatisch bedingten je nach Jahreszeit und Witterungsverlauf auf- und abwärtsgerichteten Wasserbewegungen in den Deckschichten bestimmt. Hier ergeben sich also Hinweise auf den Vorgang der Grundwasserneubildung aus einem Vergleich mit den Witterungsereignissen, mit dem Niederschlag und der Verdunstung. Im Gegensatz zu den bisher betrachteten Verfahren zur Ermittlung der Neubildung aus dem Niederschlag erfolgt eine Auswertung der Neubildung aus der Grundwasserganglinie in ihrer zeitlichen Abfolge direkt am Ort des Geschehens – an der Grundwasseroberfläche.

Unter der Voraussetzung, daß das Schwankungsverhalten des Grundwasserspiegels in erster Linie durch infiltrierende Niederschläge verursacht wird und andere Formen der Grundwasserneubildung (Uferspeicherung durch Hochwässer, influente Wasserläufe, die ständig in unbekanntem Ausmaß Wasser an das Grundwasser abgeben) vernachlässigbar gering sind, wurden Verfahren entwickelt (G. EINSELE, 1975), die die zumindest halbquantitative Abschätzung der Grundwasserneubildung erlauben.

In den ebenen quartären Würm-Terrassenlandschaften des Murtales ist langfristig der Niederschlag größer als die mittlere Verdunstung, d. h. es findet langfristig Grundwasserneubildung durch infiltrierende Niederschläge statt. Diese Form der Grundwasserneubildung bewirkt einen flächenhaften Anstieg der Grundwasseroberfläche, was in der Folge – der Potentialtheorie der Grundwasserströmung folgend – eine Erhöhung des Grundwasserabflusses bewirkt. Zu Zeiten fehlender Grundwasserneubildung verringert sich der Grundwasserabfluß entsprechend den Gesetzen der Grundwasserhydraulik. Grundwasserneubildung und Grundwasserabfluß sind somit ständig interaktiv wirkende Faktoren, die in Summe – neben den hydraulischen Kennwerten des Grundwasserleiters – den zeitlichen Verlauf des Grundwasserspiegels an jedem Punkt des Aquifers bestimmen.

Ziel ist es, bei Kenntnis der Witterungsabläufe, der zeitlichen Variabilität des Wassergehaltes in den ungesättigten Schichten, des geologischen Aufbaues der quartären Sedimente und der Grundwasserströmungsverhältnisse aus einer Grundwasserstandsganglinie den quantitativen Verlauf der Grundwasserneubildung im Bereich einer Meßstelle unter Berücksichtigung des Grundwasserabflusses zu bestimmen.

Datenlage

In Fig. 44 ist die Grundwasserstandsganglinie an der Forschungsstation Wagna für den Zeitraum 1. 1. 1992 bis 31. 12. 1995 im Vergleich zu den Tagessummen des Niederschlags dargestellt. Aus dieser Darstellung ist keine eindeutige Beziehung zwischen Niederschlagsaktivität und der Ganglinie des Grundwasserspiegels erkennbar. Das Verhalten des Grundwasserspiegels wird, obwohl die Neubildung, wie aus verschiedensten Untersuchungen bekannt ist (zusammengefaßt in J. FANK et al., 1993), im Bereich der Forschungsstation nahezu ausschließlich über infiltrierende Niederschläge erfolgt, durch weitere Elemente gesteuert, deren Erfassung somit ursächliche Bedeutung für die Inter-

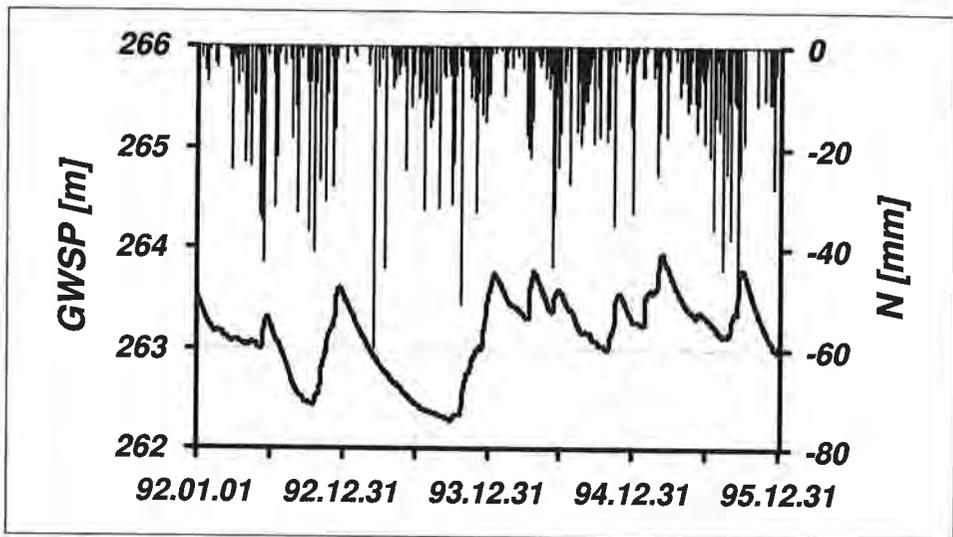


Fig. 44: Grundwasserstandsganglinie und tägliche Niederschlagssummen an der Forschungsstation Wagna vom 1. 1. 1992 bis 31. 12. 1995. GWSP – Grundwasserspiegel, N – Niederschlag.
Groundwater hydrograph and daily precipitation at research station Wagna from 1992 to 1995. GWSP – groundwater table, N – precipitation.

pretation des zeitlichen Verlaufes des Grundwasserspiegels und die Ableitung der Grundwasserneubildung aus der Grundwasserstandsganglinie hat.

Noch wesentlich klarer zeigt sich diese Tatsache bei der Betrachtung von Grundwasserstandsganglinie und Niederschlagsverteilung in zeitlich eng begrenzten Bereichen (Fig. 45). Während in den Sommermonaten (Juni bis Oktober 1992) der Grundwasserspiegel trotz relativ hoher Niederschläge stetig fallende Tendenz aufweist (Fig. 45 a), zeigt die gleiche Grundwasserstandsganglinie im Zeitraum Oktober bis Dezember 1992 eine deutliche Reaktion auf die herbstlichen Niederschläge (Fig. 45 b).

Der Unterschied zwischen diesen beiden Zeiträumen liegt in der Entwicklung der Vegetation begründet. Während in den Sommer- und Frühherbstmonaten der Mais – die für diese Grundwasserbeobachtungsstelle maßgebliche Kulturfrucht – in voller Entwicklung steht und die gesamten über den Niederschlag anfallenden Wassermengen für seine Entwicklung verbraucht, sinkt die Verdunstungsleistung nach der Maisernte Ende September extrem ab. Die in der Folge fallenden Niederschläge werden zuerst für die Auffüllung des Bodenwasserhaushaltsdefizites (entstanden durch den Wasserentzug des Mais) verbraucht. Erst nachdem die Feldkapazität der ungesättigten Zone erreicht ist, setzt bedeutende Sickerwasserbewegung ein und bewirkt durch weitere Niederschläge einen deutlichen Anstieg des Grundwasserspiegels. Die Höhe der Amplitude des Grundwasserspiegels an einer Meßstelle wird in weiterer Folge in erster Linie vom nutzbaren Porenvolumen im Bereich der Meßstelle sowie vom Grundwasserabfluß und dessen Abhängigkeit von der Grundwasserspiegellhöhe geprägt.

Für eine korrekte Ableitung der Grundwasserneubildung aus der Grundwasserstandsganglinie müssen also neben dieser auch Informationen hinsichtlich der Evapotranspiration, des Bodenwasserhaushaltes, des Grundwasserabflusses (ersatzweise auch einer Trockenwetter-Grenzgefällskurve des Grundwasserspiegels) und des nutzbaren Porenvolumens im Bereich der Meßstelle vorliegen. Alle für eine derartige Aus-

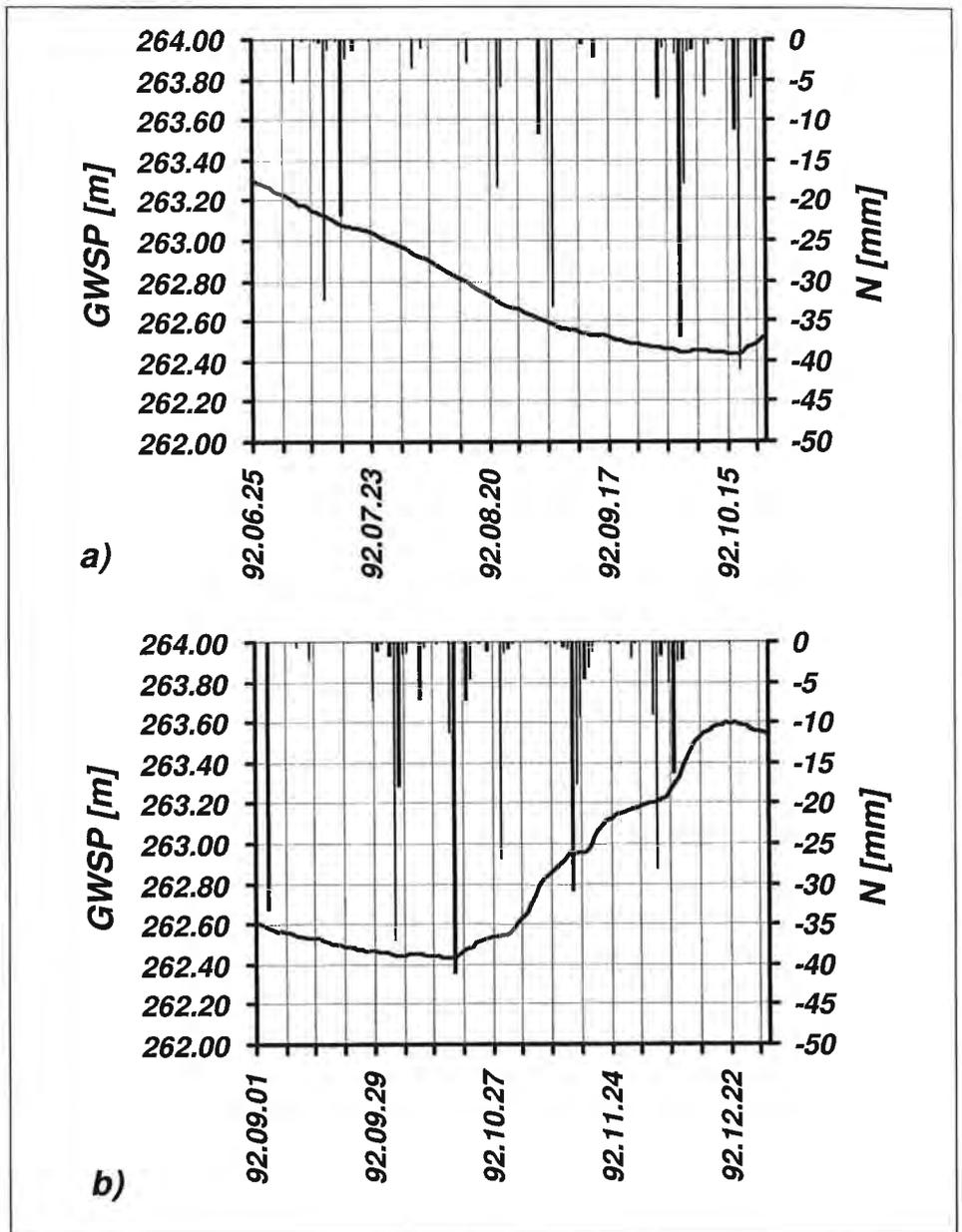


Fig. 45: Jahreszeitlich unterschiedlicher Verlauf der Grundwasserstandsganglinie bei ähnlichen Niederschlagsmengen und -intensitäten. a) Grundwasserspiegelrückgang während der Sommermonate; b) Anstieg des Grundwasserspiegels im Herbst als Reaktion auf Niederschläge. GWSP – Grundwasserspiegel, N – Niederschlag.

Behaviour of the groundwater hydrograph in time with comparable amount and intensity of precipitation. a) Decrease of the groundwater table during summer, b) increase of groundwater table during autumn as a reaction to precipitation events. GWSP – groundwater table, N – precipitation.

wertung benötigten Daten werden im Bereich der Forschungsstation Wagna gemessen (vgl. Kap. 4.3.).

Auswerteverfahren

Das hier vorgestellte Verfahren zur Ermittlung der punktuellen Grundwasserneubildung aus der Vertikalbewegung des Grundwasserspiegels orientiert sich an G. EINSELE (1975). Das Verfahren geht davon aus, daß Grundwasserneubildung nur flächenhaft über infiltrierendes Niederschlagswasser erfolgt und die Neubildung über seitlichen Zustrom im gesamten Gebiet gleich oder nicht vorhanden ist. Dies impliziert bereits, daß für diese Auswertung nur Meßstellen geeignet sind, die in ausreichend großer Entfernung zum Vorfluter liegen, da nur dann gewährleistet werden kann, daß die Erhöhung des Grundwasserabflusses in erster Linie aus der Erhöhung der Grundwassermächtigkeit und damit des durchströmten Querschnittes und in vernachlässigbar geringem Ausmaß durch die Erhöhung des Grundwassergefälles und damit der Fließgeschwindigkeit des Grundwassers resultiert. In Vorflutnähe wird das durch die Grundwasserneubildung erhöhte Wasserdargebot durch eine Versteilung des Grundwassergefälles rasch in die Vorflut abgeführt.

Die flächenhafte Grundwasserneubildung führt demnach zu einem Anheben bzw. einer Verringerung des Rückganges des Grundwasserspiegels. Sowohl der Grundwasserspiegelanstieg als auch die Verzögerung in der Auslaufkurve ist in Abhängigkeit vom nutzbaren Porenvolumen unterschiedlich groß. Bei Fehlen von Grundwasserneubildung fließt das Grundwasser in Richtung Vorflut ab, was eine Absenkung des Grundwasserspiegels zur Folge hat. In Abhängigkeit von der Grundwasserspiegellage über dem Niveau der Vorflut bzw. über dem Niveau des örtlichen Grundwasserstauers ist die abströmende Grundwassermenge je Zeiteinheit unterschiedlich groß. Der Durchfluß durch einen definierten Querschnitt ist nur bei detailliert bekannten Rahmenbedingungen (Aquifergeometrie, Verteilung der Durchlässigkeiten, Speicherkoeffizient) berechenbar, aber dieser Durchfluß ist bei konstanten Aquiferparametern direkt proportional der Grundwasserspiegellage.

Im Sinne von G. EINSELE (1975) integriert die Trockenwetterauslaufkurve (Grenzgefällskurve) – bezüglich der Ermittlung siehe Abschn. a) – alle Einflüsse zwischen Meßstelle und Vorfluter. Sie wird für jede Grundwasserbeobachtungsstelle eine andere Neigung oder Form annehmen. Unter Zuhilfenahme des nutzbaren Porenvolumens kann die periodisch aufgesetzte Grundwasserneubildung aus der Grundwasserstandsganglinie direkt ermittelt werden. Der gerade in Aquifersystemen mit hohen Transmissivitätswerten schnelle Abbau der Grundwasserneubildung durch einen gesteigerten Grundwasserabfluß ist sowohl in der Bestimmung des nutzbaren Porenvolumens – siehe Abschn. b) – als auch in der Ermittlung der Grundwasserneubildung aus Grundwasserstandsganglinien – siehe Abschn. c) – zu berücksichtigen.

Die hohe Interaktion zwischen Grundwasserneubildung und Grundwasserabfluß impliziert, daß bei hohen mittleren Grundwasserneubildungsraten, die in Abhängigkeit von den meteorologischen Bedingungen jederzeit anfallen können, diese Methode nur für kurze Zeitabschnitte angewandt werden kann, für die Betrachtung langfristiger Mittelwerte ist das Verfahren ungeeignet. Betrachtet man die langfristige Grundwasserneubildung allerdings als Summe der Grundwasserneubildungsrate in kurzen Zeitintervallen, so kann über eine einfache Bilanzierungsrechnung aus Grundwasserstandsganglinien mit kurzem Beobachtungsintervall einerseits die langfristige Grundwasserneubildungsrate, andererseits der jahreszeitliche Verlauf der Grundwasserneubildung geschätzt werden.

a) Bestimmung des natürlichen Grundwasserrückganges (Grenzkurve)

Zur Bestimmung der Auswirkung des Rückganges des Grundwasserabflusses in Zeiten fehlender Grundwasserneubildung auf die Grundwasserstandsganglinie kann die Speicherauslaufkurve in langen Trockenperioden herangezogen werden. Wie aus Fig. 46 ersichtlich, ist im Untersuchungsgebiet die zeitliche Entwicklung des Grundwasserstandes im Jahr 1993 durch eine stetig fallende Tendenz gekennzeichnet. Durch diesen langfristigen Rückgang des Grundwasserspiegels, der auf fehlende Grundwasserneubildungsvorgänge zurückgeführt werden kann, wird nahezu die gesamte Schwankungsbreite des Grundwasserspiegels an der Forschungsstation Wagna umfaßt. Dieser Zeitraum eignet sich daher besonders gut, die hydraulische Auslauffunktion des Grundwasserkörpers und ihre Abhängigkeit von der Lage des Grundwasserspiegels zu beschreiben (Fig. 46).

An den fallenden Teil der Grundwasserganglinie zwischen dem 23. 12. 1992 und dem 29. 9. 1993 können mathematische Funktionen angepaßt werden, die in Summe das Auslaufen des Grundwasserkörpers beschreiben. Der hinterste Teil der Kurve ist sehr exakt durch eine Exponentialfunktion nachbildbar, wohingegen bei höheren Grundwasserständen die Anpassung von geteilten linearen Funktionen bessere Ergebnisse bringt. Aus diesen Funktionen läßt sich sodann eine theoretische Grundwasserstandsganglinie berechnen, aus der die täglichen Rückgangswerte des Grundwasserspiegels bei fehlender Grundwasserneubildung in Abhängigkeit von der Höhenlage des Grundwasserspiegels ableitbar sind. Für den Bereich der Forschungsstation Wagna ergibt sich demnach für Grundwasserspiegellagen < 262,41 m ein täglicher Rückgang von 1,6 mm, für Spiegellagen zwischen 262,41 und 262,87 m ein täglicher Wert von 4,3 mm und für höhere Grundwasserspiegellagen 8,1 mm Grundwasserspiegelrückgang je Tag bei fehlender Grundwasserneubildung (Fig. 46).

b) Bestimmung des nutzbaren Porenvolumens

Die Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate erfolgt durch die Multiplikation der Grundwasserspiegeländerung in einem definierten Zeitraum mit dem als Speicher

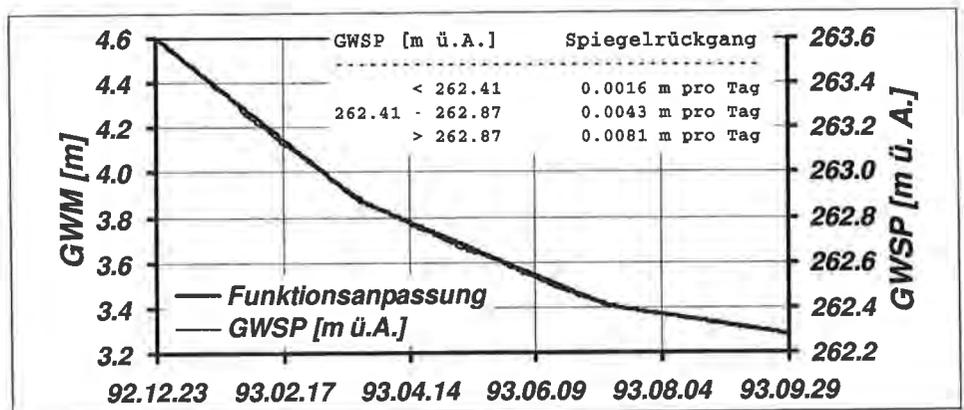


Fig. 46: Anpassung mathematischer Funktionen an den Grundwasserspiegelrückgang vom 23. 12. 1992 bis zum 29. 9. 1993 zur Ermittlung des täglichen Spiegelabfalles. GWM – Grundwassermächtigkeit, GWSP – Grundwasserspiegel.

Fitting of mathematical functions to the decreasing groundwater table between December 1992 and September 1993 as a basis for the calculation of the daily decrease of the groundwater table. GWM – thickness of the groundwater, GWSP – groundwater table.

zur Verfügung stehenden nutzbaren Porenvolumen (vgl. Abschn. c). Ein schwieriges Problem ist dabei die Bestimmung des nutzbaren Porenvolumens, das üblicherweise entweder aus Sedimentproben oder aus Langzeitpumpversuchen ermittelt wird. Im ersten Fall gilt das Bestimmungsergebnis nur für die Probe selbst, im zweiten für den gesamten, durch den Pumpversuch beeinflussten Aquiferabschnitt. Im hier dargestellten Verfahren wird eine Methode benötigt, die es erlaubt, das zur Verfügung stehende Speichervolumen im Nahbereich der zur Auswertung herangezogenen Meßstelle zu bestimmen, da dieser Bereich für die Änderung der Spiegellage bei Grundwasserneubildung bestimmend ist.

Für den Bereich einer Grundwassermeßstelle ohne Grundwasserabfluß errechnet sich das nutzbare Porenvolumen als Ergebnis der Division von Grundwasserneubildungsrate (mm) durch den zugehörigen Grundwasserspiegelanstieg (mm) während eines in sich abgeschlossenen Neubildungsereignisses. Während der Anstieg des Grundwasserspiegels sehr einfach gemessen werden kann, muß die Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate nach einem Verfahren durchgeführt werden, das von der Grundwasserstandsganglinie und der zugehörigen nutzbaren Porosität unabhängig ist.

Bei fehlender Evapotranspiration und bei einem Sättigungszustand der ungesättigten Deckschichten größer als die Feldkapazität (kein Bodenwasserhaushaltsdefizit) entspricht die Grundwasserneubildungsrate der Niederschlagsmenge eines Ereignisses. Zur Ermittlung des nutzbaren Porenvolumens können daher Grundwasserspiegelanstiegsphasen herangezogen werden, die abgeschlossenen Niederschlagsereignissen eindeutig zuordenbar sind, sich zu Zeiten ereignen, an denen in den Deckschichten Matrixpotentialwerte vorliegen, die nahezu gesättigten Verhältnissen entsprechen und in denen die Evapotranspiration keinen Wasserentzug bewirkt bzw. diese Werte aus anderen Parametern abgeleitet werden können. Im Zuge von derartigen Ereignissen kommt der gesamte wirksame Niederschlag der Grundwasserneubildung zugute. Parallel zur Neubildung, die zu einer Anhebung des Grundwasserspiegels führt, wirkt allerdings in Gebieten, in denen Grundwasserabfluß vorhanden ist, auch der in Abschn. a) beschriebene hydraulische Rückgang des Grundwasserspiegels, sodaß neben den wirksamen Niederschlägen und den Feuchteverhältnissen in den ungesättigten Deckschichten auch der Grundwasserabfluß in Form einer Korrektur der Grundwasserstandsganglinie in die Ermittlung des nutzbaren Porenvolumens einzubeziehen ist.

Die Ermittlung der nutzbaren Porosität soll in der Folge für den Bereich der Forschungsstation Wagna anhand eines Ereignisses im Dezember 1992 dargelegt werden. Die Feuchteverhältnisse in den ungesättigten Deckschichten werden durch die Messung von Matrixpotentialwerten an den beiden Bodenprofilen erfaßt (siehe dazu auch Kap. 4.3.2.2.). In Fig. 47 sind die beiden Tiefenprofile des Matrixpotentials für den 7. 12. 1992 und den 22. 12. 1992 dargestellt. Die Werte zeigen, daß die Saugspannung in beiden Profilen zu beiden ausgewählten Zeitpunkten über das gesamte Profil in einem Bereich liegt, in dem Sickerwasserbewegung und somit Grundwasserneubildung stattfinden kann. Die Feuchteverhältnisse zu diesen Zeitpunkten sind in der gesamten Mächtigkeit der ungesättigten Zone als nahezu gesättigt zu charakterisieren. Daraus läßt sich ableiten, daß während des gewählten Ereigniszeitraumes der Wassergehalt in den Deckschichten des Grundwassers konstant blieb und Niederschlagswasser demnach nicht für die Auffüllung von Bodenwasserdefiziten herangezogen werden mußte.

In Fig. 48 sind für den Zeitraum 1. 12. bis 23. 12. 1992 die gemessene Grundwasserspiegelganglinie, die unter Zuhilfenahme der Ergebnisse aus Abschn. a) berechnete Grundwasserstandsganglinie und die um die Evapotranspiration korrigierte Niederschlagsverteilung auf Tagessummenbasis dargestellt.

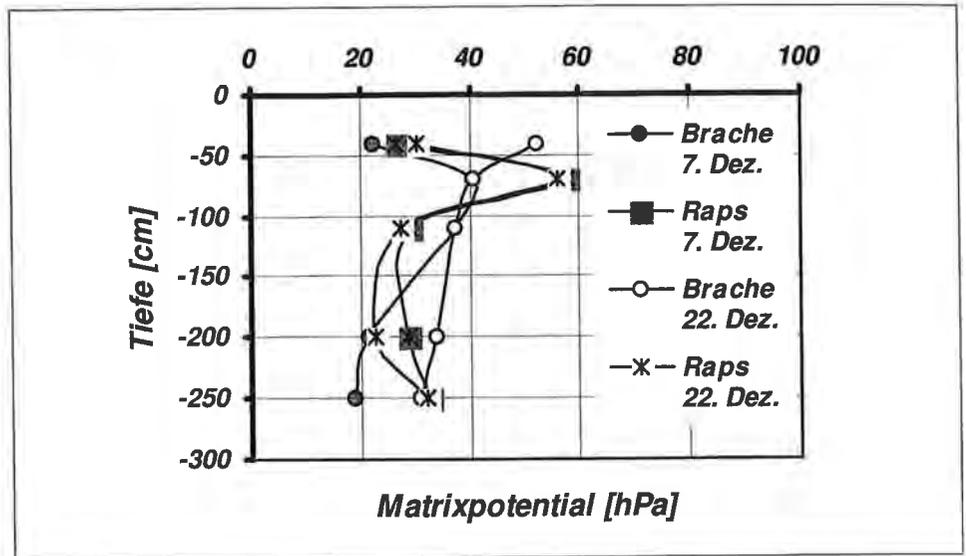


Fig. 47: Saugspannungswerte in den beiden Modellprofilen (Brache in Maismonokultur und winterharter Raps in der Fruchtfolge).
Matrix potential in the two soil profiles (fallow area on the maize monoculture plot, rape on the crop rotation plot).

Im Zeitraum 4. 12. bis 12. 12. 1992 wurde eine Niederschlagsmenge von 65,4 mm registriert. Nach der Formel von HAUDE berechnet sich für den Auswertzeitraum eine Evapotranspiration von 1,7 mm, sodaß sich ein infiltrationswirksamer Niederschlag (N_{wirk}) von 63,7 mm errechnet. Diese Niederschlagsmengen auf nahezu gesättigte Deckschichten bewirkten einen gemessenen Anstieg des Grundwasserspiegels ($\text{GWSP}_{\text{gem.}}$) zwischen 4. 12. und 21. 12. 1992 um 40 cm.

Unter Berücksichtigung des Grundwasserabflusses, der gleichzeitig einen Rückgang des Grundwasserspiegels in Abhängigkeit von der absoluten Höhe des Grundwasserspiegels bewirkt, errechnet sich für den Auswertzeitraum eine Anhebung des Grundwasserspiegels von in Summe 50 cm ($\Delta h_{\text{ber.}}$).

Der Verlauf dieses berechneten Wasserspiegels ($\text{GWSP}_{\text{ber.}}$) ist in Fig. 48 ebenfalls dargestellt. Aus diesen Parametern errechnet sich nun das speichernutzbare Porenvolumen sehr einfach nach der Formel

$$P_n = N_{\text{wirk}} / \Delta h_{\text{ber.}} \quad (\text{Gl. 13})$$

zu 12,7 %. Dieser Porenraum steht für die Speicherung des neugebildeten Grundwassers an der Grundwasseroberfläche zusätzlich zum vorhandenen Wassergehalt zur Verfügung. Der Wassergehalt der ungesättigten Kiese und Sande in den Deckschichten liegt in etwa bei 5–8 %, sodaß von einem Gesamtporenvolumen von ca. 20 % ausgegangen werden kann.

Zur Überprüfung der Auswertung dieses Ereignisses wurden zusätzliche Ereignisse herangezogen, die in etwa den erforderlichen Rahmenbedingungen entsprachen (keine bzw. geringe Verdunstung, abgeschlossene Ereigniszeiträume, keine Veränderung des Bodenwassergehaltes). Die Ergebnisse sind in Tab. 19 zusammengefaßt. Bei der naturgemäß vorhandenen Schwankung ergibt sich aus den ausgewerteten Ereignissen

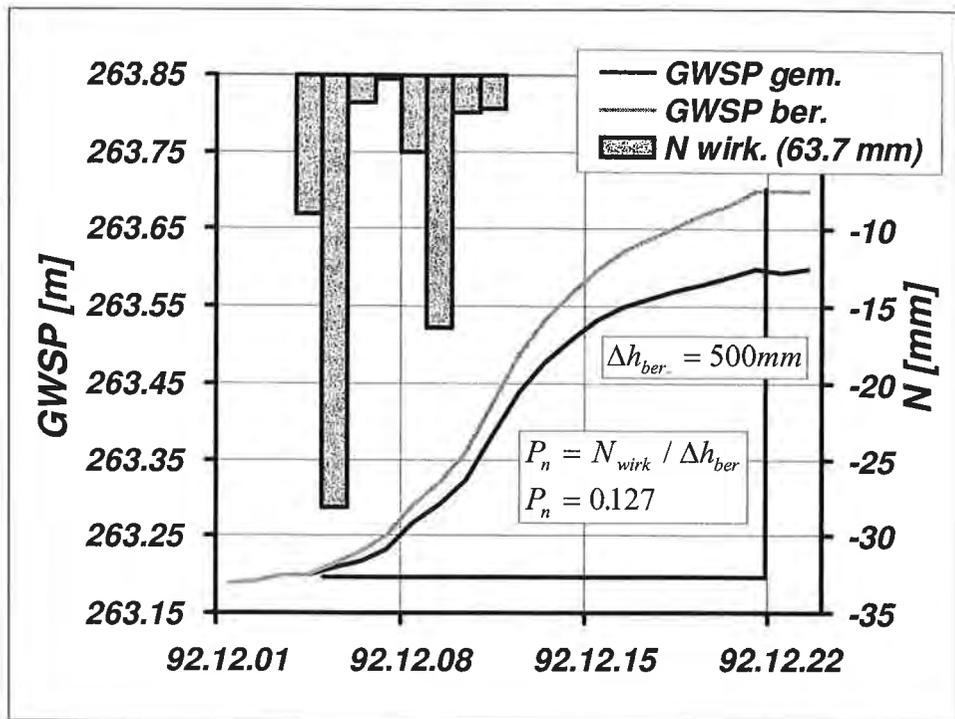


Fig. 48: Parameter zur Ermittlung des nutzbaren Porenvolumens (P_n) aus dem infiltrationswirksamen Niederschlag (N_{wirk}), der gemessenen ($GWSP_{gem.}$) und der berechneten ($GWSP_{ber.}$) Grundwasserstandsganglinie.
 Parameter for the calculation of effective porosity (P_n) from infiltrating precipitation (N_{wirk}), measured ($GWSP_{gem.}$) and calculated ($GWSP_{ber.}$) groundwater hydrograph.

Tab. 19: Ergebnisse der Auswertung von Niederschlagsereignissen zur Bestimmung des nutzbaren Porenvolumens im Bereich der Forschungsstation Wagna.
 Evaluation of precipitation events as a means for determining effective porosity at the research station Wagna.

Ereignisbeginn	Ereignisende	GWSP _{gem.}	N [mm]	ET (HAUDE) [mm]	$N_{wirk} (N - ET)$ [mm]	GWSP _{ber.} [mm]	nutzbare Porosität [%]
92.12.17	92.11.14	520	95,20	14,08	81,12	685	11,8
92.12.04	92.12.21	400	65,40	1,72	63,68	500	12,7
92.11.18	92.12.21	630	136,20	5,57	130,63	825	15,8
93.10.23	94.01.16	1410	302,00	22,64	279,36	1912	14,6
94.04.11	94.04.24	470	82,00	20,47	61,53	547	11,3
94.10.27	94.11.21	520	95,83	10,88	84,95	668	12,7

ein nutzbares Porenvolumen von etwa 13 % und eine sehr gute Übereinstimmung mit der Auswertung des Ereignisses im Dezember 1992.

In vorflutnäheren Bereichen, wo die Änderung des Grundwasservolumens nicht nur durch eine Erhöhung der Mächtigkeit, sondern auch wesentlich durch eine Erhöhung der Grundwasserfließgeschwindigkeit ausgedrückt wird, ergibt die Berechnung der nutzbaren Porosität nach Abschn. b) unrealistisch hohe Werte, da die gleiche Grundwasserneubildungsrate wie bei entfernteren Meßstellen eine wesentlich geringere Anhebung des Grundwasserspiegels zur Folge hat. Dieses auf den ersten Blick negative Faktum erlaubt jedoch eine realistische Anschätzung der Grundwasserneubildung auch bei relativ vorflutnahen Grundwassermessstellen, da deren Berechnung nicht über das tatsächliche nutzbare Porenvolumen, sondern über das nach (Gl. 13) ermittelte relative nutzbare Porenvolumen erfolgt (siehe Abschn. b). Dies ist allerdings nur dann zulässig, wenn die Änderung des Grundwasserabflusses ausschließlich eine Funktion von Grundwasserneubildung aus Niederschlagsinfiltration und Grundwasserspiegellage ist, andere Faktoren wie Uferspeicherung oder die Neubildung über infiltrierende Oberflächengewässer müssen ausgeschlossen werden können.

c) Ermittlung der Grundwasserneubildung

Ist die natürliche Auslauffunktion des Grundwasserspiegels und das einer Meßstelle zugehörige relative nutzbare Porenvolumen einmal bekannt, erfolgt die Ableitung der Grundwasserneubildung für die Zeit zwischen zwei Meßterminen in einer sehr einfachen Form: Aus der Grundwasserspiegellage zum Ausgangstermin und der Auslauffunktion wird für den nächsten Meßtermin ein theoretischer Grundwasserspiegel errechnet, der ohne Grundwasserneubildung zwischen beiden Meßterminen eintreten würde. Aus diesem berechneten Grundwasserspiegel (h_b) und dem gemessenen Grundwasserspiegel (h_g) wird die Differenz (Δh) gebildet und nach der Gleichung

$$I_{g(\Delta t_i)} = \Delta h_{(\Delta t_i)} \cdot P_n \quad (\text{Gl. 14})$$

die Grundwasserneubildung (I_g) für den gewählten Auswertezeitschritt eruiert (Fig. 49).

Die Grundwasserneubildung für einen längeren Zeitraum errechnet sich durch Integration der einzelnen Grundwasserneubildungsraten über die Zeitintervalle der Meßzeitpunkte nach

$$I_g = \sum_{i=1}^n (\Delta h_{(\Delta t_i)} \cdot P_n). \quad (\text{Gl. 15})$$

Von großer Bedeutung ist allerdings, daß die Zeitabstände der Grundwasserspiegelmessungen so klein gewählt sind, daß der natürliche Verlauf des Grundwasserspiegels detailliert erfaßt wird.

An der Grundwassersonde im Bereich der Forschungsstation Wagna wird der Grundwasserspiegel täglich gemessen. Unter Zugrundelegung eines Porenvolumens von 13 % (siehe Abschn. b) und den in Fig. 46 angeführten Grundwasserauslauffunktionen errechnet sich aus der Grundwasserstandsganglinie die in Tab. 20 dargestellte Grundwasserneubildung für den Zeitraum 1992 bis 1996. Bezogen auf die fünfjährige Reihe ergibt sich bei einer mittleren jährlichen Grundwasserneubildung von etwa 393 mm ein Anteil von 46 % des mittleren jährlichen Niederschlags.

Die Zeit der Grundwasserneubildung fiel zwischen 1992 und 1996 hauptsächlich auf die Herbst- und Wintermonate, wobei lediglich im Februar relativ geringe Neubildung stattfand. Ein Minimum ist in den Monaten Juli und August bei relativ hohen im Juni vorangegangenen Grundwasserneubildungsraten zu erkennen.

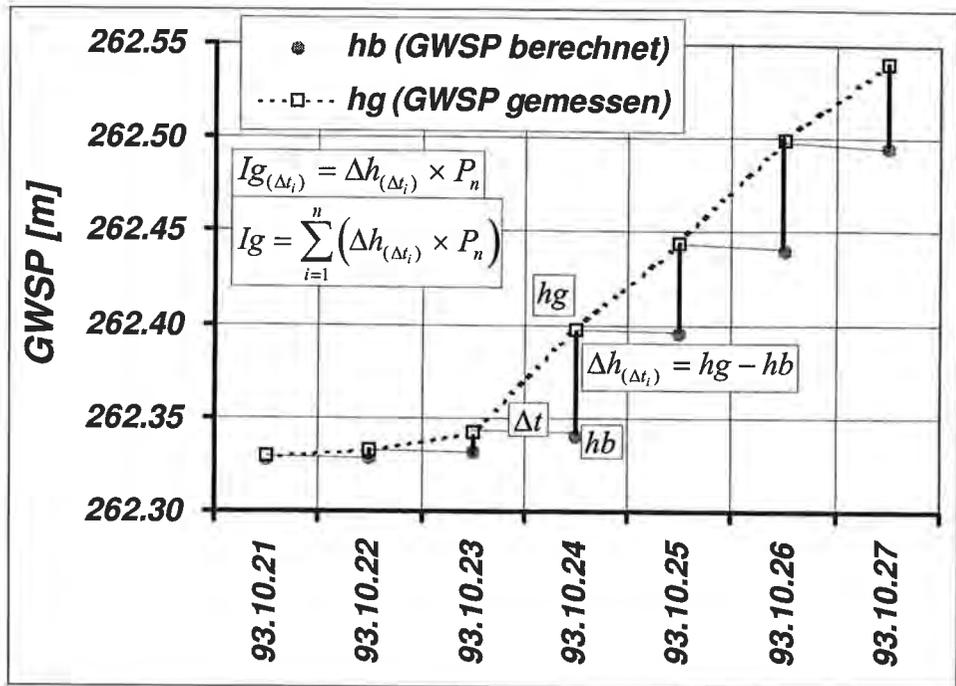


Fig. 49: Darstellung des Berechnungsablaufes zur Ermittlung der Grundwasserneubildung (I_g) aus der Grundwasserstandsganglinie und dem nutzbaren Porenvolumen (P_n). GWSP – Grundwasserstand.

Calculation scheme for groundwater recharge (I_g) from groundwater hydrograph and porosity (P_n). GWSP – groundwater table.

Die kritischen Größen bei der Bestimmung der Grundwasserneubildung aus der Grundwasserstandsganglinie liegen einerseits in der Beschreibung der Grundwasserauslauf-funktion und andererseits in der Bestimmung des zur Verfügung stehenden Speichervolumens (und damit in einer korrekten Erfassung des Niederschlags). Natürlich muß die Grundinformation – also die Grundwasserstandsganglinie – genauestens erfasst werden. Wie die Werte der berechneten Grundwasserneubildung von Jänner bis Septem-

Tab. 20: Monats- und Jahressummen der Sickerwassermengen (in mm) berechnet aus der Grundwasserstandsganglinie der Forschungsstation Wagna von 1992 bis 1996 und daraus berechnete mittlere Monats- und Jahressummen.

Monthly and yearly percolation water (in mm) for the period 1992 to 1996, determined from the groundwater hydrograph at the research station Wagna and calculated mean monthly and yearly values.

	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	JAHR
1992	2,05	21,05	21,70	24,78	33,71	64,61	3,27	0,01	4,46	31,57	107,98	81,49	396,68
1993	4,87	4,95	7,43	8,69	10,21	5,46	3,98	5,39	3,44	57,22	65,12	108,24	285,00
1994	50,52	5,11	21,18	85,80	3,39	53,45	9,26	12,75	20,29	37,01	89,39	2,94	391,09
1995	66,86	44,17	56,61	3,01	11,29	30,05	12,28	46,48	100,58	0,43	1,39	26,65	399,80
1996	70,80	16,70	95,87	67,58	38,16	8,29	58,07	7,14	61,99	51,98	4,10	13,01	493,69
MITTEL	39,02	18,40	40,56	37,97	19,35	32,37	17,37	14,35	38,15	35,64	53,60	46,47	393,25

ber 1993 zeigen (Tab. 20), sind durch die funktionale Beschreibung der Auslauffunktion sogar im Kalibrationszeitraum der Auslauffunktion Neubildungsmengen von etwa 54 mm errechnet worden, obwohl hier eigentlich ein Fehlen der Neubildung angenommen wurde. Zurückzuführen sind diese Werte auf numerische Differenzen zwischen der funktionalen Beschreibung und der Meßgenauigkeit der Grundwasserganglinie.

Wie oben festgehalten, ist der bisherige Beobachtungszeitraum an der Forschungsstation Wagna zu kurz, um langfristige Mittelwerte oder tendenzielle Prozesse erkennen zu können. Wenige 100 m südlich der Meßsonde Wagna liegt allerdings die Grundwassermessstelle 3826 des Hydrographischen Dienstes des Landes Steiermark, an der der zeitliche Verlauf des Grundwasserspiegels seit 1966 ununterbrochen beobachtet wird. Von allen umliegenden Grundwasserbeobachtungsstellen zeigt der Verlauf an dieser Meßstelle die größte Ähnlichkeit mit der Grundwasserstandsganglinie der Sonde Wagna (Fig. 50).

Die Grundwassermessungen in den quartären Talfluren werden durch den Hydrographischen Dienst üblicherweise in einem zeitlichen Intervall von einer Woche durchgeführt. An der Meßstelle 3826 fand die Grundwasserbeobachtung während der Jahre 1966 bis 1975 in einem halbwochentlichen Intervall und seither einmal wöchentlich statt. Es war also zu überprüfen, inwieweit die Ergebnisse der Station Wagna auch dann noch plausibel sind, wenn zur Auswertung anstelle täglicher Ablesungen nur wöchentliche Messungen zu Verfügung stehen. Eine derartige Auswertung, zu der von den Meßdaten der Station Wagna nur alle Montagsablesungen (in Anlehnung an die Meßtätigkeit des Hydrographischen Dienstes Steiermark) herangezogen wurden, erbrachten bezüglich der Jahressummen der Grundwasserneubildung in den trockenen Jahren 1992 und 1993 Grundwasserneubildungsraten, die etwa 5 % unter jenen der Auswertung mit Tageswerten lagen. In den feuchteren Jahren 1994 und 1995 lagen die Ergebnisse auf Wochenbasis um weniger als 2 % unter jenen auf Tagesbasis. Dies bedeutet, daß

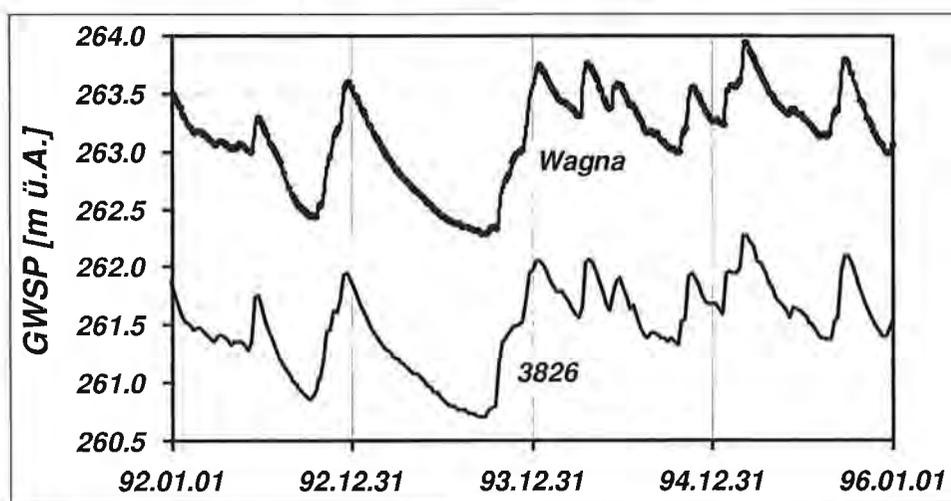


Fig. 50: Vergleich der Grundwasserstandsganglinien der Meßstelle Wagna mit der Meßstelle 3826 des Hydrographischen Dienstes des Landes Steiermark im Zeitraum 1. 1. 1992 bis 31. 12. 1995. GWSP – Grundwasserspiegel.
Groundwater hydrograph at research station Wagna compared to observation well 3826 (Hydrographic Survey of Styria) from 1992 to 1995. GWSP – groundwater table.

unter den hydrogeologischen Rahmenbedingungen der Würm-Terrassenlandschaft des Leibnitzer Feldes eine einmal wöchentliche Grundwasserstandsbeobachtung den zeitlichen Verlauf des Grundwasserspiegels hinsichtlich der Auswertung der Grundwasserneubildungsrate in ausreichendem Maß erfaßt.

Die Bearbeitung der Grundwasserstandsganglinie der Meßstelle 3826 ergab das in Fig. 51 dargestellte Bild der Jahressummen der Grundwasserneubildung von 1966 bis 1996. Die mittlere jährliche Grundwasserneubildung liegt bei etwa 463 mm, die jährlichen Neubildungsraten schwanken um diesen Mittelwert zwischen 270 mm im Jahre 1977 und 680 mm im Jahr 1972. Eine tendenzielle Entwicklung der Grundwasserneubildung ist nicht erkennbar, obwohl seit Anfang der 80er Jahre die Maximalwerte niedriger zu werden scheinen und in den letzten 12 Jahren die Grundwasserneubildungsraten eher unter dem langjährigen Mittel liegen.

Die aus den Grundwasserstandsdaten der Meßstelle 3826 für den Zeitraum 1966 bis 1995 berechnete mittlere jahreszeitliche Verteilung der Grundwasserneubildung ist in Fig. 52 dargestellt. Wie bereits aus den Auswertungen an der Meßstelle Wagna für den Zeitraum 1992 bis 1995 angedeutet, treten unter den hydrometeorologischen und hydrogeologischen Rahmenbedingungen des westlichen Leibnitzer Feldes langfristig keine Jahreszeiten ohne Grundwasserneubildung auf. Die Hauptzeit der Grundwasserneubildung liegt in den Monaten Februar, März sowie Oktober und November, also in jenen Zeiten, in denen bei schneefreiem Boden die Vegetation kaum Wasser verbraucht. Das Minimum der Grundwasserneubildung fällt in den Jänner, auch im Dezember treten relativ niedrige Werte auf. Dies sind jene Monate, in denen im langjährigen Mittel aufgrund der Schneedecke die Infiltration gehemmt und der Niederschlag in fester Form an der Oberfläche gespeichert wird. Aufgrund der häufigen Gewitterniederschläge in den Sommermonaten und der geringen Speicherfähigkeit der Böden ist auch die Neubildung in diesem Zeitraum nicht außer acht zu lassen und liegt im langjährigen Mittel bei Werten zwischen 30 und 40 mm je Monat. Deutlich erkennbar ist ein weiteres Maximum im Juni. Es ist dies jener Monat, in dem bei noch geringer Entwicklung der Hauptfrucht Mais sehr intensive Gewitterniederschläge auftreten. Aufgrund des noch eher

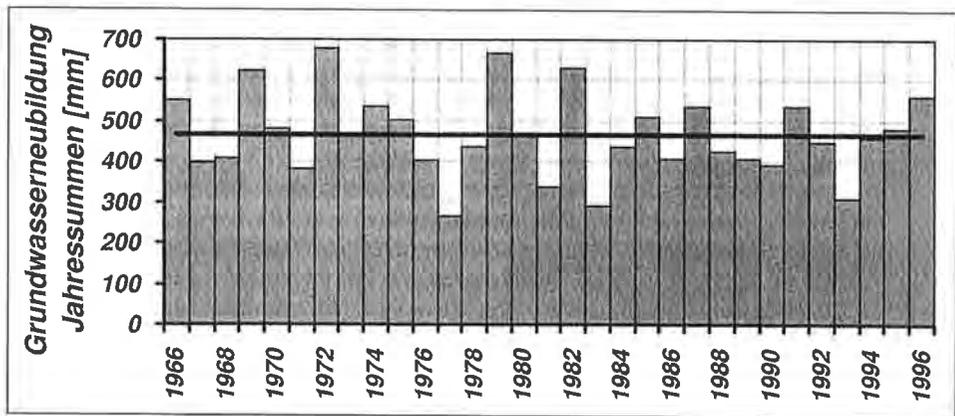


Fig. 51: Jahressummen der Grundwasserneubildung an der Meßstelle 3826 des Hydrographischen Dienstes des Landes Steiermark im Zeitraum 1966 bis 1996 (berechnet aus der Grundwasserstandsganglinie).

Yearly groundwater recharge for the period 1966 to 1996, calculated from groundwater hydrograph at observation well 3826 (Hydrographic Survey of Styria).

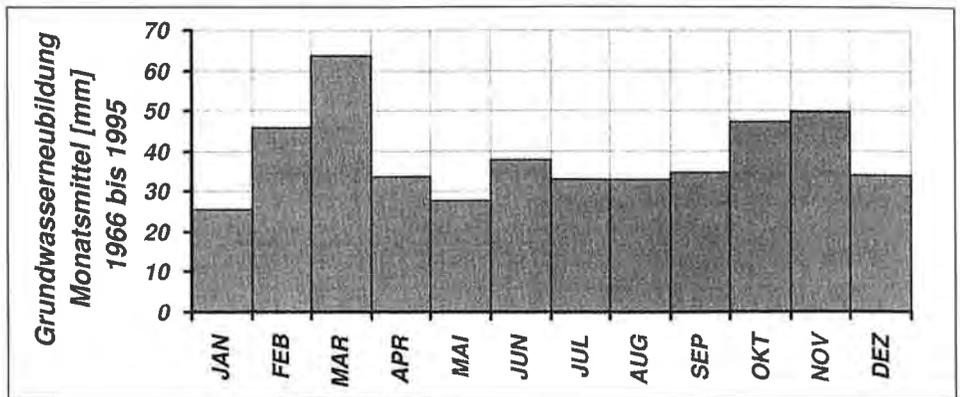


Fig. 52: Mittlere monatliche Grundwasserneubildungsraten aus dem Zeitraum 1966 bis 1995 ermittelt aus der Grundwasserstandsganglinie der Meßstelle 3826.
 Mean monthly groundwater recharge for the period 1966 to 1995, calculated from the groundwater hydrograph at observation well 3826.

geringen Bodenwasserdefizites nach der Frühjahrssättigung kann nahezu der gesamte infiltrationswirksame Niederschlag zur Grundwasserneubildung beitragen.

Im Vergleichszeitraum 1992 bis 1995 lag die berechnete Grundwasserneubildung an der Meßstelle 3826 etwa 13 % über jener der Meßstelle Wagna. Aus einer Rückrechnung des langjährigen Mittelwertes ergibt sich für die Forschungsstation Wagna eine langjährige mittlere Grundwasserneubildungsrate von etwa 400 mm. Bei einer langjährigen mittleren Jahresniederschlagssumme (1967 bis 1996) von 878 mm beträgt demnach die mittlere Grundwasserneubildungsrate ca. 46 % des mittleren Jahresniederschlags.

4.4.1.5.6. Grundwasserneubildung im Bereich der Forschungsstation Wagna – Zusammenfassung

Für den Standort Wagna wurde die Grundwasserneubildung unter Anwendung unterschiedlicher Verfahren und unter Berücksichtigung verschiedenster Meßdaten einerseits für den Intensivbeobachtungszeitraum 1992 bis 1996 und andererseits als langjähriger Mittelwert abgeschätzt. Wie bereits erwähnt, sind alle Verfahren entweder punktuelle Ergebnisse von Messungen – die fehlerbehaftet sind – oder über indirekte Verfahren abgeleitete Schätzungen, wobei auch bei den hier zugrunde liegenden Meßdaten naturgemäß mit größeren oder kleineren Fehlern zu rechnen ist.

Einen ersten Hinweis für die flächenhafte Grundwasserneubildung unter ackerbaulicher Nutzung und unter den Bodenverhältnissen, wie sie im Bereich Wagna vorliegen, liefert die Ableitung der Sickerwassermenge aus der Wasserbilanzgleichung nach M. RINGER & G. WESSOLEK (1990). Nach diesem Verfahren ergibt sich eine langfristige mittlere Grundwasserneubildungsrate von etwa 38 % (337 mm) der mittleren Jahresniederschlagssumme. Da die pflanzenphysiologischen Faktoren der Hauptkulturpflanze Mais und deren Verdunstungsleistung nicht berücksichtigt wird, sondern die angewandten empirischen Konstanten für Ackerland im allgemeinen gelten, stellt dieser Wert eher eine Unterschätzung der wahren Gegebenheiten dar. Die Unterschiede in den Einzeljahren sind beträchtlich, zeigen aber aufgrund des Auswerteverfahrens eine hohe Abhängigkeit der Jahressickerwassermenge von der Jahresniederschlagsmenge, die auch statistisch abgesichert ist. Für detailliertere Auswertungen ist aber jedenfalls auch die Verteilung der Niederschläge im Jahreslauf von entscheidender Bedeutung.

Die Auswertung der Grundwasserstandsganglinie im Bereich der Forschungsstation Wagna liefert auch Informationen über die flächenhafte Integration der Neubildung im näheren Umfeld und berücksichtigt naturgemäß auch die unterschiedlichen Nutzungsarten und die im Detail differierenden Bodenausformungen. Nach dieser Auswertung liegt die langfristige mittlere Grundwasserneubildung bei etwa 46 % der mittleren Jahresniederschlagssumme oder etwa 400 mm.

Die übrigen angewandten Verfahren beziehen sich entweder auf punktuelle Messungen über Lysimeter oder auf einfachere und komplexere Modellrechnungen, in die jedenfalls die Auswirkung der differenzierten Bodenprofile und auch die der unterschiedlichen Landwirtschaft auf die Sickerwassermengenbildung eingehen. Auf der Maismonokulturparzelle mit einer geringen Bodenmächtigkeit von nur etwa 70 cm zeigt sich unter Berücksichtigung der Fehlergrößen der einzelnen Auswerteverfahren eine Grundwasserneubildungsrate von etwa 45 % (395 mm), auf der Fruchtfolgeparzelle von etwa 35 % (ca. 300 mm) des mittleren Jahresniederschlags. In diesen Werten ist auch die kleinräumige Heterogenität, die sich aufgrund der unterschiedlichen Lage der Meßstellen im Bereich der Forschungsstation Wagna begründet, bereits berücksichtigt.

Neben den Jahressummen der Grundwasserneubildung ist für Detailfragen vor allem des Stofftransportes auch die zeitliche Verteilung des Sickerwasseranfalles von großer Bedeutung. In Fig. 53 sind die Summenkurven der täglich anfallenden Sickerwassermengen während des Beobachtungszeitraumes für die Meßstellen der Fruchtfolgeparzellen im Vergleich zur Auswertung der Grundwasserstandsganglinie dargestellt. Alle Ergebnisse, die die Spezifika der Fruchtfolgeparzelle berücksichtigen, liegen deutlich unter denen der Neubildungsmengen aus der Grundwasserstandsganglinie. Dies kann als ein erster Hinweis darauf gewertet werden, daß die räumliche Verteilung der Nutzung und auch der Bodenformen im näheren Umfeld der Forschungsstation Wagna nur in einem untergeordneten Maß durch die untersuchte Fruchtfolge und deren Boden-

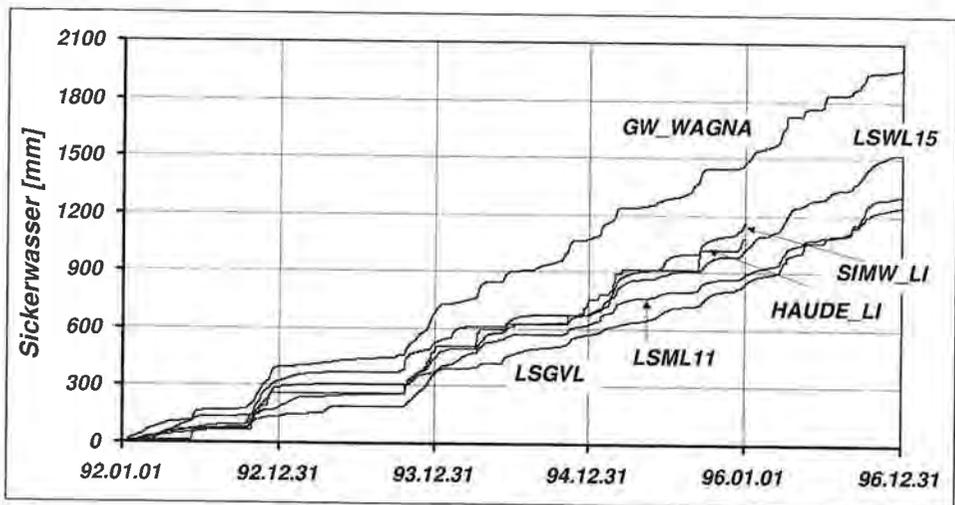


Fig. 53: Summenkurven der Grundwasserneubildung aus dem Niederschlag auf der Basis unterschiedlicher Auswerteverfahren für die Fruchtfolgeparzelle von 1992 bis 1996. Cumulative curve of groundwater recharge (1992 to 1996) for the plot under crop rotation using different evaluation methods.

ausformung bestimmt wird. Von den ausgewerteten Meßstellen zeigen der Monolithlysimeter LSML11 und auch der Gefäßlysimeter LSGVL im Vergleich zu den übrigen Auswertungen eher geringere Sickerwassermengen. Die Gründe dafür wurden bereits weiter oben diskutiert. Sowohl die gemessenen Sickerwassermengen im Kleinlysimeter LSWL15 als auch die Ermittlung der Neubildung über ein einfaches Einschicht-Bodenwassermodell (HAUDE_LI) und auch die Berechnung der Sickerwassermenge über das Bodenwasserhaushaltsmodell STOTRASIM (SIMW_LI) zeigen in ihrem zeitlichen Verlauf und auch in den Absolutmengen eine sehr gute Übereinstimmung, wobei die Ermittlung nach HAUDE aufgrund der Annahme einer einzigen Bodenschicht homogenen und isotropen Aufbaues naturgemäß eher sprunghaften Charakter hat. Die zeitliche Entwicklung der Neubildung ist aber jedenfalls durch dieses einfache Modell gut nachbildbar, was vor allem für die Paramtergewinnung bei einer Übertragung auf größere Flächeneinheiten von Bedeutung ist.

Adäquat zur Darstellung der zeitlichen Entwicklung der Grundwasserneubildung auf der Fruchtfolgeparzelle sind in Fig. 54 die Summenlinien der Sickerwassermenge aus unterschiedlichen Auswertemethoden im Beobachtungszeitraum für die Maismonokulturparzelle dargestellt. Es zeigt sich, daß die Meßstellen LSRR15 – ein Kleinlysimeter – und LSMR07 – ein Monolithlysimeter – deutlich zu geringe Werte des Sickerwasseranfalles liefern. Mögliche Gründe dafür wurden weiter oben diskutiert, wobei hier die Notwendigkeit einer sehr intensiven Plausibilitätsprüfung besonders deutlich wird: Der Kleinlysimeter LSRR15 ist prinzipiell vom selben Typus wie LSWR15. Beide Meßstellen liegen in derselben Meßtiefe und in einer Horizontalabstand von nur wenigen Metern. Der Vergleich der Ergebnisse mit den übrigen Messungen und Berechnungen läßt aber hier die Vermutung realistisch erscheinen, daß die geringere Lieferung an Sickerwasser eher auf eine teilweise Fehlfunktion von LSRR15 als auf kleinräumige natürliche Heterogenitäten zurückzuführen ist.

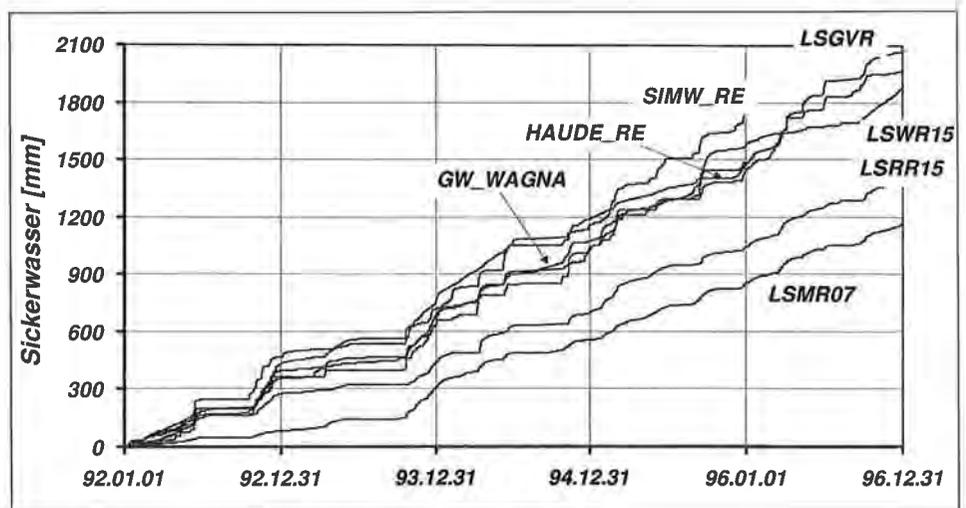


Fig. 54: Summenkurven der Grundwasserneubildung aus dem Niederschlag auf der Basis unterschiedlicher Auswerteverfahren für die Maismonokulturparzelle der Forschungsstation Wagna von 1992 bis 1996.

Cumulative curves of groundwater recharge (1992 to 1996) for the plot under maize monoculture using different evaluation methods.

Die Auswertung der Daten des Gefäßlysimeters LSGVR, des Kleinlysimeters LSWR15 und auch der Neubildung aus der Grundwasserstandsganglinie zeigt sehr gut vergleichbare Ergebnisse.

Mit diesen in guter zeitlicher und mengenmäßiger Übereinstimmung liegen auch die Auswertungen über das Einschicht-Bodenwassermodell und die Berechnungsergebnisse mit Hilfe von STOTRASIM. Dies weist darauf hin, daß der Nahbereich der Forschungsstation Wagna durch den Bodenaufbau der rechten Lysimeterseite und auch durch die hier durchgeführte Bewirtschaftungsweise recht gut repräsentiert wird. Eine offene Frage bleibt allerdings der Einfluß von nicht landwirtschaftlich bewirtschafteten Bereichen und deren Beitrag zur Grundwasserneubildung, diese wird naturgemäß aber in der Auswertung der Grundwasserstandsganglinie integrativ mit berücksichtigt.

4.4.2. Markierungsversuche zur Erfassung von Wasserbewegung und Stofftransport in der ungesättigten Zone

Die Neubildungsmechanismen über die wasserungesättigten Deckschichten werden in Österreich erst seit wenigen Jahren unter Berücksichtigung regionaler meteorologischer und hydrogeologischer Faktoren untersucht. Arbeiten von H. P. NACHTNEBEL (1994), J. FANK & T. HARUM (1994), E. STENITZER (1995) und F. FEICHTINGER (1995) seien hier stellvertretend angeführt. Die Fließbewegung und damit die Verweilzeit des Sickerwassers wird vom schichtspezifischen Wassergehalt und den herrschenden hydraulischen Potentialen gesteuert, welche neben meteorologischen Größen und unterschiedlichen Landnutzungsformen auch von bodenphysikalischen Parametern abhängen, deren in situ Erfassung auch heute noch auf erhebliche meßtechnische Probleme stößt, sodaß die Ergebnisse von hydraulischen Berechnungen der Wasserbewegung in der ungesättigten Zone einer intensiven Überprüfung anhand von Plausibilitätskontrollen bedürfen.

Die hydrologische Markierungstechnik setzt Tracer ein, um fließendes Wasser im Untergrund verfolgen zu können. Die Messung der Markierungsstoffe erlaubt unter bekannten Rahmenbedingungen eine direkte Einsicht in die räumliche und zeitliche Verbreitung des eingesetzten Stoffes.

Die meßtechnischen Voraussetzungen und Probenahmemöglichkeiten im Bereich der Forschungsstation Wagna sind in H. ZOJER et al. (1991), J. FANK & T. HARUM (1994) und J. FANK (1996) sowie in Kap. 4.3.2.5. dargelegt und umfassen bezüglich der Probenahme insgesamt 26 Meßstellen. Durch die Meßeinrichtungen ist es möglich, das Wasser und seine hydrochemische und isotopische Zusammensetzung auf seinem Weg vom infiltrierenden Niederschlag über die Bodenpassage weiter durch die ungesättigten Sande und Kiese der Würmterrassenschotter bis in das Grundwasser zu verfolgen. In Fig. 55 ist deren Lage in Bezug zur Strömungsrichtung des Grundwassers im Grundriß dargestellt.

An die Forschungsstation gekoppelt sind auch zwei Gefäßlysimeter, in denen das anfallende Sickerwasser an der Unterseite mittels hydrologischer Wippen registriert und für die Analytik gesammelt wird (siehe Kap. 4.3.2.5.).

An der Versuchsanlage Wagna wurden im Frühjahr 1993 mehrere kombinierte Markierungsversuche durchgeführt, die folgende Ziele verfolgten:

- Vergleich von Sickergeschwindigkeiten in den unterschiedlichen Tiefenbereichen der ungesättigten Zone unter ungestörten und gestörten Bedingungen mehrere Jahre nach der Instrumentierung der Anlage,

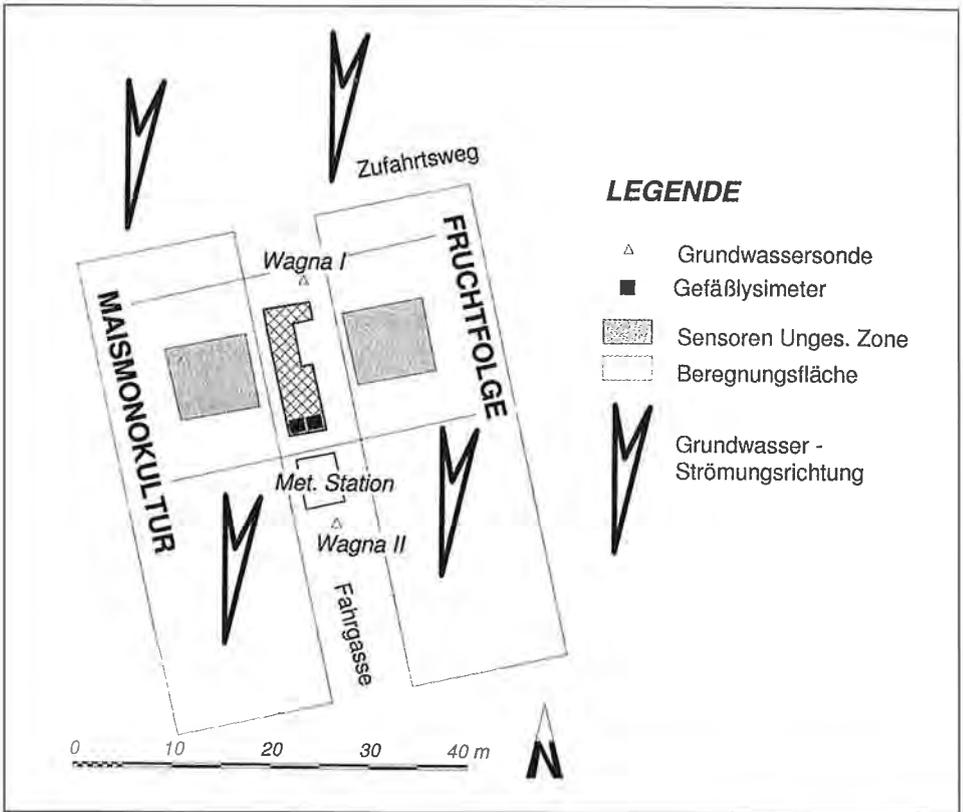


Fig. 55: Lage der Forschungsstation Wagna, der Meßsonden, der Grundwasserpegel und des durch die Flächenberechnung erfaßten Bereiches in Bezug zur Strömungsrichtung des Grundwassers. Location of the research station Wagna, with the plan view of the sensors, observation wells, irrigated area, and groundwater flow pattern.

- Vergleich des Transportes von Wasser und von gelösten Stoffen durch den Einsatz mehrerer Markierungsstoffe,
- Vergleich der unterschiedlichen Eigenschaften der eingesetzten Tracer hinsichtlich ihrer Mobilität,
- Vergleich des Verhaltens der eingesetzten Tracer mit dem Transportverhalten von Schadstoffen aus der Landwirtschaft und
- Überprüfung bzw. Verifizierung von Modellkonzepten über Stofftransportprozesse in der ungesättigten Zone.

Von besonderer Bedeutung war auch die Frage, inwieweit die eingesetzten Meßinstrumente Wasserbewegung und Stofftransportvorgänge im Bereich der Forschungsstation erfassen können.

Über die hydrometeorologischen Rahmenbedingungen, die Durchführung der Versuche und erste Ergebnisse informieren J. FANK & T. HARUM (1994) und J. FANK (1995) in gafferter Form. Ein Vergleich von Wasserbewegung und Transportverhalten konservativer Tracer mit der Stickstoffdynamik in der ungesättigten Zone wird in J. FANK (1996) gegeben.

4.4.2.1. Markierung mit Wasser unterschiedlicher Sauerstoff-18-Konzentration

4.4.2.1.1. Durchführung

Am 17. 3. 1993 wurden beide Gefäßlysimeter (Fig. 55) mit je 60 l Wasser über die Dauer von mehr als zwei Stunden gleichmäßig beregnet. Zur Beregnung wurde Wasser aus dem Winterleitensee verwendet, dessen Einzugsgebiet eine mittlere Seehöhe von mehr als 2000 m ü. A. aufweist. Aufgrund des Höheneffektes bei der Isotopenfraktionierung (H. MOSER & W. RAUERT, 1980) konnte ein deutlicher Unterschied zwischen der natürlichen Konzentration des Sauerstoffisotops ^{18}O im Sickerwasser bzw. Bodenwasser der Gefäßlysimeter und dem Beregnungswasser erwartet werden. Das stabile Umweltisotop ^{18}O wird für hydrologische Untersuchungen verwendet, da dieses als chemisch gebundener Bestandteil des Wassermoleküls in hohem Maße die an einen idealen hydrologischen Tracer gestellten Anforderungen erfüllt (H. MOSER & W. RAUERT, 1980). Wie in Kap. 4.3.2.5. beschrieben, wird der Sickerwasseranfall kontinuierlich registriert, eine Beprobung des Sickerwassers wurde in Abhängigkeit von der anfallenden Menge zwischen mehrmals täglich und mehrmals wöchentlich durchgeführt. Die Untersuchung des Beregnungswassers und der anfallenden Sickerwässer auf den Gehalt an ^{18}O wurde durch die Bundesversuchs- und -Forschungsanstalt ARSENAL (Dr. D. RANK) vorgenommen.

Der Zeitpunkt des Experiments fiel mit dem Beginn der Vegetationsperiode zusammen. Der Boden war durchgehend nicht mehr gefroren, der Lysimeter LSGVR lag brach, der Lysimeter LSGVL war mit Raps aus der herbstlichen Pflanzung bestanden. Die Zeit vor dem Markierungsversuch war durch extrem geringe Niederschläge gekennzeichnet (etwa 13 mm vom 1. 1. bis 17. 3. 1993), die letzten 10 Tage vor dem Experiment waren niederschlagsfrei. Dementsprechend war der Lysimeterabfluß zu diesem Zeitpunkt sehr niedrig. Aus LSGVR waren Tagessummen des Abflusses von 0,13 mm zu registrieren, aus dem Lysimeter LSGVL flossen Tagessummen von etwa 0,03 mm ab, sodaß von annähernd stationären und konstanten hydrologischen Rahmenbedingungen ausgegangen werden kann. Die ^{18}O -Konzentration des Sickerwassers lag in der Zeit vor dem Markierungsversuch bei beiden Lysimetergefäßen zwischen -9 und -8 ‰ . Die ^{18}O -Konzentration des Beregnungswassers lag bei $-11,41 \text{ ‰}$ (Fig. 56).

In Fig. 56 sind die Meßdaten des Markierungsversuches an den beiden Gefäßlysimetern während des Beobachtungszeitraumes zwischen 15. 3. 1993 und 16. 4. 1993 dargestellt. Aus Gründen der Lesbarkeit der Diagramme wurde die Darstellung der Lysimeterabflüsse und auch der ^{18}O -Konzentrationen in den Proben unterschiedlich skaliert. Beide Gefäßlysimeter zeigen als Folge der Beregnung eine Steigerung des Lysimeterabflusses, wobei sowohl die Abflußmenge als auch die Form der Abflußganglinie über die Beobachtungszeit an den beiden Gefäßlysimetern sehr stark unterschiedlich ist (J. FANK & T. HARUM, 1994 und J. FANK, 1995). Auch die Reaktion der ^{18}O -Konzentration in den Proben aus den Lysimeterabflüssen auf die Markierung mit isotopisch leichtem Wasser ist im Vergleich der beiden Gefäßlysimeter signifikant verschieden. Während LSGVR eine sehr rasche und deutliche Verminderung der ^{18}O -Konzentration erkennen läßt (Minimum bereits am Tag nach der Einspeisung), zeigt LSGVL einen stark verzögerten Rückgang mit dem Minimum am 24. 3. 1993. Bei LSGVR wird die Ausgangskonzentration des Bodenwassers während des Ereigniszeitraumes nicht mehr erreicht, LSGVR zeigt bereits am 31. 3. 1993 wieder gleiche ^{18}O -Konzentrationen wie vor der Beregnung. Die maximale Abminderung bei LSGVR beträgt etwa $1,5 \text{ ‰}$, bei LSGVL liegt diese bei $< 0,9 \text{ ‰}$. Die Unterschiede in der ^{18}O -Konzentration zwischen Beregnungswasser und Lysimeterabfluß zum Einspeisezeitpunkt lagen bei LSGVR bei $2,4 \text{ ‰}$, bei LSGVL bei $3,2 \text{ ‰}$.

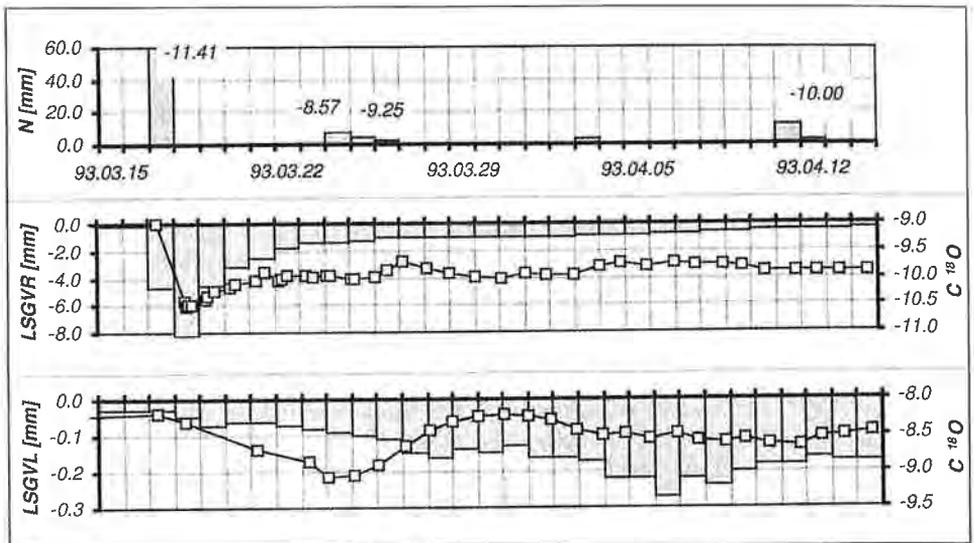


Fig. 56: Beregnungsmenge bzw. Niederschlagsmengen (N in mm) mit den zugehörigen ^{18}O -Konzentrationen ($\delta\text{‰}$, Zahlenangaben bei den Summenstäben), Tagessummen der Lysimeterabflüsse (mm, Tagessummenstäbe) mit den zugehörigen Ganglinien der ^{18}O -Konzentrationen ($\delta\text{‰}$, Quadratsymbole auf der Brachefläche LSGVR und auf der mit Raps bestandenen Fläche LSGVL) gemessen nach dem Markierungsversuch.
 Amount of irrigation and precipitation (N in mm) with the corresponding ^{18}O content ($\delta\text{‰}$, values at the bars). Daily lysimeter discharge (mm, bars) and time series of ^{18}O concentration ($\delta\text{‰}$, square symbols on the fallow lysimeter tank LSGVR and on the tank with rape plants LSGVL) observed after the tracing experiment.

4.4.2.1.2. Ermittlung von ereignisbezogenen Wasserbilanzgrößen

Die aus den Meßdaten in Fig. 56 erkennbare Beziehung zwischen der hydraulischen Reaktion des Lysimeterabflusses und auch der Isotopenkonzentration in dessen Proben und dem Beregnungsereignis läßt die Annahme zu, daß das hier vorhandene System durch ein einfaches Dispersionsmodell beschrieben werden kann. Unter der Voraussetzung, daß die ^{18}O -Konzentration des Lysimeterabflusses vor der Beregnung einem vollkommen durchmischten System entspricht, diese Annahme wird erhärtet durch die geringen Konzentrationsschwankungen ($0,7 \delta\text{‰}$ bei LSGVR und $0,9 \delta\text{‰}$ bei LSGVL) zwischen 1. 7. 1992 und dem Beregnungstermin, kann unter Anwendung der einfachen Mischungsgleichung zu den jeweiligen Probenahmeterminen der Anteil von Wasser aus dem gespeicherten Bodenvorrat und der Anteil von Beregnungswasser am Gesamtabfluß der jeweiligen Lysimeter berechnet werden (Fig. 57). Die anzuwendenden Gleichungen lauten für den gegenständlichen Fall:

$$Q_R = \frac{Q_T \cdot (C_T - C_E)}{(C_R - C_E)}, \quad (\text{Gl. 16})$$

$$Q_E = Q_T - Q_R, \quad (\text{Gl. 17})$$

wobei Q_R dem Abflußanteil aus dem Bodenvorrat (Reservoirwater), Q_T dem Gesamtabfluß gemessen am Lysimeterauslaß, Q_E dem Abflußanteil aus der Beregnung (Eventwater), C_R der Konzentration des Wassers aus dem Bodenvorrat (gemessen

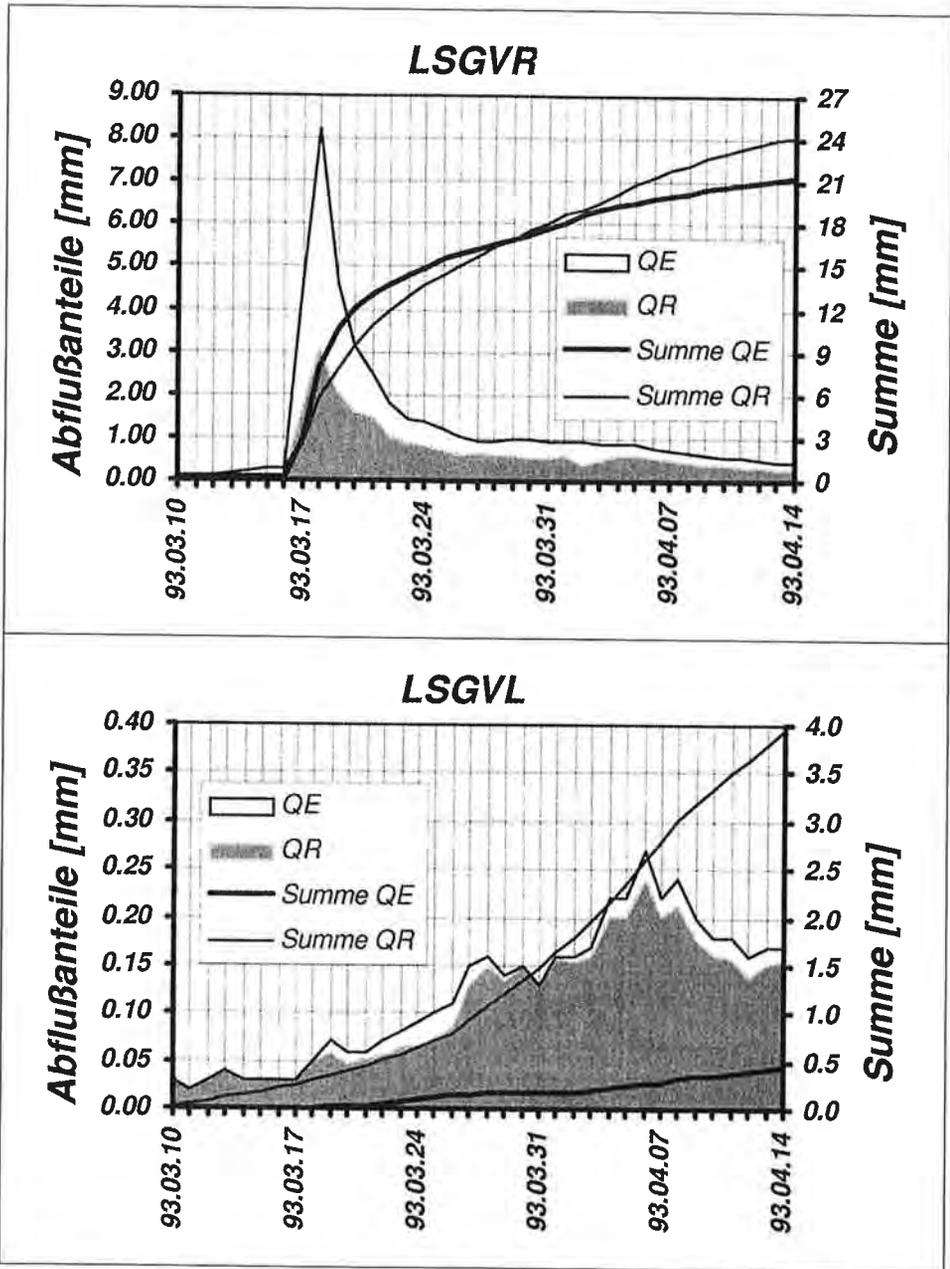


Fig. 57: Aufgliederung des Gesamtabflusses an den beiden Lysimetern LSGVR und LSGVL nach der Mischungsgleichung in einen Bodenwasseranteil und einen Beregnungswasseranteil im Auswertzeitraum. (Aufgrund der großen Wertunterschiede ist die Skalierung in den beiden Diagrammen unterschiedlich gewählt.)

Partitioning of the lysimeter discharge at the tanks LSGVR and LSGVL into soil water and irrigation water using a mixing equation. Different scaling was selected due to the large differences at the values.

im Lysimeterabfluß vor dem Beregnungsereignis), C_T der Konzentration des Gesamtabflusses am Lysimetauslaß (gemessen im Lysimeterabfluß während des Auswertzeitraumes), C_E der Konzentration des Beregnungswassers (Eventwater) entspricht.

In Fig. 57 sind die Ergebnisse dieser Berechnung für die beiden Gefäßlysimeter LSGVR und LSGVL im Zeitraum 10. 3. 1993 bis 14. 4. 1993 gegenübergestellt.

Auf der Basis dieser aus der Mischungsgleichung berechneten Verteilung, die von einer unveränderten Konzentration im Wasser des Bodenspeichers ausgeht, zeigen sich in beiden Lysimetern deutliche Unterschiede. Während bei LSGVR mit Beginn des Ereignisses sowohl der Reservoirwasseranteil als auch der Ereigniswasseranteil anzusteigen beginnen, ihren Peak gleichzeitig etwa einen Tag nach der Einspeisung erreichen und am Ende des Beobachtungszeitraumes etwa gleich hohe Abflußanteile haben, zeigt der Lysimeter LSGVL einen wesentlich langsameren Anstieg, wobei der Abflußpeak erst etwa drei Wochen nach der Beregnung erreicht wird. Nahezu der gesamte Abfluß wird durch Reservoirwasser repräsentiert, rechnerisch ergeben sich geringste Anteile von Beregnungswasser im Gesamtabfluß.

Als Ergebnis dieser Auswertung lassen sich für die beiden Gefäßlysimeter LSGVR und LSGVL die in Fig. 58 dargestellten Terme der Wasserbilanz im Zeitraum 17. 3. 1993 bis 16. 4. 1993 ermitteln.

Unter Annahme einer vollständigen Durchmischung in den Bodenkörpern der beiden Lysimeter gelangen bei LSGVR etwa 23 %, bei LSGVL < 1 % des Beregnungswassers innerhalb eines Monats zum Abfluß. Bei der vorhandenen Wassersättigung des Bodens sind diese raschen Entwässerungspfade vor allem bei LSGVR nur durch das Vorhandensein von präferentiellen Fließwegen zu erklären. Ein Anteil von 23 % am Gesamtabfluß über Makroporensysteme erscheint jedenfalls sehr hoch, weshalb die Anwendbarkeit eines reinen Mischungsansatzes als konzeptionelles Modell jedenfalls durch weitere Untersuchungen zu klären ist.

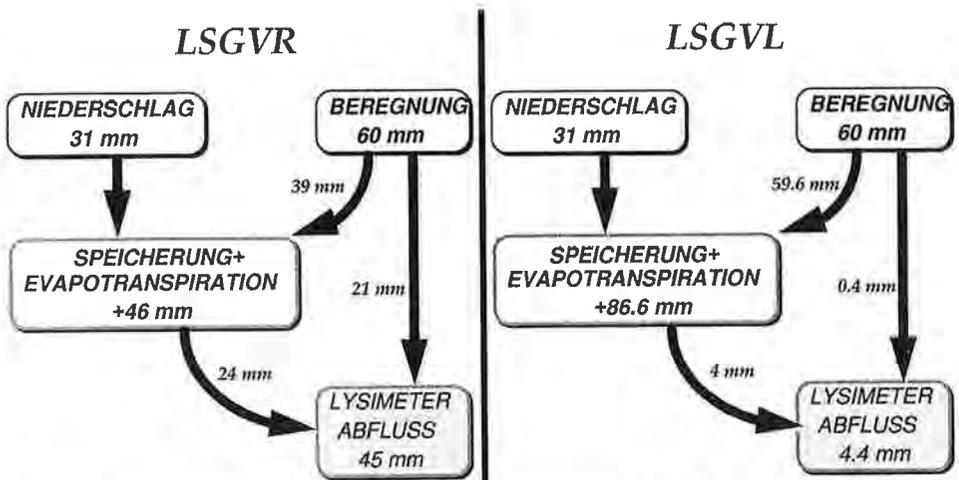


Fig. 58: Wasserbilanzgrößen für die beiden Gefäßlysimeter LSGVR und LSGVL für den Zeitraum zwischen dem Beregnungsereignis vom 17. 3. 1993 und der Beobachtung der Lysimeterabflüsse bis zum 16. 4. 1993, berechnet nach (Gl. 16) und (Gl. 17).

Water balance results for the lysimeter tanks LSGVR and LSGVL irrigated on March, 17th, 1993, from the monitoring of lysimeter discharge which continued until April, 16th, 1993 and calculated using (eq. 16) and (eq. 17).

4.4.2.2. Kombiniertes Fluoreszenzfarbstoff- und Bromidtracerversuch an zwei Lysimetergefäßen

Um die Frage des konzeptionellen Modellansatzes für die Wasserbewegung und den Stofftransport in der ungesättigten Zone näher beleuchten zu können, wurde an den beiden Gefäßlysimetern LSGVR und LSGVL ein kombinierter Tracerversuch durchgeführt, bei dem einerseits Bromid als chemischer Tracer und andererseits Uranin als Fluoreszenzfarbstofftracer eingesetzt wurde. Die Auswahl der Markierungsstoffe erfolgte aufgrund der Beschreibung ihrer Eigenschaften und ihrer Eignung für den geplanten Zweck in der Literatur.

Eine umfassende Beschreibung der physikochemischen und chemischen Eigenschaften des Uranins in Bezug auf seine Eignung als hydrologisches Markierungsmittel gibt W. KÄSS (1964) und W. KÄSS (1965). In W. KÄSS (1992) werden diese Eigenschaften zusammenfassend dargestellt. Bei der Verdünnung mit Wasser findet eine Dissoziation der dunkelroten länglichen nicht fluoreszierenden Kristalle in Natriumkationen und Uraninanionen statt. Die Uraninanionen fluoreszieren mit einem Maximum bei 512 nm in pH-neutralen Lösungen. Die Fluoreszenzintensität ist stark von der herrschenden Wasserstoffionenkonzentration abhängig. Die maximale Fluoreszenz wird bei pH-Werten von $> 8,5$ erreicht, bei pH-Werten von < 6 beträgt die Fluoreszenzintensität weniger als 40 % des Maximalwertes, im neutralen Bereich liegt diese bei etwa 80 %. Aus den Untersuchungen der Sickerwässer und des Grundwassers im Bereich der Forschungsstation Wagna ergeben sich pH-Werte im Bereich zwischen 6,2 und 8,5, wobei der Mittelwert im leicht basischen Bereich zu liegen kommt. Zum Zeitpunkt des Tracerdurchganges am Gefäßlysimeter LSGVR lagen die gemessenen pH-Werte zwischen 7,11 und 7,93 mit einem Mittelwert von 7,53. Am Gefäßlysimeter LSGVL lagen die Minimal-pH-Werte des Sickerwassers von April 1993 bis Mai 1994 zwischen 7,18 und 8,12 bei einem Mittelwert von 7,62. Da auch in geringen Bodentiefen (gemessen an den Monolithlysimetern in 40 cm Tiefe) die pH-Werte nicht unter 6,2 absinken und zur Beregnung nach dem Markierungsversuch örtliches Grundwasser mit pH-Werten im neutralen Bereich eingesetzt wurde, kann hinsichtlich der Wasserstoffionenkonzentration von einer guten Eignung des Uranins als Tracer in der ungesättigten Zone des Leibnitzer Feldes ausgegangen werden.

Da Licht Uranin in Lösungen zerstört (W. KÄSS, 1992), war die Durchführung des Tracerexperimentes in die Abend- und Nachtstunden zu verlegen und durch eine ausreichende nachfolgende Beregnung dafür Sorge zu tragen, daß das markierte Wasserpaket bis zum nächsten Tag in den Boden infiltrieren konnte. Die Adsorption von Uranin an tonigen oder schluffigen Sedimenten wird von W. KÄSS (1992) aufgrund von Schüttelversuchen ausgeschlossen. Uranin wird als „quasi-ideales“ Markierungsmittel bezeichnet, zumal auch die in W. KÄSS (1992) zusammengefaßten Kriterien für einen mikrobiellen Abbau des Uranin im Bereich der Forschungsstation Wagna nicht gegeben sind. Aus den Auswertungen von Markierungsversuchen in der ungesättigten Zone schließt W. KÄSS (1992), daß sich Uranin gut zur Sickerwassermarkierung eignet.

Aufgrund der Erfahrungen über die Wiederausbringungsrate von Uranin in Grundwasseruntersuchungen sowie im Einsatz bei der Durchsickerung von humosem Oberboden mit Wiederfindungsraten von Uranin bei etwa 50 % (T. HARUM, mündl. Mitteilung) wurde neben diesem Tracer als zusätzliches Markierungsmittel Natriumbromid eingesetzt, wobei die in der Literatur als konservativ beschriebenen Eigenschaften des Bromid zur Detektion der Verlagerungsgeschwindigkeit des Wassers in der ungesättigten Zone herangezogen werden sollten. Aufgrund des nur spurenhafte Vorkommens im Sicker- und Grundwasser, der fehlenden Neigung zur Sorption sowie der Sta-

bilität gegenüber mikrobiologischen Aktivitäten wird Bromid von den verschiedensten Seiten als Markierungsmittel für Wasser empfohlen (S. N. DAVIS et al., 1985). Bromid findet häufig bei Studien der Wasser- und Stoffbewegung im Boden Verwendung, da es fast ideale Tracereigenschaften aufweist (R. S. BOWMAN, 1984). Aufgrund der Gesundheitsgefährdung für Weidetiere, die bei hohen Aufwandmengen beobachtet wurden (L. B. OWENS et al., 1985) wird die Eignung von Bromid als Tracer im Bereich landwirtschaftlicher Böden von F. RIESS (1993) wesentlich weniger positiv bewertet. Dazu kommt aus seiner Sicht auch noch das Problem der Pflanzenaufnahme von Bromid, die äußerst stark von den jeweiligen Kulturpflanzen abhängig ist. E. STICKSEL et al. (1996) hingegen erreichen unter Berücksichtigung der Pflanzenaufnahme nahezu vollständige Wiederfindungsraten. Eine Literaturzusammenstellung über den Einsatz von Bromid als Tracer, wobei das Hauptgewicht auf den Einsatz im Bereich des Bodens und der Landwirtschaft gelegt wird, bietet E. STICKSEL (1994).

Gegenüber dem ebenfalls häufig eingesetzten Chlorid als anionischer Tracer bietet Bromid den Vorteil, daß es in natürlichen Systemen nur in sehr geringen Konzentrationen vorkommt. In dem Bereich der Forschungsstation Wagna liegt die Bromidkonzentration im Sicker- und Grundwasser zwischen 0,02 und 0,03 mg/l. Nach W. W. WOOD & G. G. EHRLICH (1978) wandert Bromid in Säulenversuchen bei gesättigten Verhältnissen langsamer als Chlorid.

W. KÄSS (1992) führt die schnelleren Verfrachtungen von Bromid gegenüber Uranin auf die starke negative Ladung des Bromidanions und der dadurch ausgelösten Abstoßungsreaktion von den Kornoberflächen, die selbst auch negative Ladungen tragen, zurück. Infolgedessen sollen die Bromidionen bevorzugt in der Porenmitte fließen. Das nur schwach negativ geladene Uranin dagegen könne sich im gesamten Porenraum ausbreiten und so den Wasserfluß ziemlich genau mitmachen.

4.4.2.2.1. Durchführung

Am 15. 4. 1993 wurden auf den beiden Gefäßlysimetern LSGVR und LSGVL der Forschungsstation Wagna jeweils 23 297 mg Bromid und 1000 mg Uranin gelöst in 2 l Wasser aufgebracht und danach 40 l Grundwasser in einem Zeitraum von mehr als zwei Stunden gleichmäßig verregnet.

Aufgrund des Vorversuches (Kap. 4.4.2.1.) war der Sättigungsgrad in den Lysimeterkörpern recht hoch, die der Beregnung folgende Witterung war, wie auch der gesamte Sommer 1993 durch geringe Niederschläge bzw. Sickerwassermengen gekennzeichnet (Fig. 59). Der Bromidgehalt lag im Sickerwasser vor dem Markierungsversuch unter der Nachweisgrenze ($< 0,1$ mg/l), die Sickerwasserproben, die vor dem Einbringen der Markierungsstoffe gezogen wurden, zeigten keine nachweisbaren Uraninintensitäten.

In Fig. 59 sind die Tagessummen des Niederschlags sowie die täglichen Sickerwassermengen an den beiden Gefäßlysimetern LSGVR und LSGVL vom Zeitraum 1. 3. 1993 bis 30. 4. 1996 mit ihren jeweiligen Summenkurven über den Gesamtzeitraum dargestellt. Die Niederschlagsereignisse vom 17. 3. 1993 (60 mm) und vom 14. 4. 1993 (42 mm) repräsentieren die beiden Beregnungen im Zuge der Durchführung der Markierungsversuche.

In dem in Fig. 59 dargestellten Versuchszeitraum lag die Niederschlagssumme (incl. der Beregnungen) bei 2801 mm. Die Sickerwassermenge betrug am Lysimeter LSGVR (Maismonokultur) 1308 mm (47 % von N), am Lysimeter LSGVL (Fruchtfolge) 1114 mm (40 % von N). Zum Zeitpunkt der Durchführung des Markierungsversuches (14. 4. 1993)

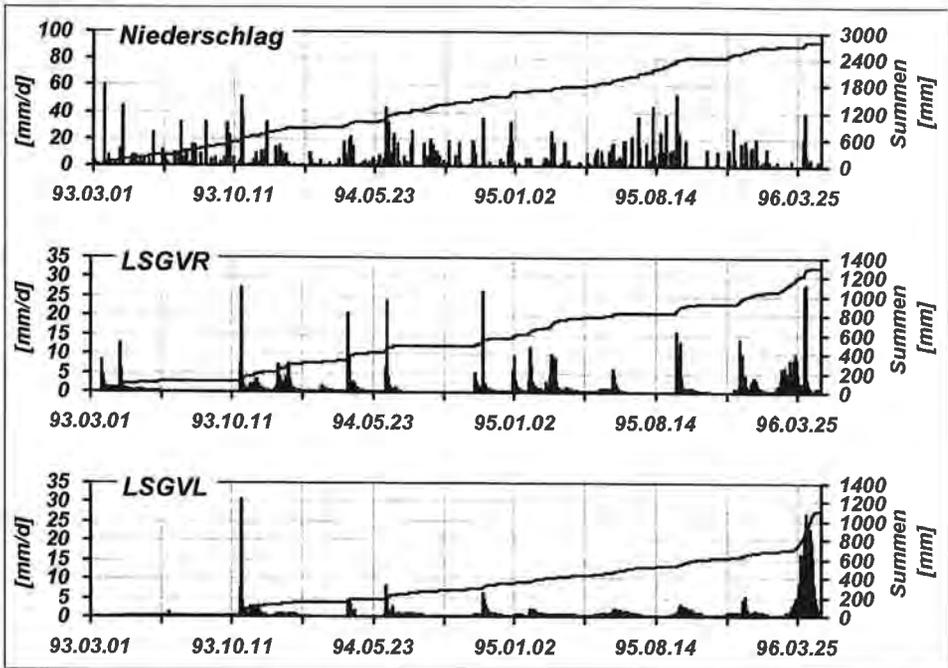


Fig. 59: Niederschlag (einschließlich Beregnungen für die Markierungsversuche) und Sickerwasseranfall an den Lysimetern LSGVR und LSGVL von März 1993 bis April 1996.
 Precipitation (including irrigation for the tracing experiments) and lysimeter discharge at lysimeter tanks LSGVR and LSGVL from March 1993 to April 1996.

waren beide Bodenprofile bis zur Feldkapazität mit Wasser aufgefüllt, die Saugspannung wies in den Meßprofilen in den beiden gleichzeitig bewirtschafteten Versuchsparzellen Werte < 60 hPa auf. Die Sickerwassermengen lagen bei $0,17$ mm/d an LSGVL und $0,43$ mm/d an LSGVR.

Die Beprobung des Sickerwassers zur Erfassung des Tracerdurchganges wurde in Abhängigkeit von den anfallenden Sickerwassermengen in täglichem bis wöchentlichem Rhythmus durchgeführt. Die Messung der Intensität der Uraninfluoreszenz erfolgte mittels eines Fluoreszenzspektrophotometers, wobei die Proben zur Vermeidung eines eventuellen Abbaues durch Lichteinfall bis zur Analyse dunkel gelagert wurden. Die gemessenen Uranintensitäten wurden nach der Messung von Standards in Konzentrationen umgerechnet. Die Erfassung der Bromidkonzentrationen erfolgte am Ionenchromatographen, wobei die Nachweisgrenze in etwa bei $0,1$ mg/l Wasser lag.

4.4.2.2. Die Eignung der eingesetzten Tracer zur Erfassung von Wasserbewegung und Stofftransport in der ungesättigten Zone

In Fig. 60 sind die gemessenen Tracerdurchgangskurven an den beiden Gefäßlysimetern dargestellt. Die Durchgangskurven zeigen für die beiden eingesetzten Tracer ein völlig unterschiedliches Bild. Während der erste meßbare Nachweis der Tracer in beiden Gefäßlysimetern unabhängig vom Tracer am jeweils selben Tag erfolgt (LSGVR 16. 4. 1993, LSGVL 22. 5. 1993), zeigen die Ganglinien des Bromid in weiterer Folge einen klaren Durchgang im Herbst mit Einsetzen der Sickerwasserbewegung aufgrund intensiver Niederschläge. In den Uraninganglinien ist ein derartiger Durchgang nicht er-

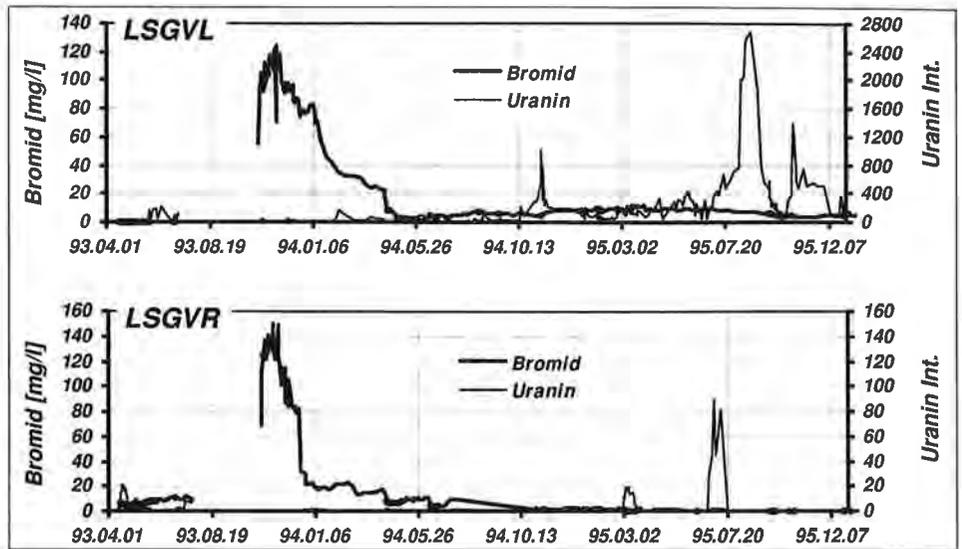


Fig. 60: Gemessene Durchgangskurven der Tracer Bromid (Konzentrationen in mg/l) und Uranin (Fluoreszenzintensitäten) an den beiden Gefäßlysimetern LSGVL und LSGVR.
Breakthrough curves of concentrations of bromide (mg/l) and uranine (intensities) at LSGVL and LSGVR.

kennbar, allerdings ist in beiden Gefäßlysimetern ein Uranindurchgang im Herbst 1995 in Verbindung mit der einsetzenden verstärkten Neubildungsphase sichtbar. Für Uranin ergibt sich aber auch unter Einbeziehung dieser späten Tracerdurchgänge eine Wiederausbringungsrate der gesamten eingespeisten Tracermenge von nur 0,11 % an LSGVL und 0,002 % an LSGVR bis Jahresende 1995. Die Durchgangskurven des Bromid sind hingegen nicht nur hinsichtlich der Form und des zeitlichen Auftretens vergleichbar, sondern es bewegen sich auch die gemessenen Konzentrationen an den beiden Lysimetern in vergleichbaren Größenordnungen.

Entgegen den Annahmen in Kap. 4.4.2.2. über die Eignung der eingesetzten Tracer zur Erfassung von Wasserbewegung und Stofftransport in der ungesättigten Zone muß festgestellt werden, daß Uranin im Bereich der landwirtschaftlich intensiv genutzten Bodenzone der Forschungsstation Wagna nicht geeignet ist, einen Einblick in die Prozesse von Wasserbewegung und des Transportes konservativer Stoffe zu gewähren. Vollkommen ungeklärt bleibt bis zum jetzigen Zeitpunkt der Verbleib des Uranins. Am wahrscheinlichsten erscheint derzeit die Adsorption an den Humuskomplexen des Bodens in Kombination mit mikrobiellen Abbauvorgängen in dieser biologisch hochaktiven Bodenzone. Diese Fragestellung ist aber jedenfalls durch weiterführende Untersuchungen zu klären. In der weiteren Auswertung des Markierungsversuches wird jedenfalls ausschließlich das Verhalten des Bromid hinsichtlich der Verlagerung von Wasser und Stoffen in der ungesättigten Zone der Forschungsstation Wagna interpretiert.

4.4.2.2.3. Verlagerungsgeschwindigkeit und Verweilzeit des Wassers in den Lysimeterkörpern

Der Markierungsversuch vom 14. 4. 1993 kann mit Ende März 1997 als abgeschlossen betrachtet werden. Die Ergebnisse der Auswertung hinsichtlich der Verlagerungsgeschwindigkeit des Sickerwassers in den Lysimeterkörpern LSGVR und LSGVL sind

in Fig. 61 dargestellt. Von der aufgebrauchten Bromidmenge konnten in den Lysimeterabflüssen zwischen 73 % (LSGVL) und 79 % (LSGVR) wiedergefunden werden. Der restliche Anteil wurde von den Pflanzen aufgenommen und mit der Ernte abtransportiert. Unter den herrschenden hydrometeorologischen Rahmenbedingungen während des Experimentes (trockenes Frühjahr und Sommer 1993, starke Niederschläge im Herbst und ein in der Niederschlagsverteilung normales Jahr 1994) können aus der Frachtkurve des Bromiddurchganges (Schwerpunkt) mittlere Verweilzeiten zwischen 278 Tagen (LSGVR) und 459 Tagen (LSGVL) berechnet werden. Während das Auftreten des Peaks in der Frachtkurve – die dominierende Geschwindigkeit nach H. D. SCHULZ (1992) beträgt 2,8 m/a – bei beiden Lysimetern am selben Tag erfolgt und durch das Einsetzen der Grundwasserneubildungsphase aufgrund der Herbstniederschläge bedingt ist, ist durch die dauernde Vegetationsdecke auf LSGVL eine deutliche Retention des Tracers zu erkennen, was zu einem signifikanten zweiten Anstieg des Bromidgehaltes im Jahr 1995 führt. Dementsprechend sind auch die Wiederausbringungskurven gestaltet.

Besonderes Interesse verdient der Zeitpunkt des ersten Auftretens von Bromid im Lysimeterabfluß. Wie bereits im Vorversuch angenommen, wird im Abfluß des brachliegenden Gefäßlysimeters der aufgebrauchte Tracer bereits zwei Tage nach der Beregnung angetroffen, was die Existenz eines Makroporensystems belegt. Allerdings liegt die Wie-

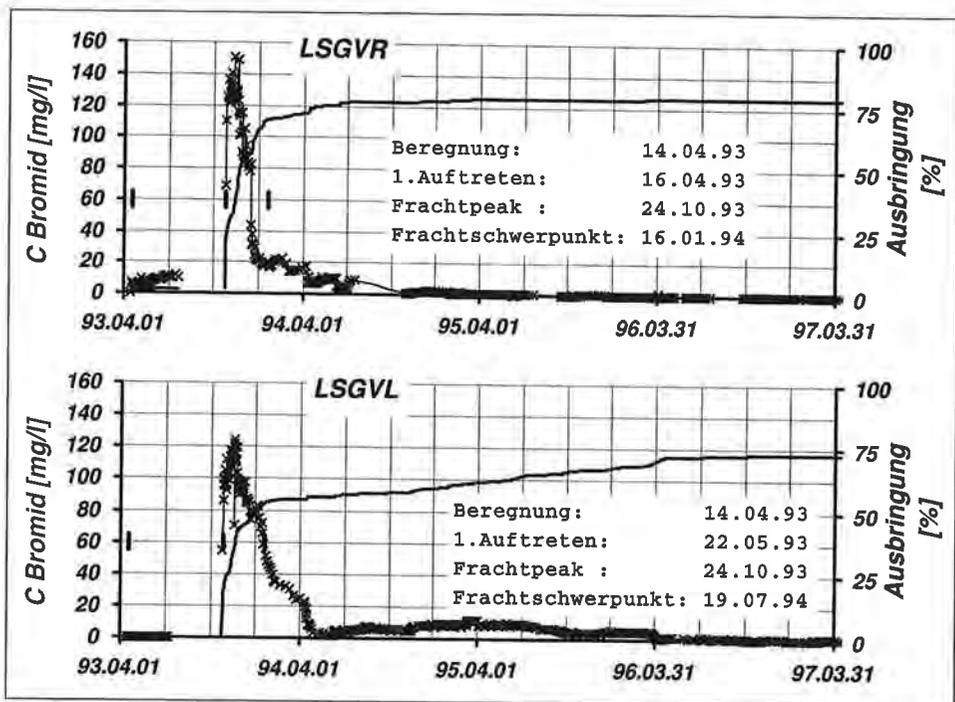


Fig. 61: Durchgangskurve der Bromidkonzentration, Summenkurve der Wiederausbringungsrate, Markierung der Zeitpunkte des ersten Auftretens des Tracers, des Peaks und des Schwerpunktes der Bromidfrachtkurve an den beiden Gefäßlysimetern LSGVR und LSGVL (Beregnung vom 14. 4. 1993).

Breakthrough curve of bromide, cumulative tracer recovery rate, time of first appearance, peak and center of gravity of the bromide load at lysimeter tanks LSGVR and LSGVL (irrigation on April, 14th, 1993).

derausbringung nach einer Beobachtungsdauer von einem Monat nur bei etwa 1 %. Durch die vergleichbaren Bedingungen während beider Versuche (17. 3. und 14. 4. 1993) an LSGVR kann belegt werden, daß die Annahme eines vollkommen durchmischten Systems nicht zutreffen kann (berechnete Wiederausbringung von 23 %; siehe auch Kap. 4.4.2.1.2.). Bestätigt wird dies durch die Tracerdurchgangskurve an LSGVL, wo das erste Auftreten des Tracers im Gegensatz zu den Berechnungen mittels der Mischungsleichung erst am 22. 5. 1993 erfolgt. Hier sind allerdings die Rahmenbedingungen aufgrund der Entwicklung des Rapses unterschiedlich.

4.4.2.2.4. Messungen von Sauerstoff-18-Konzentrationen und der elektrischen Leitfähigkeit im Sickerwasser zur Visualisierung dynamischer Prozesse
 Während beider oben angesprochenen Tracerversuche (Kap. 4.4.2.1. und Kap. 4.4.2.2.) wurde sowohl die elektrische Leitfähigkeit als hydrochemischer Summenparameter als

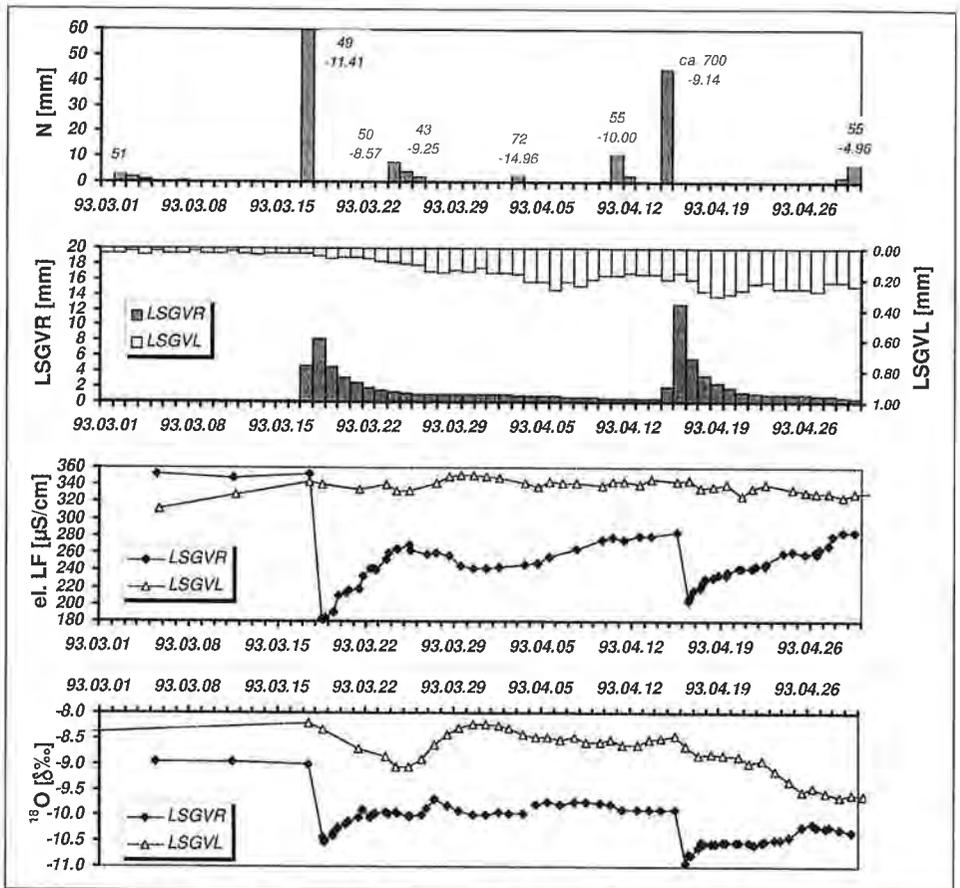


Fig. 62: Vergleich von Sickerwasserfluß, elektrischer Leitfähigkeit und ^{18}O -Konzentration im Sickerwasser der beiden Gefäßlysimeter LSGVR und LSGVL als Reaktion auf die Markierungsversuche im März und April 1993.
 Comparison of lysimeter discharge, electric conductivity and ^{18}O content in the percolating water of lysimeter tanks LSGVR and LSGVL as a reaction to the tracing experiments in March and April 1993.

auch die Ganglinie der ^{18}O -Konzentration an den Lysimeterabflüssen aufgezeichnet (Fig. 62). Die gemeinsame Betrachtung beider Ereignisse gibt einen Einblick in das Strömungsverhalten des Wassers in der ungesättigten Zone.

Im obersten Teil der Fig. 62 sind die Niederschlags- bzw. Beregnungsmengen mit den zugehörigen elektrischen Leitfähigkeitswerten (obere Zeile) und den ^{18}O -Konzentrationen (untere Zeile) dargestellt. Die Reaktion des Sickerwasserflusses zeigt bei LSGVR einen schnellen und starken Anstieg auf beide Beregnungsereignisse, wobei aufgrund der höheren Sättigung im Bodenkörper die Reaktion auf das zweite, niedrigere Ereignis höher ausfällt. Bei LSGVL ist aufgrund des Wasserverbrauches durch die Pflanzendecke nur eine geringfügige, aber kontinuierliche Erhöhung des Sickerwasserflusses zu erkennen. (Man beachte die unterschiedliche Skalierung zur Lesbarkeit des Diagrammes.)

Ähnlich sind auch die Auswirkungen auf die elektrische Leitfähigkeit und auf die ^{18}O -Konzentration im Sickerwasser, wobei die Differenzen zwischen den Minimalwerten bei LSGVR und den Inputwerten auf eine Vermischung der beiden Wässer hinweisen. Von besonderem Interesse ist die Verminderung der Konzentrationen im Lysimeterabfluß auf das zweite Beregnungsereignis, wobei sowohl die elektrische Leitfähigkeit als auch die ^{18}O -Konzentration des zur Beregnung verwendeten Grundwassers deutlich höher als die gemessenen Werte im Lysimeterabfluß waren. Dies belegt, daß auch bei LSGVR der Ansatz eines reinen Mischungsmodelles nicht gerechtfertigt ist. Aber auch die Anwendung eines reinen „Piston-flow-Modelles“ scheitert, worauf die Unterschiede zwischen Input und Output hinweisen. Bei LSGVL sind schnelle Fließwege wesentlich weniger ausgeprägt, aufgrund des Wasserverbrauches durch die Vegetationsdecke beginnt der Abfluß von Wasser aus dem ersten Beregnungsversuch erst etwa einen Monat nach dessen Durchführung.

4.4.2.3. Flächenmarkierung mittels Natriumbromid-Beregnung

4.4.2.3.1. Durchführung

Am 14. 4. 1993 wurde das gesamte mit Sensoren in der ungesättigten Zone bespickte Areal der Forschungsstation Wagna (Fig. 55) einem flächenhaften Markierungsversuch unterzogen. Die Parameter der Tracereinspeisung sind Tab. 21 zu entnehmen. Die Aufbringung des gelösten Tracers und des Grundwassers erfolgte mittels Schwenkberegner, die Verteilung der Beregnungsmenge wurde durch die Einrichtung von behelfsmäßigen Ombrometerstationen kontrolliert. Die statistische Auswertung ergab

Tab. 21: Parameter der flächenhaften Tracereinspeisung vom 14. 4. 1993.
Parameters of tracer injection on April, 14th, 1993.

Beregnungszeit:	93.04.14 17.00 bis 93.04.14 23.00				
Tracer:	Uranin				0,20 kg
	Bromid				4,66 kg
	Natrium				1,34 kg
Lösungsmittel:	400 l Wasser				
Beregnung:	6826 l Wasser				
Gesamtmenge:	7226 l Wasser				
Bezeichnung	Fläche [m ²]	Tracerlösung [mm]	Bromid [mg/m ²]	Uranin [mg/m ²]	Beregnung [mm]
LSGV	1,0	2,0	23 297	1000	40
Mais	94,5	2,1	24 406	1048	34
Raps	94,5	2,1	24 406	1048	42

in den einzelnen acht Gefäßen je Beregnungsteilfläche einen Unterschied von $< 5\%$, weshalb die Annahme einer regelmäßigen Verteilung der Beregnungsmenge gerechtfertigt ist.

Durch diese Beregnung wurden auf der Maismonokulturparzelle 34 mm, auf der Fruchtfolgeparzelle 42 mm Wasser nach Verteilung der Tracerlösung (Natriumbromid und Uranin) regelmäßig aufgebracht. Die Unterschiede auf den beiden Flächen beruhen auf einer unterschiedlichen Förderleistung der jeweils gleichzeitig eingesetzten Pumpen. Die Verlagerung von Bromid soll in der Folge als Parameter zur Beschreibung der Wasserbewegung in der ungesättigten Zone näher beleuchtet werden.

4.4.2.3.2. Saugspannung und Wassergehaltsänderung als Reaktion auf die Beregnung

Die Reaktion des Matrixpotentials und des Wassergehaltes im Boden auf das Beregnungsereignis wurde durch die in Tiefenprofilen installierten Tensiometer und TDR-Sonden (siehe Kap. 4.3.2.4.) erfasst. Die Änderung dieser bodenphysikalischen Parameter ist beispielhaft für die Maismonokulturseite (Brache zum Zeitpunkt der Beregnung) in Fig. 63 dargestellt. Aufgrund der Zufuhr von Wasser an der Oberfläche und der darauffolgenden Infiltration erhöht sich die Wassersättigung des Bodens, was gleichzeitig zu einer Erhöhung der Durchlässigkeit und dem Gesetz von DARCY folgend zu einer höheren Fließrate nach unten führt. Dieser verstärkte Wasserandrang im ober-

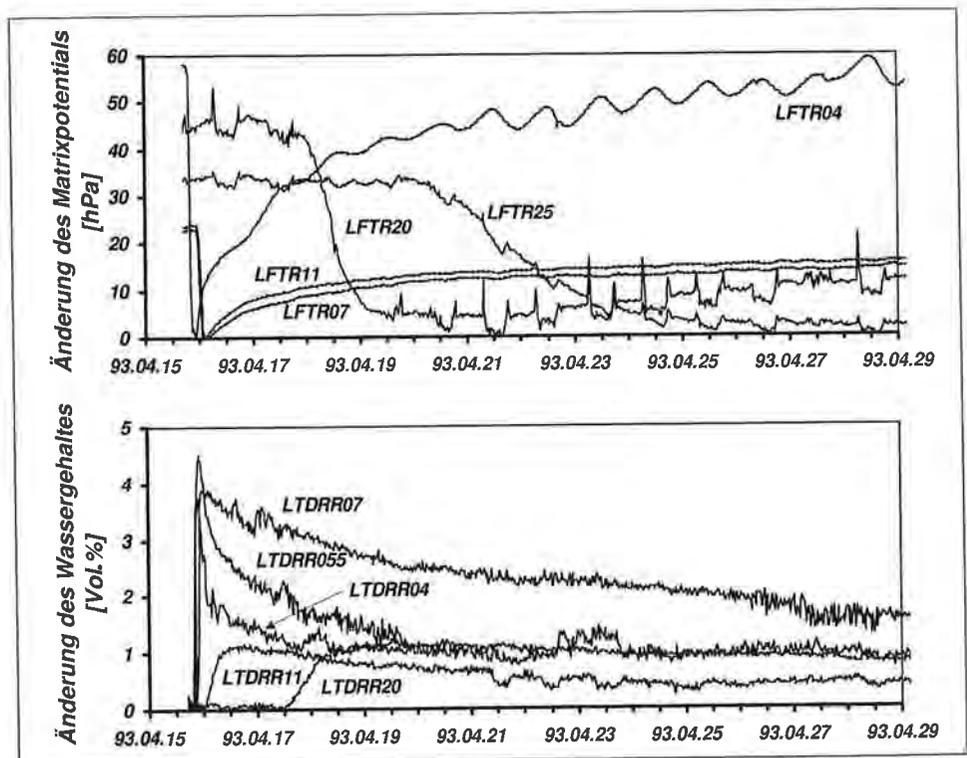


Fig. 63: Reaktion der Tensiometerwerte und des Wassergehaltes (gemessen mittels TDR-Sonden) in unterschiedlichen Tiefen der Maismonokulturseite auf die Beregnung vom 14. 4. 1993 (≈ 40 mm). Reaction to irrigation on April, 14th, 1993 (≈ 40 mm) of matrix potential and water content in different depths below the plot under maize monoculture.

flächennahen Bereich bewirkt dadurch auch in den tieferen Bodenschichten Veränderungen der bodenphysikalischen Charakteristik und damit veränderte Fließbedingungen. Die Größe der Amplitudenänderung von Saugspannung und Wassergehalt ist zudem vom Ausgangszustand vor dem Beregnungsereignis abhängig.

Vor Beginn der Beregnung lag der Wassergehalt im feinklastischen Oberboden – erfaßt durch die Meßpunkte in 40, 55 und 70 cm Tiefe – zwischen 28 und 32 %, die Wassersättigung der Poren in diesen Schichten betrug etwa 85 %. Der Wassergehalt im Sand-Kies-Bereich, der an zwei Profilverpunkten in 200 und 250 cm Tiefe erfaßt wird, lag zwischen 3 und 8 % (die punktförmige Messung im Kiesbereich weist naturgemäß eine wesentlich höhere Unsicherheit auf; siehe Kap. 4.3.2.4.), die Wassersättigung bei etwa 30–50 %.

Als Reaktion auf die Infiltration des Beregnungswassers beginnt der Wassergehalt in den verschiedenen Meßtiefen anzusteigen, wobei dieser Anstieg in den einzelnen Meßtiefen zeitverzögert auftritt. Am 15. 4. 1993 um 20.00 Uhr, also etwa 24 Stunden nach der Beregnung, reagiert die Meßsonde in 40 cm Tiefe, am selben Tag um 22.00 Uhr reagiert bereits die Sonde in 70 cm Tiefe, die am Übergang vom feinklastischen Boden zum Sand-Kies-Bereich installiert ist. Die Meßsonde in 110 cm Tiefe verzeichnet den ersten Anstieg am 16. 4. 1993 um 1.30 Uhr, in 200 cm Tiefe ist die Reaktion am 17. 4. 1993 um 14.30 Uhr erkennbar.

Parallel dazu widerspiegeln die Saugspannungswerte aufgrund der höheren Wassersättigung eine Druckerhöhung (gleichzusetzen mit einer Verminderung der Wasser-spannung). Alle im Profil angeordneten Tensiometer hatten zum Startpunkt der Beregnung Werte zwischen 40 und 60 hPa, also Meßwerte, die eine Wassersättigung im Bereich der Feldkapazität anzeigen. Da die Meßsonden für die Erfassung des Wassergehaltes und diejenigen zur Messung des Druckes zwar in den gleichen Tiefen, aber in horizontaler Sicht nicht an den gleichen Stellen angebracht sind, bewirken die Inhomogenitäten in der Schichtfolge des Bodens geringfügige zeitliche Differenzen zwischen den beiden Meßsignalen, sind jedoch in Summe sehr gut vergleichbar. Das tiefstliegende Tensiometer ist in 250 cm Tiefe eingebaut. Es zeigt den Beginn des Druckanstieges am 20. 4. 1993 um 8.00 Uhr.

Die Meßsonden in der ungesättigten Zone zeigen also bereits innerhalb von weniger als sieben Tagen eine Reaktion des Wassergehaltes bzw. der Kapillarspannung in einer Meßtiefe von 250 cm unter GOK auf ein Niederschlagsereignis an. Die Reaktion ist in den feinklastischen Bodenschichten durch einen abrupten Anstieg und einen darauf folgenden langsamen Abfall zu erkennen. Die Sonden in den ungesättigten Sanden und Kiesen weisen demgegenüber eine deutliche Verzögerung, einen weniger scharfen Anstieg und darauffolgend über einen längeren Zeitraum praktisch gleichbleibende Werte auf einem höheren Niveau auf.

Besondere Bedeutung erlangt in diesem Zusammenhang der Übergang von den Bodenauflagen zu den ungesättigten Sanden und Kiesen, der durch die Meßsonden in 70 cm Tiefe repräsentiert wird. Der Kapillarsprung in diesem Bereich verhindert eine gleichförmige Weiterbewegung der hydraulischen Reaktion nach unten, es kommt gleichsam zu einem Stau effekt an dieser Übergangszone, der an der Ganglinie der Sonde LTDRR07 in Fig. 63 deutlich zu erkennen ist: Integriert man die Wassergehaltsänderung über die Zeit, so ist deren Summe im Vergleich zu den seichteren Meßstellen deutlich höher, da der weitere Fluß in die Tiefe verzögert wird (da zu diesem Zeitpunkt auf der Versuchsparzelle keine Pflanzendecke vorhanden war, kann der schnellere Rückgang des Wassergehaltes in den seichteren Meßstellen nicht auf einen Wasserentzug durch Pflanzenwurzeln zurückgeführt werden).

Die hier dargestellte Reaktion der bodenphysikalischen Meßgrößen Wassergehalt und Saugspannung soll im folgenden mit den Meßdaten des Tracerversuches verglichen werden, um damit Fragen des konzeptionellen Modellansatzes über Wasserbewegung und Stofftransport in der ungesättigten Zone eines Porenaquifers näher beleuchten zu können: Folgt die Wasserbewegung in der ungesättigten Zone einem dispersiven Fließmodell, so müssen die Tracerdurchgangskurven mit dem Verlauf der Änderung des Wassergehaltes in den unterschiedlichen Meßtiefen vergleichbar sein, folgt das Fließsystem eher den Vorstellungen eines Kolbenflusses („Piston flow“) – also der schubweisen Weiterbewegung von Wasser und Stoffen – so ist davon auszugehen, daß die Tracerdurchgangskurven an den einzelnen Meßpunkten im Tiefenprofil eine deutliche Verzögerung gegenüber der hydraulischen Reaktion erkennen lassen.

4.4.2.3.3. Bewertung der Meß- und Erfassungssysteme

Eine der Fragen, die durch den flächenhaften Markierungsversuch geklärt werden sollte, war diejenige nach der Vergleichbarkeit der Meßergebnisse aus den unterschiedlichen Probenahmesystemen (Saugkerzen, Monolithlysimeter, Kleinlysimeter, Gefäßlysimeter). Dies soll im folgenden durch den Vergleich der Bromidmeßdaten des Markierungsversuches an unterschiedlichen Meßstellentypen durchgeführt werden. Beispielhafte Tracerdurchgangskurven dazu sind auch in J. FANK & T. HARUM (1994) und in J. FANK (1995) dargestellt.

Wie bereits vorher erwähnt, stellt der Übergangsbereich zwischen den Feinbodenhorizonten und den ungesättigten Sand-Kies-Horizonten einen speziell interessierenden Bereich dar. Aus diesem Grund wurden hier in denselben Einbautiefen einerseits Monolithlysimeter und andererseits Saugkerzen als Probenahmesysteme in der ungesättigten Zone eingebaut.

Figur 64 zeigt den Vergleich der Bromidkonzentration-Durchgangskurven an diesen Meßstellen einerseits unter Brache (Maismonokulturparzelle) und andererseits unter Raps (Fruchtfolgeparzelle). In beiden Fällen sind die Tracerkonzentrationen aus den Saugkerzen der Monolithlysimeter und den punktuellen Messungen mit Hilfe der horizontal vorgetriebenen Saugkerzen nahezu identisch. Geringfügige Unterschiede resultieren einerseits aus Inhomogenitäten, da diese Meßeinrichtungen doch in Horizontaldistanzen von zumindest 10 m eingebaut sind, andererseits im unterschiedlichen Probenahmeintervall, das durch die anfallenden Sickerwassermengen definiert war (weniger Proben aus den Saugkerzen, da deren Einzugsgebiet wesentlich kleiner ist). Bei der Meßstelle LSMR07 zeigt sich in der Anfangsphase des Bromiddurchganges der Einfluß einer schnellen Fließkomponente, die auf Fließvorgänge in einem Makroporensystem zurückzuführen ist.

Im Gegensatz zur Saugkerze wird die Entwässerung aus den Makroporen bei hohen Sättigungsgraden über die gesamte Fläche des Monolithlysimeters gesammelt und durch die am stauenden Boden installierte Saugkerze der Probenahme zugeführt. Makroporenflüsse können von Saugkerzen, die ohne Auffanggefäß installiert sind, im Gegensatz zu den Monolith- und Kleinlysimetern nur dann erfaßt werden, wenn die Saugkerze direkt in eine aktive Makropore hineininstalliert wurde. Dieser Prozeß findet zufällig statt und ist im Zuge der Errichtung der Versuchsanlage nicht bestimmbar (ungestörter Einbau).

Aus dem Vergleich der Konzentrationskurven in Fig. 64 ist aber abzulesen, daß die gemessenen Konzentrationen in den Monolithlysimetern und in den Saugkerzen – beide Systeme sind im ungestörten Boden eingebaut – die Verlagerung von Stoffen in der ungesättigten Zone korrekt wiederzugeben imstande sind.

Im Bereich der ungesättigten Sande und Kiese gestaltet sich die Gewinnung von Sickerwasserproben ungleich schwieriger als in den feinklastischen Sedimenten des Bodens: Der Einbau von Monolithlysimetern ist nahezu unmöglich, der Einbau von Saugkerzen birgt die Gefahr eines schlechten Kontaktes des Saugkerzenmaterials mit den umgebenden grobkörnigen Sedimenten, sodaß der Wasserfluß durch derartige Saugkerzen nur dann stattfindet, wenn auch in den ungesättigten Sanden und Kiesen eine

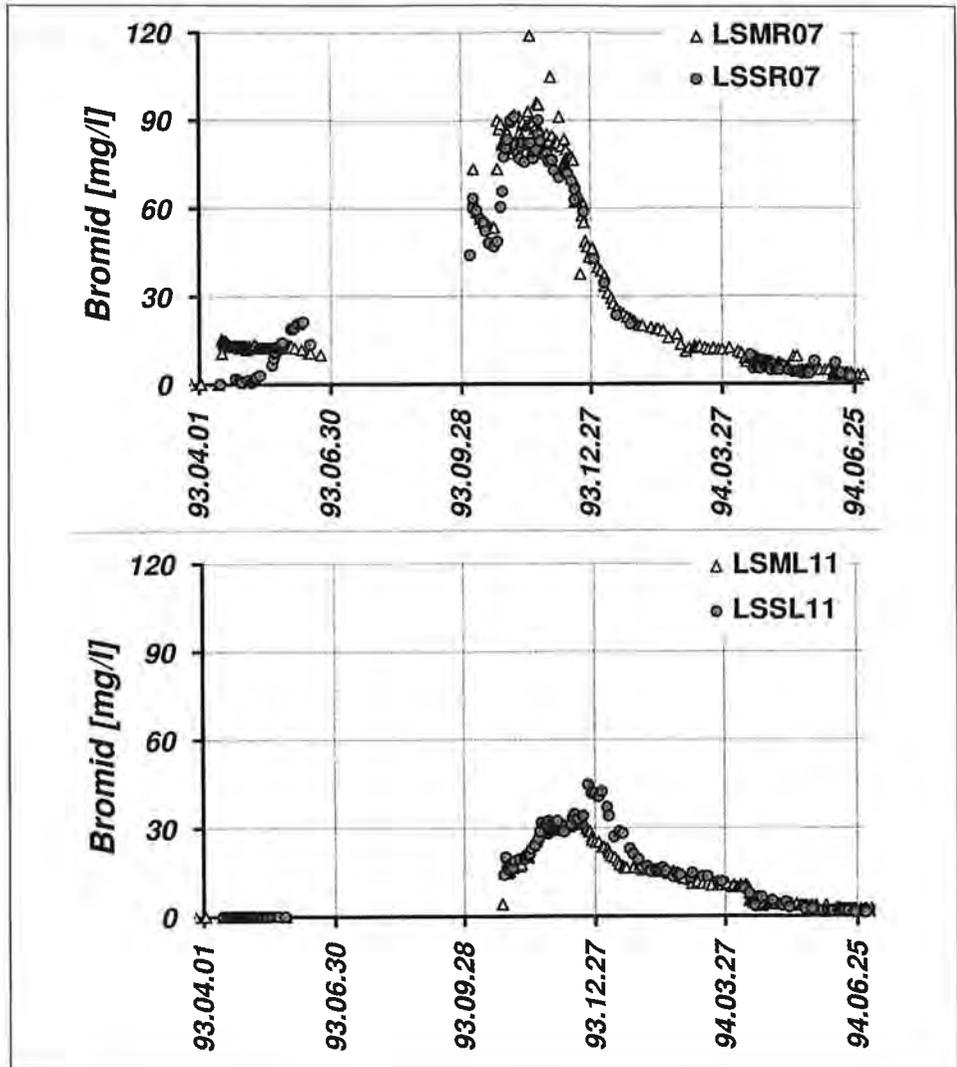


Fig. 64: Vergleich von Bromidkonzentration-Durchgangskurven an Monolithlysimetern (LSM) und Saugkerzen (LSS) auf der Maismonokultur- (Diagramm oben) und der Fruchtfolgearzelle (Diagramm unten) an der Boden-Kies-Grenze.
Comparison of the bromide breakthrough curves at monolithic lysimeters (LSM) and suction cups (LSS) at the border between loamy soil and sand/gravels below the plot under maize monoculture (diagram above) and the plot under crop rotation (diagram below).

relativ hohe Sättigung erreicht wird. Derartige Saugkerzenproben repräsentieren demgemäß eher die schnelleren Anteile von Wasserflüssen im Zuge von Neubildungsereignissen. Eine weitere Möglichkeit der Probengewinnung ist durch den Einbau von Kleinlysimetern gegeben, also Gefäßlysimetern mit einer keramischen Saugplatte, die das vertikal perkolierende Wasser einer bestimmten Fläche sammeln und über die Saugplatte zur Probenahme zur Verfügung stellen. Derartige Systeme sind aber im Zuge der Errichtung von Lysimeteranlagen jedenfalls nur gestört einzubauen, wogegen Saugkerzen horizontal in den ungestörten Bereich vorgetrieben werden können.

Aus den Durchgangskurven der Feldlysimeter und der Saugkerze in den Sanden und Kiesen (Fig. 65) wird deutlich, daß zum Zeitpunkt der Durchführung des Tracerversuches die Eingriffe durch die Bauphase der Lysimeteranlage für die Erfassung von Wasserbewegungs- und Stofftransportvorgängen vernachlässigbar gering sind. Die Unterschiede in den Durchgangskurven der beiden Kleinlysimeter erklären sich aus lokalen Inhomogenitäten und der unterschiedlichen Bauweise, der zeitliche Verlauf und auch der Konzentrationsverlauf zeigt jedoch eine außerordentlich gute Vergleichbarkeit mit den Daten aus der Saugkerze. Dies vor allem unter Berücksichtigung der Erfassung der eher schnellen Fließkomponente, die das frühere Auftreten des Tracers in etwa 2 m Tiefe gegenüber dem Kleinlysimeter LSRR15 in 1,5 m Tiefe erklärt.

Die Auswertung der Tracerdurchgangskurven unterschiedlicher Meßsysteme an der Forschungsstation Wagna zeigt also, daß alle eingebauten Probenahmesysteme im Oberboden und auch in den ungesättigten Sand-Kies-Bereichen zu beiden Lysimeterseiten in der Lage sind, das zeitliche Transportverhalten von Stoffen in der ungesättigten Zone zu beschreiben. In Fig. 66 sind die Bromidkonzentration-Durchgangskurven von drei Meßstellen in der ungesättigten Zone unter der Maismonokulturparzelle in unterschiedlichen Meßtiefen dargestellt: LSMR06 in 60 cm Tiefe im feinklastischen Boden, LSRR15 in 150 cm Tiefe und LSWR30 in 300 cm Tiefe in den ungesättigten Sand-

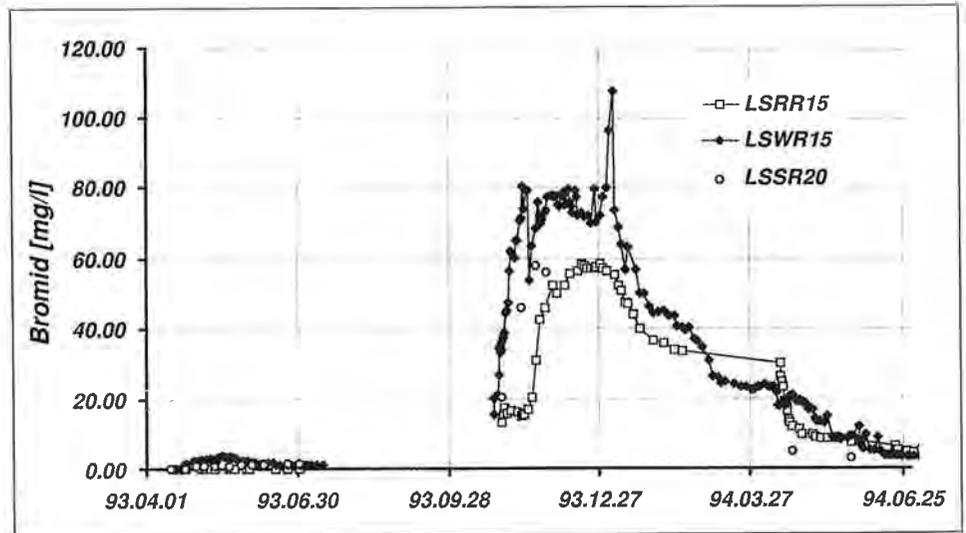


Fig. 65: Bromidkonzentration-Durchgangskurven in den ungesättigten Sanden und Kiesen unter der Maismonokulturparzelle aus unterschiedlichen Meßeinrichtungen.
Bromide concentration breakthrough curves in the unsaturated gravels and sands below the plot under maize monoculture (different measurement devices).

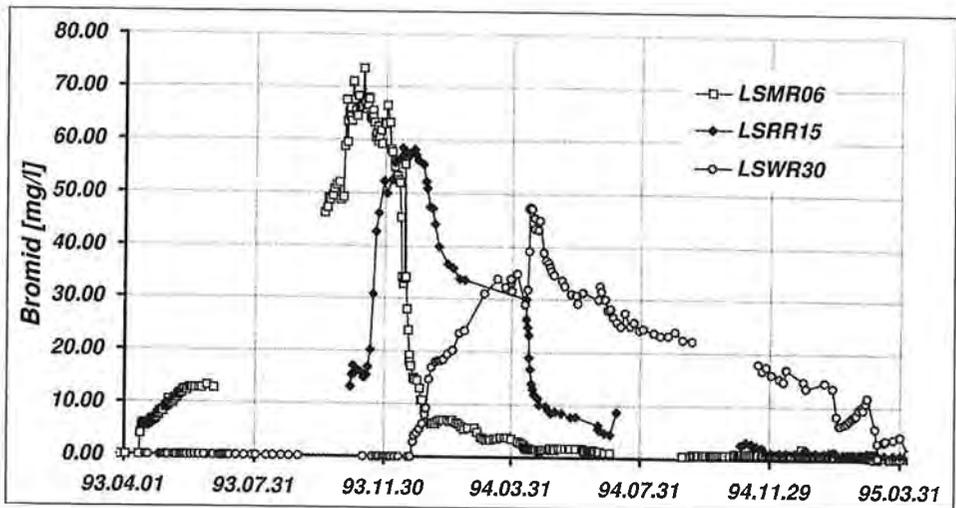


Fig. 66: Vergleich der Bromidkonzentration-Durchgangskurven unter der Maismonokulturparzelle in unterschiedlichen Meßtiefen (60, 150 und 300 cm).
 Comparison of bromide concentration breakthrough curves in different depths (60, 150 and 300 cm) below the plot under maize monoculture.

den und Kiesen. Figur 67 zeigt adäquate Ganglinien für die Fruchtfolgeparzelle, auf der zum Zeitpunkt des Tracerversuches Raps angebaut war: LSML07 in 70 cm Tiefe im feinklastischen Boden, LSWL15 in 150 cm Tiefe und LSWL30 in 300 cm Tiefe in den ungesättigten Sanden und Kiesen.

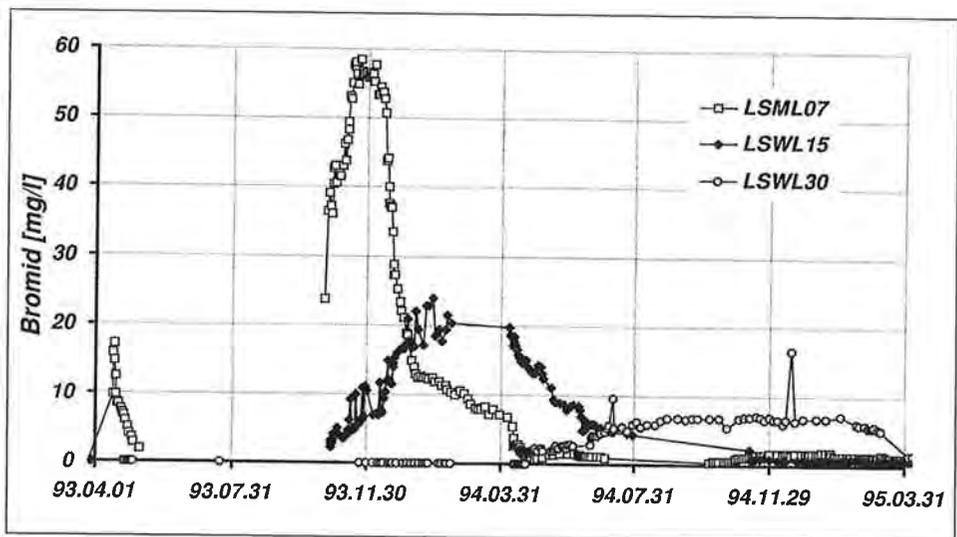


Fig. 67: Vergleich der Bromidkonzentration-Durchgangskurven unter der Fruchtfolgeparzelle in unterschiedlichen Meßtiefen (70, 150 und 300 cm).
 Comparison of bromide concentration breakthrough curves in different depths (70, 150 and 300 cm) below the plot under crop rotation.

Beide Abbildungen zeigen die gleichen Charakteristika:

- Die Durchgangskurven der Monolithlysimeter widerspiegeln den Einfluß eines präferentiellen Flusses in der Anfangsphase des Tracerversuches, bedingt durch die flächige Erfassung von Makroporen-Fließkomponenten.
- Die Dauer des Tracerdurchganges wird aufgrund der zunehmenden Durchmischung während des Fließvorganges mit zunehmender Tiefe länger.
- Die maximalen Konzentrationen nehmen aufgrund der größeren Dispersion mit zunehmender Tiefe ab.

4.4.2.3.4. Ermittlung von Verlagerungsgeschwindigkeiten und Verweilzeiten in der ungesättigten Zone

Aus den Bromidkonzentration-Durchgangskurven in unterschiedlichen Meßstiefen können unter der Annahme korrekter Repräsentanz des Transportverhaltens des Wassers durch die gemessenen Durchgangskurven (siehe Kap. 4.4.2.3.3.) die Verlagerungsgeschwindigkeit bzw. die Verweilzeit des Wassers in der ungesättigten Zone unter den während des Tracerversuches herrschenden Randbedingungen abgeleitet werden.

An all jenen Meßstellen, die eine Quantifizierung der Fließraten ermöglichen (Monolithlysimeter, Gefäßlysimeter, Kleinlysimeter), kann durch die Berechnung von Austragsfrachten auch eine Bilanzierung des eingesetzten Tracers durchgeführt und damit die Wiederfindungsrate berechnet werden. Für die Durchgangskurven an den Saugkerzen ist naturgemäß nur die Auswertung der Konzentrationen möglich. Beispielhaft für die Auswertung des Tracerversuches sind charakteristische Kennwerte der Frachtkurve an der Meßstelle LSWR15 in Fig. 68 dargestellt. Diese charakteristischen Punkte sind einerseits der Zeitpunkt des ersten Auftretens des Tracers, der die maximale Verlagerungsgeschwindigkeit des eingesetzten Markierungsstoffes dokumentiert (dieser

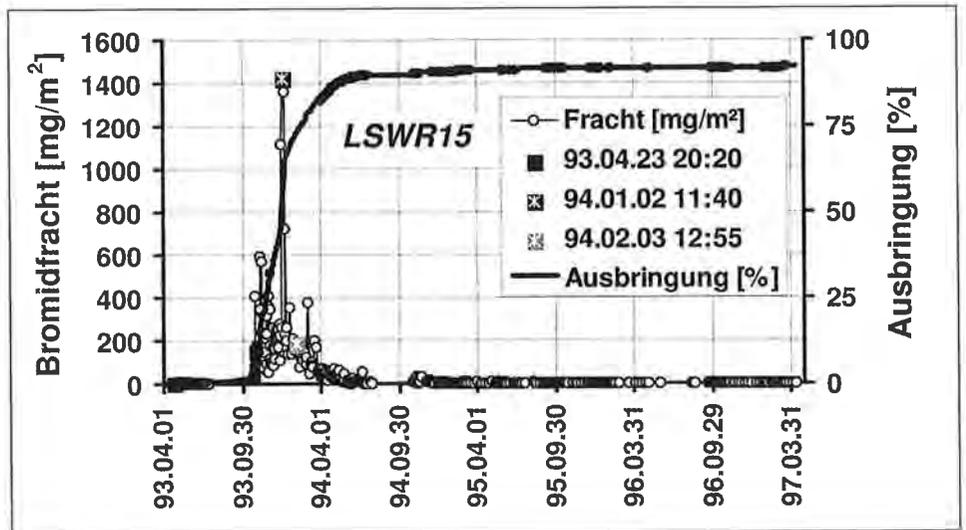


Fig. 68: Beispielhafte Darstellung der Auswertung der Tracerdurchgangskurve an der Meßstelle LSWR15 (Maismonokultur, Kleinlysimeter in 1,5 m Tiefe).
Schematic representation to demonstrate the evaluation of the tracer breakthrough curve at observation point LSWR15 (maize monoculture plot, field lysimeter in 1.5 m below surface).

Wert ist mit Unsicherheiten resultierend aus der analytischen Nachweisgrenze behaftet), andererseits jener Zeitpunkt, an dem das Maximum der Frachtkurve erreicht wird und als Zeit zwischen Eingabe und Peak die dominante Geschwindigkeit des Stoffes zwischen Eingabestelle und Beprobungsstelle angibt. Die mittlere Abstandsgeschwindigkeit oder die mittlere Verweilzeit eines Stoffes zwischen Eingabe und Beprobung wird durch den Zeitpunkt des Schwerpunktes der Frachtdurchgangskurve angegeben. Durch die Integration der Frachtkurve ergibt sich die Wiederfindungsmenge des Tracers, die in Fig. 68 in Prozent des eingegebenen Tracers als Ausbringungsrate dargestellt ist.

Die Auswertungsergebnisse aus den Tracerkurven der Meßstellen in der ungesättigten Zone und auch des Grundwassers sind in Tab. 22 zusammengefaßt. Die Auswertung umfaßte dabei den Zeitpunkt des ersten Auftretens des Bromid ($> 0,1 \text{ mg/l}$), Zeitpunkt und Konzentration des Tracerpeaks, Zeitpunkt und Konzentration des Schwerpunktes der Konzentrationskurve – diese Auswertung war an der Saugkerze LSSR11 und an der Durchgangskurve im Grundwasser (siehe weiter unten) aufgrund der schlechten Repräsentanz durch Probenahmeterminale nicht möglich – und an all jenen Meßstellen, an denen eine quantitative Auswertung der Fließraten möglich war, auch eine Auswertung von Zeitpunkt und Quantität des Schwerpunktes der Frachtkurve sowie der Wiederfindungsrate des Tracers in Prozent der eingebrachten Menge.

Die aus dem Vergleich des Zeitpunktes charakteristischer Punkte in den Tracerdurchgangskurven und dem Zeitpunkt der Traceraufbringung ermittelten Ergebnisse bezüglich der Verweilzeiten und der Sickergeschwindigkeit sind in Tab. 23 zusammengefaßt.

Die Berechnung der maximalen Geschwindigkeit bzw. minimalen Verweilzeit erfolgte aus dem Erstaufreten des Tracers an der jeweiligen Meßstelle unter Berücksichtigung der Meßtiefe, die Ermittlung der mittleren Geschwindigkeit bzw. Verweilzeit – wo möglich – aus dem Schwerpunkt der Frachtkurve. Bei den Saugkerzen wurde der Schwerpunkt der Konzentrationskurve für diese Ermittlung herangezogen. War die Durchgangskurve nicht abgeschlossen (GW) oder nur schlecht definiert (LSSR11), wurde der Zeitpunkt des Tracerpeaks zur Schätzung der mittleren Geschwindigkeit verwendet. Generell sind die Ergebnisse der Monolithe, Kleinlysimeter und Gefäßlysimeter aufgrund der größeren Einzugsgebietsfläche wesentlich aussagekräftiger als jene der Saugkerzen, die aufgrund des Fehlens einer definierten Auffangfläche nur Hinweise über die – meist – schnelleren Fließkomponenten liefern. Zudem sind die Durchgangskurven in ersteren durch die wesentlich höhere Probenanzahl deutlich besser definiert.

Unter den im Versuchszeitraum herrschenden Verhältnissen (April 1993 bis März 1997) beträgt die mittlere Verweilzeit von Bromid und damit des Beregnungswassers vom April 1993 in der ungesättigten Zone mehr als drei Jahre. Die mittlere Geschwindigkeit in der ungesättigten Zone liegt bei $1,39 \text{ m/a}$. Der horizontale Fließweg von der Beregnungsfläche bis zur Grundwassersonde ($10\text{--}30 \text{ m}$ mit Grundwasserfließgeschwindigkeiten von etwa 5 m/d ; Fig. 55) ist dabei unerheblich. Aus dem Erstaufreten des Tracers im Grundwasser errechnet sich eine Mindestverweilzeit von mehr als zweieinhalb Jahren.

Die Erfassung des Bromiddurchganges im Grundwasser erfolgte am IC mittels amperometrischer Detektion. Aufgrund des Verdünnungseffektes durch Grundwasserneubildung im Einzugsgebiet der Sonde Wagna II liegt die Maximalkonzentration von Bromid bei $0,07 \text{ mg/l}$ (Tab. 22), der natürliche Background um $0,02 \text{ mg/l}$. Der Tracerdurchgang ist aber eindeutig (Fig. 69).

Tab. 22: Zusammenfassung der Ergebnisse des flächenhaften Markierungsversuches vom 14. 4. 1995.
 Results of the tracing experiment on April, 14th, 1993.

Messstelle	Erstauftreten	Peak Konz.		Schwerpunkt Konz.		Schwerpunkt Fracht		Wieder- ausbrin- gung [%]
		Datum	[mg/l]	Datum	[mg/l]	Datum	[mg/l]	
LSML04	16. Apr. 1993 10.10	28. Aug. 1993 14.10	150,00	30. Sept. 1993 16.20	43,87	07. Okt. 1993 15.56	63,78	22,10
LSML07	16. Apr. 1993 10.10	18. Nov. 1993 12.15	58,04	09. Dez. 1993 00.47	14,28	13. Dez. 1993 01.36	20,76	17,22
LSML11	23. Okt. 1993 21.00	15. Dez. 1993 11.25	33,13	17. Feb. 1994 17.19	8,38	12. Feb. 1994 03.17	26,88	25,00
LSWL15	28. Okt. 1993 11.05	28. Jan. 1994 12.20	23,86	17. Apr. 1994 05.26	6,95	22. Apr. 1994 11.16	22,59	15,96
LSWL30	25. Apr. 1994 12.10	19. Dez. 1994 12.30	16,57	06. Jan. 1995 03.41	2,65	19. Feb. 1995 22.33	9,11	2,77
LSMR04	16. Apr. 1993 09.50	23. Nov. 1993 12.05	124,40	11. Nov. 1993 16.40	33,13	18. Dez. 1993 04.16	24,35	12,69
LSMR06	16. Apr. 1993 09.50	09. Nov. 1993 09.20	73,42	12. Nov. 1993 07.58	19,85	20. Dez. 1993 09.45	41,62	24,83
LSMR07	16. Apr. 1993 09.56	14. Nov. 1993 15.30	118,60	23. Nov. 1993 13.37	26,09	23. Dez. 1993 09.44	55,79	56,02
LSWR15	23. Apr. 1993 20.20	04. Jan. 1994 15.05	107,98	01. Feb. 1994 20.27	23,98	03. Feb. 1994 12.55	187,31	92,09
LSRR15	29. Okt. 1993 10.05	16. Dez. 1993 09.50	58,47	20. Feb. 1994 05.05	16,06	03. Mar. 1994 16.00	88,27	39,41
LSWR30	27. Dez. 1993 14.30	17. Apr. 1994 14.00	47,38	03. Sept. 1994 03.24	11,62	25. Sept. 1994 07.45	16,32	11,95
LSSL11	25. Okt. 1993 10.20	22. Dez. 1993 10.40	44,51	04. Jan. 1994 01.43	10,31			
LSSR04	18. Apr. 1993 11.05	11. Mai 1993 09.45	90,86	14. Okt. 1993 11.10	31,50			
LSSR07	25. Apr. 1993 14.35	04. Nov. 1993 10.20	91,17	17. Nov. 1993 22.47	23,16			
LSSR11	23. Apr. 1993 11.30	10. Nov. 1993 09.15	48,48					
LSSR20	23. Apr. 1993 12.00	19. Nov. 1993 10.50	57,82	05. Jan. 1994 10.44	15,72			
LSGVL	22. Mai 1993 17.45	16. Nov. 1993 12.05	124,30	30. Mai 1994 22.07	27,71	19. Juli 1994 04.50	153,95	73,05
LSGVR	16. Apr. 1993 14.55	16. Nov. 1993 10.30	149,10	04. Jan. 1994 09.18	32,49	19. Jan. 1994 00.58	230,36	78,96
GW	05. Jan. 1996 16.40	11. Juli 1996 10.40	0,07					

Tab. 23: Verweilzeiten und Sickergeschwindigkeiten im Bereich der Forschungsstation aus den Ergebnissen des Markierungsversuches vom 14. 4. 1993. SP. – Schwerpunkt.
 Residence time and flow velocity of percolating water at the research station evaluated from the tracing experiment on April, 14th, 1993. SP. – center of gravity.

Meßstelle	max. Geschwindigkeit		mittlere Geschwindigkeit		
	Tage	[m/a]	Tage	[m/a]	aus
LSML04	1,72	85,12	175,96	0,83	SP.Fracht
LSML07	1,72	148,96	242,36	1,05	SP.Fracht
LSML11	192,17	2,09	303,43	1,32	SP.Fracht
LSWL15	196,75	2,78	372,76	1,47	SP.Fracht
LSWL30	375,80	2,91	676,23	1,62	SP.Fracht
LSMR04	1,70	85,81	247,47	0,59	SP.Fracht
LSMR06	1,70	128,72	249,70	0,88	SP.Fracht
LSMR07	1,71	149,80	252,70	1,01	SP.Fracht
LSWR15	9,14	59,91	294,83	1,86	SP.Fracht
LSRR15	197,71	2,77	322,96	1,70	SP.Fracht
LSWR30	256,90	4,26	528,61	2,07	SP.Fracht
LSSL11	193,72	2,07	264,36	1,52	SP.Konz.
LSSR04	3,75	38,90	182,76	0,80	SP.Konz.
LSSR07	10,90	23,44	217,24	1,18	SP.Konz.
LSSR11	8,77	45,78	209,68	1,19	Peak Konz.
LSSR20	8,79	83,03	265,74	2,75	SP.Konz.
LSGVL	38,03	14,40	460,49	1,19	SP.Fracht
LSGVR	1,91	286,17	279,33	1,96	SP.Fracht
GW	995,99	1,65	1183,74	1,39	Peak Konz.

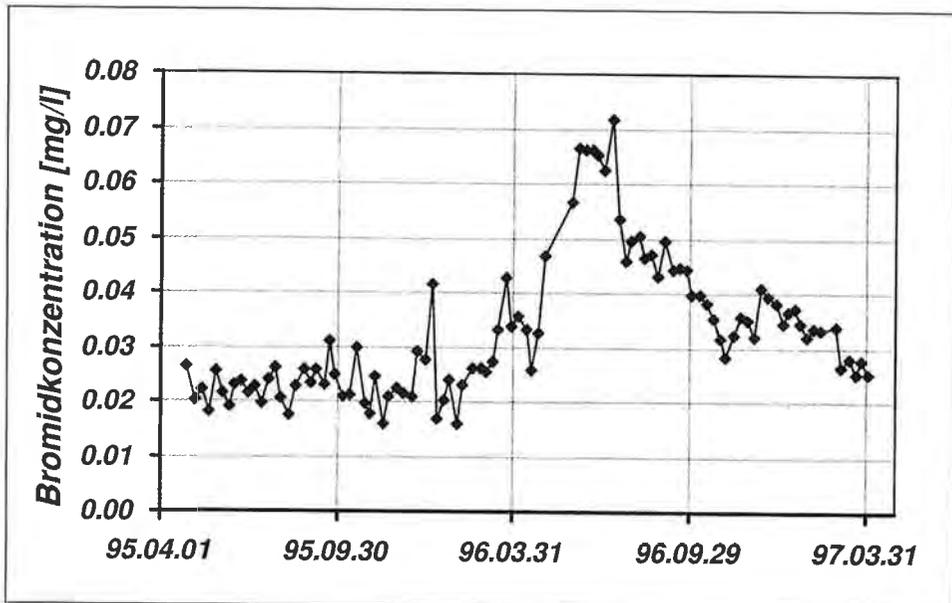


Fig. 69: Bromiddurchgang im Grundwasser (Meßstelle Wagna II) der Einspeisung vom 14. 4. 1993.
 Bromide concentration breakthrough curve in groundwater (observation well Wagna II) from the tracing experiment on April, 14th, 1993.

Die Tiefenverlagerung von Bromid in der ungesättigten Zone ist als Verlagerung des Tracerpeaks und des Schwerpunktes der Tracerkurven für unterschiedliche Bewirtschaftungsformen und auch für unterschiedliche Meßstellen in Fig. 70 dargestellt. Verlängert man dabei die Linie der Schwerpunktverlagerung nach der Tiefe, so zeigt sich, daß der Tracerdurchgang im Grundwasser zeitlich außerordentlich gut mit denjenigen in der ungesättigten Zone korreliert. Eine Aussage über diese Beziehung bezüglich des Erstauftretens ist aufgrund des Verdünnungseffektes und der damit verbundenen Nachweisempfindlichkeit von Bromid nicht möglich.

Die mittleren Geschwindigkeiten sind im Bereich des feinklastischen Bodens mit Werten zwischen 0,6 und 1,3 m/a signifikant geringer als im Bereich der unterlagernden Kiese und Sande (1,5–2 m/a). In den mittleren Geschwindigkeiten sind auch nur geringe Unterschiede zwischen den befüllten Lysimetern (LSGV) mit Verlagerungsgeschwindigkeiten von 1,2 bzw. 2 m/a und den Verhältnissen unter natürlichen Rahmenbedingungen (LSWR15, LSWL15, LSRR15) mit mittleren Geschwindigkeiten von 1,5–1,8 m/a erkennbar.

Etwas anders stellen sich die Verhältnisse bei Betrachtung des Erstauftretens des Tracers und damit der minimalen Verweilzeiten dar. Im Bereich des Bodens liegen hier die Maximalgeschwindigkeiten zwischen 85 und 150 m/a, bis in die unterlagernden sandig-kiesigen Schotter bei 2–4 m/a. Allerdings zeigen hier einzelne Meßstellen durchaus auch das Vorhandensein von präferentiellen Fließwegen bis in den Schotterbereich hinein an. Die Maximalgeschwindigkeit für die Meßstelle LSWR15 liegt z. B. bei etwa 60 m/a, diejenige bei der Saugkerze LSSR20 bei > 80 m/a. Die kurzen minimalen Verweilzeiten im Oberboden ausschließlich als einen Einfluß des Meßstellenausbaues zu interpretieren (J. FANK & T. HARUM, 1994) ist aber aus der Gesamtauswertung des Markierungsversuches nicht mehr haltbar, da die schnelleren Verlagerungsgeschwindigkeiten im Oberboden auch durch Saugkerzenauswertungen ersichtlich werden. In Summe wird das Ergebnis der Tracerversuche an den Gefäßlysimetern bestätigt: Transportvorgänge von Stoffen, bei denen das Erstauftreten von Bedeutung hinsichtlich einer

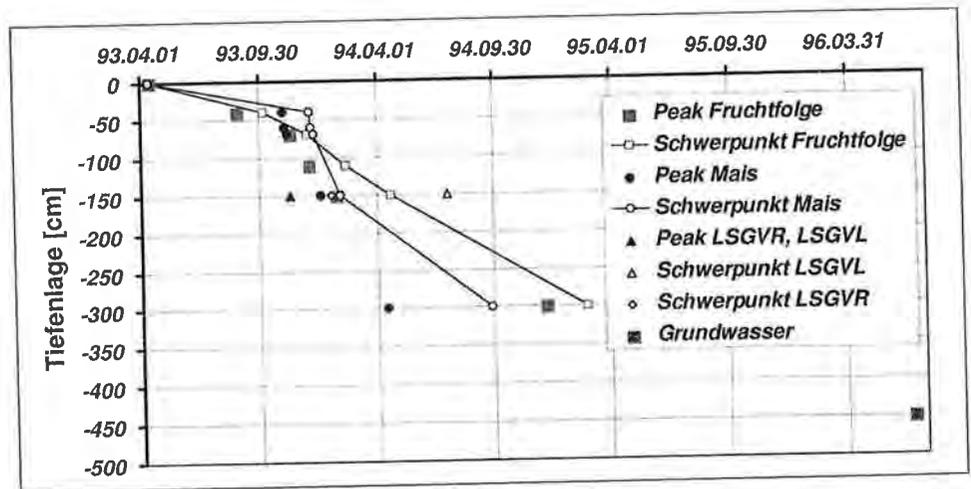


Fig. 70: Verlagerungsgeschwindigkeiten von Bromid in der ungesättigten Zone im Bereich der Forschungsstation als Ergebnis des Markierungsversuches vom 14. 4. 1993.
Velocity of bromide transport in the unsaturated zone of the research station determined from the tracing experiment on April, 14th, 1993.

etwaigen Gefährdung des Grundwassers ist (wassergefährdende Stoffe, Pestizide etc.), können nicht allein durch den dispersiven Fluß beschrieben werden. Hier muß auch die Verlagerung der Stoffe in Makroporen in die Betrachtung miteinbezogen werden. Hohe Verlagerungsgeschwindigkeiten bis in die den Boden unterlagernden Sande und Kiese hinein können aus den gegenständlichen Untersuchungen nur für die Maismonokultur abgeleitet werden und korrelieren damit sehr gut auch mit den Ergebnissen aus den Tracerversuchen an den Gefäßlysimetern. Inwieweit hier die Ausbildung eines großvolumigen Makroporensystems durch die jährliche tiefgreifende Bodenbewirtschaftung bei den herrschenden geringen Bodenmächtigkeiten von Bedeutung ist, kann nicht endgültig beantwortet werden, erscheint aber durchaus plausibel.

4.4.2.3.5. Bromidbilanz

Die aus der Auswertung der jeweiligen Frachtsummenkurven ermittelten Wiederfindungsraten des eingebrachten Bromids sind in Tab. 22 angeführt. Die im Abfluß der Gefäßlysimeter wiedergefundene Tracermenge liegt mit Werten von 73 bzw. 79 % deutlich über jenen der Meßstellen unter natürlichen Umgebungsbedingungen. Die wesentlich zu hohen Werte sind auf die in den Gefäßlysimetern deutlich schlechtere Pflanzenentwicklung zurückzuführen. Die trotzdem geringeren Sickerwasserraten erklären sich aus anderen Lysimeterfehlern (z. B. erhöhte Evaporation aufgrund von Unterschieden in der Temperaturverteilung gegenüber natürlichen Bedingungen).

Im Bereich der Fruchtfolgeparzelle liegen die Wiederfindungsraten zwischen 16 und 25 %. Der Wert von LSWL30 ist mit 2,77 % wesentlich zu gering und zeigt ein lokales Phänomen an, das mit hoher Wahrscheinlichkeit auf den gestörten Einbau dieser Sickerwassersammler am Rande der offenen Baugrube im Zuge der Errichtung der Anlage zurückzuführen ist. Vermutlich ist in diesem Bereich aufgrund von Setzungserscheinungen eine Verkipfung der Gefäße erfolgt, sodaß das Einzugsgebiet nicht mehr mit dem oberflächlichen Einzugsgebiet übereinstimmt. Anströmendes Sickerwasser wird aufgrund der lokal schlechteren Durchlässigkeit über den Gefäßoberflächen und in den Gefäßen selbst teilweise um die Kleinlysimeter herumgeleitet, ein Teil sickert bis zu den Keramikplatten durch, sodaß wohl die gemessenen Konzentrationen signifikant für Meßzeit und Meßtiefe sind, die erfaßten Sickerwasserraten aber deutlich zu nieder ausfallen.

Im Gegensatz zur Fruchtfolgeparzelle zeigen die Ergebnisse auf der Maismonokulturparzelle mit Wiederfindungsraten zwischen 12 und 92 % eine wesentlich größere Inhomogenität. Tendentiell liegt die Tracerausbringung in der Maismonokulturparzelle aufgrund der fehlenden Vegetationsdecke und der geringeren Bodenmächtigkeit mit Werten von etwa 40–50 % deutlich über jenen der Fruchtfolgeparzelle, d. h. der im April (vor dem Anbau des Mais) ausgebrachte Tracer wird hier in einem wesentlich höheren Anteil in der Grundwasserneubildung wiedergefunden als auf der durch eine Vegetationsdecke versehenen Fruchtfolgevariante. Auf mögliche ähnliche Auswirkungen von Stickstoffausbringung vor der Saat kombiniert mit darauffolgenden stärkeren Niederschlagsereignissen sei hier nur hingewiesen.

In der Meßstelle LSWR30 ist dasselbe Phänomen wie bei LSWL30 zu beobachten; die niedrige Wiederfindungsrate beim seichtesten Monolithlysimeter ist auf die geringe Tiefe (40 cm), das Pflügen des Oberbodens (25 cm) und das Fehlen einer entsprechenden Lysimeterberandung zurückzuführen (die begrenzende Kiesummantelung wurde nach dem Pflügen des Bodens nicht wieder aufgebaut). Durch diese Faktoren bedingt, entspricht das Einzugsgebiet der Auffangplatte mit hoher Wahrscheinlichkeit nicht mehr dem Einzugsgebiet an der Geländeoberfläche.

Die Wiederfindungsrate von > 92 % des Tracers in LSWR15 ist zu hoch und korreliert mit den für diese Meßstelle berechneten deutlich zu hohen maximalen Geschwindigkeiten. Ob dieses Phänomen durch ein hohes Makroporenvolumen in der überlagernden Bodenschicht oder auf tiefergreifende präferentielle Fließwege zurückzuführen ist, kann nicht geklärt werden, beide Ansätze führen allerdings zum selben Ergebnis: Bereits in der ersten Phase des Tracerversuches werden beim herrschenden hohen Sättigungsgrad große Anteile des eingebrachten Tracers über präferentielle Fließwege in solche Tiefen verlagert, daß diese Mengen in weiterer Folge für die Transpiration durch den Mais nicht mehr zur Verfügung stehen. Dazu ist es durchaus ausreichend, wenn dieses Makroporensystem bis an die Oberkante der unterlagernden Schotter reicht.

4.4.2.3.6. Schlußfolgerungen aus den Markierungsversuchen im März und April 1993

Durch die Markierungsversuche an den Gefäßlysimetern wird verdeutlicht, daß die Wasserbewegung in der ungesättigten Zone eine Mischung zwischen schnellen Fließbewegungen in Makroporen und einer schichtweisen Tieferverlagerung des Wassers in Abhängigkeit von den hydrometeorologischen Rahmenbedingungen darstellt. Die Anwendung eines Mischungsmodells führt zu einer Unterschätzung der mittleren Verweildauer, die Anwendung eines „Piston-flow-Modelles“ berücksichtigt die präferentiellen Fließwege nur in eingeschränktem Maße.

Unter gestörten Verhältnissen (befüllte Gefäßlysimeter) liegen die mittleren Sickergeschwindigkeiten im Zeitraum zwischen April 1993 und April 1994 in Abhängigkeit von der Bewirtschaftung zwischen 1,2 und 2 m/a.

Die gemeinsame Betrachtung beider Markierungsversuche an den Gefäßlysimetern zeigt die Abhängigkeit des Lysimeterabflusses vom Sättigungsgrad und von der Vegetationsbedeckung des Bodenkörpers. Diese widerspiegelt auch die Konzentrationsverläufe von Inhaltsstoffen, wobei durch deren Untersuchung das Vorhandensein von präferentiellen Fließwegen bestätigt und die Notwendigkeit der Anwendung von kombinierten Modellen zur Beschreibung von Stofftransportprozessen dokumentiert wird.

Die eingesetzten unterschiedlichen Meßeinrichtungen und Probenahmesysteme in der ungesättigten Zone sind in der Lage, das Transportverhalten von Wasser und daran gekoppelte Stoffe in seinem zeitlichen Verlauf zu beschreiben, für die Quantifizierung von Wasser- und Stoffflüssen treten bei manchen der eingesetzten Systeme Probleme auf, die einerseits konstruktionsbedingt sind (Saugkerzen mit unbekanntem Einzugsgebiet), andererseits auch durch die Art des Einbaues hervorgerufen werden können (Kleinlysimeter in gestörter Einbauweise am Rande der Baugrube in großen Tiefen im Sand-Kies-Bereich). Trotz der Verdünnung (Grundwasserneubildung im Anstromgebiet der Meßstelle) konnte der Tracer Bromid auch im Grundwasser selbst eindeutig in Form einer Durchgangskurve nachgewiesen werden.

Die mittlere Verweilzeit des Sickerwassers in der ungesättigten Zone liegt bei mehr als drei Jahren, entsprechend einer mittleren Fließgeschwindigkeit von 1,4 m/a. Die Maximalgeschwindigkeit bis zum Grundwasser beträgt nach Ergebnissen aus dem Markierungsversuch 1,65 m/a, entsprechend einer Mindestverweilzeit von mehr als zweieinhalb Jahren.

Die mittlere Verlagerungsgeschwindigkeit von Bromid ist im überlagernden feinklastischen Boden signifikant geringer als in den ungesättigten Sanden und Kiesen. Bezüglich der mittleren Verweilzeit sind keine nennenswerten Unterschiede zwischen den befüllten Gefäßlysimetern und den unter natürlichen Verhältnissen gewonnenen Daten zu erkennen. Der Fluß in präferentiellen Fließwegen hat dafür nur untergeordnete Bedeutung.

Hinsichtlich der Maximalgeschwindigkeiten wird auch unter den üblichen Bewirtschaftungsbedingungen das Ergebnis der Tracerversuche an den Gefäßlysometern bestätigt. Transportvorgänge von Stoffen, bei denen das Erstauftreten von Bedeutung hinsichtlich einer etwaigen Gefährdung des Grundwassers ist (wassergefährdende Stoffe, Pestizide etc.), können nicht allein durch den dispersiven Fluß beschrieben werden. Hier muß auch die Verlagerung der Stoffe in Makroporen in die Betrachtung miteinbezogen werden.

Besondere Bedeutung hat die schnelle Stoffverlagerung dort, wo bei geringer Bodenmächtigkeit durch das herbstliche Pflügen ein großvolumiges Makroporensystem geschaffen und durch die folgende Schwarzbrache bis zum Anbau (Frühjahr) aufrechterhalten wird.

Die Wiederfindungsraten auf der Maismonokulturparzelle mit herbstlicher Ackerrug und Schwarzbrache sind wesentlich heterogener als jene der Fruchtfolgeparzelle mit Grubberung und dauernder Begrünung. Generell liegen die Wiederfindungsraten an den Gefäßlysometern deutlich über jenen unter natürlichen Verhältnissen, was auf die wesentlich schlechtere Pflanzenentwicklung zurückzuführen ist.

Die Annahme von homogenen Verhältnissen in der ungesättigten Zone und hier vor allem im Bereich des Oberbodens ist unzulässig. Die Ergebnisse von Wasserfluß- und Transportberechnungen mit eindimensionalen Modellen unter Annahme flächenhaft vorhandener Homogenität bezüglich Bodenaufbau und -mächtigkeit sind immer aus dem Blickwinkel einer inhomogenen und anisotropen Verteilung zu bewerten und derartige Berechnungsergebnisse durch weitere Plausibilitätsüberlegungen zu verifizieren.

Hinsichtlich des Grundwasserschutzes ist aus den Erfahrungen der hier vorgestellten Tracerversuche eine intakte ungesättigte Zone mit natürlich gelagerten Sanden und Kiesen von größerer Bedeutung als die darüber liegende Bodenbedeckung, da diese aufgrund von anthropogenen Einflüssen (Bewirtschaftung etc.) und auch aufgrund der natürlichen Verhältnisse (Wurzelausbildung, Bodenfauna etc.) in einem wesentlich höheren Ausmaß der Ausbildung von präferentiellen Fließwegen ausgesetzt ist. Bei einer modellhaften Betrachtung von wassergefährdenden Stoffen sind die unterschiedlichen Fließvorgänge und dualen Porensysteme jedenfalls in den Berechnungen mitzuberechnen. Die Erfassung von mittleren Verweilzeiten ist allein durch den Ansatz eines rein dispersiven Transportes in ausreichender Genauigkeit nachzuvollziehen.

4.4.2.3.7. Ermittlung hydraulischer Parameter aus den Bromiddurchgängen

Konservative Tracer, also Stoffe, die mit der Luft in den Poren und mit dem Sediment keine Verbindung eingehen und deren Masse im Verlaufe des Transportvorganges keine Veränderung erfährt, werden mit dem Wasser entsprechend dessen Fließrichtung und Fließgeschwindigkeit transportiert, wobei die Mechanismen der hydrodynamischen Dispersion dazu führen, daß eine durch den Untergrund fließende Tracerwolke mit zunehmender Fließstrecke und -zeit größer wird, wobei die Konzentrationen in ihr abnehmen. Im Vergleich zur Advektion und Dispersion ist die chemische Diffusion von Stoffen hinsichtlich der dadurch erreichten Bewegungslängen nur von untergeordneter Bedeutung.

Die vertikale Bewegung des Wassers in der ungesättigten Zone stellt unter der Annahme eines Bodenaufbaues, in dem die einzelnen Schichten in sich homogen sind, ein eindimensionales Strömungssystem dar. Ist ein solches streng genommen auch nur innerhalb eines Rohres mit einem bestimmten Querschnitt gegeben, wo die einzelnen Konzentrationsanteile das System nicht verlassen können, kann angenommen wer-

den, daß bei gleichem Fließmuster innerhalb und außerhalb dieses Rohres bei fehlender Rohrwandung zwar ein seitlicher Stoffaustausch entsteht, jedoch gleich viele Teile in das ursprüngliche Fließfeld hinein- und hinauswandern. Das bedeutet, daß überall dort, wo über eine große Querschnittsfläche eine Tracereingabe erfolgte, der zentrale Teil des Fließfeldes eindimensional betrachtet werden darf (H. D. SCHULZ, 1992). Die durch die Lysimeter des Versuchsfeldes Wagna aufgenommenen Tracerdurchgangskurven stellen im Rahmen des oben diskutierten Markierungsversuches somit ein Abbild des eindimensionalen Stofftransportes in der ungesättigten Zone dar.

Der Fließvorgang, der durch die Kombination von Advektion und Dispersion hervorgerufen wird, kann im eindimensionalen Fall durch eine partielle Differentialgleichung beschrieben werden:

$$\frac{dc}{dt} = D_1 \cdot \frac{d^2c}{dx^2} - v_a \cdot \frac{dc}{dx}, \quad (\text{Gl. 18})$$

wobei neben der Ortskoordinate x , der Zeitkoordinate t und der Stoffkonzentration c als Koeffizienten die Abstandsgeschwindigkeit des Wassers (v_a) sowie der Dispersionskoeffizient (D_1) in Fließrichtung (longitudinal), der das Ausmaß der Dispersion beschreibt, benötigt wird. Diese Gleichung ist ohne Festlegung auf bestimmte Randbedingungen des Fließfeldes nicht geschlossen lösbar.

Der Dispersionskoeffizient ist von der Fließgeschwindigkeit abhängig, was unter Einführung der Dispersivität (α_1) durch die Beziehung

$$D_1 = \alpha_1 \cdot v_a \quad (\text{Gl. 19})$$

ausgedrückt wird. Die Dispersivität repräsentiert dabei die Inhomogenitäten des durchströmten Bereiches und sollte somit eine das Sediment kennzeichnende Größe darstellen. Aber auch für die Dispersivität ist eine Zunahme mit dem Fließweg zu beobachten (D. KLOTZ & K.-P. SEILER, 1980, H. BEHRENS & K.-P. SEILER, 1982), was wohl auf die Einbeziehung von zunehmenden Inhomogenitäten größerer Dimension in die Dispersion zurückzuführen ist (H. D. SCHULZ, 1992). Wird der Dispersionskoeffizient aus beobachteten Tracerverteilungen abgeleitet, so ist in diesem von der Dispersion nicht unterscheidbar auch ein Anteil der Diffusion enthalten. Diese wirkt dabei mit der gleichen Mathematik beschreibbar in die gleiche Richtung wie die Dispersion.

Eine Methode zur Bestimmung des Dispersionskoeffizienten aus der Tracerdurchgangskurve beschreibt J.-P. SAUTY (1977). Im wesentlichen werden dabei gemessene Durchgangskurven in Konzentration und Zeit normiert und mit Typkurven zur Deckung gebracht, wobei die unterschiedliche Dispersivität der Typkurven über die PECCLET-Zahl beschrieben wird:

$$Pe = \frac{x}{\alpha_1}, \quad (\text{Gl. 20})$$

wobei die PECCLET-Zahl (Pe) dimensionslos wird, da die Länge des Fließweges (x) durch die Länge der Dispersivität dividiert wird. Typkurven mit den beiden abhängigen Variablen der normierten Typkurvenkonzentration (c_r) und der Typkurvenzeit (t_r) können im eindimensionalen Transport nach der Gleichung

$$c_r = \frac{1}{\sqrt{t_r}} \cdot \exp\left[-\frac{P}{4 \cdot t_r} \cdot (1 - t_r)^2\right] \quad (\text{Gl. 21})$$

berechnet werden.

Zur Untersuchung einer gemessenen Tracerdurchgangskurve wird deren Konzentration zwischen 0 und 1 normiert und die Zeit des Tracerdurchganges im gleichen logarithmischen Zeitmaßstab wie die Typkurve aufgetragen. Durch Verschiebung der normierten Durchgangskurve wird der Zeitpunkt ihres Maximums mit der Zeit 0 der logarithmierten Typkurvenzeit in Übereinstimmung gebracht. Durch Variation der PÉCLET-Zahl kann sodann eine Anpassung der Typkurve an die gemessene normierte Konzentrationskurve durchgeführt werden, wobei gegebenenfalls weitere Anpassungen auf der Zeitachse erforderlich sind. Unter Verwendung der mittleren Abstandsgeschwindigkeit des Tracers (v_a) und der Fließstrecke (x) kann der Dispersionskoeffizient aus der Gleichung

$$D_1 = \frac{v_a \cdot x}{Pe} \quad (\text{Gl. 22})$$

berechnet werden. Die Dispersivität (α) ergibt sich dann durch Division des Dispersionskoeffizienten durch die Fließstrecke.

Unter der Annahme, daß die dominierenden Fließvorgänge in der ungesättigten Zone zu Zeiten mit hohen Wassergehalten (über Feldkapazität) erfolgen, somit also durch Advektion und Dispersion bestimmt sind, kann die Ermittlung der Dispersivität auf die eben beschriebene Art auch für die ungesättigte Zone erfolgen. Infolge des Wechselspieles von Bewegungs- und Ruhephasen des Wassers (und damit natürlich auch des Tracers) als Folge unterschiedlicher Potentiale ist dabei aber immer nur ein Teil der Tracerdurchgangskurve auswertbar. Wird die gesamte Durchgangskurve durch den ausgewerteten Teil der Tracerganglinie dominiert, so kann als mittlere Abstandsgeschwindigkeit zur Berechnung der Dispersivität die Geschwindigkeit des Frachtschwerpunktes herangezogen werden. Setzt sich die Tracerdurchgangskurve aus mehreren signifikanten Teilbereichen zusammen, so liefert die Fließstrecke dividiert durch die Zeit zwischen der Tracereingabe und jenem Zeitpunkt der Tracerdurchgangskurve, zu der die Typkurvenzeit 0 erreicht wird, einen guten Hinweis auf die mittlere Abstandsgeschwindigkeit jenes Traceranteiles, der durch den ausgewerteten Teil der Tracerdurchgangskurve repräsentiert wird.

Figur 71 zeigt die Ermittlung hydraulischer Parameter aus der Tracerdurchgangskurve nach dem oben beschriebenen Verfahren anhand der Meßdaten der Meßstelle LSRR15 der Forschungsstation Wagna.

Die Ergebnisse der Auswertung aller Meßstellen in der ungesättigten Zone der Forschungsstation Wagna sind in Tab. 24 zusammengefaßt, die Beziehung zwischen der Fließgeschwindigkeit und dem Dispersionskoeffizienten sowie der Fließstrecke und der Dispersivität sind in Fig. 72 dargestellt.

Die hier ermittelten Dispersivitäten als Kenngrößen für die Lockersedimente entsprechen durchaus den in der Literatur angegebenen (z. B. J. SCHRÖTER, 1984). Die deutliche Abhängigkeit der Dispersivität vom Fließweg, wie sie in Fig. 72a erkennbar ist, ist einerseits auf die unterschiedliche Ausformung des Sedimentes in den einzelnen Schichten der ungesättigten Zone – die Dispersivitäten im Oberboden sind deutlich niedriger als jene im Bereiche der Sande und Kiese – andererseits aber auch auf den in der Literatur beschriebenen Zusammenhang zwischen der Dispersivität und der Länge des Transportweges zurückzuführen.

Prinzipiell ist naturgemäß die Dispersivität an jeder einzelnen Meßstelle eine mittlere über das gesamte überlagernde Sediment – d. h. in den Dispersivitätswerten der Meßstellen im Sand-Kies-Bereich sind auch die Dispersionslängen des Oberbodens vermischt. Gleiches gilt naturgemäß auch für den Zusammenhang zwischen der Fließge-

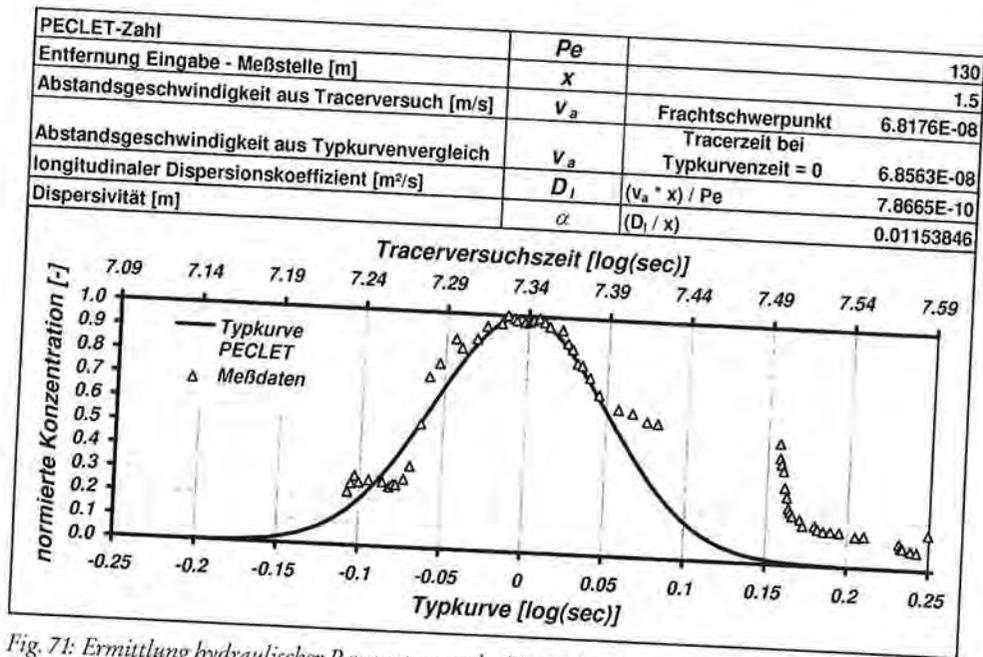


Fig. 71: Ermittlung hydraulischer Parameter aus der Tracerdurchgangskurve der Meßstelle LSRR15.
 Estimation of hydraulic parameters using the tracer breakthrough curve at observation point LSRR15.

schwindigkeit und dem Dispersionskoeffizienten (Fig. 72b). Die auch aus der Auswertung durch den Vergleich der Tracerganglinien mit PECLETT-Typkurven erkennbare Abhängigkeit der Fließgeschwindigkeit von der Fließstrecke (in diesem Fall von der Tiefen-

Tab. 24: Ergebnisse der Auswertung hydraulischer Parameter aus dem Markierungsversuch vom 14. 4. 1993 für alle Sickerwassermessstellen der Forschungsstation.
 Estimation of hydraulic parameters using the data from the tracing experiment on April, 14th, 1993 at the research station (all percolation water observation points).

Meßstelle	Fließstrecke [m]	Dispersivität [m]	Abstandsgeschwindigkeit aus Typkurvenvergleich [m/d]	Dispersionskoeffizient [m ² /d]
LSML04	0,40	0,004	2,45E-03	9,79E-06
LSML07	0,70	0,005	3,10E-03	1,55E-05
LSML11	1,10	0,009	4,60E-03	4,22E-05
LSWL15	1,50	0,030	4,76E-03	1,43E-04
LSWL30	3,00	0,043	5,17E-03	2,22E-04
LSMR04	0,40	0,004	1,86E-03	7,44E-06
LSMR06	0,60	0,006	2,82E-03	1,69E-05
LSMR07	0,70	0,008	3,29E-03	2,56E-05
LSWR15	1,50	0,015	6,20E-03	9,30E-05
LSRR15	1,50	0,014	5,10E-03	6,95E-05
LSWR30	3,00	0,038	8,01E-03	3,00E-04
LSGVL	1,50	0,014	6,96E-03	9,49E-05
LSGVR	1,50	0,011	7,29E-03	7,81E-05

lage der Meßstelle in der ungesättigten Zone) und dem damit verbundenen Wechsel in den Sedimenten wurde bereits in Kap. 4.4.2.3.4. diskutiert.

Wie bereits erwähnt, ist die partielle Differentialgleichung zur Beschreibung der advektiven und dispersiven Stoffbewegung (Gl. 18) nur für bestimmte Konfigurationen des Fließfeldes analytisch lösbar. Für die eindimensionale Strömung und eine momentane Tracerapplikation – wie dies im Rahmen des Markierungsversuches in Wagna

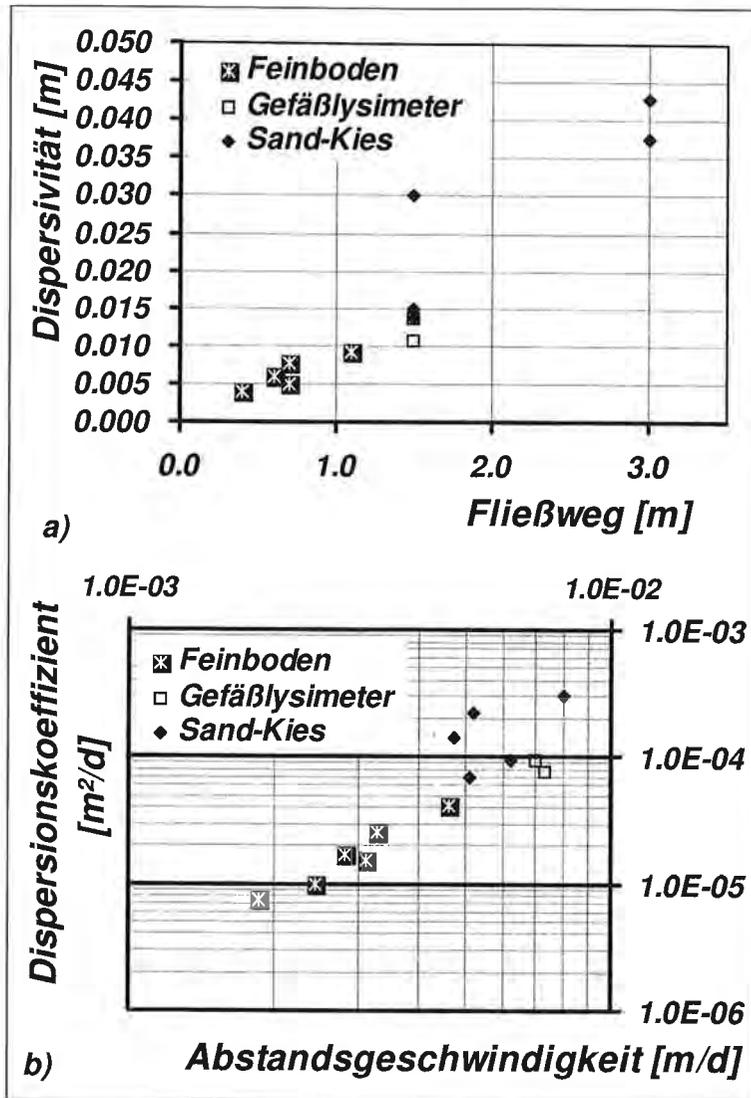


Fig. 72: Beziehung zwischen Länge des Fließweges und der Dispersivität (a) sowie der Fließgeschwindigkeit und des Dispersionskoeffizienten (b) in den ungesättigten Bereichen der Forschungsstation.

Relation between flow length and dispersivity (a) as well as flow velocity and dispersion coefficient (b) in the unsaturated zone of the research station.

im Vergleich zur Dauer des Durchganges durchaus angenommen werden kann – lautet die Lösung der Gleichung (A. LENDA & A. ZUBER, 1970) unter den Anfangs- und Randbedingungen $C_{(x=0,t)} = (m/F \cdot n_e \cdot v_a) \delta(t)$; $C_{(x>0,t)}$; $C_{(x \rightarrow \infty,t)} = 0$ mit der Menge des Markierungsstoffes an der Impfstelle (m), der Deltafunktion $\delta(t)$ mit $\delta(0) = 1$, $\delta(t \neq 0) = 0$, F dem Fließquerschnitt, n_e dem durchflußwirksamen Porenvolumen, v_a der mittleren Fließgeschwindigkeit und D_l dem longitudinalen Dispersionskoeffizienten

$$C_{(x,t)} = \frac{m}{F \cdot n_e \cdot \sqrt{4 \cdot \pi \cdot D_l \cdot t}} \cdot \exp\left[-\frac{(x - v_a \cdot t)^2}{4 \cdot t \cdot D_l}\right]. \quad (\text{Gl. 23})$$

Wie bereits erwähnt, wirken sich Fließ- und Ruhephasen des Tracers in der ungesättigten Zone in einer charakteristischen Form der Tracerdurchgangskurven aus: Phasen mit dispersiv gestalteten Durchgangszeiten folgen Ruhephasen mit gleichbleibenden Konzentrationen oder Fehlen von Meßdaten, wenn der Fluß an der Meßstelle (Lysimeter oder Saugkerze) gegen 0 geht. Ähnlich wie die Überlagerung verschiedener Transportpfade in Karstsystemen durch eine Serie von momentanen Tracerinjektionen modelliert werden kann (H. BEHRENS et al., 1992), können die Phasen der Bewegung von konservativen Stoffen in der ungesättigten Zone durch eine Serie von einzelnen ein-dimensionalen Advektions- und Dispersionsprozessen modelliert werden, wobei der diffusive Fluß aufgrund des Konzentrationsausgleiches in den Ruhephasen ebenso vernachlässigt wird, wie die Reduktion des Flusses bei Verminderung der durchflußwirksamen Porosität. Diese Art der Modellierung ist also nur dann zulässig, wenn der Tracertransport in der ungesättigten Zone vorzüglich durch eine Serie von Neubildungsereignissen gesteuert wird, und dieser Fluß hinsichtlich der durchflußwirksamen Porosität nur geringfügigen Veränderungen unterworfen ist.

Beste Voraussetzungen bieten also Lysimeter mit bekannter Oberfläche im Sand-Kies-Bereich, wo aufgrund der Messungen eine nur geringe Schwankung des Wassergehaltes und damit des durchflußwirksamen Porenraumes (n_e) nachgewiesen ist. Diese Voraussetzungen werden im Bereich der Forschungsstation Wagna durch den Kleins lysimeter LSRR15 mit einer Einbautiefe von 1,5 m unter GOK erfüllt. Figur 73 zeigt das Ergebnis der Modellierung des Tracerdurchganges an dieser Meßstelle durch fünf Fließkomponenten unterschiedlicher mittlerer Verweilzeit und daher verschiedener Dispersionskoeffizienten.

Die durch „trial and error“ angepaßten Abstandsgeschwindigkeiten ergeben bei der dem Durchmesser des Lysimeters entsprechenden durchströmten Fläche und der aus der Auswertung des Tracerdurchganges ermittelten Dispersivität bei einem Fließweg von 1,5 m und einem modellierten durchflußwirksamen Porenraum von 14,5 % einen Traceroutput von 676 mg. Bezogen auf die gesamte auf der durchströmten Fläche adäquaten Geländeoberfläche aufgetragenen Tracermenge ergibt dies eine Wiederfindungsrate von 39 %, was genau dem gemessenen Traceroutput entspricht (siehe Kap. 4.4.2.3.5.). Die Tracerverluste von 61 % müssen auf die Aufnahme des Bromid durch die Maispflanzen zurückgeführt werden.

Etwas anders gestaltet sich die Modellierung der Tracerdurchgangskurve am Gefäßlysimeter LSGVR (Fig. 74). Die Modellierung des dominanten Tracerdurchganges und der darauf folgenden, durch Neubildungsereignisse hervorgerufenen Transportkomponenten gelingt mit einem durchflußwirksamen Porenvolumen von 20 % als Mittelwert für den gesamten Gefäßlysimeter in zufriedenstellender Weise. Durch die seriell geschalteten Dispersionsmodelle werden allerdings nur 74 % des eingegebenen Tracers nachgebildet. Bilanziert man den Tracertransport kurzzeitig nach der Einspeisung –

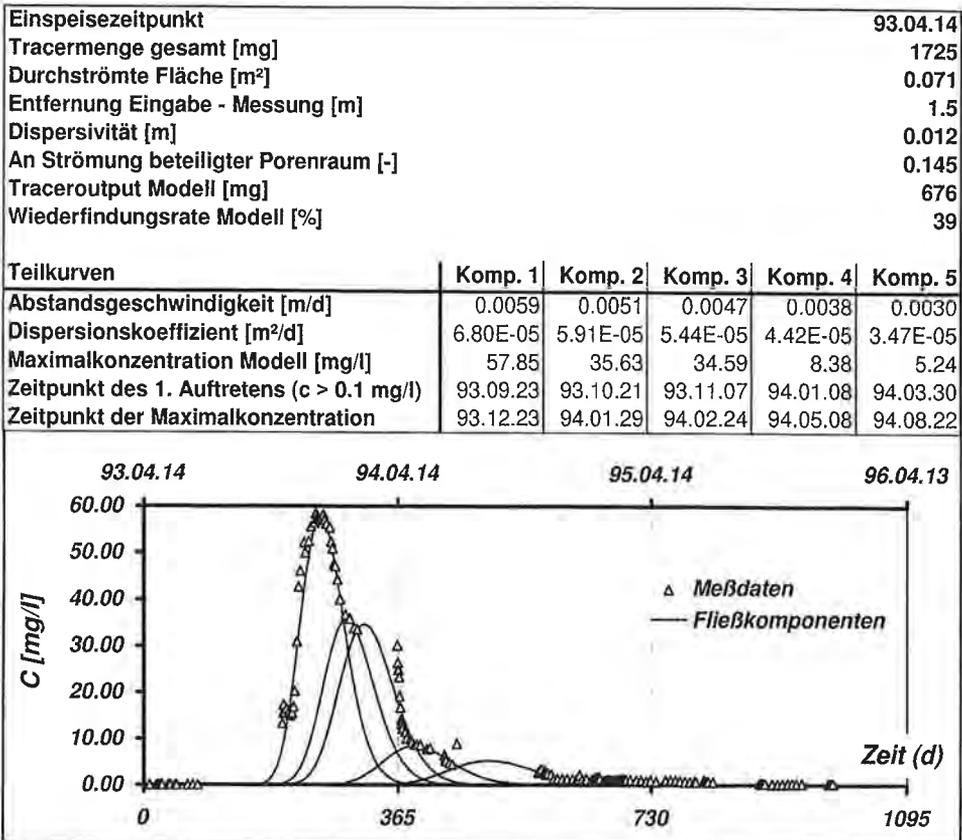


Fig. 73: Modellierung des Tracerdurchganges an der Meßstelle LSRR15 durch eine Serie von eindimensionalen Transportprozessen unterschiedlicher Impfmengen und variabler Geschwindigkeiten. C – Konzentration.

Modelling of the tracer breakthrough curve at observation point LSRR15 using serial one dimensional transport processes with different tracer amount and variable mean velocities. C represents concentration.

dieser Teil ist durch den Advektion-Dispersion-Ansatz in keiner Weise erklärbar – so findet man hier einen Austrag von etwa 3 % des eingespeisten Bromids, ein Anteil der eindeutig präferentiellen (Bypass) Flüssen zugeordnet werden muß. Die zur gemessenen Wiederfindungsrate von 79 % fehlenden 2 % des Bromids finden sich in einem langfristig beobachtbaren Austrag (bis etwa 1400 Tage nach der Tracerapplikation), der durch den hier gewählten Ansatz auch nicht nachgebildet werden kann.

In ähnlicher Weise gelingt auch die Modellierung der Bromidkurve des Gefäßlysimeters LSGVL: Unter Ansatz eines durchflußwirksamen Porenvolumens von 19 % werden 72 % des applizierten Tracers durch fünf in Serie geschaltete Komponenten wiedergefunden, das fehlende 1 % auf die gemessene Wiederfindungsrate findet sich im hintersten langsam auslaufenden Teil des Tracerdurchganges. Ein präferentieller Fluß ist bei LSGVL in der aufgenommenen Bromidkurve nicht erkennbar. Bei diesen beiden Gefäßlysimetern ist die Einzugsgebietsgröße durch die Betonummantelung fix vorgegeben, sodaß bei korrekter Kalibration der mittleren Abstandsgeschwindigkeiten

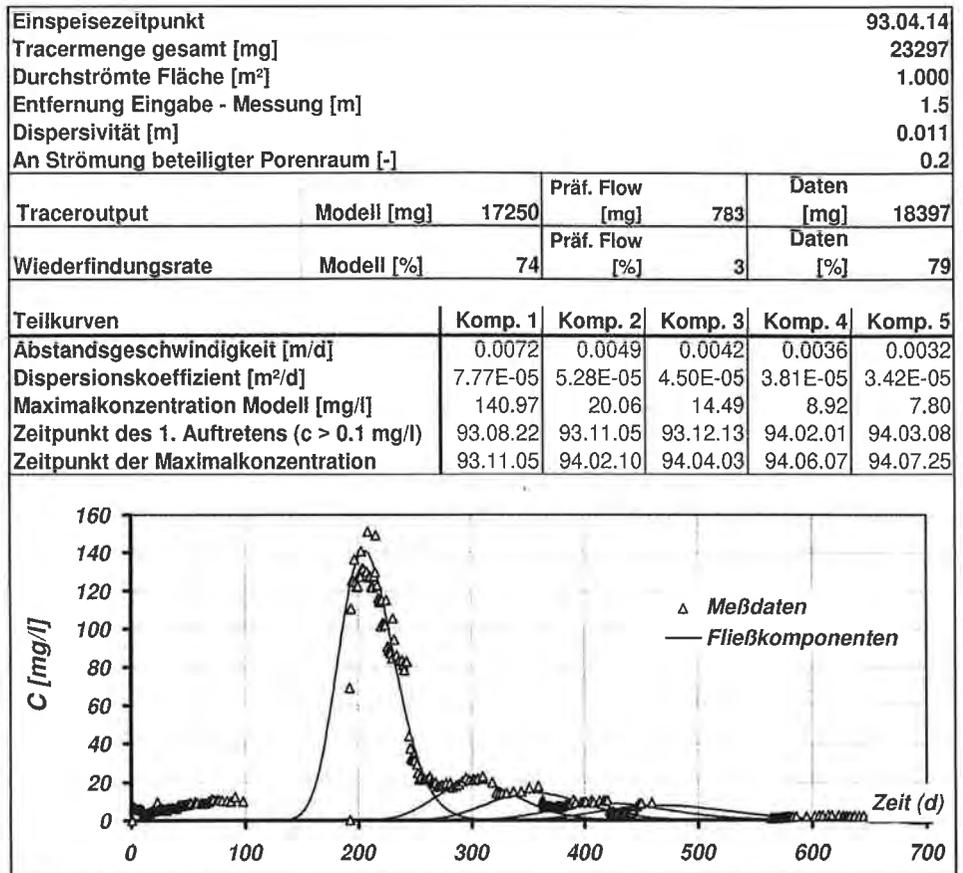


Fig. 74: Modellierung des Tracerdurchganges an der Meßstelle LSGVR durch eine Serie von ein-dimensionalen Transportprozessen unterschiedlicher Impfmengen und variabler Geschwindigkeiten. C – Konzentration.
 Modelling of the tracer breakthrough curve at observation point LSGVR using serial one dimensional transport processes with different tracer amount and variable mean velocities. C represents concentration.

und damit der Dispersionskoeffizienten (die Dispersivitäten wurden aus den Tracerdurchgängen berechnet) und einer ausreichend guten Anpassung der einzelnen Modellkomponenten an die Form des Durchganges die durchflußwirksame Porosität als letzter zu modellierender Parameter verbleibt.

4.4.2.3.8. Ermittlung von Korrekturfaktoren für die Einzugsgebietsfläche von Kleinlysimetern

Wie in Kap. 4.4.2.3.7. erwähnt, ist die Modellierung des Tracerdurchganges an der Meßstelle LSRR15 mit einer Einzugsgebietsfläche von 0,071 m² unter dem Ansatz eines durchflußwirksamen Porenvolumens von 14,5 % (vgl. Fig. 73) als Mittel über die Wegstrecke von der Oberfläche bis in eine Tiefe von 1,5 m zufriedenstellend möglich. Die Auswertungen der Sickerwasserraten (siehe Kap. 4.4.1.5.2.) ergaben für diese Meßstelle eine Mindermenge gegenüber parallel geschalteten Meßstellen in der gleichen Einbautiefe

und der gleichen Konstruktion. Es stellt sich die Frage, inwieweit der Markierungsversuch vom April 1993 und die Modellierungen mittels eindimensionaler Advektion-Dispersion-Modelle in der Lage sind, diese Frage näher zu beleuchten.

Für die Modellierung der Transportprozesse des Tracerversuches wurde das durchflußwirksame Porenvolumen als Kalibriergröße geschätzt. Unter der Annahme, daß die dominanten Fließraten im Bereich der Forschungsstation Wagna nur bei hohen Wassersättigungen (über Feldkapazität) möglich sind, können die durchflußwirksamen Porenvolumina in den einzelnen Horizonten der ungesättigten Zone aus den Bodenwassergehaltsmessungen durch die TDR-Sonden abgeleitet werden. Die Ergebnisse dieser Messungen auf der Maismonokulturparzelle der Forschungsstation Wagna (hier liegt auch die Meßstelle LSRR15) sind in Fig. 31 dargestellt. In den Feinbodenhorizonten werden Wassergehalte zwischen 30 und 40 Vol. %, in den Sand-Kies-Bereichen Werte zwischen 5 und 11 Vol. % gemessen, wobei diese Werte im Boden nur im Sommer aufgrund des Pflanzenentzuges charakteristisch unterschritten werden. Die schichten-gewichtete Zuordnung der einzelnen TDR-Sonden ergibt für den Bereich zwischen der Geländeoberfläche und der Meßtiefe in 150 cm einen mittleren Wassergehalt von 21,5 Vol. %, gleichzusetzen dem durchflußwirksamen Porenvolumen für jene Zeiten, in denen signifikante Wasserbewegung stattfindet.

Führt man nun die Modellierung des Stofftransportes, wie in Fig. 73 dargestellt, durch, legt jedoch ein effektives Porenvolumen von 21,5 % zugrunde und kalibriert das Modell unter Beibehaltung der Dispersionskoeffizienten durch eine Anpassung der berechneten an die gemessenen Konzentrationen, ergibt sich bei gleicher Kalibrationsqualität eine Wiederausbringungsrate von 56,52 % entsprechend einem Traceraustrag von 975 mg. Dividiert man nun die Wiederfindungsrate des kalibrierten Modells durch diejenige mit einem Porenvolumen von 21,5 % berechnete, so ergibt sich für die wirksame Einzugsgebietsgröße ein Korrekturfaktor von 0,693, d. h. die wirksame Einzugsgebietsgröße der Keramikplatte verringert sich entsprechend einem Plattendurchmesser von 25 cm gegenüber dem Einbaudurchmesser der Platte von 30 cm auf 0,049 m².

In Fig. 75 wurden die über den Faktor 1,44 korrigierten Neubildungswerte den an der Meßstelle LSRR15 gemessenen Sickerwassermengen gegenübergestellt. Im Vergleich dazu wurde auch die Summenlinie der Grundwasserneubildung, berechnet aus dem zeitlichen Verlauf der Grundwasserstandsganglinie (siehe Kap. 4.4.1.5.6.) dargestellt.

In Tab. 25 sind die Monats- und Jahressummen der korrigierten Sickerwassermengen am Kleinlysimeter LSRR15 auf der Maismonokulturparzelle der Forschungsstation Wagna aus dem Untersuchungszeitraum 1992 bis 1996 und die daraus berechneten mittleren Monats- und Jahresmittelwerte zusammengefaßt. Demnach errechnet sich eine mittlere jährliche Sickerwassermenge von 396 mm. Der Wert ist nahezu mit jenem aus der Grundwasserstandsganglinie berechneten (393 mm) ident. Vergleicht man diese Werte mit den Ergebnissen der Berechnung der Grundwasserneubildung aus dem Einschicht-Bilanzmodell unter der Verwendung der HAUDE-Formel zur Ermittlung der klimatischen Wasserbilanzgrößen (vgl. Kap. 4.4.1.5.3.), so liegen die Differenzen im Zeitraum 1992 bis 1995 bei < 1 mm (Einschicht-Bilanzmodell 372,13 mm, LSRR15 371,78 mm). Für diesen Zeitraum errechnet sich aus der Grundwasserstandsganglinie eine Neubildung von 368,14 mm/a.

Die außerordentlich gute Übereinstimmung der korrigierten Werte der Sickerwassermengen am Kleinlysimeter LSRR15 mit Ergebnissen aus anderen als signifikant erachteten Methoden zur Ermittlung der Grundwasserneubildung am Standort Wagna belegt die Bedeutung von Tracerexperimenten, wie sie am Standort Wagna durchgeführt wurden, zur Überprüfung der Meßeinrichtungen in der ungesättigten Zone. An-

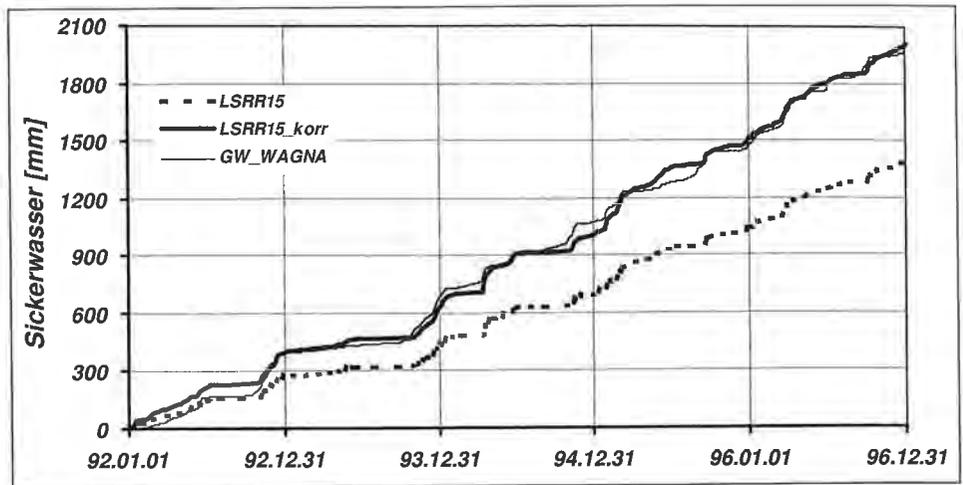


Fig. 75: Summenlinie der Sickerwassermenge an der Meßstelle LSRR15 im Zeitraum 1992 bis 1996, einerseits im Vergleich der gemessenen Werte zu den korrigierten Werten, andererseits zu den aus dem zeitlichen Verlauf der Grundwasserstandsganglinie abgeleiteten Neubildungsmengen.

Cumulative percolation water at observation point LSRR15 for the period 1992 to 1996: comparison of measured and corrected values on the one hand to groundwater recharge evaluated from the groundwater hydrograph on the other.

Tab. 25: Monats- und Jahressummen der korrigierten Sickerwassermengen (in mm) am Kleinlysimeter LSRR15 mit einer Einbautiefe von 150 cm auf der Maismonokulturparzelle von 1992 bis 1996 und daraus berechnete mittlere Monats- und Jahressummen.

Monthly and yearly corrected percolation water (in mm) at the field lysimeter LSRR15 (depth 150 cm) on the plot under maize monoculture for the period 1992 to 1996 and calculated mean monthly and yearly values.

	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	JAHR
1992	50,80	20,21	25,90	27,95	37,22	44,46	16,41	0,06	0,00	0,20	92,92	67,73	383,87
1993	11,32	5,83	7,54	6,75	31,82	8,15	0,10	0,00	0,00	7,11	58,86	94,86	232,33
1994	61,92	11,87	0,00	104,46	36,13	52,53	12,36	1,21	0,00	0,00	73,14	17,47	371,08
1995	79,94	71,90	83,64	21,00	34,79	57,73	18,14	0,30	59,15	27,95	13,47	31,83	499,84
1996	52,01	21,43	94,44	49,15	55,80	19,17	43,25	12,13	7,95	83,04	23,45	31,01	492,83
MITTEL	51,20	26,25	42,30	41,86	39,15	36,41	18,05	2,74	13,42	23,66	52,37	48,58	395,99

dererseits wird aber durch diese nahezu exakte Übereinstimmung der korrigierten Werte des Kleinlysimeters mit den Ergebnissen der Auswertung der Grundwasserstandsganglinie ein zusätzlicher Hinweis auf die Zulässigkeit des Auswerteverfahrens der Grundwasserstandsganglinie im Raum Wagna gelegt, da die resultierenden Größen mittels mehrerer voneinander vollkommen unabhängiger Verfahren gewonnen wurden.

4.4.2.4. Das Schneeschmelzereignis von 1996 als natürlicher Tracerversuch

Seit 1992 werden an der Forschungsstation Wagna an allen 26 Meßstellen Proben gezogen und auf deren ^{18}O -Gehalt untersucht. Die Verwendung des ^{18}O -Isotops als natürlicher Tracer repräsentiert in idealer Weise die Bewegung des Wassers in der un-

gesättigten Zone. Das Schneeschmelzwasser nach einem schneereichen Winter im März 1996 wurde durch Wasser eines Niederschlagsereignisses von 85,6 mm zwischen 2. und 5. 4. 1996 in der ungesättigten Zone tieferverlagert. Diese Verlagerung ist in den Verläufen der ^{18}O -Konzentration im Sickerwasser in den unterschiedlichen Meßtiefen nachvollziehbar. Dieses Schneeschmelzereignis stellt somit einen natürlichen Tracerversuch dar, der im Gegensatz zu den Tracerversuchen des Jahres 1993 unter eher nassen hydro-meteorologischen Randbedingungen auch während der Folgemonate verlief.

4.4.2.4.1. Grundlagen zur Verwendung von Sauerstoff-18 als Tracer

In natürlichen Wässern befinden sich unter 10^6 Wassermolekülen mit der Isotopenzusammensetzung $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ etwa 2000 Moleküle $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ mit dem schweren Sauerstoffisotop ^{18}O . Schon vor mehr als 60 Jahren wurde festgestellt, daß das Isotopenverhältnis der Wassermoleküle in der Natur nicht konstant ist. Ursache für diese Schwankungen sind Isotopenfraktionierungen bei allen Phasenumwandlungen. Isotopenaustausch, Diffusion und Dispersion sorgen dafür, daß die zunächst an den Grenzflächen stattfindenden Prozesse zu meßbaren Volumeneffekten in einer Wasserprobe werden. Die Isotopeneffekte haben qualitativ zusammengefaßt – als Ergebnis der Isotopenfraktionierungen – folgende Ursachen (H. MOSER & W. RAUERT, 1980):

- Bei der Verdunstung reichern sich die schweren Isotope im Wasser an, während sich bei der Kondensation die schweren Isotope im Wasserdampf abreichern. Analog tritt beim Gefrieren eine Abreicherung der schweren Isotope in der flüssigen Phase ein.
- Die Isotopenfraktionierung bei Phasenumwandlungen nimmt unter sonst gleichen Bedingungen mit abnehmender Temperatur zu.

Das ^{18}O -Isotop als Bestandteil des Wassermoleküls repräsentiert in seiner Eigenschaft einen „quasi-idealen“ Tracer, der die Wasserbewegung aufzeigt. Die ^{18}O -Gehalte werden in $\delta^{18}\text{O}$ -Werten als ‰-Abweichung von einem internationalen Standard (V-SMOW) angegeben. Die unterschiedlichen Temperaturverhältnisse in der Atmosphäre während des Jahres erzeugen in den ^{18}O -Gehalten der Niederschläge aufgrund von temperaturabhängigen Fraktionierungseffekten einen ausgeprägten Jahresgang mit Maximalwerten in den Sommer- und Minima in den Winterniederschlägen. Einzelne Niederschlagsereignisse selbst können aufgrund der Herkunft und Geschichte des Wasserdampfes Schwankungsbreiten in der Größenordnung des Jahresganges aufweisen (Fig. 76).

Das Wasser breitet sich in der ungesättigten Zone im allgemeinen geschichtet in vertikaler Richtung aus („Piston-flow-Modell“). Beim langsamen Vorbeifließen des sich vertikal bewegenden Sickerwassers bleibt, basierend auf der molekularen Selbstdiffusion genügend Zeit zum Austausch des bewegten Wassers mit dem in Poren stehenden Wasser und damit auch zur lateralen Homogenisierung des Sickerorganges (H. MOSER & W. RAUERT, 1980). Dieser Effekt wird noch dadurch verstärkt, daß die Wasserbewegung in der ungesättigten Zone bevorzugt in den engen Kanälen des Korngerüsts stattfindet, welche das Wasser durch die Kapillarkräfte stärker binden als weite Öffnungen.

Die horizontal geschichtete Sickerwasserbewegung wird erst dort unterbrochen, wo die Differenzen zwischen einzelnen Sickerwegen die Diffusionslänge überschreiten. In diesen Fällen ergeben sich lokale Verzerrungen des Strömungsfeldes, die zu hydrodynamischen Dispersionsvorgängen führen können. Derartige Effekte treten bei lokalen Änderungen der Infiltrationsrate und Inhomogenitäten im Horizontalprofil des durchflossenen Lockergesteins auf. Insbesondere kann Luft, die vom Sickerwasser eingeschlossen und umströmt wird, zu einer starken Dispersion führen.

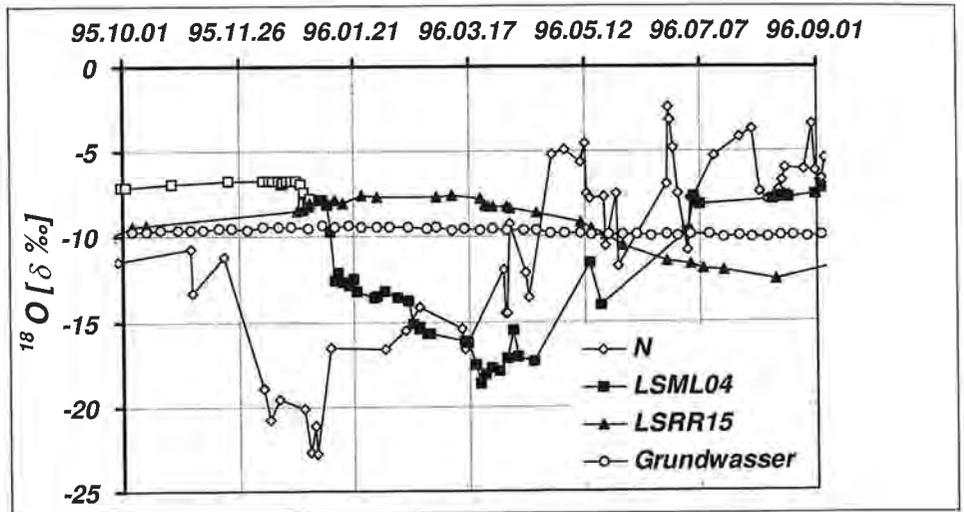


Fig. 76: Ganglinie der ^{18}O -Konzentration im Niederschlag (N), im Sickerwasser der ungesättigten Zone (LSML04, LSRR15) und in der gesättigten Zone (Grundwasser) während eines hydrologischen Jahres.
 Time series of ^{18}O contents in precipitation (N), in the unsaturated zone (LSML04, LSRR15) and in the saturated zone (Grundwasser) during one hydrologic year.

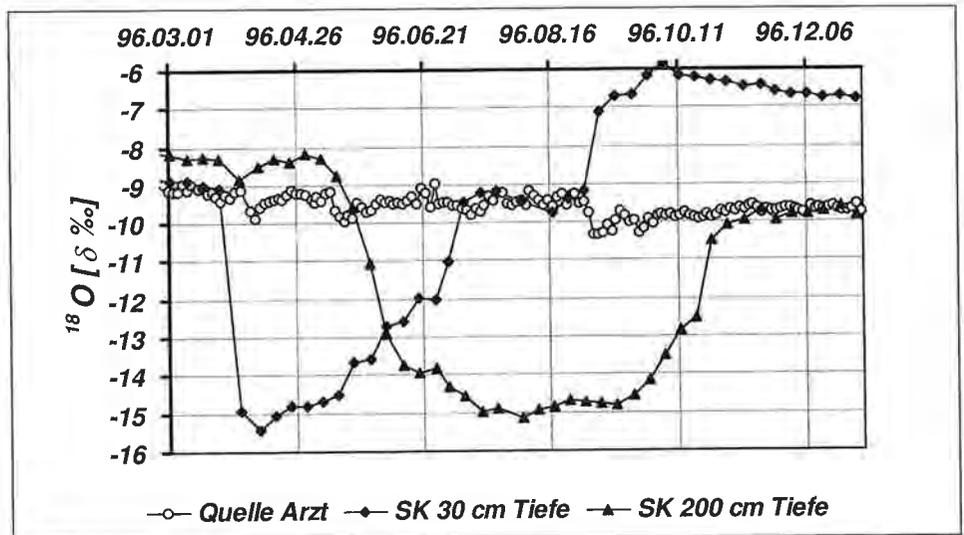


Fig. 77: Ganglinie der ^{18}O -Konzentration im Sickerwasser der ungesättigten Zone (SK 30 in 30 cm Tiefe, SK 200 in 200 cm Tiefe) und in der gesättigten Zone (Quelle Arzt) in der Verwitterungsdecke eines kristallinen Einzugsgebietes, in dem die Wassersättigung während des gesamten Beobachtungszeitraumes im ungesättigten Bereich nicht unter Feldkapazität abfiel.
 Time series of ^{18}O content in the unsaturated zone (SK 30 at a depth of 30 cm, SK 200 at a depth of 200 cm below surface) and in the saturated zone (Quelle Arzt) in the weathered layer of a crystalline catchment. The water saturation in the unsaturated zone was higher than field capacity during the whole observation period.

Die auch in vertikaler Richtung wirksame molekulare Diffusion vergrößert die vertikale Mächtigkeit einer betrachteten Wasserschicht während der Sickerung durch die ungesättigte Zone.

Dieser Vermischungsprozeß wird auch durch den Wassergehalt der jeweiligen Bodenschicht in der ungesättigten Zone beeinflusst: Je niedriger der Wassergehalt, desto stärker ist die Dispersion wirksam, was auch zu einer entsprechenden Abflachung des Tracerpeaks führt. Dieser Vorgang ist in Fig. 76 ersichtlich, wo einerseits im Bereich des Feinbodens (LSML04) der jahreszeitliche Wechsel zwischen hoher Wassersättigung im Winter und Frühjahr und geringen Wassergehalten während der Sommermonate (Wasserentzug durch die Transpiration der Kulturpflanzen) eine Verminderung der Amplitude der ^{18}O -Konzentration im Sickerwasser gegenüber dem Niederschlag bewirkt, andererseits im Bereich der ungesättigten Sande und Kiese (LSRR15) die Wassergehalte und auch die Wassersättigung während des gesamten Jahres sehr niedrig liegen (Porenvolumen etwa 20–25 %, maximale Wassergehalte zwischen 5 und 10 %), was im Sickervorgang zu einer sehr deutlichen Verminderung der Schwankung des ^{18}O -Gehaltes im Jahresverlauf führt.

Im Vergleich dazu ist in Fig. 77 der Verlauf der ^{18}O -Konzentration in der ungesättigten und gesättigten Zone der Verwitterungsdecke in einem kristallinen Einzugsgebiet (Einzugsgebiet Höhenhansl im Raum Pöllau – Oststeirisches Randgebirge, beschrieben in H. ZOJER et al., 1996) unter Wiesennutzung dargestellt. Aufgrund der hier herrschenden Niederschläge sinkt in der ungesättigten Zone der Wassergehalt während des gesamten Beobachtungszeitraumes nicht unter Feldkapazität ab. Der Aufbau der ungesättigten Zone ist im Vergleich zu jenem im Leibnitzer Feld im großen und ganzen wesentlich homogener (keine unterlagernden Schotter, sondern durchgehend schluffig-sandige Verwitterungsprodukte aus Schiefer und Gneisen), obwohl im Detail durch Markierungsversuche eine hohe Makroporendichte nachgewiesen werden konnte (H. THEURETZBACHER, 1997). Im Vergleich der Ganglinien der ^{18}O -Konzentration in 30 cm Tiefe und in 200 cm unter GOK ist zwar eine Verlängerung der Durchgangszeit des Schneeschmelz- und Niederschlagsereignisses vom 3. 4. 1996, aber praktisch keine Verringerung der Schwankungsbreite erkennbar. Aufgrund der hohen Sättigung ist eine Vermischung des Ereigniswassers mit dem in den Poren der ungesättigten Zone gespeicherten Wasser nur eingeschränkt möglich, der Transportprozeß folgt in erster Linie dem „Piston-flow-Modellansatz“.

Im Zuge der Verlagerung des infiltrierenden Niederschlags im Boden und in den ungesättigten Sanden und Kiesen bis zur gesättigten Zone kommt es in Abhängigkeit von den dominierenden Prozessen, die die Bewegung steuern, zu einer Zeitverschiebung der Maxima und Minima und zu einer mehr oder minder starken Verringerung der Amplitude. In der gesättigten Zone, in der in den Porenaquiferen die dispersiven Prozesse überwiegen, erfolgt in Abhängigkeit von der Aufenthaltsdauer des Wassers eine weitere Dämpfung der Schwankung der ^{18}O -Konzentration. Aus gemessenen Konzentrationsganglinien der einzelnen Komponenten des Systems im Jahresverlauf (Fig. 76) lassen sich Rückschlüsse auf die dominierenden Prozesse ziehen.

4.4.2.4.2. Untersuchungsdurchführung und Ergebnisse

Input, Neubildung

In Fig. 78 ist die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge und deren ^{18}O -Gehalte im Zeitraum 1. 10. 1995 bis 30. 9. 1996 dargestellt. Die Niederschläge des Dezember 1995 fielen in Form von Schnee und weisen besonders niedrige ^{18}O -Konzentrationen auf (–23 bis –18 ‰).

Diese Werte unterscheiden sich deutlich von den vorangehenden und folgenden, so daß die Niederschläge aus diesem Zeitraum ein deutliches Inputsignal darstellen. Die intensiven Frühjahrsniederschläge Anfang April 1996 zeigen ^{18}O -Gehalte zwischen -15 und -10 ‰. Erst ab Mai weisen die Niederschläge ein für den Sommer typisches Niveau auf.

Anhand der Meßdaten an einem Gefäßlysimeter (Fig. 79) ist erkennbar, daß die Neubildungsvorgänge von den Niederschlägen und den Schneeschmelzereignissen gesteuert werden. Charakteristisch dafür ist der Verlauf der ^{18}O -Gehalte aus den Sickerwasserproben: Langsam einsickerndes Schneeschmelzwasser (20. 2. bis 30. 3. 1996) zeigt einen relativ langsamen aber stetigen Abfall der ^{18}O -Konzentration, das darauf folgende intensive Niederschlagsereignis zwischen 2. und 5. 4. 1996 verlagert das im Boden gespeicherte Wasser in einem plötzlichen Schub. Durch den hohen Anteil an Winter-niederschlagswasser sinkt die ^{18}O -Konzentration deutlich ab. Das darauf folgende Neubildungsereignis Mitte Mai 1996 ist von ähnlicher Intensität, in der Isotopenganglinie ist allerdings kaum eine Veränderung zu erkennen, da das zu diesem Zeitpunkt austromende Wasser sich in seiner Konzentrationsverteilung nicht von dem vorher abgeflossenen unterscheidet. Erst die Lysimeterwerte von Anfang Juli 1996 zeigen einen deutlichen Anstieg der ^{18}O -Werte, ein Hinweis darauf, daß zu diesem Zeitpunkt in etwa die Niederschlagswasser vom April 1996 und teilweise auch bereits jene vom Mai 1996 austreten.

Die Schneeschmelze 1996 als Neubildungsereignis

In Fig. 80 ist der Durchgang des Winter-niederschlagswassers in einer Tiefe von 70 cm unter GOK im Vergleich zur Niederschlags- und Neubildungsverteilung dargestellt. Die Neubildungsverteilung nach der Zeit wurde nach der in Kap. 4.4.1.5.5. vorgestellten Methode aus der Ganglinie des Grundwasserspiegels an der Grundwassermeßstelle Wagna I (vgl. Fig. 55) ermittelt.

Durch das Abschmelzen der Schneedecke im nahezu niederschlagsfreien März sickert isotopisch leichtes Winter-niederschlagswasser in 70 cm Tiefe durch. Der Durchmischungsprozeß mit dem gespeicherten Bodenwasser mit höheren ^{18}O -Gehalten schreitet in dieser Zeit bereits so weit fort, daß das durch das Neubildungsereignis Anfang April hervorgerufene schubweise Fortbewegen des Wassers im Vergleich zur Lysimeterganglinie in Fig. 79 wesentlich schwächer ausgeprägt ist. Nach Ende dieses Neubildungsereignisses ist das Minimum der ^{18}O -Konzentration erreicht. Der folgende Teil der ^{18}O -Ganglinie zeigt das Vorbeiströmen von Mischwasser aus Winter-niederschlägen und längerfristig gespeichertem Bodenwasser in der Meßtiefe mit praktisch gleichbleibenden Konzentrationen.

Im Neubildungsereignis von Mitte Mai wird deutlich die Existenz präferentieller Fließwege dokumentiert. Die ^{18}O -Konzentration im Sickerwasser steigt signifikant um $1,5$ ‰ an. Kurzfristig kommt Wasser aus den Niederschlägen Anfang April zum Abfluß, danach sinken die ^{18}O -Werte wieder annähernd auf das Niveau von -15 ‰ ab. Dem im Boden gespeicherten Wasser wird aufgrund des hydraulischen Druckes ausgelöst durch die Niederschläge kurzfristig über bevorzugte Wasserpfade Wasser aus höheren Bodenschichten zugeführt, was in der Isotopenganglinie in dem deutlich sichtbaren kurzzeitigen Anstieg der Konzentrationen zu erkennen ist (Fig. 80).

In Fig. 81 ist der Verlauf der ^{18}O -Konzentration im Sickerwasser der Meßstelle LSMR06, einem Monolithlysimeter mit einer Bodenunterkante in 60 cm Tiefe unter Maismonokultur dargestellt. Obwohl nur 10 cm höher gelegen als die Meßstelle LSMR07 (vgl. Fig. 80) bewirkt die Grundwasserneubildung Mitte Mai 1996 einen Anstieg der

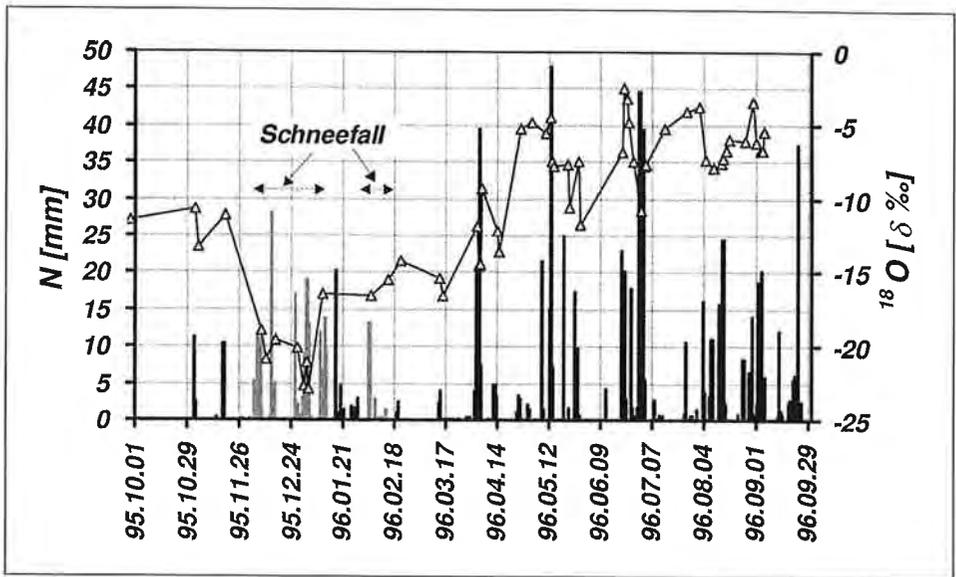


Fig. 78: Niederschlagstagesummen (graue Stäbe = Schneefall) und zugehörige ^{18}O -Konzentrationen im Zeitraum 1. 10. 1995 bis 30. 9. 1996.

Daily sum of precipitation (grey bars = snow) and respective ^{18}O concentration from October, 1st, 1995 to September, 30th, 1996.

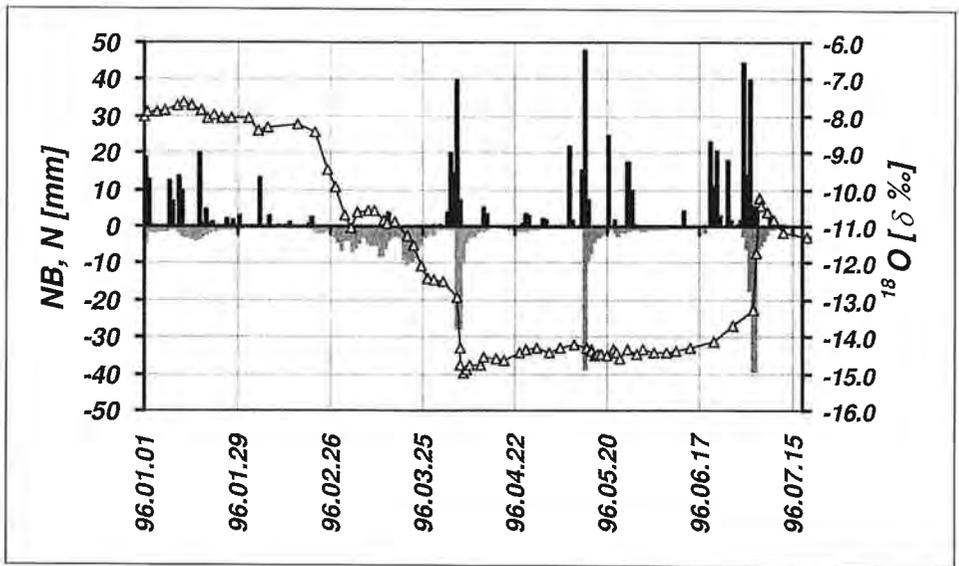


Fig. 79: Abhängigkeit des Isotopengehaltes im Sickerwasser von Neubildungsimpulsen (graue Stäbe, NB) bzw. Niederschlagsereignissen (schwarze Stäbe, N) unterschiedlicher Ausprägung am Beispiel des Gefäßlysimeters mit Maismonokultur.

Interdependency between isotope content in percolation water and groundwater recharge events (grey bars, NB) or precipitation events (black bars, N) exemplified on the outflow of a lysimeter tank covered with maize in monoculture.

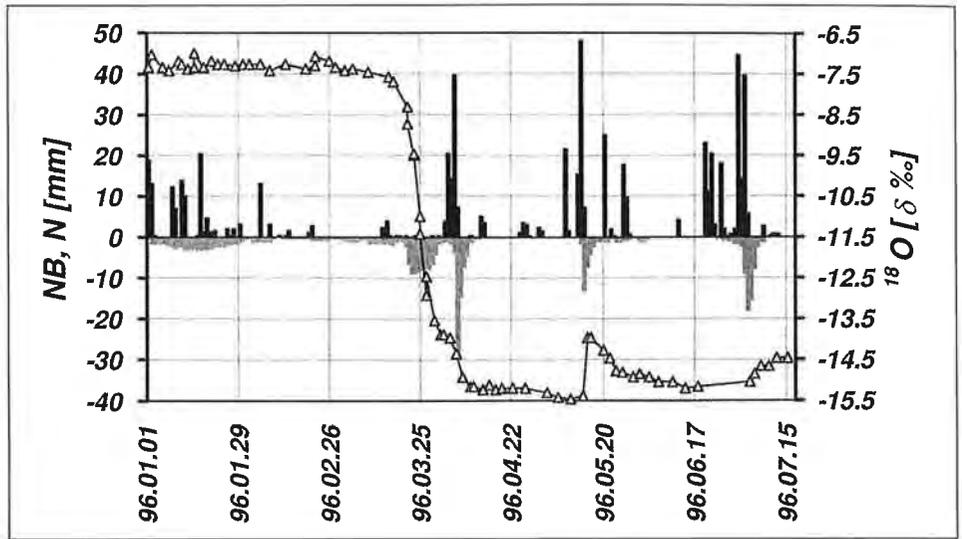


Fig. 80: Das Schneeschmelzereignis 1996 an der Meßstelle LSMR07 (Monolith, 70 cm tief, Maismonokultur) zur Visualisierung von Piston flow-, „präferential flow-“ und „dispersial flow-Effekten“. NB – Neubildung; N – Niederschlag.
 Snow melt event 1996 on observation point LSMR07 (monolith, depth of 70 cm, maize monoculture plot) for visualising Piston flow, preferential flow and dispersial flow effects. NB – groundwater recharge; N – precipitation.

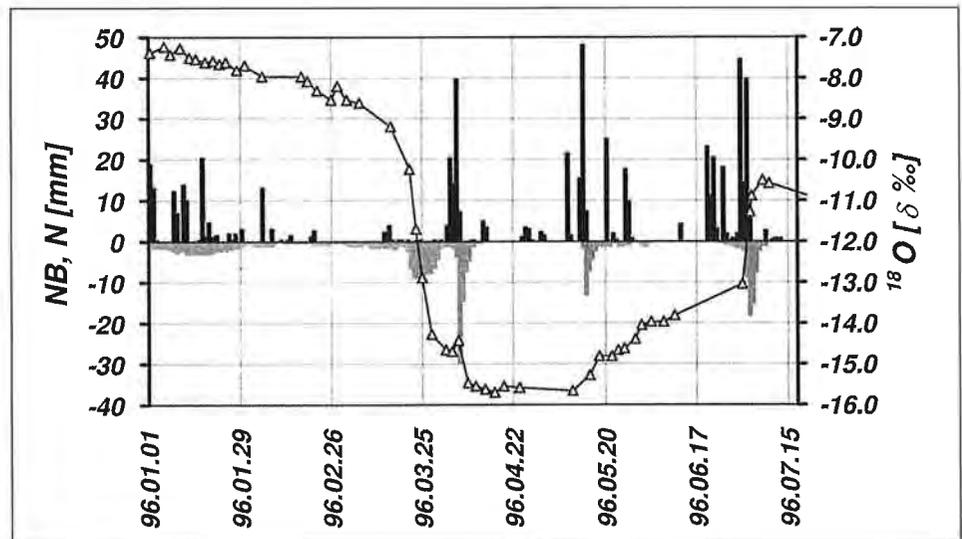


Fig. 81: Das Schneeschmelzereignis 1996 an der Meßstelle LSMR06 (Monolith, 60 cm tief, Maismonokultur) zur Visualisierung von Piston flow-, „präferential flow-“ und „dispersial flow-Effekten“. NB – Neubildung; N – Niederschlag.
 Snow melting events in 1996 at observation point LSMR06 (monolith, depth of 60 cm, maize monoculture plot) for visualisation of Piston flow, preferential flow and dispersial flow effects. NB – groundwater recharge; N – precipitation.

^{18}O -Konzentration. Das infiltrierende Wasser aus den Niederschlägen Anfang April kommt hier zum Abfluß und verbleibt dann nach Ende des Neubildungsvorganges in dieser Tiefe. Im Gegensatz zu LSMR07 zeigt sich an der 60 cm tiefen Meßstelle (LSMR06, Fig. 81) im Zuge des Ereignisses Anfang April die Auswirkung präferentieller Fließwege: Über Makroporen abfließendes Wasser erreicht diese Meßtiefe, was kurzfristig zu einem Anstieg der ^{18}O -Werte führt. In der Folge dominiert aber wieder Wasser aus dem Transport über die Matrix.

Klar ersichtlich ist in Fig. 81 auch die Auswirkung der als langsamer Prozeß vor sich gehenden Schneeschmelze von Jänner bis März, die in dieser geringen Tiefe zu einer kontinuierlichen leichten Abnahme der ^{18}O -Gehalte im Sickerwasser führt. Die obersten Bodenschichten werden sukzessive mit Winterniederschlagswasser aufgefüllt, die Verlagerung nach unten erfolgt allerdings sehr langsam und ist bis Mitte März – dem Zeitpunkt der Hauptschneeschmelze des Winters 1995/96 in Tiefen von 70 cm noch nicht erkennbar (Fig. 80). Die Niederschläge Ende Juni 1996 und die darauf folgende Neubildung bringen das Niederschlagswasser aus den Ereignissen Mitte Mai in eine Tiefe von 60 cm (Fig. 81), in 70 cm Tiefe (Fig. 80) sind zu diesem Zeitpunkt erst die Niederschläge Anfang April zu detektieren.

Das Schneeschmelzwasser in der Tiefenverlagerung

Figur 82 zeigt die Tiefenverlagerung des Sickerwassers im Oberboden und in den ungesättigten Sanden und Kiesen der quartären Talfüllung am Verlauf der ^{18}O -Gehalte in den Analysen des Sickerwassers aus unterschiedlichen Entnahmetiefen.

Im Zuge dieser Tiefenverlagerung, bei der durch die Dämpfung des Inputsignals auch die dispersive Komponente des Flusses deutlich sichtbar wird, sind Merkmale zu beobachten, die im folgenden zusammengefaßt werden können:

- Die Bewegung durch die feinklastischen Schichten des Oberbodens (sie wird durch die Monolithlysimeter ML04, ML07 und ML11 erfaßt) zeigt sehr akzentuierte Reaktionen des ^{18}O -Gehaltes auf Neubildungsvorgänge. Piston-flow-Effekte stehen hier im Vordergrund. Einzelne Spitzen in der Ganglinie sind eindeutig in ihrer Tiefenverlagerung zu erfassen. Die Durchmischung des Infiltrationswassers mit dem Bodenwasser zeigt sich in einer Verringerung der Amplitude mit zunehmender Tiefe.
- Der Vergleich der Ganglinien des Monolithlysimeters ML07 und der Saugkerze SL10 zeigt den Unterschied in den Probennahmesystemen. Während im Monolithysimeter aufgrund seiner Konstruktion das durch einen Quader mit der Grundfläche von 50×70 cm einsickernde Wasser aufgefangen und beprobt wird, widerspiegelt das Probenmaterial aus der Saugkerze den eher kurzfristigen Wasserfluß im Zuge von Ereignissen. Da Saugkerzen eher den bevorzugten Wasserfluß repräsentieren, ist die Abminderung des ^{18}O -Gehaltes im Wasser der Saugkerze signifikant geringer. Winterniederschläge erreichen nach geringerer Durchmischung mit dem Bodenwasser die Saugkerzen, als dies im Falle von Lysimeterbeobachtungen der Fall ist.
- Der Wasserfluß, der über die Saugkerze detektiert wird, ist demgemäß auch schneller als derjenige, der in den monolithischen Lysimetern erfaßt werden kann. Dies verdeutlicht das frühere Eintreffen des Winterniederschlags in der Saugkerze SL10 im Vergleich mit dem Monolithen ML11, der in annähernd gleicher Tiefe eingebaut ist und auch den gleichen Profilaufbau aufweist.
- Auch in den Monolithlysimetern auf der Maismonokulturparzellenseite (MR06 und MR07) zeigen sich die unterschiedlichen am Wasserfluß beteiligten Prozesse: Die Winterniederschläge erreichen aufgrund der herrschenden hohen Sättigung prak-

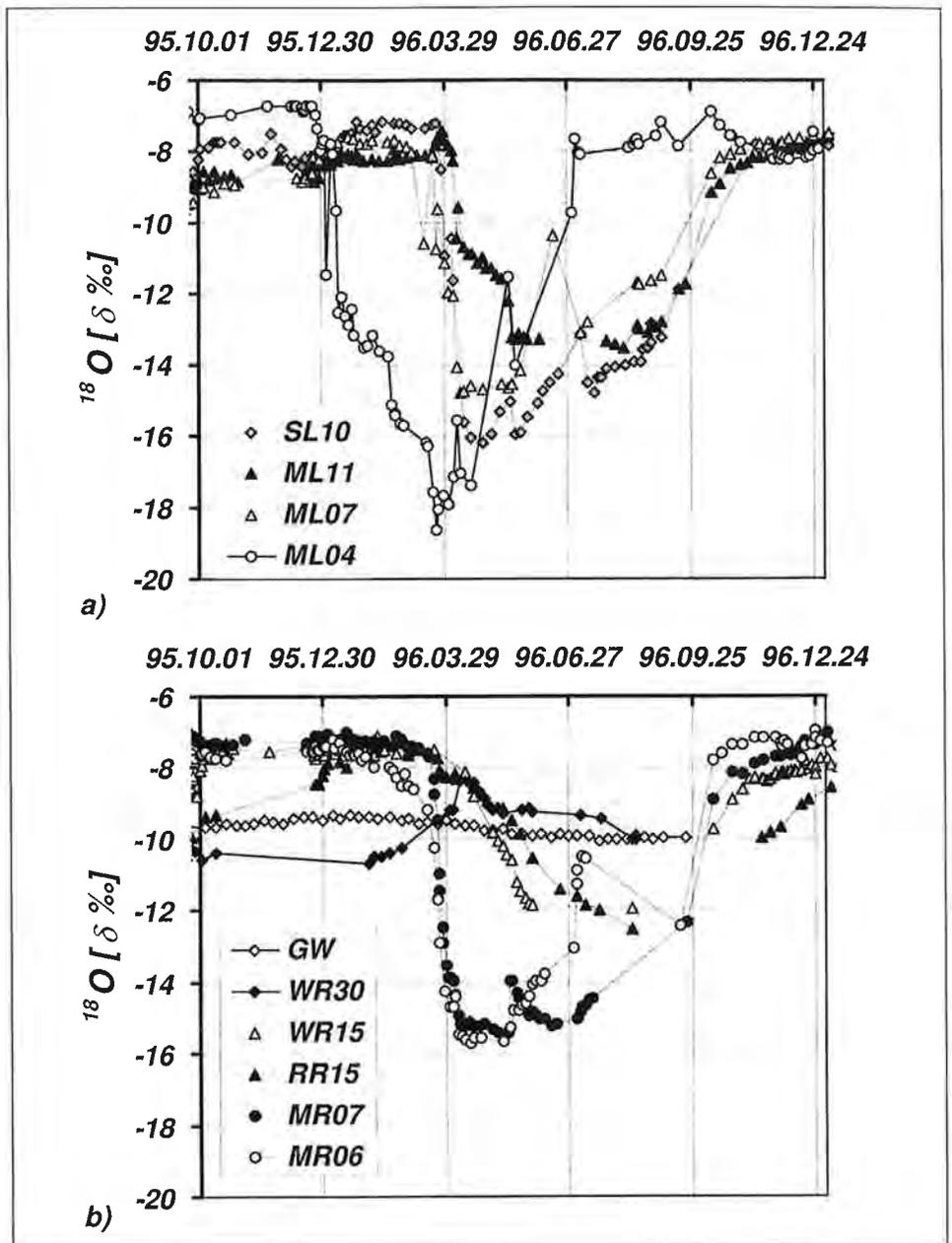


Fig. 82: Die Tiefenverlagerung des Sickerwassers in der ungesättigten Zone detektiert an den Analysen der ^{18}O -Gehalte in den Schichten des Oberbodens (a) und in den ungesättigten Sanden und Kiesen (b). Die beiden letzten Ziffern in der Bezeichnung repräsentieren die Entnahmetiefe in dm unter der Geländeoberkante, die Buchstaben bezeichnen die Entnahmeart. Movement of percolation water in the unsaturated zone evaluated from the analyses of ^{18}O contents in the soil (a) and in the unsaturated gravels and sands (b). The numbers in the labels represent the depth below surface in dm, letters mark the sampling method.

tisch gleichzeitig die beiden in ihrer Einbautiefe um 10 cm differierenden Meßstellen Anfang April 1996. Die Niederschläge im Mai 1996, die bereits höhere ^{18}O -Werte aufweisen, bewirken an der seichteren Meßstelle einen anhaltenden Anstieg der Konzentrationen, während bis in 70 cm Tiefe nur geringe Anteile der Frühjahrsniederschläge über präferentielle Fließwege eindringen.

- Der Wasserfluß in den ungesättigten Sanden und Kiesen (WR15 und RR15: Saugplatten-Kleinlysimeter) ist durch die gegenüber dem feinklastischen Oberboden größere Bedeutung des dispersiven Flusses charakterisiert.
- Die lokale Variabilität wird an den ^{18}O -Ganglinien der beiden in 150 cm unter GOK im Sand-Kies-Bereich installierten Kleinlysimeter erkennbar. Die Meßstelle RR15 zeigt eine deutliche Verzögerung des Flusses gegenüber WR15, obwohl diese Meßstellen in einer Horizontalentfernung von nur 2 m eingebaut sind.
- Die Winterniederschläge aus dem Dezember 1995 sind im September 1996 in einer Tiefe von 1,5 m erfassbar. Die Verlagerungsgeschwindigkeit in der ungesättigten Zone bis in diese Tiefe beträgt bei hohen Sättigungsgraden im gesamten Frühjahr etwa 2 m/a. Der Vergleich der Verlagerung der Winterniederschläge aus dem Dezember 1995 durch die ungesättigte Zone mit den Ergebnissen des Markierungsversuches vom April 1993 (vgl. Kap. 4.4.2.3.4.) zeigt, daß die Sickergeschwindigkeit bis in eine Tiefe von 1,5 m in einem eher feuchten Jahr von etwa 1,5–1,8 m/a auf ca. 2 m/a ansteigt. Die Verweilzeit bis in eine Tiefe von 1,5 m liegt im Jahr 1996 bei etwa neun Monaten.
- Die Analyseergebnisse der Sickerwässer aus der Meßstelle WR30 (Kleinlysimeter in 3 m Tiefe) zeigen das Auftreten der Neubildung aus den Sommerniederschlägen im Frühjahr und die tiefsten Werte im September. Wie aus flächenhaften Markierungsversuchen und der Auswertung der Nitratverlagerung bekannt ist, können die Sickerwasserproben des September 1996 nicht die Winterniederschläge von 1995/96, sondern nur jene aus 1994/95 repräsentieren.
- Die große Bedeutung des dispersiven Flusses in den Kiesen und Sanden der ungesättigten Zone und auch im gesättigten Bereich verdeutlicht sich auch in der nur noch schwach ausgeprägten Amplitude im ^{18}O -Gehalt des Grundwassers (Meßstelle GW) von etwa 0,5 ‰.

4.4.2.4.3. Schlußfolgerungen

Aus der Auswertung der ^{18}O -Analysen von Sickerwasserproben aus unterschiedlichen Tiefen lassen sich wertvolle Schlüsse über die vertikale Verlagerung des Niederschlagswassers ziehen:

- Der Fließvorgang in der ungesättigten Zone ist eine Mischung aus präferentiellem Fluß über Makroporensysteme, einer Weiterbewegung durch den „Piston-flow-Effekt“ und dem dispersiven Matrixfluß. Eine korrekte numerische Nachbildung kann nur unter Einbeziehung aller Fließprozesse erreicht werden.
- Makroporenfluß und „Piston-flow-Effekt“ sind im feinklastischen Boden deutlich signifikanter ausgeprägt als in den ungesättigten Sanden und Kiesen, in denen der dispersive Fluß dominiert.
- Die treibenden Kräfte für die Fließbewegung in der ungesättigten Zone sind einerseits Schneeschmelzereignisse, die sich in eher dispersiven Verlagerungen spiegeln und andererseits Neubildungsvorgänge aufgrund von Niederschlagsereignissen, die den dominanten Charakter der „schiebenden“ Wasserbewegung dokumentieren.
- Aufgrund der Heterogenität des Sedimentaufbaues sind hohe Variabilitäten in der horizontalen Verteilung der Neubildung und auch der Verlagerungsgeschwindig-

keiten zu erkennen. Es müssen Möglichkeiten gesucht werden, die dafür maßgeblichen Parameter (Schichtmächtigkeiten, bodenphysikalische Eigenschaften der Schichtglieder) flächenhaft zu erfassen, um Inputdaten ausreichender Qualität für eine numerische Modellierung zu erhalten.

- Mittlere Verlagerungsgeschwindigkeiten von 2 m/a zeigen eine hohe und bis heute zu wenig beachtete Schutzfunktion von natürlich gelagerten ungesättigten Deckschichten für das Grundwasser, wobei deren Ausbildung in Form von Kiesen und Sanden aufgrund der geringeren Bedeutung präferentieller Flüsse auch für die Aufenthaltszeit von Schadstoffen und der daraus abzuleitenden Reaktionszeit auf Schadensfälle eine neue Bewertung erfahren muß. Die Schutzfunktion hinsichtlich bakteriologischer Belastungen wäre durch Untersuchungen des Transportes von Keimen und Bakterien durch die ungesättigte Zone zu hinterfragen.

4.4.3. Stoffhaushalt

Das Wasser der ungesättigten Zone ist infiltriertes Niederschlagswasser, das während seines Aufenthaltes in diesem Bereich unter dem Einfluß der Schwerkraft in Richtung Grundwasser absinkt oder zeitweise unter dem Einfluß der Kapillarkräfte des Bodens festgehalten oder zum Aufsteigen gezwungen wird. Das Sickerwasser steht in enger Wechselbeziehung zum Adsorptions- und Kapillärwasser sowie zu dessen Inhalt an chemischen Stoffen. Das Niederschlagswasser ändert bereits seine chemische Beschaffenheit, wenn es beim Auftreffen auf Erdoberfläche und Vegetation mit löslichen oder suspendierbaren Stoffen in Kontakt kommt, die es beim Einsickern in den Untergrund einbringt.

Der Stoffkreislauf in der Natur unterliegt wechselseitigen Beziehungen zwischen Boden, Luft, Wasser, der Fauna und Flora und dem Menschen. Der überwiegende Teil der Bodennährstoffe stammt aus den Ausgangsgesteinen, ist also nativ. Weitere Teile gelangen über die Düngung und den Eintrag aus der Atmosphäre in den Boden. Hier liegen sie als Salze, adsorbiert bzw. austauschbar an der Oberfläche anorganischer und organischer Adsorbentien, in schwer austauschbarer Form in den Zwischenschichten von Tonmineralen, in der organischen Substanz, in der Biomasse oder immobil als Gitterbaustein in Silikaten vor.

Der Übergang eines schwer oder nicht löslichen Stoffes in die Bodenlösung wird als Mobilisierung oder Nachlieferung, der umgekehrte Vorgang als Immobilisierung bzw. Fixierung bezeichnet. Austauschvorgänge werden über die Begriffe Desorption und Adsorption beschrieben. Mineralisierung ist der mikrobielle Abbau organischer Substanz und Überführung in einfache anorganische Stoffe.

Bei den Kulturböden ist der Gehalt an leicht verfügbaren Nährstoffen von besonderer Bedeutung. Die Nährstoffbilanz eines Bodens ergibt sich aus den Nährstoffverlusten (Entzug durch die Pflanzen, Auswaschung, Erosion, Immobilisierung, Entweichen gasförmiger Verbindungen in die Atmosphäre) und der Nährstoffzufuhr – im wesentlichen Düngung. Nicht zu vernachlässigen ist die Zufuhr von Nährstoffen über die Niederschläge.

Unter dem Einfluß der Niederschläge werden die Nährstoffe im humiden Klimabereich mit dem Sickerwasser im Boden nach unten verlagert und zum Teil aus dem Wurzelraum ausgewaschen. Der Grad der Auswaschung ist abhängig von Menge und Konzentration des Sickerwassers. Die Auswaschung ist nicht nur im Hinblick auf eine Verminderung des Gehaltes der Böden an leicht verfügbaren Nährstoffen von Bedeutung, sondern sie gefährdet in zunehmendem Maße die Qualität von Oberflächen- und Grundwasser.

Von den Kationen werden in Böden humider Klimate Ca-Ionen, gefolgt von den Mg-Ionen ausgewaschen. Von den Anionen ist auf Ackerstandorten neben der in weiterer Folge detailliert zu besprechenden Nitratauswaschung die Auswaschung von HCO_3 -Ionen und von Cl-Ionen von Bedeutung.

Den Altersschichten der Porenlösungen der wasserungesättigten Zone entsprechen hydrochemische Schichten mit unterschiedlichen Eigenschaften. Die Sickerwasserbewegung nach einem Niederschlagsereignis stört das örtliche chemische Gleichgewicht zwischen Porenlösung und Festsubstanzen und löst geochemische Prozesse in Richtung auf eine neue Gleichgewichtseinstellung aus. Durch diese Vorgänge und durch laterale Diffusion zeigt sich nach einiger Zeit eine schichttypische Wasserbeschaffenheit, die je nach der Verweilzeit der Porenlösung und der Reaktionskinetik der ablaufenden Prozesse einem Gleichgewichts- oder Ungleichgewichtszustand gegenüber den Feststoffen entspricht. Die Änderung der chemischen Zusammensetzung der Sicker- und Grundwässer gegenüber dem ursprünglichen Regenwasser ist so erheblich, daß für eine quantitative Auswertung der Stofftransportraten konservative, geochemisch inerte Stoffe herangezogen werden müssen, um das geochemische Schicksal einer bestimmten Wassereinheit bei der Durchsickerung der ungesättigten Zone bis zur Grundwasser Oberfläche verfolgen zu können (siehe Kap. 4.4.2.).

Der wesentliche Unterschied der Grundluft gegenüber der Atmosphäre zeigt sich in einer Verminderung des Sauerstoffgehaltes und einer Erhöhung des Kohlendioxidanteiles. Ihre Zusammensetzung wird durch den biologischen Sauerstoffverbrauch und die CO_2 -Produktion, durch Lösungs- und Absorptionsprozesse an den Untergrundmaterialien und dem unterirdischen Wasser und schließlich durch den Gasaustausch mit der Atmosphäre bestimmt. Die Unterschiede sind umso größer, je schwieriger der Austausch zwischen beiden Luftvorkommen ist. Dieser Gasaustausch vollzieht sich über zwei Grenzflächen, die das Grundwasser, die Grundluft und die Atmosphäre trennen. Von der Größe und Wirksamkeit der Sauerstoffzufuhr aus der Atmosphäre hängt es ab, ob anaerobe oder aerobe Verhältnisse im Grundwasser herrschen. Bei Oxidations- und Abbauvorgängen im wasserungesättigten Bereich wird Sauerstoff verbraucht, der aus der Atmosphäre nachgeliefert und im Wasser ständig neu gelöst wird.

4.4.3.1. Hydrochemie der Sickerwässer

Im Rahmen des Sickerwasser-Monitorings an der Forschungsstation Wagna wird auch die hydrochemische Zusammensetzung der Bodenlösung, die mit Hilfe von Saugkerzen abgetrennt wird, untersucht. Diese unterscheidet sich, wie Tab. 26 zu entnehmen ist, grundlegend vom Niederschlag. In Tab. 26 sind die Analysenergebnisse von Sickerwasserproben aus unterschiedlichen Entnahmetiefen auf den beiden untersuchten Parzellen im Vergleich zur hydrochemischen Zusammensetzung des Grundwassers zu einem Meßtermin im Frühjahr 1993 dokumentiert.

Aus den Sicker- und Grundwasserproben im Zeitraum April 1996 bis März 1997 sind an der Forschungsstation Wagna von beiden tiefengestaffelten Entnahmeprofilen hydrochemische Analysen zur Charakterisierung von Sicker- und Grundwasser verfügbar. Aufgrund des Sickerwasseranfalles ist die Probenanzahl in den verschiedenen Meßtiefen unterschiedlich. Mit Ausnahme der Meßstelle LSMR04 (Monolithysimeter in 40 cm unter GOK auf der Maismonokulturparzelle) mit nur 29 Einzelproben stehen an allen Meßstellen zwischen 60 und 120 Einzelproben zur Beschreibung der hydrochemischen Zusammensetzung zur Verfügung.

Von allen Proben wurde die elektrische Leitfähigkeit, die Probenahmetemperatur und der pH-Wert im Feld während der Probenahme gemessen. Im Labor wurden ne-

Tab. 26: Ergebnisse der hydrochemischen Sicker- und Grundwasseranalysen vom Frühjahr 1993.
Results of hydrochemical analysis of percolation water and groundwater in spring 1993.

Meßstelle	LSMR06	LSMR07	LSWR15	LSML04	LSMLO7	LSML11	LSSL11	LSWL15	LSWL30	GW
Datum	93.03.26	93.03.26	93.04.02	93.03.26	93.03.26	93.03.26	93.04.02	93.03.26	93.04.02	93.03.26
Temperatur (°C)	7,3	7,2	7,2	7,2	7,2	7,1	7,3	7,1	3,8	10,0
el. Leitfähigkeit (µS/cm b. 25° C)	217	289	700	427	453	384	381	1392	1198	622
pH Wert (-)	7,79	7,41	8,11	7,47	7,59	7,57	7,90	7,58	8,11	7,20
Na ⁺ (mg/l)	4,29	4,31	5,21	4,06	5,13	3,62	3,73	6,03	11,85	16,13
K ⁺ (mg/l)	5,20	7,34	4,28	3,14	1,82	0,64	0,55	2,90	2,38	2,22
Mg ²⁺ (mg/l)	2,50	3,39	10,01	6,56	4,84	4,65	3,41	18,56	40,66	33,14
Ca ²⁺ (mg/l)	26,88	35,48	133,40	73,79	64,04	61,09	35,84	303,00	165,00	25,94
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	24,39	9,99	200,00	250,19	179,99	150,00	50,00	420,00	249,00	327,09
Cl ⁻ (mg/l)	1,69	4,67	4,65	2,45	4,16	5,26	4,53	15,63	9,11	10,68
NO ₃ ⁻ (mg/l)	45,33	84,25	126,70	5,14	9,45	12,90	39,34	470,10	344,20	10,90
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	28,14	34,16	82,70	7,12	20,11	30,68	28,76	85,60	101,60	42,67
Σ IONEN (mg/l)	138,42	183,59	566,95	352,45	289,54	268,84	166,16	1321,82	923,80	468,77

ben den Hauptionen Natrium, Kalium, Calcium, Magnesium, Chlorid, Nitrat und Sulfat auch Ammonium und Nitrit sowie Bromid ionenchromatographisch bestimmt. Der Gehalt an Hydrogenkarbonat wurde aus der Ionenbilanz berechnet.

Aus den Analysenergebnissen in Tab. 26 ist eine hohe Ähnlichkeit des Sickerwassers mit dem Grundwasser zu erkennen, wobei jedoch deutliche Unterschiede in den einzelnen Bodenhorizonten auftreten. Diese unterschiedliche Zusammensetzung nach der Tiefe wird noch dazu von der zeitlichen Variabilität der Inhaltsstoffe überlagert, so daß ein Vergleich von Analysen unterschiedlicher Bodenhorizonte zu einem Meßtermin nur sehr eingeschränkte Aussagen über die hydrochemische Entwicklung während des Tiefentransportes eines Wasserkörpers liefert.

Die zeitliche Variabilität der hydrochemischen Zusammensetzung des Sickerwassers der Fruchtfolgeparzelle der Forschungsstation Wagna nahe der Geländeoberfläche im Zeitraum vom April 1996 bis März 1997 ist in Fig. 83, diejenige des Grundwassers an der Grundwassermeßstelle Wagna im selben Zeitraum in Fig. 84 dokumentiert. Wie diese Darstellungen zeigen, liegen die gravierendsten Unterschiede in der hohen Variabilität der Nitratkonzentration im Sickerwasser, die von den Bewirtschaftungs- und Düngemaßnahmen sowie den biologischen Umsetzungsprozessen im Boden gesteuert wird. Im Vergleich zum Sickerwasser ist die zeitliche Variabilität der hydrochemischen Zusammensetzung im Grundwasser deutlich geringer.

Natrium, Chlorid und auch Sulfat sind im Grundwasser in wesentlich höheren Anteilen enthalten als im Sickerwasser aus den ackerbaulich genutzten Flächen des Versuchsfeldes Wagna. Es zeigt sich, daß eine direkte Ableitung der Grundwasserzusammensetzung eines bestimmten Standortes aus der Zusammensetzung des Sickerwassers nicht zulässig ist, da die Grundwasserqualität neben der Zusickerung über infiltrierendes Sickerwasser auch durch den horizontalen Zustrom von Grundwasser gesteuert wird.

Zur Charakterisierung der hydrochemischen Zusammensetzung des Sicker- und Grundwassers unter den beiden Versuchspartellen der Forschungsstation Wagna wurden die Mittelwerte der Ionengehalte in den unterschiedlichen Meßtiefen in Fig. 85 dargestellt. Die Meßstellen LSML04, LSML07, LSML11, LSWL15 und LSWL30 repräsentieren unterschiedliche Entnahmetiefen der Fruchtfolgeparzelle, LSMR04, LSMR06, LSMR07, LSWR15 und LSWR30 zeigen die Wässer der Maismonokulturparzelle. GW repräsentiert die hydrochemische Zusammensetzung des Grundwassers.

Wie Fig. 85 zeigt, ist die Mineralisierung des Sickerwassers stark tiefenabhängig. Während die mittlere Ionensumme auf der Fruchtfolgeparzelle in 40 cm Tiefe bei 12,3 meq/l liegt, sinkt diese bis zur Grenze des feinklastischen Verwitterungsmaterials zum Schotter auf 6,9 meq/l, um in den ungesättigten Sanden und Kiesen wiederum auf 14,2 meq/l in 150 cm und auf fast 20 meq/l in 3 m Tiefe anzusteigen. Die Verhältnisse auf der Maismonokulturparzelle sind hinsichtlich der Tiefenentwicklung damit gut vergleichbar, wenngleich die Gesamtmineralisierung mit 4,3–14,2 meq/l deutlich geringer ist. Der Grund dafür liegt in den geringeren Verweilzeiten und den höheren Fließmengen auf der Maismonokulturparzelle (siehe Kap. 4.4.1.5. und Kap. 4.4.2.). Die geringere Gesamtmineralisierung des Grundwassers (12,1 meq/l) weist auf die Bedeutung des Einflusses der horizontalen Strömung und der Zumischung von Wässern außerhalb des Vertikalprofils der Forschungsstation Wagna hin. Die dominanten Ionen in allen Meßtiefen der ungesättigten Zone und auch im Grundwasser sind auf der Kationenseite Calcium und auf der Anionenseite Hydrogenkarbonat. Demgegenüber haben die Gehalte an Magnesium, Natrium und Kalium sowie an Chlorid nur untergeordnete Bedeutung. Aufgrund der landwirtschaftlich intensiven Nutzung ist der Gehalt an Nitrat im Sickerwasser mit Werten von bis zu 2,5 meq/l bedeutungsvoll. Auffällig ist die Zunahme der

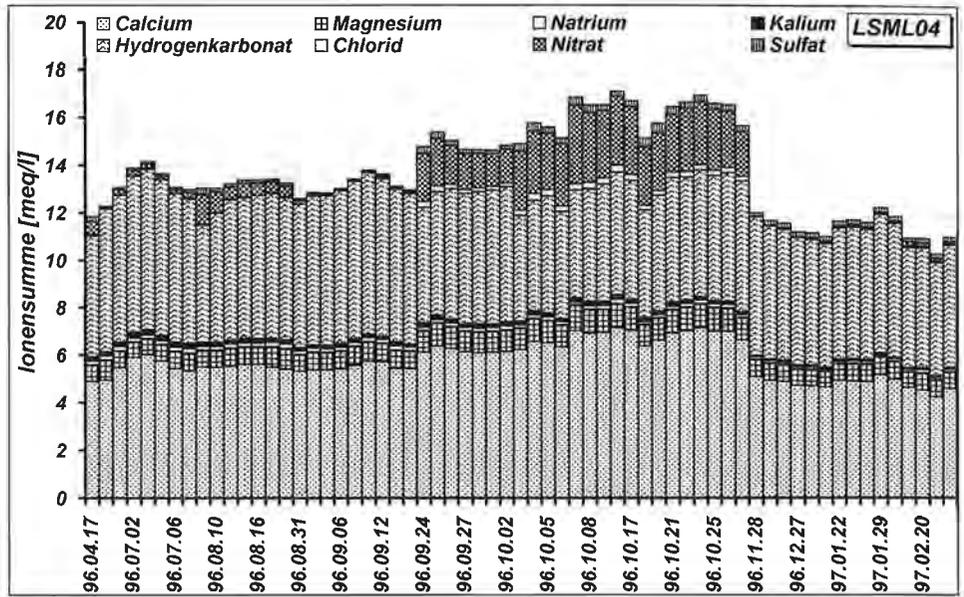


Fig. 83: Zeitliche Variabilität der hydrochemischen Zusammensetzung des Sickerwassers während eines Jahres, erfasst am Monolithlysimeter LSML04 in 40 cm Tiefe der Fruchtfolgeparzelle. Variation of the hydrochemical components of percolating water during one year; measured at the monolithic lysimeter in 40 cm depth under crop rotation plot.

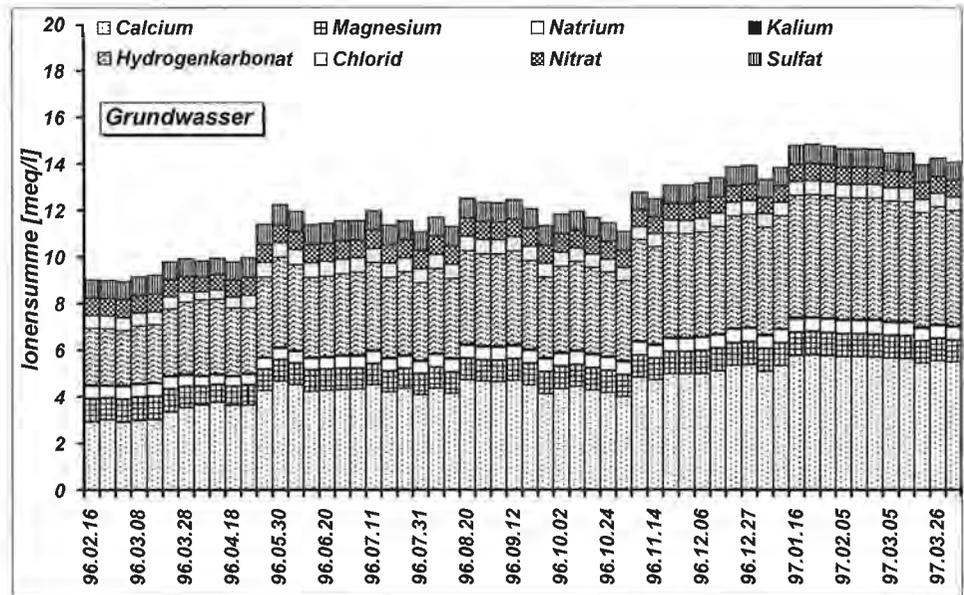


Fig. 84: Zeitliche Variabilität der hydrochemischen Zusammensetzung des Grundwassers während eines Jahres, erfasst an der Grundwassermessstelle. Variation of the hydrochemical components of groundwater during one year; measured at the groundwater well.

Sulfatkonzentration mit zunehmender Meßtiefe. Gegenüber dem Sickerwasser ist der Gehalt an Natrium und Chlorid im Grundwasser deutlich erhöht, zurückzuführen auf nichtlandwirtschaftliche Eintragsquellen.

Die Tiefenprofile der hydrochemischen Zusammensetzung des Sickerwassers in Fig. 85 erklären sich aus der intensiven landwirtschaftlichen Bewirtschaftung der beiden Versuchspartzellen. Mit dem Dünger werden Mineralstoffe an der Bodenoberfläche zugeführt, die durch den einsickernden Niederschlag tieferverlagert und in den Bereich der Hauptdurchwurzelungszone verfrachtet werden. Im Zuge dieses Transportes entnehmen die Pflanzen dem Bodenwasser Mineralstoffe, was eine deutliche Verminderung der Mineralisierung der Bodenwässer in der Bodenzone nach sich zieht. Durch die Wurzelatmung entsteht CO_2 , das in weiterer Folge bei Auftreffen des Sickerwassers auf die unterlagernden Kiese und Sande mit hohem karbonatischen Anteil eine verstärkte Lösungsaktivität bedingt. Die Mineralisierung nimmt ab dieser Grenze mit zunehmender Tiefe deutlich zu, wobei ein Anstieg von Calcium und Magnesium auf der Kationenseite und von Hydrogenkarbonat, Nitrat und Sulfat auf der Anionenseite erkennbar ist. Gerade die Zunahme von Nitrat mit steigender Meßtiefe ist ein Charakteristikum der Bodenverhältnisse im Leibnitzer Feld, worauf noch näher einzugehen sein wird. Nach neuesten Ergebnissen aus Isotopenuntersuchungen zeigt sich eine in situ Bildung von Sulfat in der ungesättigten Zone (A. LEIS, mündl. Mitteilung).

Diese Entwicklung wird auch durch die an der Station Wagna auftretenden pH-Wert-Profile der beiden Versuchspartzellen deutlich. Im Zuge der Probenahme wird immer auch der pH-Wert des Niederschlagswassers, des Sickerwassers und des Grundwassers gemessen. Aus dem bisherigen Beobachtungszeitraum (1992 bis 1996) stehen so für die unterschiedlichen Meßtiefen zwischen 200 und 250 Einzelmessungen zur Verfügung. In Fig. 86 sind die Tiefenprofile der mittleren pH-Werte für die beiden Versuchspartzellen dargestellt. Aufgrund der meßtechnischen Rahmenbedingungen sind die Niederschlagswässer von deren Sammlung bis zur Probenahme einem Luftkontakt ausgesetzt, was vermutlich zu einer Erhöhung des pH-Wertes führt. Der angeführte mittlere pH-Wert des Niederschlags erscheint im Vergleich zu neueren Messungen – wobei das Sammelgefäß den Luftkontakt minimiert – um etwa eine Einheit zu hoch zu sein. Im Bereich der Sickerwasserproben fehlt aufgrund des Unterdrucksystems bei der Sammlung der Kontakt mit der Atmosphäre, sodaß die hier gemessenen pH-Werte auch von den Absoluthöhen her wesentlich zuverlässiger sind. Der pH-Wert des Grundwassers wird sofort nach der Entnahme der Probe bestimmt.

Obwohl bei den im Boden stattfindenden Prozessen der Wurzelatmung und der Oxidation H-Ionen entstehen, nimmt der pH-Wert des Sickerwassers in den obersten Bodenschichten zu, da eine Pufferung in der Protonierung kationenbesetzter, schwach saurer Austauschpositionen an pH-abhängigen Ladungen von Huminstoffen und anorganischen Austauschern besteht (P. SCHACHTSCHABEL et al., 1992). Die Pufferreaktionen an variablen Ladungen verlaufen schnell und sind praktisch voll reversibel. Wie Fig. 86 zeigt, ist die pH-Wert-Pufferung im Bodenprofil mit höherem Humusgehalt (Fruchtfolgeparzelle) wesentlich stärker wirksam. In 40 cm unter GOK weist das Sickerwasser im Mittel auf der Fruchtfolgeparzelle einen pH-Wert von etwa 7,4, auf der Maismonokulturparzelle mit geringeren Humusgehalten von knapp < 7 auf.

Einhergehend mit der Abnahme des Humusgehaltes mit der Tiefe und der praktischen Kalkfreiheit der Bodenzone nimmt auch der pH-Wert signifikant ab, da durch die mikrobielle Oxidation von Biomasse und bei der Wurzelatmung Kohlensäure und organische Säuren entstehen. Eine weitere H-Ionen-Quelle liegt in der Oxidation von NH_4 und NH_3 aus den Düngern. Wird das bei diesem Prozeß entstehende NO_3^-

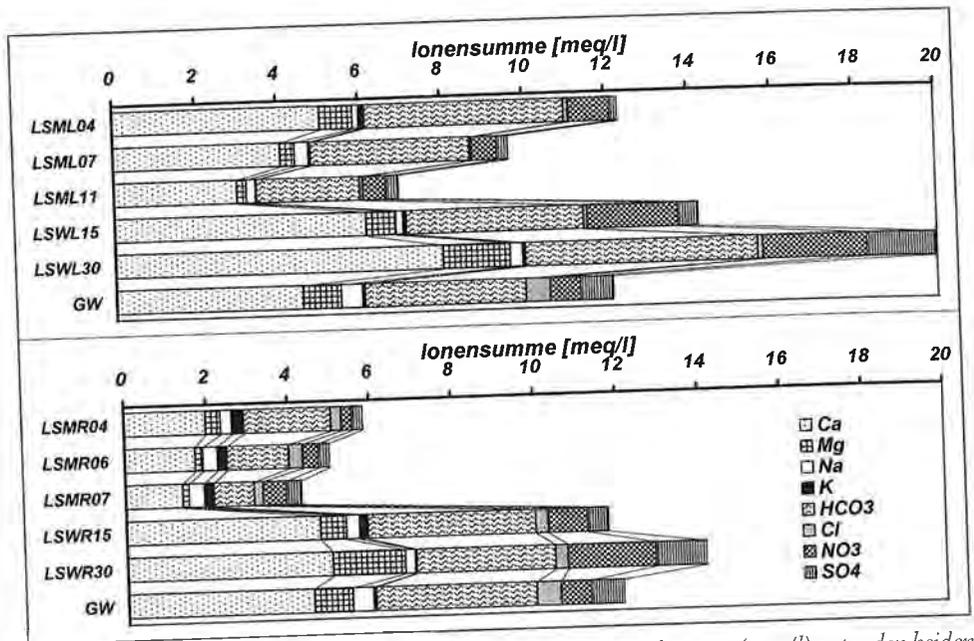


Fig. 85: Hydrochemische Zusammensetzung des Sicker- und Grundwassers (meq/l) unter den beiden unterschiedlich bewirtschafteten Parzellen der Forschungsstation.
 Hydrochemical composition of percolation water and groundwater (meq/l) at the different plots of the research station.

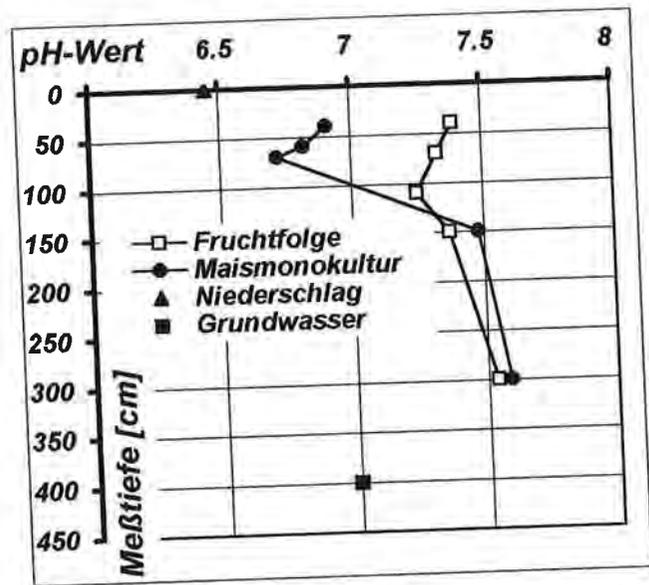


Fig. 86: Tiefenprofil des mittleren pH-Wertes im Sicker- und Grundwasser der beiden Versuchsparzellen.
 Depth profile of mean pH-value in percolation water and groundwater of the two investigated plots.

Ion ausgewaschen, so trägt das H-Ion zur Bodenversauerung bei. Wird es hingegen von der Pflanze aufgenommen, wird dafür eine Base (OHHCO_3) abgegeben und das gebildete H-Ion wird neutralisiert (P. SCHACHTSCHABEL et al., 1992). Bei der Oxidation von NH_4 werden doppelt so viele H-Ionen gebildet wie bei derjenigen von NH_3 . Nur die Hälfte kann durch die Nitrataufnahme neutralisiert werden. Deshalb wirken NH_4 -Dünger versauernd auf die Böden, falls die H-Ionen nicht anderwertig neutralisiert werden können (P. SCHACHTSCHABEL et al., 1992).

Auf dem weiteren Fließweg in Richtung Grundwasserspiegel erreicht das Sickerwasser die Grenze zu den unterlagernden Kiesen und Sanden. Durch den hohen Karbonatanteil in den Schottern des Leibnitzer Feldes werden die H-Ionen durch die Reaktion mit dem CO_3 -Anion des Karbonats unter Bildung des HCO_3 -Anions abgepuffert. Der pH-Wert, der sich im Boden einstellt, solange Calcit anwesend ist, wird nur von dessen Löslichkeit und dem CO_2 -Partialdruck bestimmt. Der pH-Wert im Sickerwasser der ungesättigten Sande und Kiese steigt sprunghaft auf Werte um 7,5 an und bleibt sodann konstant. Die Geschwindigkeit mit der das CaCO_3 mit den H-Ionen reagiert genügt, um den gesamten H-Ionen-Anfall zu neutralisieren. Solange nicht alles Calciumkarbonat aufgelöst ist, sinkt der pH-Wert nicht unter 7 ab.

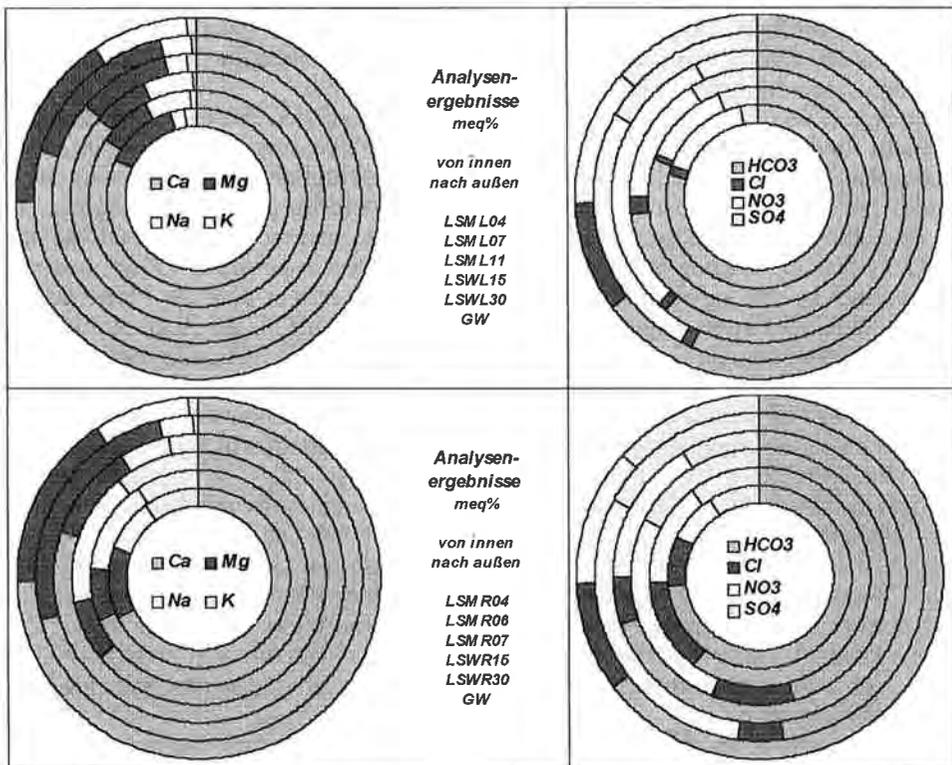


Fig. 87: Anteile der verschiedenen Kat- und Anionen im Sicker- und Grundwasser (meq %) der Fruchtfolgeparzelle (oben) und der Maismonokulturparzelle (unten) in unterschiedlichen Meßstiefen (Mittelwerte über ein Jahr).
Portion of the different cations and anions (mean values for one year) at different measuring depths in percolation water and in groundwater (meq %) under crop rotation plot (above) and the maize monoculture plot (below).

Der pH-Wert des Grundwassers, der hier bei 7 liegt, zeigt wiederum die Zumischung anderer Wässer, die nicht aus der in situ Infiltration von Niederschlägen im Bereich der Forschungsstation Wagna stammen.

Wie aus Fig. 87 ersichtlich ist, sind an allen Meßstellen der Forschungsstation Wagna Calcium auf der Kationenseite und Hydrogenkarbonat auf der Anionenseite stark dominant.

Auffällig ist der hohe Anteil von Kalium im Boden der Maismonokulturparzelle im Vergleich zur Fruchtfolgeparzelle. In den die Feinbodenaufgabe unterlagernden Kiesen und Sanden steigt auf der Kationenseite der Magnesiumanteil, auf der Anionenseite der Gehalt an Sulfat an. Im Grundwasser spielt Natrium und Chlorid aus anderen als landwirtschaftlichen Eintragsquellen im Vergleich zum Sickerwasser eine nicht unbedeutende Rolle.

4.4.3.2. Der Stickstoffkreislauf am Standort Wagna

Da der Stickstoffgehalt der Ausgangsgesteine zur Bodenbildung sehr gering ist, im Bereich der Bodenzone gerade dieser Nährstoff vielfachen Umwandlungsprozessen unterliegt, der Stickstoffbedarf der Pflanzen im Vergleich zu anderen Nährstoffen am höchsten ist – er bestimmt in erster Linie den Ertrag, Stickstoff aber auch zur Eutrophierung von Oberflächengewässern führen kann und Qualitätsprobleme bei der Verwendung von Grundwasser zur Trinkwasserversorgung verursacht, nimmt dieser Stoff eine besondere Stellung unter den Pflanzennährstoffen ein.

Stickstoff liegt zu einem überwiegenden Teil im Oberboden in organischer Bindung in Form von Huminstoffen, Vegetationsrückständen, Biomasse und abgestorbenen Organismen vor. Anorganisch gebunden und pflanzenverfügbar ist Stickstoff in unseren Kulturböden weitgehend in Form des leicht löslichen Nitrats und in kleiner Menge als austauschbares und gelöstes Ammonium. Letzteres entsteht zwar laufend bei der mikrobiellen Zersetzung organischer Stoffe, wird aber in gesunden Böden unseres Klimabereiches bei aeroben Verhältnissen nicht angereichert, weil die Nitrifikation (die mikrobielle Umwandlung in Nitrat) schneller verläuft als die Ammonifikation (P. SCHACHTSCHABEL et al., 1992). Stickstoff unterliegt im Boden einem kontinuierlichen Kreislauf zwischen anorganischen und organischen N-Verbindungen. Dabei haben die Prozesse der Mineralisierung (Mobilisierung) und der Immobilisierung fundamentale Funktionen. Eine schematische Darstellung dieses N-Kreislaufes in Kulturböden ist in Fig. 88 dargestellt.

Eine detaillierte Erläuterung des Stickstoffkreislaufes in landwirtschaftlich genutzten Böden findet sich in P. SCHACHTSCHABEL et al. (1992). Die Bilanz für den Bodennstickstoff ergibt sich aus den N-Gewinnen und N-Verlusten: Gewinne ergeben sich aus der Düngung (anorganisch und organisch), der Zufuhr über Niederschläge, der Bewässerung, der Adsorption von Gasen aus der Atmosphäre und der biologischen N_2 -Fixierung. Verluste entstehen durch Pflanzenentzug und Abfuhr von Ernteprodukten sowie durch die Auswaschung, die für den Grundwasserschutz die entscheidende Problematik darstellt.

Die Bedeutung der Denitrifikation in den Böden des gegenständlichen Untersuchungsgebietes ist zu hinterfragen. Erosion spielt in Bereichen wie dem Leibnitzer Feld aufgrund der ebenen Topographie praktisch keine Rolle als Verlustquelle von Stickstoff.

In stabilisierten Ökosystemen besteht ein Gleichgewicht des organisch gebundenen Stickstoffs zwischen den Gewinnen und den Verlusten. Der sich einstellende N-Gehalt der Böden wird durch Klima, Vegetation und die Bodeneigenschaften, bei Kultur-

böden auch durch Düngung und Bodenbearbeitung bestimmt. Die N-Mineralisierung oder Ammonifizierung ist die mikrobielle Umwandlung von organisch gebundenem Stickstoff in Ammonium. Dabei bildet sich aus den organischen Ausgangsstoffen zunächst NH_3 , das sehr schnell in Wasser unter Aufnahme eines Protons in NH_4^+ übergeht. Zusammen mit der N-Immobilisierung, also der Umwandlung anorganischer N-Verbindungen in organische Verbindungen und deren Einbau in die mikrobielle Biomasse stellt die Mobilisierung den wichtigsten Teil des Stickstoffkreislaufes dar. Die Stickstoffaufnahme durch die Pflanzen wird gewöhnlich nicht in den Begriff der Immobilisierung einbezogen.

Für die Aufbereitung des Stickstoffes im Boden zur Pflanzenaufnahme ist die Nitrifikation, also die mikrobielle Umwandlung von Ammonium zu Nitrit und Nitrat von entscheidender Bedeutung. Die dabei ablaufenden exothermen Reaktionen sind vor allem den aerob lebenden autotrophen Bakterien *Nitrosomonas* und *Nitrobacter* zuzuschreiben und an die Anwesenheit von elementarem Sauerstoff gebunden. Der Nitrifikationsprozeß ist mit einer Verminderung des pH-Wertes und damit einer Erhöhung der Bodenversauerung verbunden.

Gelangt anorganischer Stickstoff durch die Infiltration von Niederschlagswasser und der daran gekoppelten Weiterverfrachtung des Bodenwassers in Richtung Grundwasser außerhalb der Wurzelzone, beginnt die Stickstoffauswaschung über die Sickerwasserzone ins Grundwasser zu greifen. Verfolgt man die Literatur, so wird für diesen Bereich Denitrifikation angenommen, die eine Abminderung der Stickstoffkonzentration auf dem Weg zum Grundwasser bewirken soll. Dieser auch in Fig. 89 dargestellte Vorgang der Nitratreduktion ist aber für die hydrometeorologischen und pedologischen Rahmenbedingungen des Leibnitzer Feldes in Frage zu stellen bzw. hinsichtlich der da-

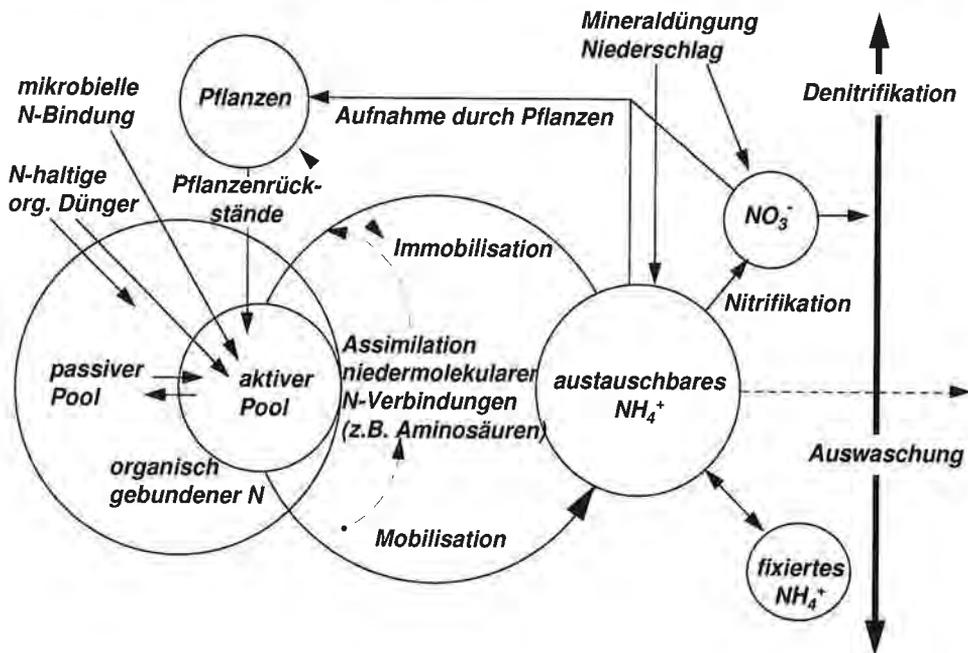


Fig 88: Der landwirtschaftliche Stickstoffkreislauf (P. SCHACHTSCHABEL et al., 1992).
Nitrogen cycle in agriculture (P. SCHACHTSCHABEL et al., 1992).

bei auftretenden Quantitäten zu bewerten. Bereits in P. SCHACHTSCHABEL et al. (1992) wird darauf hingewiesen, daß unter europäischen landwirtschaftlichen Verhältnissen im Mittel nur 7 % des zugeführten N-Düngers durch biologische Denitrifikation verloren geht. Die aufgrund chemischer Reaktionen denitrifizierte N-Menge ist noch wesentlich geringer.

Die biologische Denitrifikation ist abhängig vom Nitratgehalt und der Wassersättigung des Bodens, dem verfügbaren Kohlenstoff, der Temperatur und dem pH-Wert. Hohe Denitrifikationsraten finden nur bei hoher Wassersättigung des Bodens (> 80 %) und damit unter anaeroben Verhältnissen statt, weil manche Bakterien bei Sauerstoffmangel fähig sind, Nitrit- und Nitratsauerstoff als Elektronenakzeptor anstelle von elementarem Sauerstoff zu verwenden. Als Energiematerial dient mikrobiell verfügbarer organisch gebundener Kohlenstoff. In den ungesättigten Kiesen und Sanden des Leibnitzer Feldes erreicht die Wassersättigung aufgrund der Pufferung der Sicker-

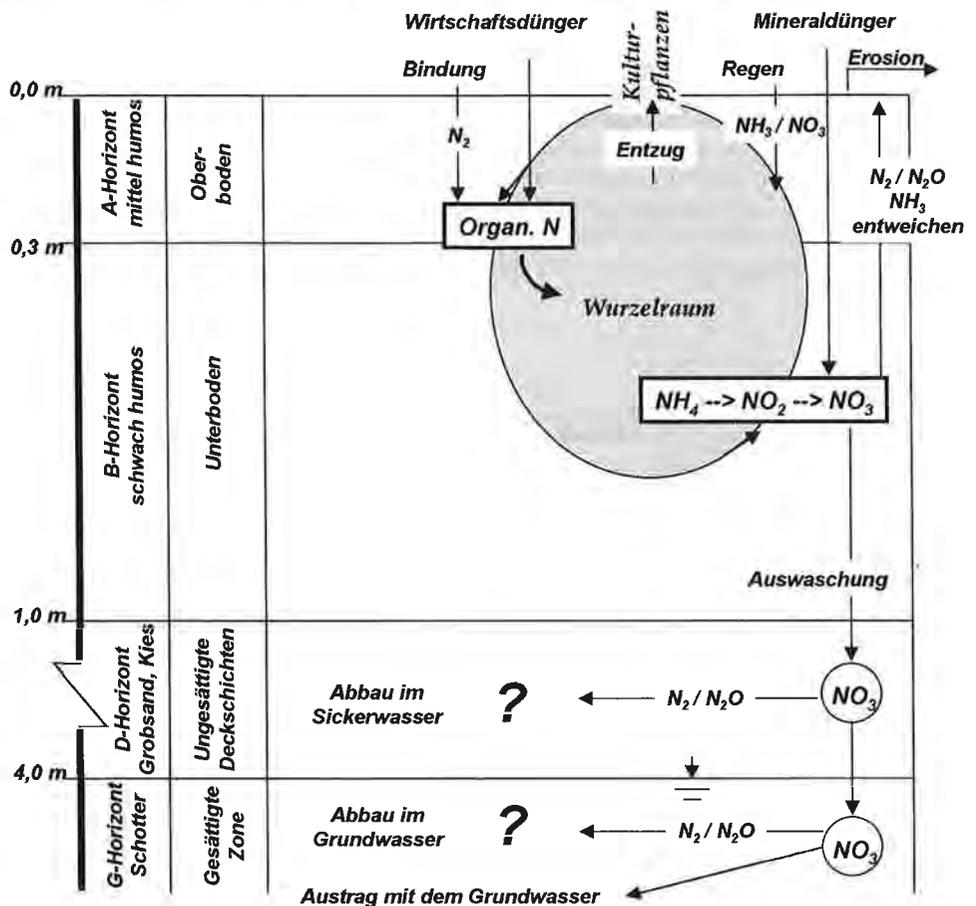


Fig. 89: Schematische Darstellung des Stickstoffumsatzes im Boden- und Grundwasserbereich (nach E. KLAGHOFER, 1991, verändert).
Schematic diagram of the nitrogen balance in soil and groundwater (after E. KLAGHOFER, 1991, modified).

wassermengen im Feinbodenhorizont maximal etwa 50 %. Die Denitrifikation erfolgt erst, wenn der Sauerstoffgehalt lokal fast vollständig verbraucht ist. Sie ist besonders hoch in schlecht gedrähten und dicht gelagerten Böden. Die Sauerstoffdiffusion durch die wassergefüllten Mikroporen erfolgt so langsam, daß der Sauerstoffbedarf der dort lebenden Mikroorganismen nicht schnell genug befriedigt werden kann und sauerstoffarme bzw. -freie Räume entstehen, in denen eine Nitratreduktion stattfindet. Für den Bereich der Kiese und Sande der ungesättigten Zone im Leibnitzer Feld sind die hier geschilderten Prozesse jedoch auszuschließen. So konnte im bisherigen Meßzyklus auch nur ein einziges Mal knapp nach Inbetriebnahme der Forschungsstation im Sommer 1991 nach intensiven Niederschlägen in 1,5 m Tiefe eine Reduktion von Nitrat zu Nitrit nachgewiesen werden. Dabei spielte aber jedenfalls auch die noch nicht abgeschlossene Konsolidierung der ungesättigten Zone nach der Bauphase eine entscheidende Rolle, zumal zu späteren Zeitpunkten mit ähnlichen Niederschlägen und Neubildungsraten keinerlei Reduktionsprozesse erfaßt werden konnten.

Da der Sauerstoffgehalt in der ungesättigten Zone einen entscheidenden Parameter zur Frage der Denitrifikation darstellt, wurde an der Forschungsstation Wagna der O₂-Gehalt des Sickerwassers mit Hilfe eines optischen Sauerstoffsensors kontinuierlich registriert. Zur Frage der meßtechnischen Installation vergleiche Kap. 4.3.2.6. Die Ergebnisse dieser Messungen des Jahres 1994 werden in der Folge kurz zusammengefaßt.

4.4.3.2.1. Sauerstoffgehalte im Sickerwasser

Aufgrund der Temperaturabhängigkeit sowohl der Fluoreszenzintensität als auch der STERN-VOLMER-Konstante (F. REININGER et al., 1993) wurde die ursprüngliche Meßzelle auf einer thermostatisierten Durchflußzelle aufgebaut. Aufgrund des hohen Stromverbrauches für die Thermostatisierung wurde ab März 1994 das Meßsystem derart umgebaut, daß alle notwendigen Parameter zur nachträglichen Temperaturkompensation aufgezeichnet werden konnten. Die Messung wird bei der aktuellen Probetemperatur durchgeführt. Die Temperaturabhängigkeit der Fluoreszenzintensität und der K_{SV} kann durch lineare Regressionsbeziehungen gut angenähert werden (J. FANK et al., 1994). Aus der aktuellen Meßtemperatur, dem aktuell herrschenden Meßdruck, der Fluoreszenzintensität bei Fehlen von Sauerstoff und der aktuellen Fluoreszenzintensität kann der aktuelle Sauerstoffgehalt der jeweiligen Probe bestimmt werden.

In Fig. 90 ist die Reaktion der Sickerwassermenge in 1,5 m Tiefe und der Sauerstoffkonzentration des Sickerwassers auf ein Niederschlagsereignis am 9. 6. 1994 dargestellt. Deutlich zu erkennen ist die Verzögerung, mit der der Sickerwasserfluß auf das Niederschlagsereignis reagiert, eine Folge des Auffüllvorganges der oberen Bodenschichten.

Parallel mit dem Anstieg der Sickerwassermengen zeigt die Ganglinie der Sauerstoffkonzentration einen signifikanten Einbruch, eine Folge der hohen Sättigung des Oberbodens, die den Luftaustausch zwischen Atmosphäre und den tieferliegenden Bodenschichten hemmt. Dies führt bei gleichbleibender mikrobieller Aktivität zu einer Reduktion des Sauerstoffgehaltes und des Sauerstoffsättigungsgrades (die Sauerstoffsättigung ist temperatur- und druckabhängig und wurde daher mit den jeweiligen Bodentemperatur- und Luftdruckdaten der einzelnen Meßtermine berechnet).

Auffällig ist allerdings, daß dieser Einbruch der Sauerstoffkonzentration nach kurzer Zeit wieder ausgeglichen wird. Verantwortlich dafür ist die Reduktion der Wassersättigung durch die Sickerwasserbewegung nach unten bzw. den Pflanzenverbrauch und die Evaporation an der Oberfläche und in den obersten Schichten des Bodens.

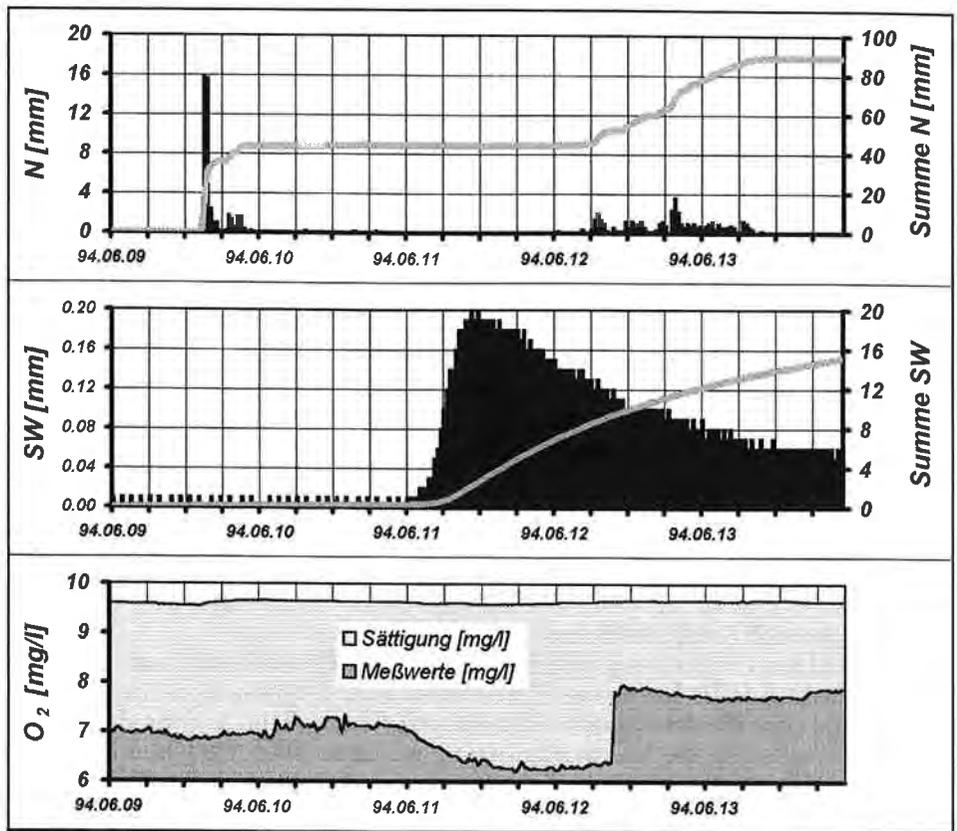


Fig. 90: Reaktion von Sickerwassermenge (SW in mm) und Sauerstoffkonzentration (O_2 in mg/l) auf ein Niederschlagsereignis (N in mm) am 8. bzw. 9. 6. 1994 (J. FANK et al., 1994).
Increasing amount of percolation water (SW in mm) and decreasing oxygen concentration (O_2 in mg/l) following a precipitation event (N in mm) on 1994, June, 8th and 9th (after J. FANK et al., 1994).

In Fig. 91 ist der Verlauf der Sauerstoffkonzentration und der Vergleich zur jeweiligen O_2 -Sättigung für den Zeitraum März bis August 1994 graphisch dargestellt. Für diese Langzeitauswertung wurden aus den Halbstundenmittelwerten der Sauerstoffkonzentration Tagesmittel berechnet, wodurch der Einfluß kurzfristiger Ereignisse auf die O_2 -Werte aus der Darstellung eliminiert wird.

Deutlich erkennbar ist der Rückgang des Sauerstoffgehaltes bis zum Sommer hin. Diese Abnahme, die ihre Ursache in verstärkten biologischen und biochemischen, sauerstoffzehrenden Prozessen hat, wird wegen der Infiltration von sauerstoffreichem Niederschlagswasser immer wieder durch kurze Anstiege unterbrochen. Mit den steigenden Temperaturen nimmt naturgemäß auch die Sättigungskonzentration des Sickerwassers deutlich ab, allerdings wesentlich weniger als der Rückgang der aktuellen Sauerstoffkonzentration. Auffällig ist, daß die Sauerstoffkonzentration im Sickerwasser an der Forschungsstation in Wagna im Zeitraum März bis September 1994 niemals unter 5 mg/l abgesunken ist. Das Sickerwasser in 1,5 m Tiefe war zu allen Zeiten zu mehr als 50 % sauerstoffgesättigt.

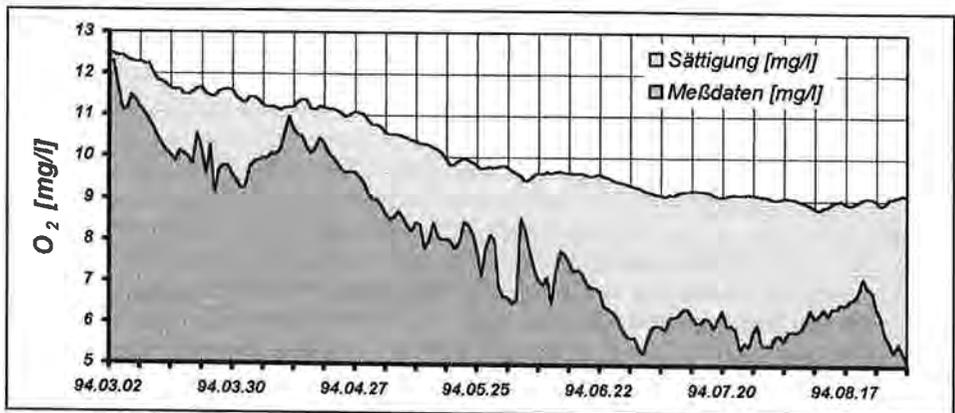


Fig. 91: Verlauf der Sauerstoffkonzentration (O_2 in mg/l) im Sickerwasser von März bis August 1994 in 1,5 m Bodentiefe im Vergleich zur jeweiligen temperatur- und druckabhängigen Sättigungskonzentration (J. FANK et al., 1994).
Oxygen concentration (O_2 in mg/l) in percolating water from March to August 1994 at 1.5 m depth compared to the saturation concentration (after J. FANK et al., 1994).

4.4.3.2.2. Nitrataustrag aus der ungesättigten Zone

Für die Frage der Grundwasserqualitätssituation des Leibnitzer Feldes spielt der Austrag von Stoffen aus der intensiven landwirtschaftlichen Bodennutzung eine entscheidende Rolle. Während die Entwicklung der Grundwasserbelastung mit Atrazin und Desethylatrazin – zwei Problemstoffen aus dem Bereich des Pflanzenschutzes – aufgrund des Anwendungsverbotes langfristig als gelöst betrachtet werden kann, stellt der diffuse Eintrag von Nitrat in das Grundwasser bei den derzeit gültigen Grenz- und Schwellenwerten für Nitrat noch immer einen einschränkenden Faktor für die Trinkwasserversorgung dar.

Während der Großteil der Prozesse des Stickstoffumsatzes in der Bodenzone – und hier überwiegend im belebten Wurzelraum – abläuft, ist hinsichtlich des Grundwasserschutzes die Frage der Stickstoffauswaschung aus dem Wurzelraum in Richtung Grundwasser und dabei ablaufender Vorgänge von zentraler Bedeutung. Die Auswaschung von Stickstoff aus dem Wurzelraum in das Grundwasser erfolgt zu einem überwiegenden Anteil als Nitrat, in leicht durchlässigen Sandböden auch als Ammonium. Die im Vergleich zu anderen Nährstoffen hohen Schwankungen in der Konzentration sind in der von der Jahreszeit abhängigen Mineralisierung, Immobilisierung und Denitrifikation im Boden begründet. Der zeitliche Ablauf und das Ausmaß der N-Auswaschung hängen nicht nur von wenig beeinflussbaren Ursachen wie Klima und Bodenverhältnissen, sondern in erheblichem Umfang auch von Art und Intensität der Bodennutzung (Pflanzenbestand, Häufigkeit und Intensität der Bodenbearbeitung, N-Zufuhr durch mineralische und organische Düngung) ab. Der jährliche Ablauf der N-Auswaschung ist in Zeit und Masse eng an den Verlauf der Grundwasserneubildung gekoppelt, weshalb bei jedweder Betrachtung der Gefährdung des Grundwassers durch Nitratauswaschung eine detaillierte Bestimmung der Grundwasserneubildung vorge-schaltet sein muß.

Aus den Untersuchungen an der Forschungsstation Wagna ergibt sich, daß im Bereich der ungesättigten Sande und Kiese – also ab etwa einer Tiefe von 1 m unter GOK die Richtung der Wasserbewegung während des gesamten Jahres nach unten – zum

Grundwasser hin – orientiert ist (vgl. Fig. 36). Dies bedeutet, daß Stickstoffmengen, die in diesen Tiefen gemessen werden, jedenfalls in das Grundwasser gelangen.

Wie die Untersuchungen hinsichtlich der Grundwasserneubildung ergeben haben (siehe Kap. 4.4.1.5.6.), repräsentieren die Kleinlysimeter LSWR15 unter Maismonokultur und LSWL15 unter der Fruchtfolgeparzelle sehr gut die Anreicherung des Grundwasserkörpers über infiltrierende Niederschlagswässer sowohl die Menge als auch deren zeitliche Verteilung betreffend. Da im Zuge der Aufzeichnung der Sickerwassermengen auch die Stickstoffkonzentrationen im Sickerwasser erfaßt werden, stellen diese beiden Meßstellen in 1,5 m Tiefe aussagekräftige Daten über die Nitratauswaschung in das Grundwasser zur Verfügung. Wie aus den Untersuchungen zur Verweilzeit des Sickerwassers in den Kiesen und Sanden (vgl. Kap. 4.4.2.3.4.) erkennbar, können aus diesen Daten aber nur unzuverlässige Aussagen über das zeitliche Eintreffen bestimmter Wasseranteile (und damit auch Stoffpakete) an der Grundwasseroberfläche gemacht werden.

Tabelle 27 zeigt die aus mehr als 300 Einzelwerten berechneten Monatsmittelwerte der Nitratkonzentration im Sickerwasser der Meßstelle LSWL15 (1,5 m unter GOK) der Fruchtfolgeparzelle der Forschungsstation Wagna. Neben einer extrem hohen jährlichen Variabilität mit Schwankungsbreiten der Monatsmittelwerte zwischen 5 und 350 mg/l streuen auch die Jahresmittelwerte der Einzeljahre weit zwischen etwa 80 und 240 mg/l. Die mittlere Austragskonzentration des Sickerwassers aus der Wurzelzone unter den im Zeitraum 1992 bis 1996 herrschenden hydrometeorologischen und landwirtschaftlichen Randbedingungen liegt bei etwa 130 mg/l, wobei im fünfjährigen Mittel in keinem Monat Werte unter 70 mg/l (Minimum im September mit 71 mg/l) erreicht werden. Die mittleren Maximalkonzentrationen im Untersuchungszeitraum liegen bei etwa 160 mg/l im Frühjahr und im Herbst.

Diese starke Heterogenität der Konzentrationswerte widerspiegelt auch der jährlichen Verlauf der mittleren Monatsmittelwerte der Nitratkonzentration aus der Meßperiode 1992 bis 1996 in Fig. 92. Trotz der großen möglichen Schwankungsbreite zeigen aber sowohl die mittleren Monatsmittel als auch die monatlichen Maximalwerte, daß die Nitratkonzentration im Sickerwasser der Fruchtfolgeparzelle der Forschungsstation Wagna in den Frühjahrs- und den Herbstmonaten deutlich gegenüber den Sommermonaten erhöht ist.

Aus den gemessenen Sickerwassermengen und den zugehörigen Nitratkonzentrationen errechnet sich der in Tab. 28 in Form von Monats- und Jahressummen zusammengefaßte Nitrat-N-Austrag aus der Wurzelzone der Fruchtfolgeparzelle der Forschungsstation Wagna im Meßzeitraum 1992 bis 1996. Durch die zeitlich variable Sickerwassermenge und die stark differenzierte Nitratkonzentration im Sickerwasser sind naturgemäß auch die berechneten Austragsmengen von starker Heterogenität gekennzeichnet: Austragsfreie Monate stehen in enger Nachbarschaft zu den auftretenden maximalen Monatssummen mit Werten bis nahezu 60 kg/ha/Monat (November 1992). Auch die Jahresaustragsfrachten variieren stark und haben ihr Minimum bei 60 kg/ha/a, das Maximum liegt dagegen im Jahr 1996 bei annähernd 155 kg/ha/a.

Die mittleren monatlichen Nitrat-N-Austragsfrachten (kg/ha) in Fig. 93 zeigen ein deutliches Maximum in den Herbstmonaten November und Dezember und gegenüber den Sommermonaten erhöhte Werte auch im März und April. Das Mittel der fünfjährigen Beobachtungsphase ergibt einen jährlichen Nitrat-N-Austrag in das Grundwasser unter der Fruchtfolgeparzelle der Forschungsstation Wagna von etwa 90 kg/ha. Die Variabilität im Jahresverlauf ist hoch, allerdings bestätigen die auftretenden Maximalwerte die jahreszeitliche Verteilung der Mittelwerte. Es kann aber durchaus vorkommen,

daß in Einzeljahren in den Herbstmonaten kein Stickstoffaustrag in das Grundwasser erfolgt (0,5 kg/ha im November 1995), dafür aber im Sommer Austräge von fast 10 kg/ha/Monat (Juli 1996) auftreten.

Die für die Fruchtfolgeparzelle getroffenen Aussagen hinsichtlich der zeitlichen Variabilität der Nitratkonzentrationen im Sickerwasser haben auch für die Maismonokulturparzelle Gültigkeit. Wie die Werte in Tab. 29 aber zeigen (Mittelwerte aus annähernd 300 Einzelwerten), sind die Unterschiede hier doch wesentlich geringer: Während die Minimalkonzentrationen durchaus vergleichbar sind, werden auf der Maismonokulturparzelle der Forschungsstation Wagna maximale Monatsmittelwerte von etwa 195 mg/l gemessen. Auch die Variabilität innerhalb der Einzeljahre ist geringer und schwankt zwischen etwa 60 mg/l im Jahr 1995 und nicht ganz 110 mg/l im Jahr 1993. Aus dem bisherigen Beobachtungszeitraum errechnet sich auf der Maismonokulturparzelle eine mittlere Nitrataustragskonzentration im Sickerwasser unterhalb des Wurzelraumes von etwa 85 mg/l. Im Mittel der fünfjährigen Untersuchungsreihe liegt das Konzentrationsminimum im September.

Die Variabilität der mittleren monatlichen Nitratkonzentration ist unter Maismonokulturnutzung deutlich geringer als unter der Fruchtfolgenutzung (Fig. 94). Die

Tab. 27: Monatsmittelwerte der Nitratkonzentration (mg/l) im Sickerwasser der Meßstelle LSWL15 (Fruchtfolgeparzelle, 1,5 m unter GOK).

Monthly mean values of nitrate concentration (mg/l) of the percolation water at measuring point LSWL15 (crop rotation plot, 1.5 m below surface).

	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	JAHR
1992	62,20	35,75	34,25	50,75	55,25	34,40	13,00	5,00	5,00	88,00	341,75	290,40	84,65
1993	285,00	350,00	345,00	245,00						100,00	175,00	174,75	239,25
1994	138,50	128,00	144,00	142,00	132,00	158,67	140,00	142,00			59,67	70,50	125,53
1995	76,67	93,60	96,50	95,50	102,80	105,00	142,72	151,76	46,74	35,63	33,64	51,99	86,05
1996	98,03	107,90	178,82	97,83	76,09	78,78	88,30	104,19	162,07	184,16	172,22	171,38	126,65
MITTEL	132,08	143,05	159,71	126,22	91,53	94,21	96,01	100,74	71,27	101,95	156,46	151,80	132,42

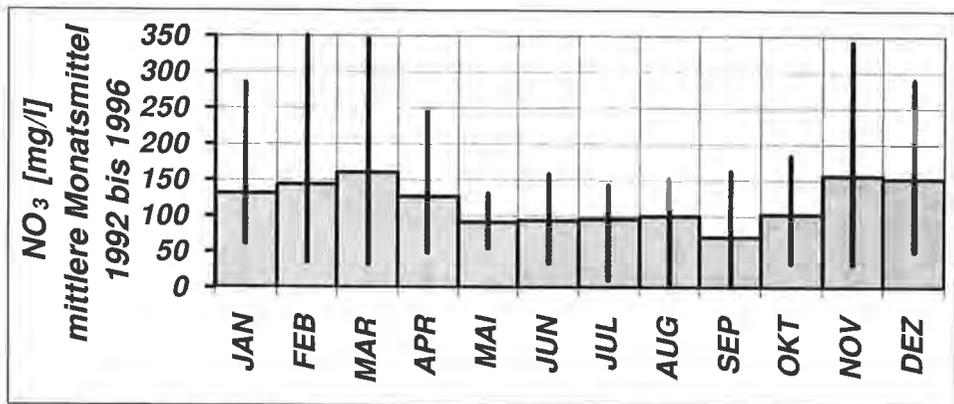


Fig. 92: Mittlere Monatsmittel und extreme Monatsmittel der Nitratkonzentration (mg/l) der Periode 1992 bis 1996 im Sickerwasser der Meßstelle LSWL15 (Fruchtfolgeparzelle 1,5 m unter GOK). Mean monthly and monthly extreme values of nitrate concentration (mg/l) for the period 1992 to 1996 in the percolation water at measuring point LSWL15 (crop rotation plot 1.5 m below surface).

Maximalkonzentrationen werden in den Sommermonaten erreicht, im Herbst sinkt die Nitratkonzentration im Sickerwasser ab. Auch die monatlichen Extremwerte zeigen gegenüber der Fruchtfolgeparzelle niedrige Schwankungen, wobei diese zu den Zeiten der höchsten Mittelwerte am geringsten sind.

Die Umrechnung der Sickerwassermengen und der Nitratkonzentrationen im Sickerwasser der Meßstelle LSWR15 unter Maismonokulturnutzung in Stickstoffaustragsfrachten (kg/ha) ergibt das in Tab. 30 dargestellte Bild:

Die Variabilität innerhalb der Einzelmonate ist deutlich geringer als auf der Fruchtfolgeparzelle, dementsprechend sind auch die Jahresaustragsfrachten wesentlich homogener.

Sieht man vom Extremjahr 1992 ab – fehlende Niederschläge verhinderten hier eine normale Ernte, der überschüssige Stickstoff wird in der Folge in das Grundwasser ausgetragen – ergeben sich Jahresstickstofffrachten in Richtung Grundwasser zwischen 40 und 70 kg/ha/a. Im Mittel der Periode 1992 bis 1996 erfolgte auf der Maismonokulturparzelle eine Jahresstickstoffauswaschung von nicht ganz 70 kg/ha.

Figur 95 zeigt die mittlere jahreszeitliche Verteilung der Stickstoffauswaschung ins Grundwasser auf der Maismonokulturparzelle der Forschungsstation Wagna. Im Gegensatz zur Konzentrationsverteilung im Jahresverlauf ist aufgrund der Neubildungs-

Tab. 28: Monatssummen der Nitrat-N-Frachten (kg/ha) an der Meßstelle LSWL15 (Fruchtfolgeparzelle, 1,5 m unter GOK).
Monthly sum of nitrate-N load (kg/ha) at measuring point LSWL15 (crop rotation plot, 1.5 m below surface).

	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	JAHR
1992	0,55	0,63	1,80	1,34	0,76	0,70	0,24	0,04	0,03	1,02	55,87	49,90	112,88
1993	4,39	2,38	4,17	1,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,48	20,85	23,64	60,06
1994	13,77	1,55	0,46	21,35	7,16	11,70	4,98	0,09	0,00	0,00	5,42	1,21	67,70
1995	3,36	17,03	16,13	2,56	1,79	4,64	4,93	1,39	3,40	3,19	0,49	4,22	63,11
1996	16,16	1,30	27,70	18,51	5,27	1,42	9,13	2,18	25,13	30,63	11,16	6,26	154,87
MITTEL	7,65	4,58	10,05	8,98	3,00	3,69	3,85	0,74	5,71	7,66	18,76	17,05	91,72

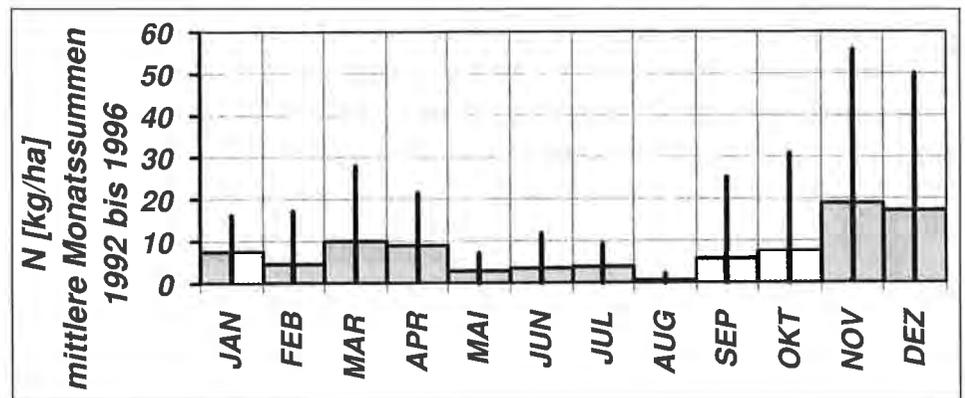


Fig. 93: Mittlere Monatssummen und extreme Monatssummen des Nitrat-N-Austrages (kg/ha) der Periode 1992 bis 1996 an der Meßstelle LSWL15 (Fruchtfolgeparzelle 1,5 m unter GOK).
Mean monthly sum and monthly cumulative of nitrate-N flux (kg/ha) for the period 1992 to 1996 at measuring point LSWL15 (crop rotation plot 1.5 m below surface).

verteilung der Hauptstickstoffaustrag auch unter Maismonokultur in den Spätherbstmonaten zu erwarten. In diesen Monaten ist aber auch die mögliche Schwankungsbreite von Einzeljahren deutlich am größten. In den übrigen Monaten ist demgegenüber die zu erwartende Schwankung eher gering.

Der Vergleich der gemessenen Nitratkonzentrationen in 1,5 m unter GOK zwischen der Maismonokulturparzelle und der Fruchtfolgeparzelle für den Meßzeitraum 1992 bis 1996 ist in Fig. 96 dargestellt. Die Konzentrationsganglinien verlaufen üblicherweise sehr ähnlich, wobei im Bereich der Fruchtfolgeparzelle eine größere Amplitude erkennbar ist. Im gesamten Untersuchungszeitraum stellen die Jahre 1992 und 1993 Besonderheiten aufgrund der hydrometeorologischen Bedingungen dar. Der Sommer des Jahres 1992 war extrem trocken, sodaß der aufgebrachte organische Dünger nicht zur Gänze in pflanzenverfügbares Nitrat umgewandelt werden konnte. Die Folge der Trockenheit war eine Noternte des Mais bereits im September mit sehr geringen Erträgen und damit einhergehend geringem Stickstoffentzug durch die Pflanzen. Starke Niederschläge im Herbst innerhalb kurzer Zeit brachten eine schnelle Verlagerung von Stickstoffkomponenten in Richtung Grundwasserspiegel und wegen der noch relativ hohen Tem-

Tab. 29: Monatsmittelwerte der Nitratkonzentration (mg/l) im Sickerwasser der Meßstelle LSWR15 (Maismonokulturparzelle, 1,5 m unter GOK).
Monthly mean values of nitrate concentration (mg/l) of the percolation water at measuring point LSWR15 (maize monoculture plot, 1.5 m below surface).

	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	JAHR
1992	80,50	70,50	63,60	74,25	58,60	105,50	125,50	112,00		110,00	194,40	101,00	99,62
1993	99,00	125,00	107,00	100,00	116,67	120,50	132,00			97,00	92,20	90,80	108,02
1994	82,50	66,75	52,20	66,75	85,60	103,75	111,00	123,33			55,00	54,20	80,11
1995	61,00	73,50	67,25	69,25	82,00	108,50	125,77	92,73	17,23	5,75	13,67	24,46	61,76
1996	57,82	83,13	105,33	122,87	104,52			96,65	92,99	42,60	30,34	33,20	76,94
MITTEL	76,16	83,78	79,08	86,62	89,48	109,56	123,57	106,18	55,11	63,84	77,12	60,73	85,29

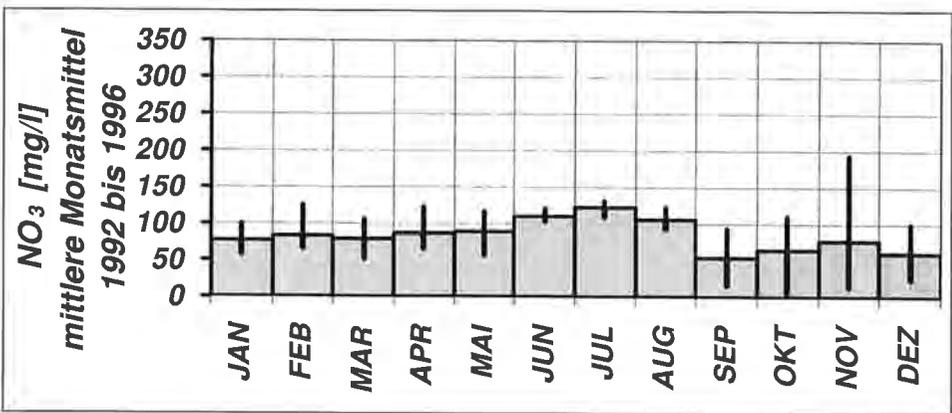


Fig. 94: Mittlere Monatsmittel und extreme Monatsmittel der Nitratkonzentration (mg/l) der Periode 1992 bis 1996 im Sickerwasser der Meßstelle LSWR15 (Maismonokulturparzelle 1,5 m unter GOK).

Mean monthly and monthly extreme values of nitrate concentration (mg/l) for the period 1992 to 1996 of the percolation water at measuring point LSWR15 (maize monoculture plot 1.5 m below surface).

peraturen eine verstärkte Mineralisation. Da keine Verbraucher mehr vorhanden waren, führte diese Kombination zu einer extremen Auswaschung von Nitrat im Winter 1992/1993. Auf der Fruchtfolgeparzelle erfolgte zudem am 10. 9. 1992 eine Gülledüngung zur Rapssaat, die bei den folgenden Neubildungsereignissen ab Anfang November zu einem Großteil aus der Wurzelzone ausgewaschen wurde. Die in 1,5 m Tiefe gemessenen Nitratkonzentrationen lagen hier bei Maximalwerten von > 400 mg/l. Aufgrund der besseren Wasserspeicherung des Bodens auf der Fruchtfolgeparzelle war dieser Effekt hier noch wesentlich deutlicher als auf der Maismonokulturparzelle. Aufgrund des wieder recht trockenen Frühjahres 1993 waren die Auswirkungen dieser Trockenheit in der Nitratkonzentration des Sickerwassers bis Mitte 1994 spürbar, wobei die Konzentrationswerte auf der Fruchtfolgeparzelle nicht unter 100 mg/l zurückgingen.

Gerade diese eben angesprochenen Randbedingungen spiegeln auch die Unmöglichkeit einer exakten Steuerung der Bewirtschaftung zum Zwecke des Grundwasserschutzes wider: Die hydrometeorologische Situation ist nur in einem üblichen Rahmen vorherzusehen, extreme Ereignisse können sich aber entscheidend auf die Stoffbilanz einer Kultur auswirken. Für derartige Fälle wäre eine ertragssichernde Bewässerung dem Grundwasserschutz sehr dienlich, da an den Standort angepasste Erträge auch eine optimale Ausschöpfung der Düngevorräte im Boden bewirken.

Tab. 30: Monatssummen der Nitrat-N-Frachten (kg/ha) an der Meßstelle LSWR15 (Maismonokulturparzelle, 1,5 m unter GOK).
 Monthly sum of nitrate-N load (kg/ha) at measuring point LSWR15 (maize monoculture plot 1.5 m below surface).

	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	JAHR
1992	4,72	4,24	4,89	4,57	4,59	7,81	4,27	0,13	0,00	3,15	55,87	22,33	116,55
1993	3,86	1,96	2,80	7,78	12,68	3,06	0,66	0,00	0,00	7,72	21,00	15,83	77,34
1994	10,65	5,29	5,86	7,49	9,92	12,20	6,21	0,33	0,00	0,00	8,75	4,53	71,24
1995	4,88	7,00	3,11	1,86	4,86	5,42	3,49	3,15	4,11	0,67	0,21	1,52	40,28
1996	3,20	3,94	1,86	3,21	5,32	0,00	0,00	4,29	5,03	4,91	3,15	4,13	39,03
MITTEL	5,46	4,48	3,70	4,98	7,47	5,70	2,93	1,58	1,83	3,29	17,80	9,67	68,89

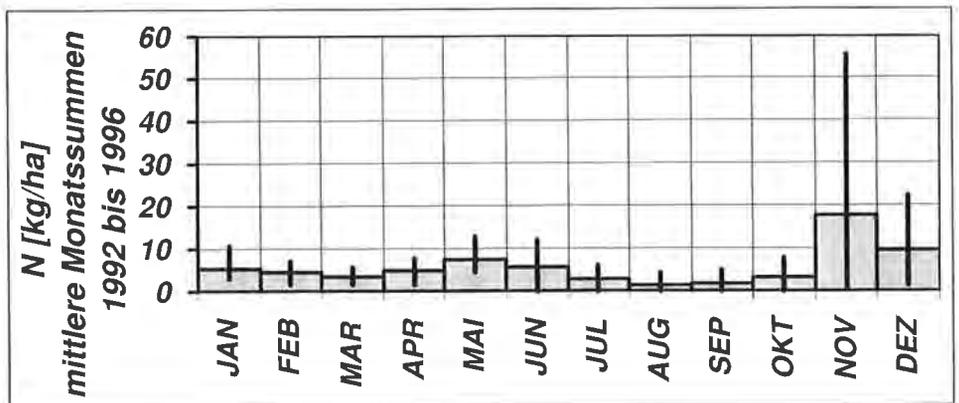


Fig. 95: Mittlere Monatssummen und extreme Monatssummen des Nitrat-N-Austrages (kg/ha) der Periode 1992 bis 1996 an der Meßstelle LSWR15 (Maismonokulturparzelle 1,5 m unter GOK).
 Mean monthly sum and monthly cumulative of extreme nitrate-N flux (kg/ha) for the period 1992 to 1996 at measuring point LSWR15 (maize monoculture plot 1.5 m below surface).

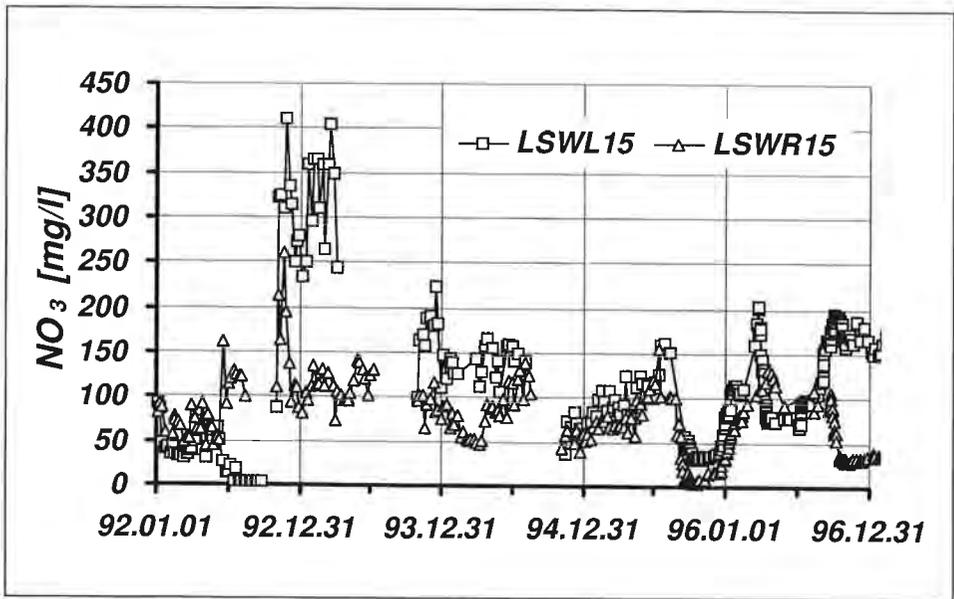


Fig. 96: Vergleich der gemessenen Nitratkonzentrationen (mg/l) zwischen Fruchtfolgeparzelle (LSWL15) und Maismonokulturparzelle (LSWR15) im Sickerwasser in 1,5 m unter GOK. Comparison of nitrate concentration (mg/l) in percolation water at 1.5 m below surface between crop rotation plot (LSWL15) and maize monoculture plot (LSWR15).

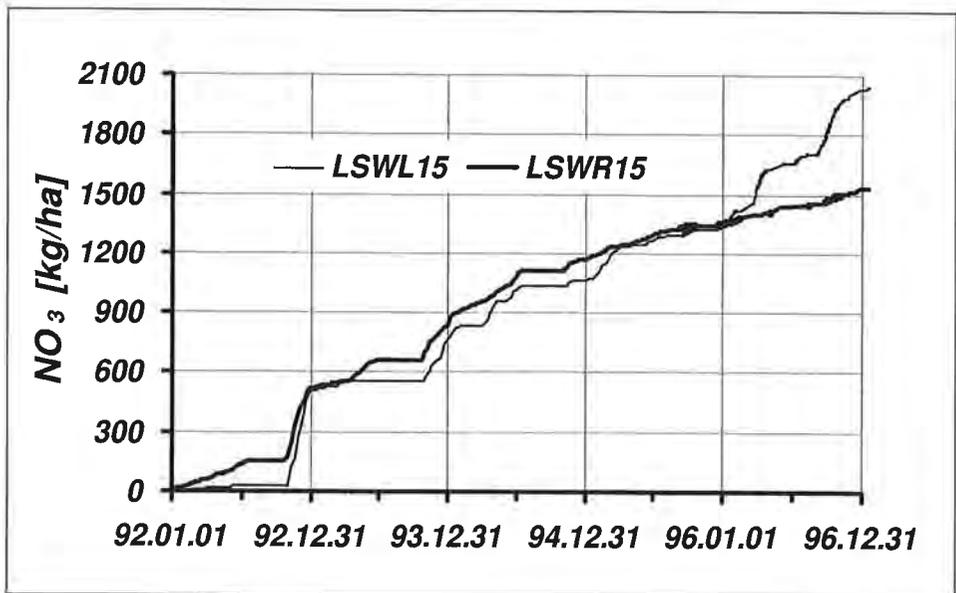


Fig. 97: Vergleich der berechneten Nitratfrachten (Summenlinie, kg/ha) zwischen Fruchtfolgeparzelle (LSWL15) und Maismonokulturparzelle (LSWR15) im Sickerwasser in 1,5 m unter GOK. Comparison of calculated nitrate flux (cumulative curve, kg/ha) in percolation water under crop rotation (LSWL15) and maize monoculture plot (LSWR15 at 1.5 m below surface).

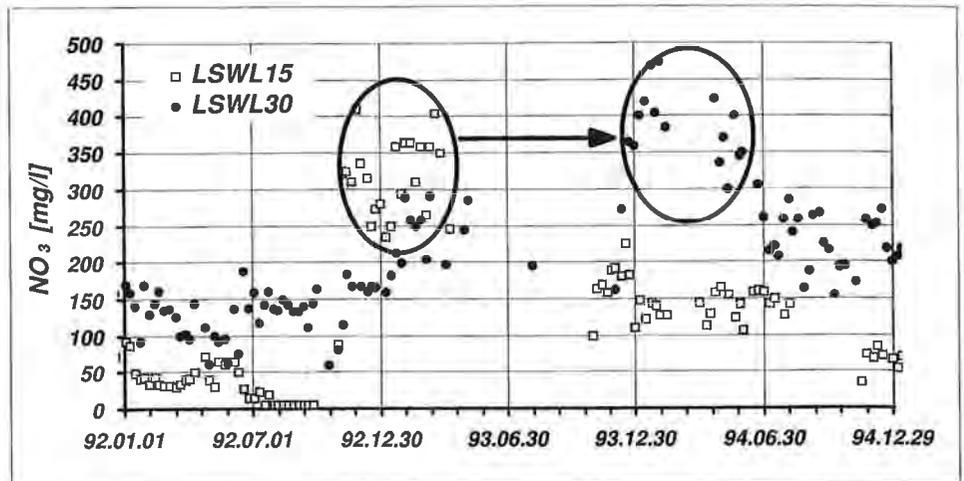


Fig. 98: Nitratkonzentrationen (mg/l) im Sickerwasser der Fruchtfolgeparzelle im Vergleich der Meß-tiefen 150 cm und 300 cm unter GOK zur Ableitung der Verlagerungsgeschwindigkeit.
Nitrate concentration (mg/l) in percolation water under crop rotation plot at measuring depths 150 and 300 cm below surface to detect flow velocity.

Aus der Multiplikation der gemessenen Nitratkonzentrationen und der Sickerwassermengen resultieren nach Umrechnung auf das Hektar als Flächenmaß die in Fig. 97 dargestellten Summenkurven der Nitratauswaschung. Es ist deutlich zu erkennen, daß unter den Rahmenbedingungen, wie sie von 1992 bis 1996 am Versuchsfeld Wagna herrschten, die Fruchtfolgevariante im Vergleich zur Maismonokultur keine Reduktion der Auswaschung von Stickstoff in Richtung Grundwasser bewirkte. Aufgrund der besseren Wasserspeicherung ist die Neubildung auf der Fruchtfolgeparzelle verringert, der höhere Humusgehalt und die Zufuhr organischen Materials über die winterharte Gründecke führt aber zu einer verstärkten Mineralisierung und damit zu höheren Austragskonzentrationen im Vergleich zur Maismonokulturparzelle. In Summe zeigt der Vergleich der beiden Varianten über einen Fruchtfolgezyklus (vier Jahre) praktisch identische Summenlinien. Das Jahr 1996 inkludierend, weist die Maismonokulturvariante sogar deutlich niedrigere Nitratfrachten auf.

Die extremen Verhältnisse des Jahres 1992 liefern aber in den gemessenen Nitratkonzentrationen auch sehr gute Hinweise auf die Verlagerungsgeschwindigkeit in den ungesättigten Sanden und Kiesen. Durch den Vergleich der gemessenen Nitratkonzentrationen auf der Fruchtfolgeparzelle in 1,5 m und in etwa 3 m unter GOK (Fig. 98) zeigt sich, daß die Spitzenwerte, die an der Meßstelle LSWL15 im Dezember 1992 gemessen werden, etwa im Februar 1994 an der Meßstelle LSWR30 wieder auftauchen. Die Grundwasserneubildung des Jahres 1993 bewirkt eine Verlagerung des in etwa 1,5 m Tiefe gebildeten Nitratpools mit einer Geschwindigkeit von 1,2 m/a, ein Ergebnis, das sehr gut mit den Auswertungen des Markierungsversuches im Jahr 1993 übereinstimmt.

4.4.3.2.3. Tiefenverteilung von Nitrat in der ungesättigten Zone

Die Meßanordnung der Versuchsanlage in Wagna erlaubt es, die Entwicklung der Nitratkonzentration nach Tiefe und Zeit über die gesamte ungesättigte Zone zu erfassen. Folgt man der Literatur (z. B. E. KLAGHOFER, 1991b), so wird üblicherweise davon ausgegangen, daß die Mineralisation des Stickstoffes zu Nitrat im Oberboden

vor sich geht und mit Erreichen der unterlagernden Schotter abgeschlossen ist. Dieser Vorstellung folgend, müßten die Nitratkonzentrationen in den Bodenschichten am höchsten sein. Mit zunehmender Meßtiefe sollten sich Nitratkonzentrationen einstellen, die kleiner oder gleich den Konzentrationen an der Unterkante der Bodenauflage wären. Betrachtet man aber die Meßdaten an der Station Wagna (Fig. 99), die in dieser Hinsicht von J. FANK & A. LEIS (1995) bzw. von A. LEIS (1996) ausgewertet wurden, so spiegeln diese ein gänzlich anderes Bild wider: Zwar werden in den obersten Bodenschichten hohe Nitratkonzentrationen erreicht, diese nehmen auch mit zunehmender Bodentiefe bis zur Unterkante der feinklastischen Bodenschichten signifikant ab, steigen aber mit weiter zunehmender Tiefe in den ungesättigten Sanden und Kiesen auf Werte größer als jene in den obersten Bodenschichten an.

Zur Visualisierung der Ergebnisse der statistischen Auswertung der Meßdaten aus dem Zeitraum 1992 bis 1996 wurde eine Boxplotdarstellung gewählt, in der neben den

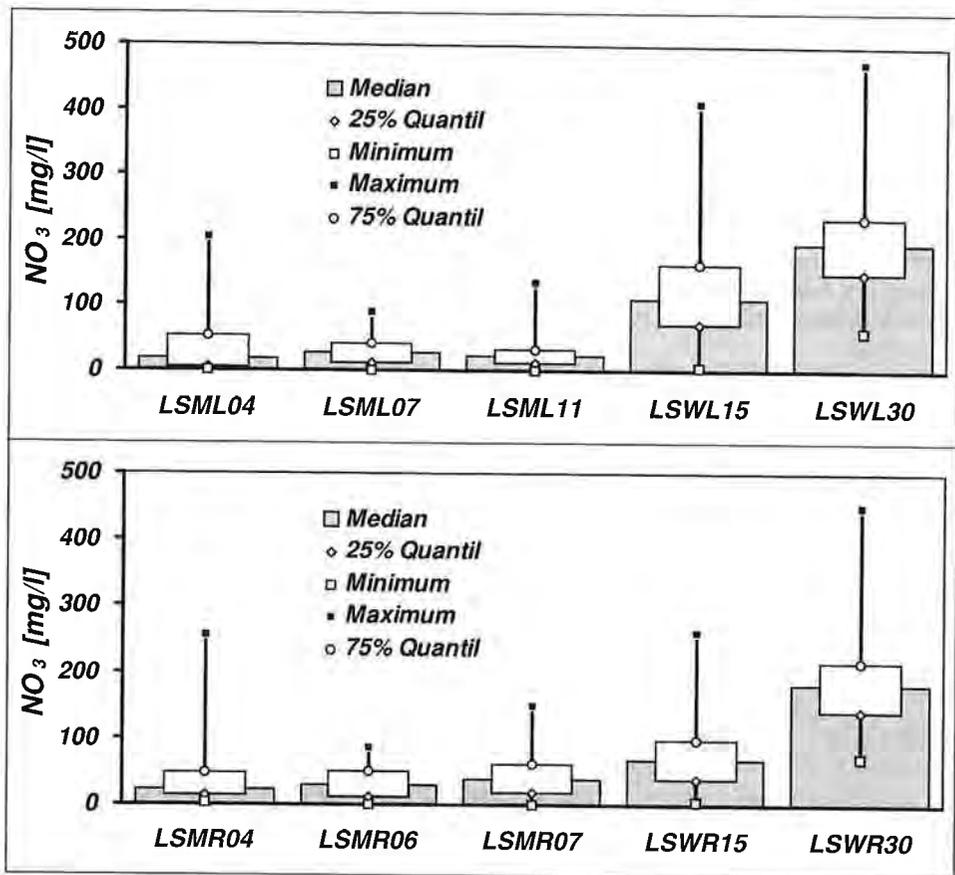


Fig. 99: Tiefenverteilung der Nitratkonzentration (mg/l) im Sickerwasser auf der Fruchtfolgeparzelle (oben) und der Maismonokulturparzelle (unten) als Ergebnis der statistischen Auswertung der Meßdaten von 1992 bis 1996.

Depth profile of nitrate concentration (mg/l) in percolation water at the different test sites under crop rotation plot (above) and maize monoculture plot (below). Visualization of the results of statistical evaluation of data measured during 1992 to 1996.

Mediankonzentrationen aus den 170 bis 313 Einzelmesswerten je Meßtiefe auch die auftretenden Minimal- und Maximalwerte dargestellt sind. In Form einer Box sind die 25 und 75 % Quantile der einzelnen Datenreihen angeführt. Diese Box charakterisiert also jenen Bereich, in dem die Hälfte aller Meßwerte zu liegen kommt. Die Meßwerte auf beiden Versuchspartzen zeigen ein sehr ähnliches Bild: Die Mediankonzentration nimmt mit der Tiefe zu, wobei im Oberboden nur eine unmerkliche, mit Erreichen der Schotteroberkante aber eine signifikante Erhöhung zu erkennen ist. Die auftretenden Maximalwerte zeigen an, daß im Oberboden (40 cm unter GOK) sehr hohe Werte gemessen werden, diese aber nur relativ selten, weshalb der Bereich zwischen 25 und 75 % Quantil in niedrigen Bereichen verbleibt. In den feinklastischen Deckschichten nimmt mit zunehmender Tiefe die Streubreite der Werte deutlich ab. In den ungesättigten Kiesen und Sanden ist eine deutliche Steigerung aller statistischen Kennzahlen zu erkennen: Die maximal auftretenden Konzentrationen nehmen stark zu und erreichen in 300 cm unter GOK auf beiden Seiten mit Werten nahe 500 mg/l ihr Maximum. Aber auch die Mediankonzentration steigt signifikant an und der Bereich zwischen 25 und 75 % aller Meßwerte nimmt auf der Werteskala zu und wird auch breiter – d. h. die Verteilung dieser zentralen Werte wird deutlich homogener. Dieses Phänomen charakterisiert auch die Häufigkeitsverteilung der Nitratmesswerte im Vergleich der beiden unterschiedlich bewirtschafteten Versuchspartzen und in unterschiedlichen Meßtiefen, die in Fig. 100 dargestellt ist. Die Angabe der Häufigkeit erfolgt dabei in Prozent der Meßtermine, wobei als Datenbasis alle Nitratmessungen von 1992 bis 1996 einfließen. In Abhängigkeit vom Anfall an Sickerwasser ist die Zahl der Messungen je Meßstelle naturgemäß unterschiedlich. In Summe wurden 2583 Analysen berücksichtigt. Die Einteilung der Klassen erfolgte in 50 mg-Schritten, wobei die unterste Klasse jenen Meßbereich dokumentiert, der aus der Nachweisgrenze im Feldmeßverfahren resultiert (< 5 mg/l).

Aus der Darstellung in Fig. 100 ist klar ersichtlich, daß auf beiden untersuchten Partzen mit zunehmender Meßtiefe die Häufigkeit hoher Nitratkonzentrationen zu- und diejenige niedriger Konzentrationen abnimmt. Während an den Meßstellen im feinklastischen Oberboden > 90 % aller Beobachtungen Nitratkonzentrationen von < 100 mg/l aufwiesen – wobei hier zwischen 10 und 30 % der Analysenwerte unter der Grenze von 5 mg/l verblieben – hatten > 95 % aller Proben in 3 m unter GOK Nitratkonzentrationen von > 100 mg/l. Der dominante Bereich liegt in dieser Tiefe zwischen 100 und 250 mg/l (> 75 % aller Messungen). Die Meßtiefe in 150 cm unter GOK stellt eine Verbindung zwischen den angeführten Extremen dar: Der Bereich zwischen 5 und 150 mg/l Nitrat weist die größte Häufigkeit auf, auf der Fruchtfolgeparzelle ist auch der Wertebereich von 150–200 mg/l mit > 25 % der Meßwerte stark vertreten.

Der Vergleich der beiden untersuchten Partzen zeigt in der Meßtiefe von 300 cm unter GOK praktisch idente Häufigkeiten. In den seichteren Meßhorizonten sind die Unterschiede bedeutend größer, wobei die Fruchtfolgeparzelle in den Analysen aus dem feinklastischen Boden eine Häufung der niederen Konzentrationen erkennen läßt. In 150 cm unter GOK ist dieses Verhältnis aufgrund der extremen Verhältnisse im Herbst 1992 umgekehrt.

Durch den Vergleich der gemessenen Bromidverteilung nach Tiefe und Zeit mit den gemessenen Nitratkonzentrationen (J. FANK, 1996) wird klar, daß dieses Phänomen keinesfalls auf meßtechnische Probleme zurückgeführt werden kann, da die Bromidverteilung in der ungesättigten Zone der klassischen Vorstellung von Transportprozessen entspricht (siehe auch Kap. 4.4.2.3.). Die davon abweichenden Ergebnisse der Nitratmessungen führten zur Hypothese, daß im ungesättigten Sand-Kies-Bereich

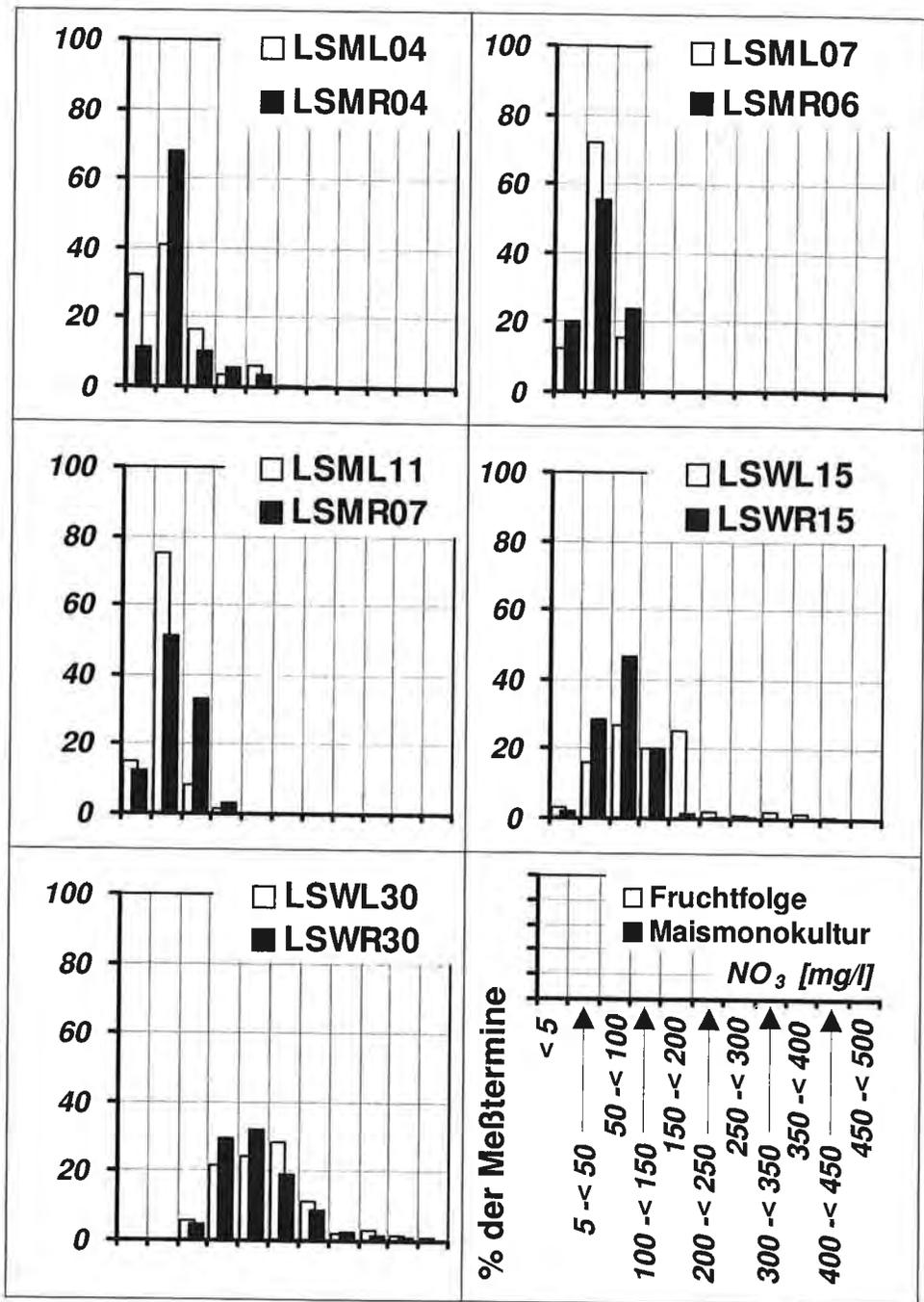


Fig. 100: Häufigkeitsverteilung der Nitratmeßwerte im Vergleich von Maismonokultur- und Fruchtfolgeparzellen in unterschiedlichen Meßtiefen.
 Frequency distribution of nitrate concentration in different depths under maize monoculture and crop rotation.

Mineralisations- und Nitrifikationsprozesse stattfinden, die zu einer zusätzlichen Nitratanreicherung führen.

Erste Untersuchungen im Frühjahr 1995 deuteten darauf hin, daß neben Nitrat teilweise auch Ammonium und leicht lösliche organische Stoffe aus dem Oberboden ausgewaschen werden. Nach Verlagerung in tiefere Bodenschichten stehen diese Verbindungen im Sand-Kies-Horizont zur Verfügung und können dann in Gegenwart geeigneter Bedingungen in Nitrat übergeführt werden (J. FANK & A. LEIS, 1995). Da sich die genauen Ursachen für diese Nitratanreicherung im ungesättigten Schotterbereich durch die Standardmeßdaten der Station Wagna nur ungenügend begründen ließen, wurde das Versuchsprogramm der Forschungsanlage um einige neue Analyseparameter aus dem Bereich der Mikrobiologie (A. STUHLBACHER, 1996) und der organischen Chemie erweitert. A. LEIS (1996) kommt zum Ergebnis, daß die mikrobiologischen und chemischen Bodenuntersuchungen darauf hindeuten, daß es sich bei den ungesättigten Sanden und Kiesen des Leibnitzer Feldes keineswegs um unbelebten Mineralboden, sondern vielmehr um ein eigenes Ökosystem handelt: Ein Ökosystem, in dem verschiedenste Mikroorganismen, insbesondere aber hoch angepaßte Spezialisten, wie die chemolithoautotroph lebenden Nitrifikanten, nahezu ganzjährig gute Lebensbedingungen vorfinden. Einmal aus den gut durchlässigen, seichtgründigen Deckschichten ausgewaschene, aber noch nicht als Nitrat vorliegende Stickstoffspezies können auch in den tieferen Schichten der ungesättigten Zone jederzeit noch in Nitrat überführt werden. A. STUHLBACHER (1996) erkennt, daß im Sand-Kies-Bereich der Anteil der Nitrifikanten und deren Aktivität – wenngleich mit einer ausgeprägten saisonalen Dynamik – auf einen stärkeren Beitrag mikrobieller Zönosen an der gesamten Stickstoffdynamik hinweist, als bis dahin angenommen.

Unklar war allerdings, ob und inwieweit es sich bei den im Sand-Kies-Bereich beobachteten Phänomenen um lokale Adaptionsprozesse an die intensive landwirtschaftliche Bewirtschaftung der Forschungsstation Wagna oder aber um eine generelle Eigenschaft der seichtgründigen Standorte über Schotter handelt. Zur Klärung dieser Frage wurden vergleichende mikrobiologische und chemische Untersuchungen in der ungesättigten Zone von verschiedenen Bodenstandorten des Leibnitzer Feldes durchgeführt (A. LEIS & A. STUHLBACHER, 1997). Die Ergebnisse der mikrobiologischen Untersuchungen ergaben, daß an allen beprobten Standorten, die über das gesamte Leibnitzer Feld verteilt waren, in jeder beprobten Tiefe Nitrifikationsprozesse nicht nur ablaufen können, sondern auch tatsächlich stattfinden. Allerdings war die Intensität der Nitrifikationsprozesse an den untersuchten Standorten in Abhängigkeit von der Substratversorgung in den einzelnen Bodentiefen sehr unterschiedlich. Weitgehend ungeklärt ist die Frage der Substratversorgung der Nitrifikanten in den tieferliegenden Bodenschichten. Die ersten Ergebnisse der chemischen Untersuchungen deuten darauf hin, daß insbesondere an den seicht- und mittelgründigen Standorten neben Nitrat teilweise auch Ammonium tieferverlagert werden kann (A. LEIS & A. STUHLBACHER, 1997).

4.4.3.3. Modellierung des Nitrattransportes

Ähnlich den Fragen der Grundwasserneubildung aus infiltrierenden Niederschlägen sind auch bei den Problemen der Nitratbelastung des Sickerwassers Meßzeiträume von fünf Jahren wesentlich zu kurz, um die Nitrat Auswaschung in das Grundwasser in Abhängigkeit von den möglichen hydrometeorologischen Rahmenbedingungen zu beschreiben. Zur Beschreibung der sehr komplexen Interaktionen und vielfältigen Einflußgrößen im Wasser- und Stickstoffkreislauf eines pflanzenbaulich genutzten Bodens finden häufig Simulationsmodelle Anwendung, die Witterung, Standort, Vegetation,

Betriebsmitteleinsatz und mikrobiologische Umsetzungsaktivität kausal zu verknüpfen trachten, wobei die damit verbundenen Möglichkeiten ebenso herauszustreichen sind, wie auf die Unsicherheiten und Grenzen hinzuweisen ist.

Am Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt des Bundesamtes für Wasserwirtschaft wurde das Simulationsmodell STOTRASIM zur numerischen Beschreibung des Stickstoffkreislaufs einer landwirtschaftlich genutzten Fläche entwickelt (F. FEICHTINGER, 1998a) und an dort verfügbarem Datenmaterial validiert. Zum Bodenwasserhaushalt stützt sich der Rechenansatz auf das Simulationsmodell SIMWASER (E. STENITZER, 1988). Das Modell STOTRASIM wurde anhand der Daten der Forschungsstation Wagna für die Verhältnisse des Leibnitzer Feldes kalibriert.

4.4.3.3.1. Modellkonzept

In STOTRASIM wird die Stickstoffdynamik eines Bodenprofils in eindimensionaler vertikaler Richtung beschrieben, wobei das Hauptaugenmerk auf die Quantifizierung der Nitratauswaschung in den Untergrund gelegt ist. Die Bodenoberfläche ist die obere Begrenzung des Bodenprofils und die untere Begrenzung ist durch die Eingabedaten jeweils zu definieren. Das Modell errechnet für dieses Bodenprofil Tagesbilanzen des Stickstoffhaushaltes unter den vereinfachenden Annahmen, daß der Stickstofftransport im Boden zur Gänze an die Wasserbewegung gekoppelt ist, daß alle Stickstoffkomponenten im Boden in Nitrat umgewandelt werden, um Mobilität zu erlangen, daß eingeschränktes Pflanzenwachstum ausschließlich aus Wasser- oder Stickstoffmangel rührt und daß andere Fließkomponenten wie Makroporenfluß oder Interflow von vernachlässigbarer Bedeutung sind. Der Stickstoffbedarf (Vegetationsentzug und Immobilisation) wird ausschließlich aus dem Nitratstickstoff abgedeckt (F. FEICHTINGER, 1998a).

Stickstoffeinträge erfolgen in STOTRASIM durch Niederschlag, Beregnung, Bindung von Luftstickstoff durch Leguminosen, Düngung, Rückfuhr von Pflanzenmasse (Stroh, Wurzeln) und kapillaren Aufstieg, Stickstoffausträge durch Pflanzenaufnahme, Denitrifikation und Auswaschung. Stofftransport in Richtung Grundwasser erfolgt durch Konvektion und Diffusion/Dispersion, in die Gegenrichtung wirkt die Evapotranspiration. Mineralisation, Nitrifikation und Immobilisation sind als Prozesse zur Beschreibung des Stickstoffumsatzes zwischen den verschiedenen Stickstoffpools implementiert (F. FEICHTINGER, 1998a; vgl. auch Fig. 88 und Fig. 89).

4.4.3.3.2. Modellkalibration

Basierend auf STOTRASIM zugrundeliegenden Modellannahmen (F. FEICHTINGER, 1998a), den meteorologischen Meßdaten der Station Wagna, den landwirtschaftlichen Fruchtfolge- und Bewirtschaftungsdaten am Standort Wagna und umfangreichen bodenchemischen und bodenbiologischen Untersuchungen (A. LEIS, 1996, A. STUHLBACHER, 1996 und A. LEIS & A. STUHLBACHER, 1997) wurde das Stickstofftransportmodell unter besonderer Berücksichtigung des Nitrataustrages in Richtung Grundwasser für den Standort Wagna kalibriert. Das zugrundeliegende Wasserhaushaltsmodell beruht auf den Ergebnissen in Kap. 4.4.1.5.4.

Die Ergebnisse der Modellkalibration für die Maismonokulturparzelle an der Forschungsstation Wagna ist für eine Profiltiefe von 150 cm unter GOK in Fig. 101 dargestellt. Die Summenkurve des simulierten Stickstoffaustrages im Untersuchungszeitraum 1. 8. 1992 bis 31. 12. 1995 zeigt im Vergleich zur Summenkurve der an der Meßstelle LSWR15 gemessenen Stickstoffbefruchtung des Sickerwassers eine ausgezeichnete Übereinstimmung sowohl in den absoluten Höhen als auch im zeitlichen Verlauf. Für die Maismonokulturparzelle errechnet sich im Untersuchungszeitraum 1992

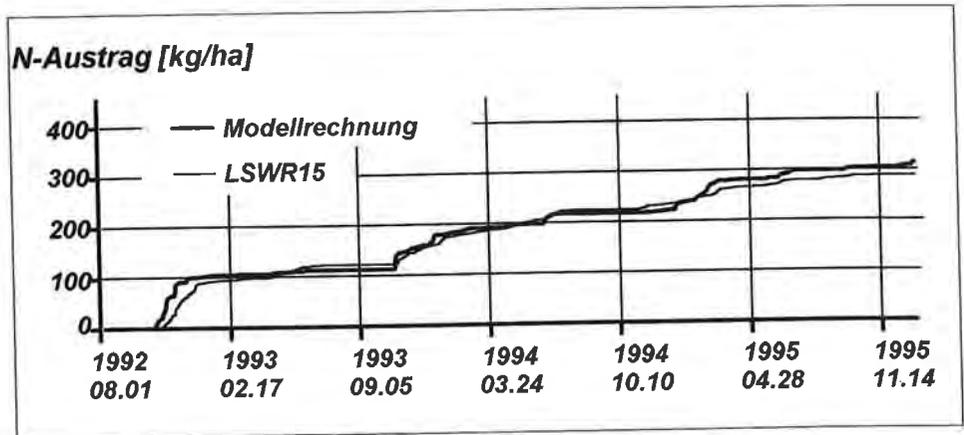


Fig. 101: Gegenüberstellung der gemessenen und simulierten akkumulierten Stickstoffausträge (kg/ha) in 150 cm unter GOK am Standort Lysimeter Wagna, Maismonokultur, 1. 8. 1992 bis 31. 12. 1995 (F. FEICHTINGER, 1998b).
 Comparison of measured and simulated cumulative curves of nitrogen influx (kg/ha) at 150 cm below surface at the plot under maize monoculture, for the period 1st of August, 1992 to 31st of December 1995 (F. FEICHTINGER, 1998b).

bis 1995 ein jährlicher Stickstoffaustrag von 92 kg/ha/a, entsprechend einer mittleren Nitratkonzentration im Sickerwasser in 1,5 m unter GOK von 100 mg/l.

Die Ergebnisse der Modellkalibration des Stickstoffaustrages an der Fruchtfolgeparzelle der Forschungsstation Wagna sind in Fig. 102 dargestellt. Auch die unter den Bodenverhältnissen und den landwirtschaftlichen Bewirtschaftungsdaten der linken Seite der Lysimeterstation gemessenen Stickstoffausträge in Richtung Grundwasser (Meß-

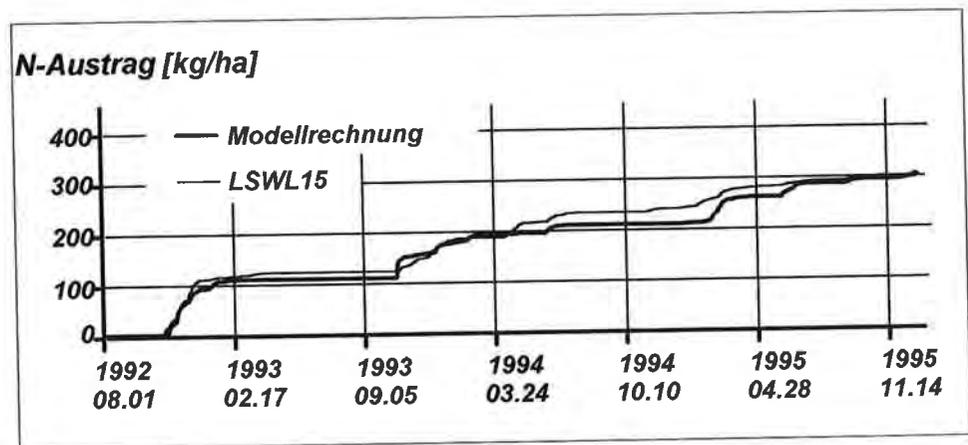


Fig. 102: Gegenüberstellung der gemessenen und simulierten akkumulierten Stickstoffausträge (kg/ha) in 150 cm unter GOK am Standort Lysimeter Wagna, Fruchtfolge, 1. 8. 1992 bis 31. 12. 1995 (F. FEICHTINGER, 1998b).
 Comparison of measured and simulated cumulative curves of nitrogen influx (kg/ha) at 150 cm below surface at the plot under crop rotation, for the period 1st of August 1992 to 31st of December 1995 (F. FEICHTINGER, 1998b).

stelle LSWL15) können durch das Modell STOTRASIM hervorragend nachgebildet werden. Für die Fruchtfolgeparzelle errechnet sich im Untersuchungszeitraum 1992 bis 1995 ein jährlicher Stickstoffaustrag von 86 kg/ha/a, aufgrund der geringeren Sickerwassermengen entspricht dies einer mittleren Nitratkonzentration im Sickerwasser in 1,5 m unter GOK von 127 mg/l.

4.4.3.3. Simulationsrechnungen

Aufgrund der sehr komplexen Einflüsse auf Sickerwassermenge und Stickstoffaustrag (Bodenprofil, Bodenmächtigkeit, Fruchtfolge, Bewirtschaftung, Düngermenge) lassen sich die Meßergebnisse einer Variante nur sehr schwer auf andere Bodenprofile und andere Bewirtschaftungsdaten übertragen.

Durch das kalibrierte Bodenwasserhaushalts- und Stickstofftransportmodell war es nun aber möglich, für den Bodenstandort Wagna rechts (Maismonokulturparzelle) eine Fruchtfolge und Bewirtschaftungsvariante, wie sie auf der Fruchtfolgeparzelle der Forschungsstation Wagna im Untersuchungszeitraum 1992 bis 1995 angelegt war, zu simulieren. Aus dieser Simulationsrechnung ergab sich ein mittlerer jährlicher Stickstoffaustrag von 81 kg/ha/a, entsprechend einer mittleren Nitratkonzentration von 99 mg/l (F. FEICHTINGER, 1998b). Die Bewirtschaftung der Maismonokulturparzelle mit der vierschlägigen Fruchtfolge und den landwirtschaftlichen Maßnahmen auf der Fruchtfolgeparzelle würde demnach zu einer geringfügigen Reduktion des Stickstoffaustrages führen. Diese Verminderung geht aber auf Kosten der Grundwasserneubildung, da sich die Nitratkonzentration im Sickerwasser praktisch nicht verändert.

Die Berechnung des Stickstoffaustrages auf dem Bodenprofil der Fruchtfolgeparzelle unter Maisanbau in Monokultur ohne winterharte Gründücke und den Bewirtschaftungsmaßnahmen der Maismonokulturparzelle ergab eine Stickstoffauswaschung von 104 kg/ha/a entsprechend einer mittleren Nitratkonzentration im Sickerwasser von 131 mg/l (F. FEICHTINGER, 1998b). Die Nutzung des Standortes der Fruchtfolgeparzelle durch Maisanbau in Monokultur würde aufgrund der höheren Mineralisation von Stickstoff aus dem Boden und der erhöhten Grundwasserneubildung zu einer deutlichen Erhöhung des Stickstoffaustrages und auch zu einer geringfügigen Erhöhung der mittleren Nitratkonzentration im Sickerwasser führen.

Wie bereits mehrfach erwähnt, sind die bisher an der Forschungsstation Wagna gewonnenen Datenreihen zu kurz, um das Verhalten von Grundwasserneubildung und Stickstoffaustrag im Jahreslauf und als langfristige Mittelwerte beschreiben zu können. Mit Hilfe des für das Leibnitzer Feld kalibrierten Stickstofftransportmodells wurde deshalb für den Zeitraum 1976 bis 1995 die Grundwasserneubildung und der Stickstoffaustrag aus der ungesättigten Zone für verschiedene Bodenformen berechnet. Wegen der Notwendigkeit bei derartigen Simulationsrechnungen einen ausreichend großen Vorrechenzeitraum einzuplanen, um im Modell eine Konsolidierung des Systems zu erreichen, wurde als effektiver Bilanzierungszeitraum die Periode 1982 bis 1995 herangezogen. Als Inputdaten für die Modellrechnung wurden die Wetterdaten der Station Leibnitz/Sulm eingesetzt.

Als Bewirtschaftungsvariante wurde eine Maismonokultur mit winterharter Gründücke gewählt, eine Form der Bewirtschaftung, die in großen Teilen der Schongebiete des Leibnitzer Feldes eingesetzt wird: Bei einer Startgüllegabe von 67,5 kg N/ha zwischen 5. und 15. April jeden Jahres wurde mit einer Zusatzdüngung von 90 kg N/ha zwischen dem 20. und 30. Mai eine Jahres-N-Gabe von 157,5 kg N eingesetzt. Die Bearbeitungstermine innerhalb des Jahreslaufes wurden so angesetzt, daß sie mit den Wit-

terungsverhältnissen vereinbar sind. Detaillierte Informationen über die durchgeführten Modellrechnungen sind J. FANK & F. FEICHTINGER (1998) zu entnehmen.

In der Österreichischen Bodenkarte 1 : 25 000, Kartierungsbereich Leibnitz, wird im Bereich der Lysimeterstation Wagna die Bodenform BF17 ausgewiesen. Es ist dies eine Lockersediment Braunerde, deren Profilbeschreibung in etwa den tatsächlichen Verhältnissen der linken Lysimeterseite (Fruchtfolgeparzelle) entspricht.

Vergleicht man allerdings die Bodenverhältnisse auf der Maismonokulturparzelle mit den Angaben in der Bodenkarte, so ist zu erkennen, daß in diesem Bereich eher Verhältnisse vorherrschen, die der Bodenform BF15a entsprechen. Unter Verwendung der Modellberechnungsergebnisse in J. FANK & F. FEICHTINGER (1998) kann die Grundwasserneubildung und auch der mittlere jährliche Stickstoffaustrag aus der ungesättigten Bodenzone bei Maismonokultur mit winterharter Gründecke abgeschätzt werden.

Die Ergebnisse der Simulationsrechnungen sind als mittlerer Wert für ein Jahr aus der Periode 1982 bis 1995 in Tab. 31 zusammengefaßt: Bei einem mittleren Jahresniederschlag von 896 mm ist auf der Bodenform BF17 mit einer Verdunstung von 654 mm/a und dementsprechend mit einer mittleren Grundwasserneubildungsrate von 242 mm/a zu rechnen. Für die Bodenform BF15a ergibt sich eine Sickerwassermenge von 331 mm/a. Das bessere Wasserspeichervermögen der Bodenform BF17a ergibt signifikant höhere Erträge im Vergleich zu BF15a (erkennbar an der deutlich höheren Trockenmassebildung). Bei gleichem Düngeraufwand und gleichem sonstigen Stickstoffimport wirkt sich die höhere Grundwasserneubildung – verbunden mit dem geringeren Ertrag und damit geringerer Ausschöpfung der Stickstoffreserven – in einem deutlich höheren Stickstoffverlust durch Auswaschung auf der Bodenform BF15a aus (81 kg N/ha/a im Vergleich zu 28 kg N/ha/a). Dementsprechend ist natürlich auch die mittlere Nitratkonzentration im Sickerwasser der geringer mächtigen Bodenform bei sonst gleichen Bewirtschaftungsbedingungen mit 109 mg/l im Vergleich zu 50 mg/l deutlich höher.

Der mittlere Jahresgang der Grundwasserneubildung für die beiden vorgestellten Bodenformen ist in Fig. 103, der mittlere Jahresgang der Stickstoffauswaschung in Fig. 104 dargestellt. Hinsichtlich der Grundwasserneubildung liegen im jahreszeitlichen Verlauf

Tab. 31: Simulation des mittleren jährlichen Stickstoffaustrages aus der ungesättigten Zone für die Bodenformen BF17 und BF15a (Kartierungsbereich Leibnitz) über die Periode 1982 bis 1995. Simulation of yearly mean nitrogen leaching from the unsaturated zone from the soil formations BF17 and BF15a (mapping area Leibnitz) for the period 1982 to 1995.

1982 bis 1995	BF17 Wagna Fruchtfolge	BF15a Wagna Maismonokultur
Niederschlagssumme (mm/a)	896	896
ET _{akt} (mm/a)	654	566
Grundwasserneubildung (mm/a)	242	331
Durchwurzelungstiefe (cm)	104	61
Trockenmassebildung (kg/ha/a)	31 290	27 060
N _{min} -Eintrag Dünger (kg/ha/a)	149	149
N _{org} -Eintrag Dünger (kg/ha/a)	40	40
N-Eintrag Deposition (kg/ha/a)	27	27
N-Versickerung (kg/ha/a)	28	81
N-Abgabe Atmosphäre (kg/ha/a)	33	33
N-Abfuhr (Erntegut) (kg/ha/a)	92	98
Nitratkonzentration (mg/l)	50	109

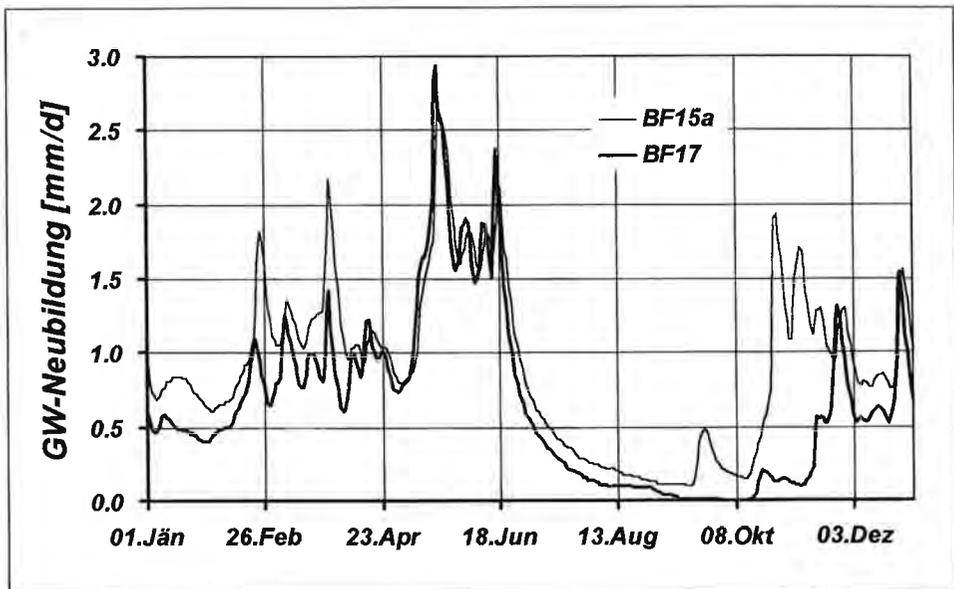


Fig. 103: Mittlerer Jahresgang der Grundwasserneubildung aus der Periode 1982 bis 1995 für die Bodenformen BF17 und BF15a (Kartierungsbereich Leibnitz).
 Mean yearly hydrograph of groundwater recharge for the period 1982 to 1995 for the soil formations BF17 and BF15a (mapping area Leibnitz).

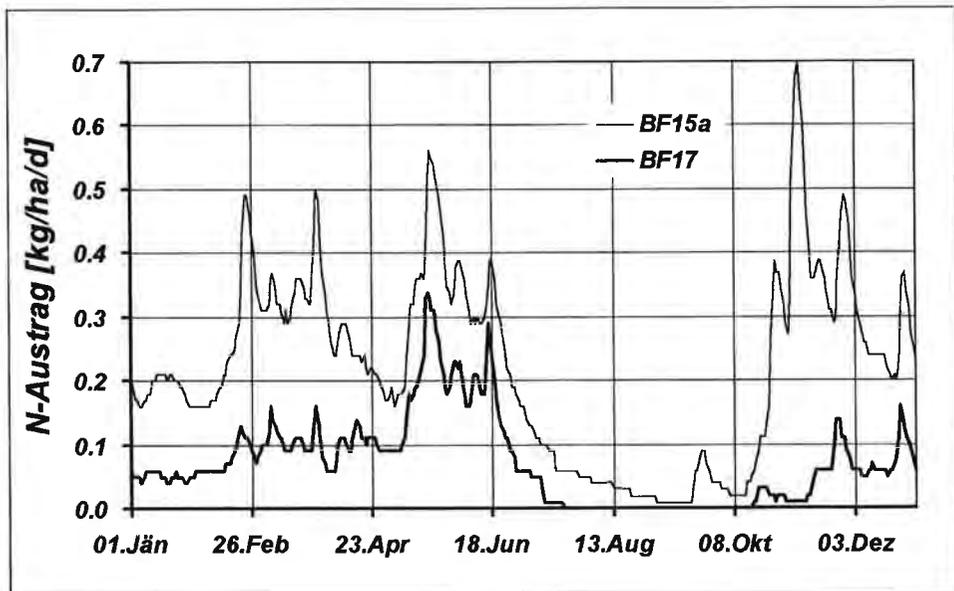


Fig. 104: Mittlerer Jahresgang des Stickstoffaustrages aus der ungesättigten Zone für die Periode 1982 bis 1995 für die Bodenformen BF17 und BF15a (Kartierungsbereich Leibnitz).
 Mean yearly fluctuation of nitrogen flux through the unsaturated zone for the period 1982 to 1995 for the soil formations BF17 and BF15a (mapping area Leibnitz).

die Unterschiede vor allem in den Herbstmonaten, wo aufgrund des geringeren Wasserspeichervermögens der Bodenform BF15a die Neubildung wesentlich früher einsetzt.

Hinsichtlich der jahreszeitlichen Verteilung des Stickstoffaustrages in Richtung Grundwasser liegen die Werte der Bodenform BF15a aufgrund der geringeren Speicherfähigkeit und der schlechteren Ausschöpfung das ganze Jahr deutlich über den Werten der Bodenform BF17. An die Neubildungsverteilung gekoppelt zeigt die Bodenform BF15a das Austragsmaximum eindeutig in den Herbstmonaten, die maximalen Austräge auf der Bodenform BF17 sind dagegen in den Spätfrühjahrsmonaten zu erwarten.

Zusammenfassend ist hier festzuhalten, daß unter den hydrometeorologischen Rahmenbedingungen des Leibnitzer Feldes auf den Böden, die in etwa der Bodenform BF17 entsprechen, ein wirtschaftlicher Intensivackerbau unter Einhaltung von Trinkwassergrenzwerten denkbar erscheint, auf seichten Standorten, die eher der Bodenform BF15a nahekommen, kann die Einhaltung von Trinkwassergrenzwerten im Sickerwasser auch im langfristigen Mittel nur durch andere Nutzungsformen mit geringen Stickstoffausträgen gewährleistet werden. Da aber im Grundwasser eine Vermischung der einzelnen Neubildungskomponenten durch den horizontalen Transport erfolgt, tragen nichtlandwirtschaftliche Nutzungen, die ähnliche Neubildungsmengen garantieren, aber wesentlich geringere Stickstoffausträge erwarten lassen, zu einer Grundwasserqualität im westlichen Leibnitzer Feld bei, die die Nutzung des Grundwassers als Trinkwasser ohne größere Probleme ermöglichen. Dieses Zusammenwirken verschiedenster Prozesse in Zeit und Raum wird in weiterer Folge noch näher zu diskutieren sein.

5. Übertragung der Ergebnisse aus der Forschungsstation Wagna auf den südlichen Teil des westlichen Leibnitzer Feldes

Wie in Kap. 4.4. dargelegt, wurden im Bereich der Forschungsstation Wagna umfangreiche Untersuchungen durchgeführt, die einerseits die Grundwasserneubildungsmenge aus Niederschlägen, andererseits den zeitlichen Verlauf der Infiltration sowie auch den Nitrataustrag aus den Versuchsflächen unter den dort vorherrschenden pedologischen, landwirtschaftlichen und hydrometeorologischen Rahmenbedingungen detailliert erfassen. Diese Daten stellen auch die Basis für die Kalibration eines Bodenwasserhaushalts- und Nitrattransportmodelles dar (Kap. 4.4.1.5.4. und Kap. 4.4.3.3.).

Da jedoch für die Grundwassersituation in quantitativer und qualitativer Hinsicht nicht nur die Austräge aus landwirtschaftlichen Flächen, sondern auch die Neubildungsmengen und Stoffbefrachtungen aus anderen Nutzungsformen sowie auch der horizontale Transport des Grundwassers eine entscheidende Rolle spielen, ist es notwendig, die an der Forschungsstation Wagna erhaltenen Ergebnisse auf eine größere Fläche zu projizieren. Als Testgebiet wurde der Würmterrassenkörper im südlichen Teil des westlichen Leibnitzer Feldes ausgewählt, da hier einerseits davon ausgegangen werden kann, daß die Forschungsstation Wagna dafür repräsentativen Charakter hat und andererseits für diesen Bereich umfangreiche grundwasserhydrologische Daten durch den hydrographischen Dienst sowie Qualitätsdaten des Grundwassers im Rahmen der Wassergütererhebungsverordnung (WGEV) zur Verfügung stehen. Zahlreiche Werte werden durch die Trinkwasseruntersuchungen der Leibnitzerfeld Wasserversorgungs Ges.m.b.H sowie weiterer kommunaler Wasserversorgungsbrunnen gewonnen. Die

Lage des Untersuchungsgebietes mit der für die Auswertung vorgenommenen Gebietsabgrenzung und die vorliegenden Beobachtungsstellen des Hydrographischen Dienstes sind in Fig. 105 dargestellt. Auch die Lage der Grundwassermessstelle bei der Forschungsstation Wagna ist vermerkt.

Im Zuge der Gebietsabgrenzung wurden die Aubereiche der Mur im E sowie der Sulm und der Laßnitz im W ausgeschieden, da hier einerseits grundsätzlich andere bodenkundliche Verhältnisse im Vergleich zum Standort Wagna herrschen, andererseits auch keine Meßstellen zur Erfassung der grundwasserhydrologischen Verhältnisse existie-

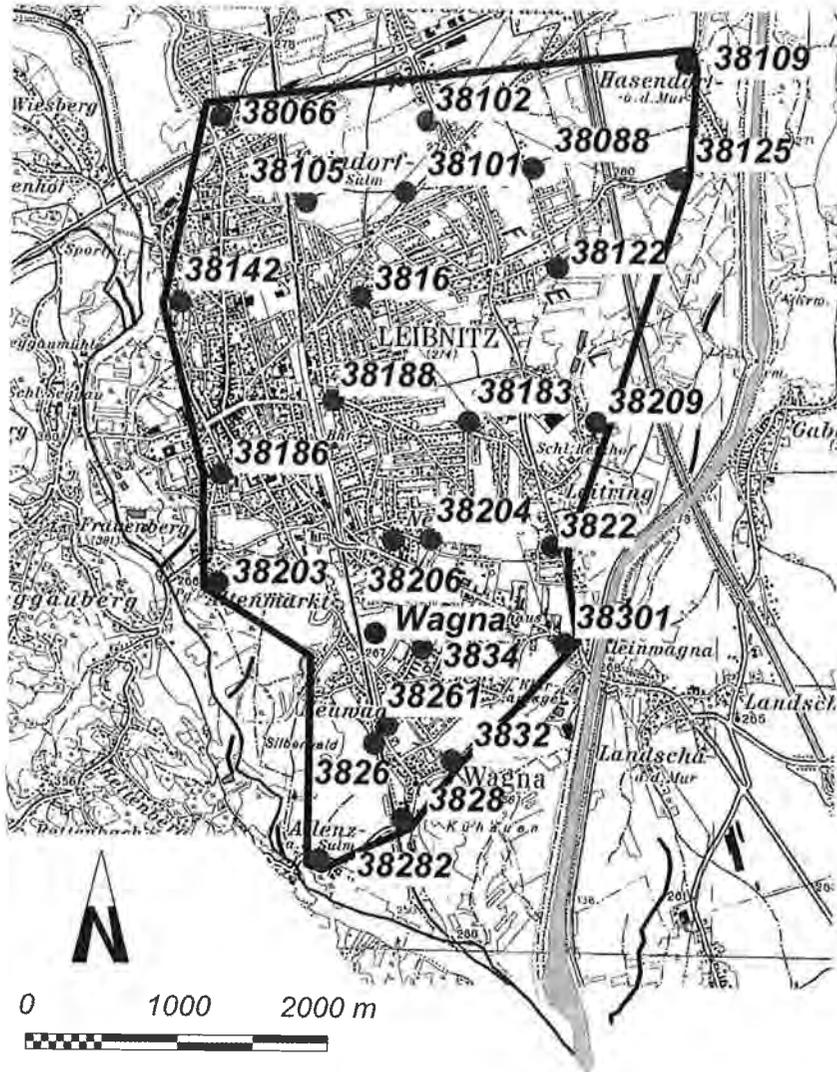


Fig. 105: Untersuchungsgebiet im südlichen Teil der Würmterrasse des westlichen Leibnitzer Feldes zur Erfassung von Grundwasserneubildung und Nitrataustrag in einem regionalen Maßstab. Model area to evaluate groundwater recharge and nitrate leaching (southern part of the glacial terrace of the western Leibnitzer Feld).

ren. Zum anderen ist im westlichen Leibnitzer Feld für Fragen der überregionalen Trinkwasserversorgung und den damit einhergehenden Notwendigkeiten des Grundwasserschutzes der Bereich der Würmterrassenschotter von deutlich übergeordnetem Interesse.

Die nördliche Begrenzung des Untersuchungsgebietes ist eine willkürliche und orientiert sich an vorhandenen Grundwasserstandsmeßstellen. Für diese Abgrenzung von Bedeutung ist aber auch das bezüglich Grundwasserneubildung und Nitrataustrag im Detail unbekanntes Verhalten der im Raum Tillmitsch (nördlich des ausgewählten Untersuchungsgebietes) gelegenen Naß- und Trockenbaggerungen. Zur Erfassung dieses Einflusses sind in Zukunft noch weiterführende Untersuchungen notwendig.

5.1. Modellansatz

Wie in Kap. 4.4.1.5.5. nachgewiesen werden konnte, ist es im Bereich der Würmterrasse des westlichen Leibnitzer Feldes möglich sowohl die Menge als auch den zeitlichen Verlauf der Grundwasserneubildung aus infiltrierenden Niederschlägen aus den Grundwasserstandsganglinien abzuleiten. Im Vergleich zu anderen Verfahren liefert diese Methode Ergebnisse, die einerseits von der Landnutzung unabhängig sind und andererseits die Grundwassererneuerung direkt an der Grundwasser Oberfläche beschreiben. Zur Übertragung dieser prinzipiell punktförmigen Informationen auf größere Flächeneinheiten steht das Methodenspektrum der Geostatistik zur Verfügung, worauf noch näher einzugehen sein wird. Aus der Anwendung geostatistischer Verfahren auf Jahressummen der Grundwasserneubildung an einzelnen Meßstellen ist die Beschreibung der flächendeckenden regionalen Verteilung allein aus einfach zu messenden Grundwasserstandsdaten möglich.

Für den Bereich der landwirtschaftlich genutzten Flächen sind bei Kenntnis der Bodenverhältnisse und der Landnutzung unter Verwendung eines kalibrierten Bodenwasserhaushalts- und Nitrattransportmodells Neubildung und Nitrataustrag für homogene Teilflächen berechenbar. Die Verwendung eines Geographischen Informationssystems (GIS) erlaubt die Flächengewichtung über die einzelnen Teilflächen und die Bestimmung von Grundwassererneuerung und damit verbundenem Nitrataustrag in das Grundwasser aus landwirtschaftlich genutzten Flächen.

Im Bereich nicht landwirtschaftlich genutzter Flächen kann durch die Auswertung der Grundwasserstandsganglinien die Grundwasserneubildung bestimmt werden. Auch hier kann die Geostatistik helfen, für diese Ganglinien Repräsentativbereiche zu ermitteln, um über eine GIS-basierte Flächengewichtung in Kombination mit den Flächen landwirtschaftlicher Nutzung die Grundwasserneubildung aus nicht landwirtschaftlich genutzten Gebieten zu errechnen. Informationen bezüglich des Stickstoffaustrages aus diesen Flächenanteilen liegen a priori nicht vor.

Aus den Untersuchungen der Wasserversorger sowie aus anderen Grundwasserqualitätsüberprüfungsprogrammen (neben den WGEV-Messungen auch Sonderuntersuchungen der Fachabteilung Ia des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung sowie den Ergebnissen aus Forschungsprojekten) liegen Informationen über punktuelle Nitratwerte im Gebiet vor. Durch geostatistische Interpolation kann die flächenhafte Nitratbelastung des Grundwassers und damit auch die mittlere Nitratkonzentration im Forschungsgebiet bestimmt werden. Zustromkonzentrationen von außen sind auch aus den vorliegenden Messungen ableitbar.

Die Frage des Grundwasserzustromes von außen, also eine Grundwasserbilanz für bestimmte hydrologische Zustände im Untersuchungsgebiet, kann durch die Kalibration

eines numerischen, stationären Grundwasserströmungsmodells geklärt werden. Sind nun die Wasser- und Stickstoffströme im Untersuchungsgebiet und deren Zustrom von außen bekannt, kann über eine einfache Mischungsgleichung für mittlere Zustände die Nitratkonzentration aus den nicht landwirtschaftlich genutzten Gebieten abgeleitet werden. Da in dieser Konzeption naturgemäß mehrere Fehlerquellen auftreten können, ist die Prüfung der Ergebnisse auf Plausibilität anhand von zusätzlichen Meßdaten eine unabdingbare Voraussetzung. Danach zu erarbeitende Szenariorechnungen haben zum Ziel, die zu erwartende Nitratkonzentration im Grundwasser bei unterschiedlichen Rahmenbedingungen zu prognostizieren.

Wie hier bereits mehrfach angedeutet, stellt die Geostatistik entscheidende Werkzeuge für die Übertragung von Punktinformationen auf die Fläche zur Verfügung. Es erscheint demnach notwendig, auf die Methodik der Geostatistik im folgenden näher einzugehen. Teile dieser Basisinformationen mit Schwerpunkt Variographie und Kriginginterpolation sind zusammengefaßt bereits in J. FANK & K. FUCHS (1996) publiziert und werden hier im größeren Konnex der mathematischen Grundlagen umfassender expliziert.

5.2. Mathematische Grundlagen der Geostatistik

Zur Bestimmung der räumlichen Abhängigkeit einer regionalisierten Variablen $z(\mathbf{s})$ (fett gedruckte Zeichen beschreiben jeweils Vektoren oder Matrizen) steht das Methodenspektrum der Geostatistik bzw. die Theorie der regionalisierten Variablen zur Verfügung (G. MATHERON, 1965). Unter einer regionalisierten Variablen $z(\mathbf{s})$ wird eine Variable verstanden, die Werte in Abhängigkeit vom Ort \mathbf{s} in einem bestimmten Bereich (Region) D angibt. Sie wird üblicherweise als eine Realisation des Zufallsprozesses $Z(\mathbf{s})$ aufgefaßt. Das Variogramm stellt das Hauptwerkzeug der geostatistischen Strukturanalyse dar und wird im folgenden eingehend besprochen werden.

5.2.1. Variographie

5.2.1.1. Momente und Stationarität

Die Wahrscheinlichkeitsverteilung der Zufallsvariablen $Z(\mathbf{s})$ mit $\mathbf{s} \in D$ wird durch die Verteilung der einzelnen Zufallsvariablen $Z(\mathbf{s})$ an jeder Stelle \mathbf{s} und die gegenseitigen Abhängigkeiten von $Z(\mathbf{s})$ an verschiedenen Stellen \mathbf{s} charakterisiert. Allerdings steht bei geostatistischen Fragestellungen von jeder Zufallsvariablen $Z(\mathbf{s})$ meist nur eine Realisation $z(\mathbf{s})$ zur Verfügung, weshalb man bezüglich der Wahrscheinlichkeitsstruktur einige Überlegungen anstellen muß.

Moment erster Ordnung

Gegeben sei eine Zufallsvariable $Z(\mathbf{s})$ im Punkt \mathbf{s} . Wenn die Verteilungsfunktion von $Z(\mathbf{s})$ einen endlichen Erwartungswert besitzt, dann ist dieser Erwartungswert eine Funktion von \mathbf{s} und kann folgendermaßen geschrieben werden:

$$E\{Z(\mathbf{s})\} = m(\mathbf{s}). \quad (\text{Gl. 24})$$

Momente zweiter Ordnung

In der Geostatistik betrachtet man im allgemeinen drei Momente zweiter Ordnung:

1. Die **Varianz** von $Z(\mathbf{s})$: Wenn sie existiert, ist sie als das Moment zweiter Ordnung bezüglich der Erwartung $m(\mathbf{s})$ der Zufallsvariablen $Z(\mathbf{s})$ definiert, d. h.

$$\text{Var}\{Z(\mathbf{s})\} = E\{[Z(\mathbf{s}) - m(\mathbf{s})]^2\}. \quad (\text{Gl. 25})$$

2. Die **Kovarianz**: Man kann zeigen (N. CRESSIE, 1992), daß die beiden Zufallsvariablen $Z(s_1)$ und $Z(s_2)$ eine Kovarianz besitzen, falls die Varianz in den Punkten s_1 und s_2 existiert. Die Kovarianz ist dann eine Funktion der Punkte s_1 und s_2 und kann als

$$C(s_1, s_2) = E\{[Z(s_1) - m(s_1)][Z(s_2) - m(s_2)]\} \quad (\text{Gl. 26})$$

geschrieben werden.

3. Das **Variogramm**: Die Variogrammfunktion ist definiert als die Varianz des Inkrements $[Z(s_1) - Z(s_2)]$ und wird folgendermaßen geschrieben:

$$2\gamma(s_1, s_2) = \text{Var}[Z(s_1) - Z(s_2)]. \quad (\text{Gl. 27})$$

Die Funktion $\gamma(s_1, s_2)$ heißt **Semivariogramm**.

Hypothese der Stationarität

Aus der Definition der Kovarianz- und der Variogrammfunktion geht hervor, daß beide von den Punkten s_1 und s_2 abhängen. Das bedeutet aber, daß man viele Realisationen des Paares $Z(s_1)$ und $Z(s_2)$ braucht, um statistische Inferenz betreiben zu können. Wenn allerdings diese beiden Momente nur von der Distanz zwischen den Punkten s_1 und s_2 abhängen (d. h. von einem Vektor $\mathbf{h} = s_1 - s_2$) und wenn jedes Datenpaar $\{z(s_k) - z(s_k')\}$ mit Entfernung $h := \|s_k - s_k'\|$ (ein **fett gedrucktes h** bezeichnet stets den Vektor, während ein mageres h die Länge des Vektors \mathbf{h} (d. h. $h := \|\mathbf{h}\|$) bezeichnet) als eigene Realisation des Paares von Zufallsvariablen $\{Z(s_1), Z(s_2)\}$ aufgefaßt wird, dann wird statistische Inferenz möglich. Damit wird intuitiv klar, daß die Korrelation, die zwischen den Variablen $Z(s_k)$ und $Z(s_k')$ existiert, nicht von ihrer speziellen räumlichen Situierung abhängt, sondern vielmehr von der Entfernung h , die zwischen ihnen liegt.

Ein Zufallsprozeß heißt streng stationär, wenn seine räumliche Verteilung invariant gegenüber Translationen um den Vektor \mathbf{h} ist. Das bedeutet, daß zwei k -dimensionale Zufallsvektoren $\{Z(s_1), \dots, Z(s_k)\}$ und $\{Z(s_1 + \mathbf{h}), \dots, Z(s_k + \mathbf{h})\}$ unabhängig vom Translationsvektor \mathbf{h} dieselbe Verteilung besitzen.

Im Falle der Geostatistik, wo man nur an den eben definierten Momenten erster und zweiter Ordnung interessiert ist, reicht es vorerst aus, vorauszusetzen, daß diese beiden Momente existieren und die Annahmen bezüglich der Stationarität auf diese zu beschränken. Dies führt uns zum Begriff der Stationarität zweiter Ordnung.

Ein Zufallsprozeß heißt stationär von zweiter Ordnung, wenn

1. der Erwartungswert $E\{Z(s)\}$ existiert und nicht von s abhängt, d. h.

$$E\{Z(s)\} = m \quad \forall s \in D; \quad (\text{Gl. 28})$$

2. für jedes Paar von Zufallsvariablen $\{Z(s), Z(s + \mathbf{h})\}$ die Kovarianz existiert und nur von \mathbf{h} abhängt, d. h.

$$C(\mathbf{h}) = E\{Z(s + \mathbf{h}) \cdot Z(s)\} - m^2 \quad \forall s \in D. \quad (\text{Gl. 29})$$

Die Stationarität der Kovarianz impliziert die Stationarität der Varianz und des Variogramms. Die folgenden Beziehungen sind unmittelbar einsichtig:

$$\text{Var}\{Z(s)\} = E\{[Z(s) - m]^2\} = C(0) \quad \forall s \in D, \quad (\text{Gl. 30})$$

$$2\gamma(\mathbf{h}) = E\{[Z(s) - Z(s + \mathbf{h})]^2\} = 2[C(0) - C(\mathbf{h})] \quad \forall s \in D. \quad (\text{Gl. 31})$$

Diese letzte Gleichung (Gl. 31) deutet darauf hin, daß unter der Hypothese der Stationarität zweiter Ordnung die Kovarianz und das Variogramm zwei äquivalente Werk-

zeuge zur Charakterisierung der räumlichen Korrelation zwischen $Z(s)$ und $Z(s + h)$ sind, die h Einheiten voneinander entfernt liegen. Die Hypothese der Stationarität zweiter Ordnung setzt die Existenz einer Kovarianz und damit einer endlichen Varianz, $\text{Var}\{Z(s)\} = C(0)$, voraus.

Die Existenz der Variogrammfunktion drückt eine schwächere Hypothese als die Existenz der Kovarianz aus. Gerade in den Geowissenschaften gibt es aber viele physikalische Phänomene (z. B. BROWNSche Bewegung) und Zufallsvariablen, die eine unendliche Dispersion aufweisen, d. h. weder eine Varianz noch eine Kovarianz besitzen. Trotzdem ist es sinnvoll, für solche Variablen ein Variogramm zu definieren. Aus diesem Grund wird die Hypothese der Stationarität noch etwas abgeschwächt, indem man nur die Existenz und Stationarität der Differenz $Z(s) - Z(s + h)$, d. h. die des Variogramms voraussetzt, womit man zu der sogenannten intrinsischen Hypothese gelangt (A. G. JOURNAL & Ch. J. HUIJBREGTS, 1978):

1. Der Erwartungswert $E\{Z(s)\}$ existiert und hängt nicht von s ab, d. h.

$$E\{Z(s)\} = m \quad \forall s \in D. \quad (\text{Gl. 32})$$

2. Für alle h und s besitzt das Inkrement $[Z(s + h) - Z(s)]$ eine endliche Varianz, die nicht vom Ort s abhängt,

$$\text{Var}\{Z(s + h) - Z(s)\} = E\{[Z(s + h) - Z(s)]^2\} = 2\gamma(h). \quad (\text{Gl. 33})$$

Anders ausgedrückt bedeutet die intrinsische Hypothese, daß die Varianz der Differenz der Zufallsvariablen $Z(s)$ zwischen zwei Orten s und $s + h$ nur von der Entfernung h zwischen den Orten und ihrer Orientierung zueinander abhängt und nicht von den Orten selbst.

In der Praxis werden die Strukturfunktionen Kovarianz oder Variogramm nur für eine begrenzte Distanz $h \leq b$ verwendet. Die Grenze b repräsentiert z. B. den Radius der Nachbarschaft, die zum Schätzen verwendet wird, d. h. den Bereich, der die benötigte Information beinhaltet. In anderen Fällen kann b die Ausbreitung einer homogenen Zone sein und die beiden Variablen $Z(s_k)$ und $Z(s_k + h)$ können nicht als von derselben homogenen Zone kommend angesehen werden, wenn $h > b$ ist. Diese Einschränkung der Hypothese der Stationarität (oder der intrinsischen Hypothese) nur auf Distanzen $h \leq b$ wird als Quasi-Stationarität (oder quasi-intrinsische Hypothese) bezeichnet.

5.2.1.2. Eigenschaften von Variogrammen

Unter der Annahme der Stationarität zweiter Ordnung (Gl. 31) erscheint es plausibel, daß man in praktischen Anwendungen davon ausgehen wird, daß die Kovarianz zwischen $Z(s)$ und $Z(s + h)$ verschwindet, wenn h hinreichend groß ist (Fig. 106). Dies bedeutet $C(h) \rightarrow 0$ für $h \rightarrow \infty$, und man kann $\gamma(h) = C(0)$ setzen, wenn $h > a$ ist. Die Distanz a jenseits derer $\gamma(h)$ als $C(0)$ angesehen werden kann, wird üblicherweise **Range** genannt. Sie repräsentiert den Übergang von dem Zustand, wo eine räumliche Korrelation existiert ($h \leq a$), zum Zustand, wo keine räumliche Korrelation mehr vorherrscht ($h > a$).

In der Praxis hört bei vielen Anwendungen das Wachstum des Variogramms oberhalb einer gewissen Distanz auf und nähert sich asymptotisch einem Wert $\gamma(\infty)$. Unter Voraussetzung von (Gl. 31) gilt: $\gamma(h) \rightarrow C(0)$ für $h \rightarrow \infty$, und man kann $\gamma(h) = \text{Var}\{Z(s)\} = C(0)$ schreiben. Dieser Wert wird üblicherweise als **Sill** bezeichnet und ist die Varianz des Zufallsprozesses $Z(s)$. In diesen Fällen existiert sowohl die Varianz als auch die Kovarianz.

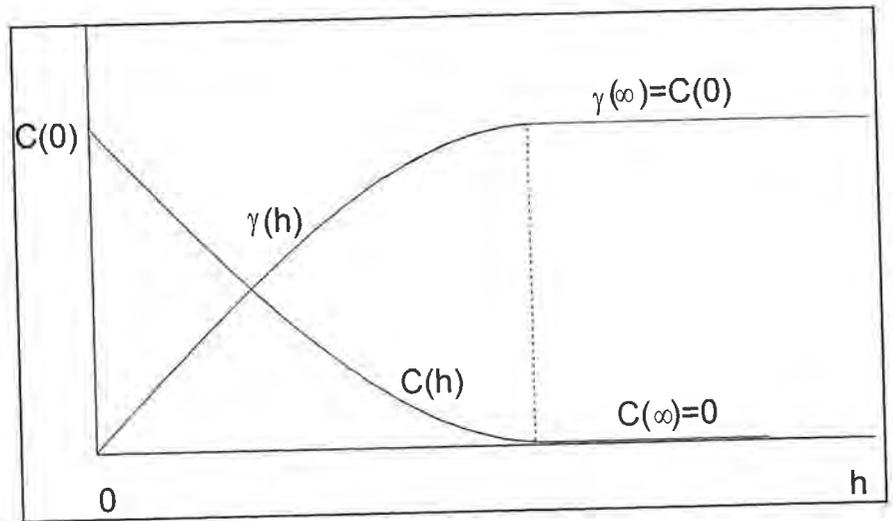


Fig. 106: Darstellung von Kovarianz und Semivariogramm.
Schematic view of covariance and semivariogramm.

Modelle, die durch den Sill und die Range charakterisiert werden können, entsprechen Zufallsprozessen, die nicht nur intrinsisch sondern auch stationär zweiter Ordnung sind. Bei ihnen ist jeder Datenwert $z(s)$ mit allen anderen Werten korreliert, die innerhalb eines Bereiches mit Radius a von s liegen. Diese Korrelation und damit der Einfluß eines Wertes auf einen anderen steigt, wenn die Distanz zwischen zwei Punkten sinkt. Das beschreibt die Idee einer Einflußzone einer Zufallsvariablen. Jenseits der Distanz $h > a$ sind die beiden Zufallsvariablen $Z(s)$ und $Z(s + h)$ nicht mehr korreliert.

Die Definition des Variogramms als Varianz von Inkrementen hat folgende weitere Eigenschaften zur Folge: $\gamma(0) = 0$, $\gamma(h) = \gamma(-h) \geq 0$.

Bei den bisherigen Überlegungen wurde die Orientierung des Vektors h als fest angenommen. Im allgemeinen wird es aber kaum passieren, daß die untersuchte Variable in allen Richtungen dasselbe Verhalten zeigt, d. h., daß die Variable **isotrop** ist. Vielmehr ist zu erwarten, daß experimentelle Variogramme für verschiedene Richtungen verschiedene Formen aufweisen, da sie vektorwertig sind, d. h. sich aus dem Abstand h und einer Richtung α zusammensetzen (Fig. 107). Ist dies der Fall, spricht man von **Anisotropie**.

Das Verhalten des Variogramms in einer ε -Umgebung des Ursprungs kann zur Interpretation der räumlichen Stetigkeit und Regelmäßigkeit des Zufallsprozesses $Z(s)$ im Raum verwendet werden. Vier Haupttypen werden grob unterschieden, die im folgenden, nach abnehmender Regelmäßigkeit geordnet, aufgelistet sind:

- a) Parabolisches Verhalten: Das Variogramm verhält sich ungefähr quadratisch, d. h. $\gamma(h) \sim |h|^2$ für $h \rightarrow 0$. $\gamma(h)$ ist stetig und zweimal differenzierbar an der Stelle $h = 0$. Diese Eigenschaft ist typisch für ein sehr regelmäßiges Verhalten.
- b) Lineares Verhalten: Es gilt $\gamma(h) \sim |h|$ für $h \rightarrow 0$. $\gamma(h)$ ist im Ursprung nicht mehr differenzierbar aber stetig. Es existieren die linksseitige $\gamma'(-0)$ und rechtsseitige $\gamma'(0)$ Ableitung, sie weisen aber unterschiedliche Vorzeichen auf (vgl. auch A. G. JOURNAL & Ch. J. HUIGBREGTS, 1978). Für den Zufallsprozeß $Z(s)$ gilt: $\lim E\{[Z(s) - Z(s + h)]^2\} = 0$, für $h \rightarrow 0$.

- c) Unstetigkeit in einer (ε -Umgebung des Ursprungs: $\gamma(\mathbf{h})$ strebt nicht gegen 0, wenn h gegen 0 strebt, obwohl per definitionem $\gamma(0) = 0$ sein sollte. Das Variogramm $\gamma(\mathbf{h})$ ist also unstetig an der Stelle $h = 0$, was bedeutet, daß die Variabilität zwischen zwei Werten $Z(\mathbf{s})$ und $Z(\mathbf{s} + \mathbf{h})$, die von zwei räumlich sehr nahen Punkten stammen, sprunghaft ansteigt. Diese lokale Variabilität kann mit dem Phänomen der **White Noise** verglichen werden. Die Variabilität kann allerdings für größere Werte von h wieder stetig ansteigen. Die Unstetigkeit im Ursprung wird üblicherweise als **Nuggeteffekt** bezeichnet, die Höhe des Sprunges wird **Nuggetvarianz** genannt. In der Praxis sind nur Daten $\{z(\mathbf{s}_i) : i = 1, \dots, n\}$ vorhanden, und man kann nichts über das Variogramm für Lag-Distanzen kleiner als $\min\{\|\mathbf{s}_i - \mathbf{s}_j\| : 1 \leq i < j \leq n\}$ aussagen. Um nun den Prozeß für sehr kleine Skalen modellieren zu können, hat G. MATHERON (1962) einen White Noise Prozeß zum Variogramm addiert. Dies ist, wie gesagt, nur eine Annahme, die nur durch Daten verifiziert werden kann, die sehr nahe beieinander liegen. In der Praxis wird das Variogramm aus den Lags, die am nächsten bei 0 liegen, extrapoliert.
- d) Reiner Klumpeneffekt: Dieser erscheint als Grenzfall, wenn das Variogramm nur eine Unstetigkeit im Ursprung aufweist und sonst konstant ist, d. h. $\gamma(\mathbf{h}) = C_0$ für $h \neq 0$, sonst $\gamma(\mathbf{h}) = 0$.

5.2.1.3. Das empirische Variogramm

Das empirische Variogramm $\gamma(\mathbf{h})$ läßt sich folgendermaßen berechnen:

$$\gamma(\mathbf{h}) = \frac{1}{2n_h} \sum_{i=1}^{n_h} [z(\mathbf{s}_i) - z(\mathbf{s}_i + \mathbf{h})]^2, \quad (\text{Gl. 34})$$

wobei

n_h die Anzahl der Beobachtungspaare für einen bestimmten Abstand h ,
 $z(\mathbf{s}_i)$ den Meßwert an der Stelle \mathbf{s}_i ,
 $z(\mathbf{s}_i + \mathbf{h})$ den Meßwert in der Entfernung h von \mathbf{s}_i

darstellt.

Da die Meßpunkte \mathbf{s} meist auf keinem regelmäßigem Gitter liegen, müssen bestimmte Bereiche definiert werden, innerhalb derer die Meßdaten zur Berechnung eines Variogrammpunktes herangezogen werden. Die Berechnung erfolgt dabei meist in beliebig wählbaren horizontalen und vertikalen Richtungen und in wählbaren Abstandsklassen (Lags), wobei die Parameter

Richtung (α),
 Richtungstoleranz ($\delta(\alpha)$),
 Abstandsklassen (Lag) und
 Bandbreite (b)

gewählt werden können. $\delta(\alpha)$ und b sind symmetrisch zu h .

Figur 107 zeigt eine Illustration der wählbaren Variogrammparameter im zweidimensionalen Raum, wobei x und y die Koordinaten des Punktes $\mathbf{s} = (x, y)$ darstellen.

Weisen empirische Variogramme ein und desselben Datensatzes in verschiedenen Richtungen denselben Sill und dieselbe Nuggetvarianz, jedoch unterschiedliche Ranges auf, so liegt eine **geometrische Anisotropie** vor. Eine einfache Koordinatentransformation ermöglicht die Rückführung dieser Form der Anisotropie auf den isotropen Fall (A. G. JOURNAL & Ch. J. HUIJBREGTS, 1978). **Zonale Anisotropien** lassen sich dadurch erkennen, daß die Variogramme verschiedener Richtungen durch Unterschiede

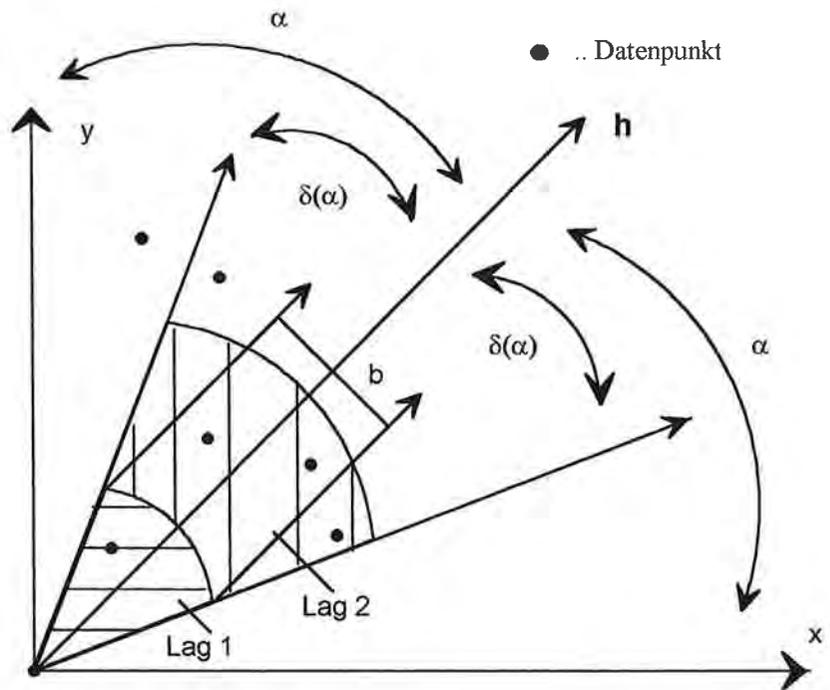


Fig. 107: Illustration der wählbaren Variogrammparameter (modifiziert nach C. V. DEUTSCH & A. G. JOURNAL, 1992).
 Illustration of variogram parameters (C. V. DEUTSCH & A. G. JOURNAL, 1992, modified).

sowohl im Sill als auch in der Range gekennzeichnet sind, wobei in der überwiegenden Anzahl von Fällen das Variogramm nur in einer ausgeprägten Richtung stark von den übrigen abweichend ist. In solch einem Fall führt die Aufspaltung des Variogramms in zwei Terme, in eine isotrope Komponente $\gamma_1(h)$ und eine rein anisotrope Komponente $\gamma_2(h)$, die richtungsgebunden ist, zum Ziel. Man erhält also:

$$\gamma(h) = \gamma_1(h) + \gamma_2(h), \quad (\text{Gl. 35})$$

wobei $\gamma_2(h)$ von der spezifischen Richtung h abhängt. Der Grund der „Additivität“ liegt in der möglicherweise geschachtelten Struktur.

Manchmal ist die Varianz an einer Stelle s vom Erwartungswert des Zufallsprozesses $Z(s)$ abhängig. Dieser Effekt wird üblicherweise als **Proportionalitätseffekt** bezeichnet. Die zugehörigen empirischen Variogramme einzelner Teilräume weichen dann dadurch voneinander ab, daß lediglich ihre Sills unterschiedliche Größe aufweisen, während die Ranges gleich sind. $D_1(s_1)$ und $D_2(s_2)$ werden als zwei Bereiche quasi-stationärer Zufallsprozesse mit den jeweiligen Zentren s_1 und s_2 definiert. Unterscheiden sich die entsprechenden Semivariogramme $\gamma_1(h)$ und $\gamma_2(h)$ in bezug auf einen Proportionalitätsfaktor $f(s_1, s_2)$ und ist dieser gleich dem Quadrat der Verhältnisse der beiden mittleren Werte m_1/m_2 , so kann man ein Variogramm $\gamma_0(h)$ über beide Bereiche berechnen, indem man jeden Wert der Variablen $Z(s)$ vorher durch den geschätzten Mittelwert m_i des entsprechenden Bereiches D_i dividiert. Es gilt dann

$$\gamma_i(h) = \gamma_0(h) \cdot m_i^2 \text{ für } i = 1, \dots, n, \quad (\text{Gl. 36})$$

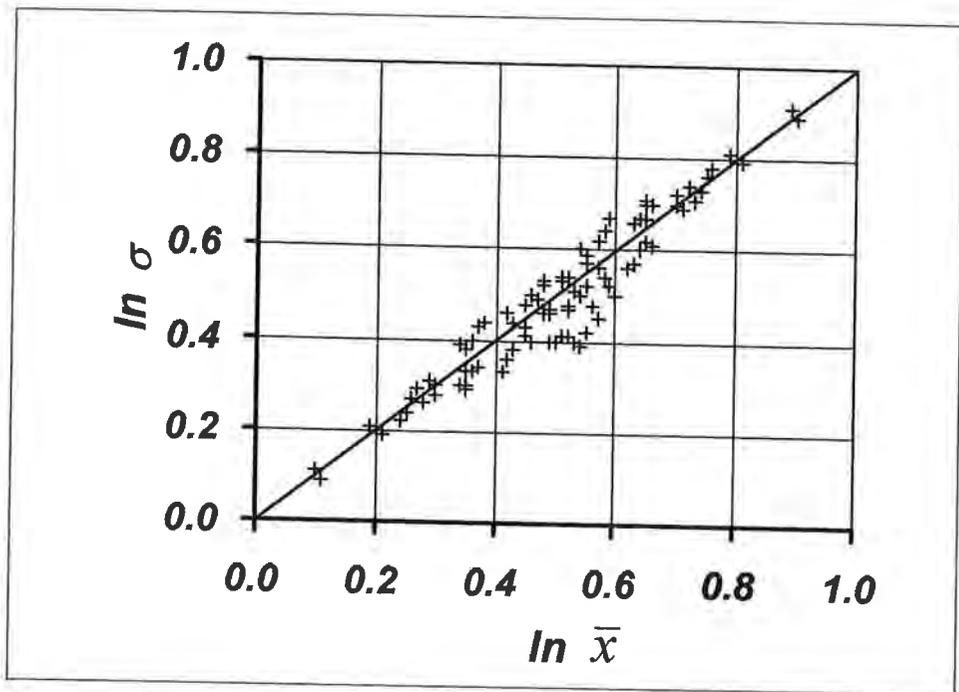


Fig. 108: Proportionalitätsdiagramm.
Diagram of proportionality.

wobei

$\gamma_i(\mathbf{h})$ ein empirisches Variogramm innerhalb des Teilraumes D_i ,
 $\gamma_0(\mathbf{h})$ ein generelles relatives Variogramm,
 m_i ein lokaler Mittelwert des Teilraumes D_i

ist.

Ein Diagnosetool zur Feststellung eines Proportionalitätseffekts ist das sogenannte Proportionalitätsdiagramm, wo die Logarithmen der lokalen Mittelwerte und Standardabweichungen in Form eines Scatterplots aufgetragen werden (E. H. ISLAHKS & R. M. SRIVASTA, 1989). Liegen die Punkte annähernd auf einer Geraden, so kann ein generelles relatives Variogramm $\gamma_0(\mathbf{h})$ errechnet werden (Fig. 108).

Wechseln sich Stellen hoher Werte $z(\mathbf{s})$ mit Stellen niedriger Werte $z(\mathbf{s})$ ab, so kann das Variogramm in einen periodischen Verlauf übergehen (Fig. 111). Dabei kann der Sill auftreten oder nicht. Dieser periodische Verlauf weist auf voneinander abgrenzbare, sich eventuell wiederholende Strukturen hin und wird auch als **Hole-Effekt** bezeichnet.

5.2.1.4. Theoretische Variogrammmodelle

Ebenso wie an Häufigkeitsverteilungen formale Verteilungstypen (z.B. Normalverteilung) zur Weiterverarbeitung angepasst werden, ist es möglich, an experimentelle Variogramme mathematische Modelle anzupassen. Diese werden für weitere Berechnungen, insbesondere für Kriging (vgl. Kap. 5.2.2.1.), verwendet. Die Auswahl der Modelle konzentriert sich meist auf einige wesentliche Gesichtspunkte, wie etwa das

Verhalten in der Nähe des Ursprungs (Nuggetvarianz), die Existenz eines Sills, eventuell geschachtelte Strukturen, periodisches Verhalten oder Anisotropien. In der Praxis haben sich zur Anpassung an die experimentellen Variogramme einige Modelle bzw. deren Kombination bewährt, die ausreichend flexibel und verhältnismäßig leicht zu handhaben sind (I. CLARK, 1979). Man differenziert prinzipiell zwischen Modellen mit bzw. ohne Sill. Bei den Variogrammodellen mit Sill unterscheidet man:

- a) Sphärisches Modell (Gl. 37), wobei a die Range und $C(0)$ den Sill repräsentiert. Die Tangente an das Variogramm durch den Ursprung schneidet den Sill bei $2a/3$.

$$\gamma(h) = \begin{cases} C(0) \left(\frac{3h}{2a} - \frac{h^3}{2a^3} \right) & \text{für } h \leq a, \\ C(0) & \text{für } h > a. \end{cases} \quad (\text{Gl. 37})$$

- b) Exponentielles Modell (Gl. 38),

$$\gamma(h) = C(0) \left[1 - e^{-\left(\frac{h}{a}\right)} \right]. \quad (\text{Gl. 38})$$

Das exponentielle Modell weist einen geringeren Anstieg auf als das sphärische Modell. Hier schneidet die Tangente im Ursprung den Sill an der Stelle a . Allerdings nimmt das Variogramm den Sill $C(0)$ nicht exakt an, sondern nähert sich diesem asymptotisch für $h \rightarrow \infty$.

- c) Das GAUSS'sche Modell (Gl. 39) hat mit $a\sqrt{3}$ eine vom sphärischen Modell abweichende Range. Auch dieses erreicht den Sill nie ganz, strebt jedoch wesentlich schneller gegen $C(0)$ als das exponentielle Modell:

$$\gamma(h) = C(0) \left[1 - e^{-\left(\frac{h^2}{a^2}\right)} \right]. \quad (\text{Gl. 39})$$

Figur 109 zeigt die drei eben erwähnten Modelle graphisch. Der Sill ist an der y-Achse eingezeichnet.

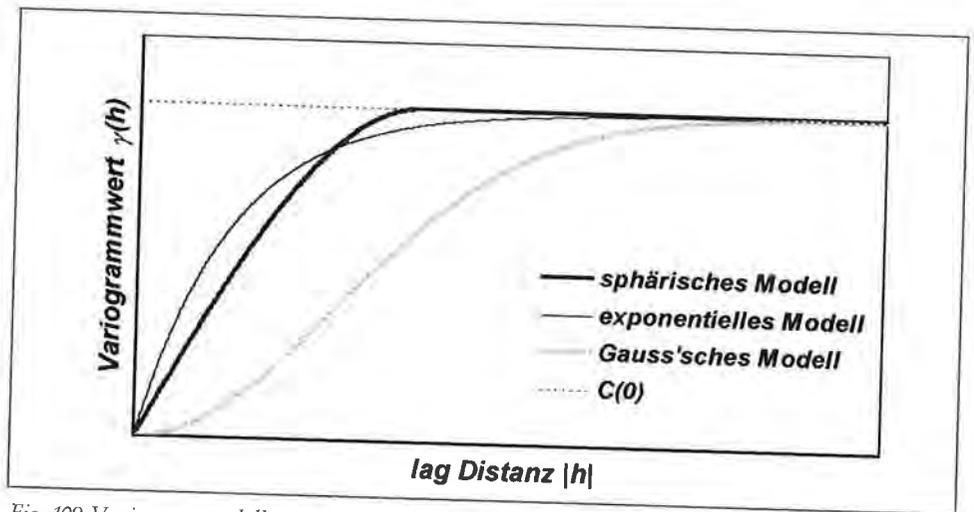


Fig. 109: Variogrammodelle mit Sill.
Variogram models with sill.

In die Gruppe der Modelle ohne Sill fallen zum einen das lineare Modell (Gl. 40), wobei p eine positive Steigung darstellt und dessen Verallgemeinerung, das Power-Modell (Gl. 41):

$$\gamma(h) = ph, \quad (\text{Gl. 40})$$

$$\gamma(h) = ph^\alpha, \quad 0 < \alpha < 2. \quad (\text{Gl. 41})$$

Figur 110 zeigt die Modelle ohne Sill jeweils mit einer Steigung $p = 1$.

Beim Hole-Effekt-Modell handelt es sich um ein Modell, das der Beschreibung periodischer Variogrammläufe dient. Es ist benannt nach dem **Hole-Effekt**, der dann zu verzeichnen ist, wenn sich Stellen hoher Werte $Z(s)$ mit Stellen niedriger Werte $Z(s)$ abwechseln und das Variogramm in einen periodischen Verlauf übergeht. Das Vorliegen eines Hole-Effektes in einem Variogramm deutet auf natürliche Zyklen oder Wiederholungen in der zu untersuchenden Struktur hin. Im in Fig. 111 abgebildeten Modell (Gl. 42) nähert sich die Kurve einem Wert $C(0)$, der einer Art Schwelle entspricht, und verläuft dann in Form einer gedämpften Sinuskurve, d. h. bei jeder Schwingung verkleinert sich die Amplitude.

$$\gamma(h) = C(0) \left[1 - \left(\frac{\sin(ah)}{ah} \right) \right]. \quad (\text{Gl. 42})$$

In Fig. 111 ist zur Verdeutlichung der Schwellenwert, dem sich die Kurve beliebig genau nähert, als horizontale Gerade eingezeichnet.

Die oben beschriebenen Modelle werden in der Praxis, sei es als ein Modell allein oder sei es als eine Kombination von mehreren Modellen, zur Beschreibung räumlicher Strukturen verwendet. Die Anpassung dieser Modelle an experimentelle Variogramme geschieht meist heuristisch und visuell, da, obwohl objektive Prüfmethode wie z. B.

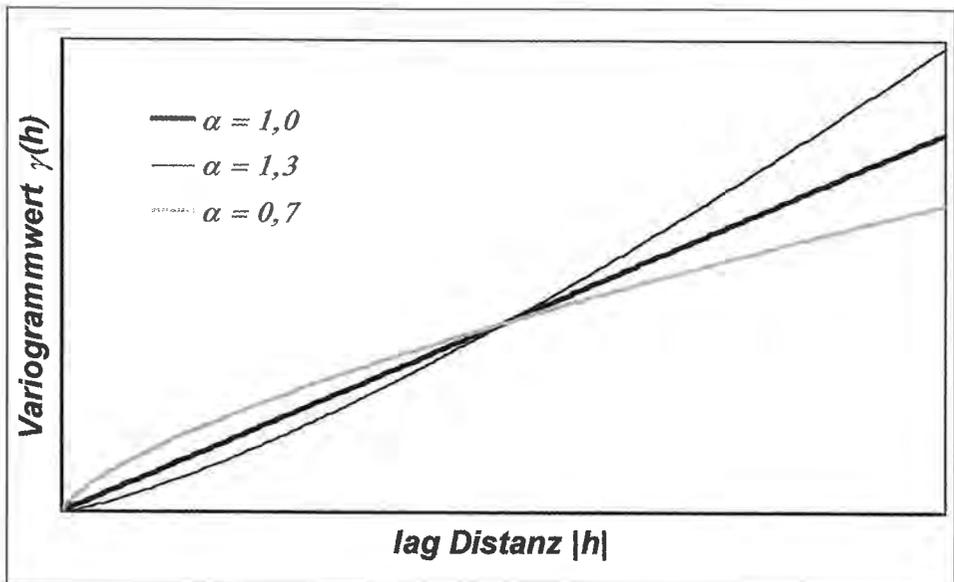


Fig. 110: Variogrammodelle ohne Sill.
Variogram models without sill.

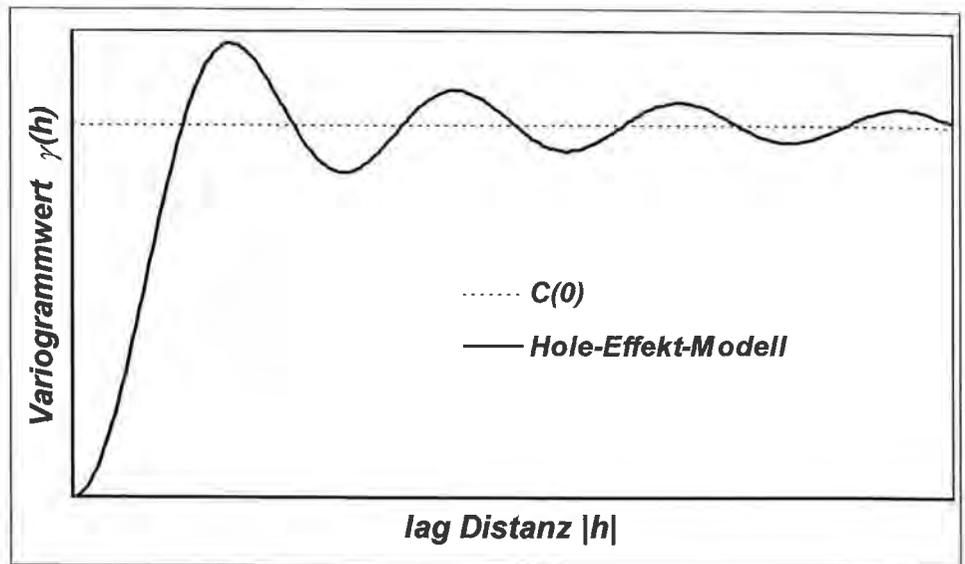


Fig 111: Hole-Effekt-Modell.
Hole-effect-model.

Kreuzvalidierung (S. N. DAVIS et al., 1985) existieren, in dieser Anpassung auch Informationen von Bedeutung sein können, die mathematisch schwer erfassbar sind.

5.2.2. Räumliche Schätzung

Hat man, wie in Kap. 5.2.1. beschrieben, aufgrund der an s_i Meßpunkten erhobenen Werte $z(s_i)$ eine Strukturanalyse für ein Gebiet D durchgeführt, ist es in weiterer Folge möglich, die Punktinformationen unter Zuhilfenahme dieser Strukturanalyse in die Fläche zu übertragen. Unter räumlichem Schätzen versteht man das Schätzen des Mittelwertes einer regionalisierten Variablen $z(s)$ in einem begrenzten Bereich (oder Block) V , der relativ klein zu einem (zumindest intrinsischen) Zufallsfeld $Z(s)$ ist. Gesucht ist also die Schätzung des mittleren Wertes

$$z_V(s_0) = \frac{1}{V} \int_{V(s_0)} z(s) ds \quad (\text{Gl. 43})$$

im Bereich $V(s_0)$, wobei die Werte der benachbarten Punkte $z(s_i)$, $i = 1, \dots, n$ benutzt werden sollen (Fig. 112).

In der Literatur sind mehrere Algorithmen zur räumlichen Interpolation wie etwa die Triangulationsmethode (D. T. LEE & B. J. SCHACHTER, 1980), die inverse Distanzmethode (R. FRANKE, 1982) oder das Kriging bekannt, von denen hier nur die für hydrogeologische Fragestellungen wichtigste Methode des Kriging (D. A. KRIGE, 1951, G. MATHERON, 1962) kurz vorgestellt werden soll.

5.2.2.1. Kriging

Krigingschätzung ist eine Methode, die oft mit dem Akronym B.L.U.E. für „best linear unbiased estimator“ in Zusammenhang gebracht wird. Linear deshalb, da die Schätzer gewichtete Linearkombinationen der verfügbaren Daten sind und die Einschrän-

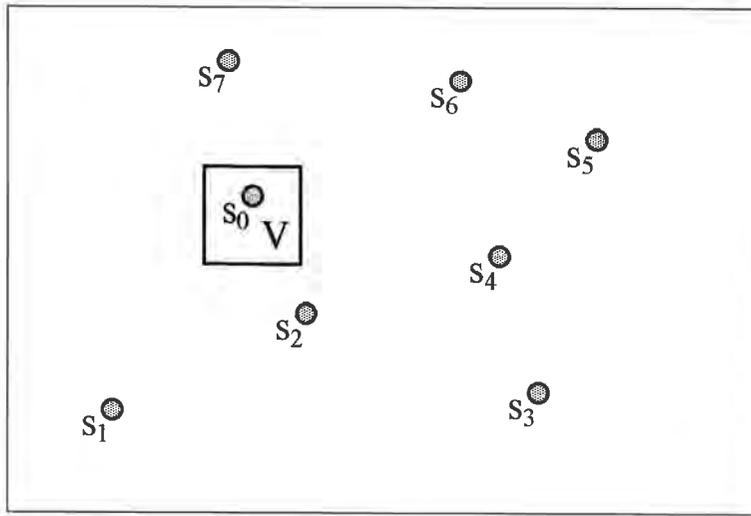


Fig. 112: Datenkonfiguration zur Illustration der räumlichen Schätzung (J. FANK & K. FUCHS, 1996).
Data set to illustrate spatial estimation (J. FANK & K. FUCHS, 1996).

kung auf die Klasse der linearen Schätzer natürlich ist, da diese nur stationäre Zufallsprozesse zweiter Ordnung (also Kovarianz oder Variogramm, vgl. Kap. 5.2.1.1.) voraussetzen. Es gibt auch nichtlineare Krigingalgorithmen, die aber eigentlich lineare Verfahren sind, welche auf spezielle nichtlineare Transformationen der Originaldaten angewendet werden. Die verwendete nichtlineare Transformation spezifiziert den nichtlinearen Krigingalgorithmus. Beispiele für nichtlineare Krigingverfahren sind das lognormale Kriging (A. G. JOURNEL, 1980), das Multigauss-Kriging (G. VERLY, 1983), das Indikator-Kriging (A. G. JOURNEL, 1983) oder das disjunktive Kriging (G. MATHERON, 1976).

Gegeben sei ein, wie in (Gl. 31) definierter Zufallsprozeß $Z(s)$ mit konstantem Mittelwert m und eine bekannte Variogrammfunktion $\gamma(h)$. Man beachte, daß unter der intrinsischen Hypothese gilt: $E\{Z(s)\} = m \forall s \in D$.

In seiner einfachsten Form, bekannt als **Ordinary Kriging (OK)**, berechnet der Krigingalgorithmus den folgenden Schätzer:

$$\hat{Z}(s) = \hat{Z}_{OK}(s) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(s_i). \quad (\text{Gl. 44})$$

Die Gewichte λ_i müssen so gewählt werden, daß der Schätzer unverzerrt ist und minimale Varianz hat, also $\sigma_{OK}^2 = \min$ gilt. Der Vorteil von Kriging gegenüber anderen Interpolationsmethoden ist der Umstand, daß die Schätzvarianz minimiert wird.

Um Unverzerrtheit zu erreichen, reicht es, für jeden betrachteten Block

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$$

zu fordern, denn:

$$E\{\hat{Z}_{OK}(s)\} = m \sum_{i=1}^n \lambda_i = m = E\{Z_V(s)\} \Rightarrow E\{Z_V(s) - \hat{Z}_{OK}(s)\} = 0. \quad (\text{Gl. 45})$$

Die Schätzvarianz ergibt sich als der Erwartungswert der quadrierten Differenzen zwischen tatsächlichen und berechneten Werten für einen betrachteten Block V:

$$\sigma_{OK}^2 = E\{Z_V(s) - \hat{Z}_{OK}(s)\}^2 \quad (\text{Gl. 46})$$

Der Ausdruck für σ_{OK}^2 soll nun unter der Bedingung

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$$

der Erwartungstreue minimiert werden. Am einfachsten geschieht dies durch die Verwendung des LAGRANGE'schen Multiplikators μ , sodaß gilt:

$$\frac{\partial(\sigma_{OK}^2 - 2\mu \sum_{i=1}^n \lambda_i)}{\partial \lambda_i} = 0. \quad (\text{Gl. 47})$$

Daraus erhält man ein System von $n + 1$ Gleichungen mit $n + 1$ Unbekannten, das als Ordinary Kriging System bezeichnet wird. Die genaue Ableitung findet man bei A. G. JOURNAL & Ch. J. HUIJBREGTS (1978):

$$\begin{aligned} \sum_{j=1}^n \lambda_j \bar{\gamma}(s_i, s_j) - \mu &= \bar{\gamma}(s_i, V) \\ \sum_{j=1}^n \lambda_j &= 1. \end{aligned} \quad (\text{Gl. 48})$$

Die minimale Schätzvarianz oder Krigevarianz erhält man nun durch das Einsetzen der Lösungen für λ_i als

$$\sigma_{OK}^2(s_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i \bar{\gamma}(s_i, V) + \mu - \bar{\gamma}(V, V). \quad (\text{Gl. 49})$$

Dabei bezeichnet:

$\bar{\gamma}(s_i, V)$ den mittleren Wert des Variogramms $\gamma(\mathbf{h})$, wenn ein Ende von \mathbf{h} im betrachteten Block V und ein Ende in der Menge der Punkte s_i , $i = 1, \dots, n$ variiert (vgl. dazu Fig. 113 und Kap. 5.2.2.2.).

$\bar{\gamma}(V, V)$ den mittleren Wert des Variogramms $\gamma(\mathbf{h})$ zwischen allen Punkten des betrachteten Blocks V und

μ den LAGRANGE'schen Parameter.

Die Eigenschaften des Ordinary Kriging Schätzers können folgendermaßen zusammengefaßt werden:

- Der Schätzer $\hat{Z}(s)$ ist erwartungstreu und effizient unter allen linearen, erwartungstreuen Schätzern (minimale Schätzvarianz).
- Die Kenntnis von $\gamma(\mathbf{h})$ ist notwendig. Unter der Annahme der Stationarität 2. Ordnung bzw. unter der intrinsischen Hypothese kann das Variogramm aus den Realisationen von $Z(s)$ geschätzt werden.
- Zur Schätzung an der Stelle s_0 muß eine $n \times n$ Matrix invertiert werden.
- $\hat{Z}(s)$ ist aufgrund der Linearität nicht resistent gegen Ausreißer.
- $\hat{Z}(s)$ ist in den Einzelpunkten exakt.

Beim Ordinary Kriging wird von einem zumindest intrinsischen Zufallsprozeß $Z(s)$ mit unbekanntem, aber konstantem Erwartungswert m ausgegangen. In vielen praktischen Anwendungen zeigt sich jedoch eine Drift (nicht konstanter Erwartungswert $E\{Z(s)\}$) innerhalb eines betrachteten Gebietes D . Kriging unter der intrinsischen Hypothese würde wie alle anderen „stationären“ Schätzprozeduren (z. B. inverse Distanzmethode) den wahren Parameter überschätzen. Daher muß die Drift bei der Schätzung $\hat{Z}(s)$ berücksichtigt werden. Das Verfahren des **Universal Kriging** (UK) liefert unverzerrte lineare Schätzer, welche die Drift berücksichtigen (siehe A. G. JOURNAL & Ch. J. HUIJBREGTS, 1978).

5.2.2.2. Suchstrategien

Die Verwendung aller bekannten Punkte für das Kriging setzt die Kenntnis der Kovarianz bzw. des Variogramms für die maximale Distanz zwischen den Daten voraus.

Wie aber bereits in Kap. 5.2.1.3. angedeutet, können die beiden Strukturfunktionen für Distanzen größer als die Hälfte bzw. ein Drittel der Gebietsgröße in der Praxis aufgrund weniger Datenpaare sehr ungenau werden. Ein eingeschränkter Suchbereich hingegen benötigt keine Variogramm- bzw. Kovarianzwerte größer als die Hauptachsen der Suchellipse bei anisotropem Verhalten (vgl. Fig. 113) bzw. größer als der Suchradius bei isotropem Verhalten.

Bei der Suche nach den für die Schätzung von $\hat{Z}(s_0)$ zu verwendenden Punkten sollten folgende Randbedingungen beachtet werden:

- a) Nur die Punkte, die in die Suchellipse um den Punkt s_0 fallen, sollen verwendet werden. Diese anisotropische Suchellipse wird ebenso spezifiziert, wie das anisotrope Variogramm (vgl. Kap. 5.2.1.3.).
- b) Die Anzahl der erlaubten Punkte kann weiters auf eine obere Grenze n_{\max} beschränkt werden, wobei die n_{\max} nächsten Punkte zum Punkt s_0 zur Schätzung verwendet werden. Die Nähe kann z. B. über die euklidische Distanz berechnet werden.

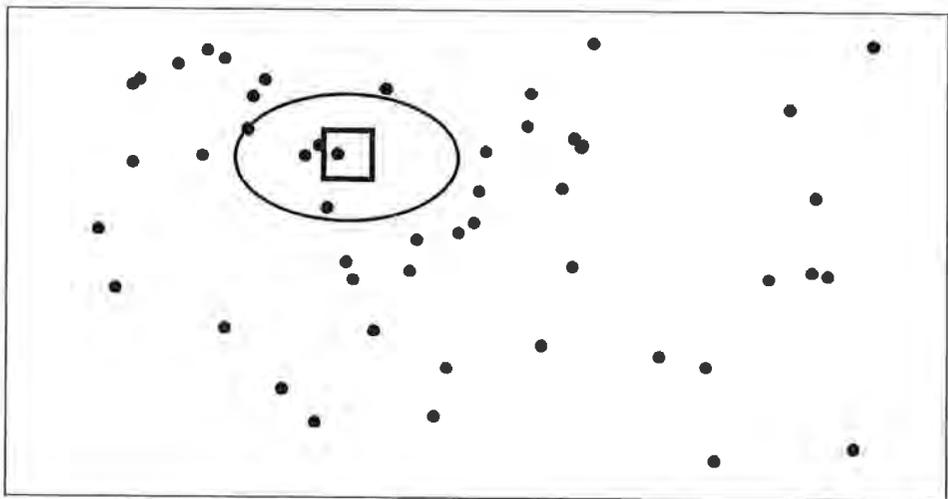


Fig. 113: Datenkonfiguration und Suchellipse für eine Blockschätzung mit Hilfe von Kriging.
Data set and search ellipse for block estimation by kriging.

- c) Wenn zur Schätzung von s_0 zu wenige Punkte ($< n_{\min}$) gemäß der gewählten Suchstrategie vorhanden sind, kann der entsprechende Punkt bzw. der entsprechende Block V (Fig. 112) nicht geschätzt werden.

M. SOPHOCLEOUS et al. (1982) geben als Faustregel zur Auswahl der Anzahl der Punkte an, daß man acht Punkte verwenden sollte, wenn die Nuggetvarianz bei 0 liegt und bis zu 20 Punkte, wenn sie halb so groß ist, wie der Schwellenwert.

5.3. Flächenhafte Verteilung der nutzbaren Porenvolumina

Die in Kap. 5.2. angesprochenen mathematischen Grundlagen der geostatistischen Interpolation sollen dazu verwendet werden, die regionale Verteilung des nutzbaren Porenvolumens im Untersuchungsgebiet zu berechnen. Wie in Kap. 4.4.1.5.5./Auswerteverfahren/Abschn. b) dargelegt, kann aus einem Neubildungsereignis bekannter Größe und dem zugehörigen Grundwasserspiegelanstieg das für die Wasserspeicherung zur Verfügung stehende Porenvolumen (Tab. 32) geschätzt werden. Der dadurch ermittelte Wert ist aufgrund des vorhandenen Wassergehaltes in den ungesättigten Kiesen und Sanden nahe des Grundwasserspiegels deutlich geringer als die nutzbare Porosität eines Sedimentes und muß im Einzelfall bestimmt werden, da der Residualwassergehalt neben der Korngrößenverteilung auch vom aktuell herrschen-

Tab. 32: Grundwasserstandsmessstellen und deren Lage im Untersuchungsgebiet, an denen das nutzbare Porenvolumen berechnet wurde.
Groundwater observation wells and their location where the effective pore volume was calculated.

Rechtswert	Hochwert	Meßstelle	Porenvolumen
-59566	181309	Wagna	0,13
-60623	184748	38066	0,18
-58533	184419	38088	0,16
-59388	184255	38101	0,15
-59242	184730	38102	0,15
-60051	184187	38105	0,09
-57518	185127	38109	0,44
-58366	183757	38122	0,28
-57576	184351	38125	0,20
-60883	183508	38142	0,16
-59681	183553	3816	0,22
-58950	182732	38183	0,18
-60606	182371	38186	0,24
-59857	182867	38188	0,19
-58386	181914	3822	0,22
-60621	181653	38203	0,15
-59197	181953	38204	0,19
-59449	181944	38206	0,29
-58098	182735	38209	0,19
-59562	180590	3826	0,15
-59476	180714	38261	0,13
-59371	180094	3828	0,32
-59924	179819	38282	0,10
-58297	181268	38301	0,20
-59043	180485	3832	0,20
-59248	181227	3834	0,11

den Matrixpotential abhängig ist. Wie die Messungen an der Forschungsstation Wagna zeigen, ist der Wassergehalt in den ungesättigten Kiesen und Sanden in einer Tiefe von 2,5 m unter GOK nur von geringer Variabilität, die naturgemäß in Richtung zum Grundwasserspiegel noch deutlich kleiner wird. Es kann also davon ausgegangen werden, daß die an einzelnen Meßstellen ermittelten nutzbaren Porenvolumina unter den hydro-meteorologischen Bedingungen des Leibnitzer Feldes im Rahmen der Auswertegenauigkeit zeitlich konstant sind.

Unter der Annahme einer konstanten Niederschlagsverteilung im Untersuchungsgebiet wurde aus dem für die Auswertung des Porenvolumens an der Grundwassermessstelle der Forschungsstation Wagna (Kap. 4.4.1.5.5./Auswerteverfahren/Abschn. b) herangezogenen Niederschlagsereignis und den zugehörigen Grundwasserspiegelanstiegen für alle in Fig. 105 dargestellten Meßstellen des Hydrographischen Dienstes das für zusätzliche Wasserspeicherung zur Verfügung stehende Porenvolumen berechnet und die Ergebnisse in Tab. 32 zusammengefaßt. Als Grundlage für die geostatistische Interpolation ist neben der Meßstellenbezeichnung auch deren geometrische Fixierung im GAUSS-KRÜGER-Koordinatensystem angegeben. Die Werte bewegen sich zwischen 9 und 44 %, was bereits darauf hinweist, daß an einigen Meßstellen der horizontale Grundwasserfluß und die Nähe zum Vorfluter eine nicht unwesentliche Rolle spielen. Wie aber in Kap. 4.4.1.5.5./Auswerteverfahren/Abschn. c) ausgeführt, läßt die Verwendung des mit dem hier gewählten Verfahren ermittelten „virtuellen“ Porenvolumens die Schätzung der Grundwasserneubildung aus der Ganglinie trotzdem zu, da der Einfluß der Vorfluternähe – und damit der höheren horizontalen Geschwindigkeit – in der Kalibrierung des Auswerteverfahrens berücksichtigt ist.

5.3.1. Strukturanalyse

In Fig. 114 sind das empirische Overall-(isotrope)Variogramm, die empirischen Variogramme für die beiden im südlichen Teil des westlichen Leibnitzer Feldes vorherrschenden Hauptrichtungen sowie das zugehörige theoretische Variogramm dargestellt. Die empirischen Variogramme wurden gemäß (Gl. 34) berechnet. Da Variogramme, wie in Kap. 5.2.1.2. beschrieben, symmetrisch sind, und man das betrachtete Gebiet vollständig abdecken möchte, wurden die Variogrammparameter zur Festlegung der verschiedenen Hauptrichtungen (Fig. 107) gemäß den Empfehlungen von K. FUCHS (1995) folgendermaßen festgelegt: α wurde auf 0° , 45° , 90° und 135° mit jeweiligem $\delta(\alpha) = 22,5^\circ$ gesetzt. Dies ergibt dann vier Hauptrichtungen. Da sich die zugehörigen empirischen Variogramme nur sehr geringfügig unterschieden, wurde $\delta(\alpha)$ auf 45° erhöht und $\alpha = 0^\circ$ bzw. 90° gesetzt. Somit ergeben sich zwei Hauptrichtungen (N-S-Richtung $\alpha = 90^\circ$; $\delta(\alpha) = 45^\circ$ bzw. E-W-Richtung $\alpha = 0^\circ$ und $\delta(\alpha) = 45^\circ$), die in Fig. 114 dargestellt sind. Die Bandweite b wurde auf das Maximum gesetzt und die Abstandsklassen um 400 iteriert.

Sowohl die empirischen Variogramme in die beiden Hauptrichtungen als auch das Overall-Variogramm weisen in ihrer Form ein sphärisches Verhalten auf (Fig. 109). Das Overall- und das empirische Variogramm in N-S-Richtung zeigen zwar für Entfernungen zwischen 1200 m und 2000 m etwas geringere Werte als das empirische Variogramm in E-W-Richtung, doch muß man nicht zuletzt auch wegen der nicht allzu-großen Meßpunktdichte davon ausgehen, daß das Porenvolumen im südlichen Teil des westlichen Leibnitzer Feldes ein isotropes Verhalten widerspiegelt. Zur Schätzung des theoretischen Modells wurde die Software Variowin 2.2 (Y. PANNATIER, 1996) verwendet, wobei letztendlich ein sphärisches Modell, siehe (Gl. 37), mit $a = 1000$ und $C(0) = 0,0048$ angepaßt wurde.

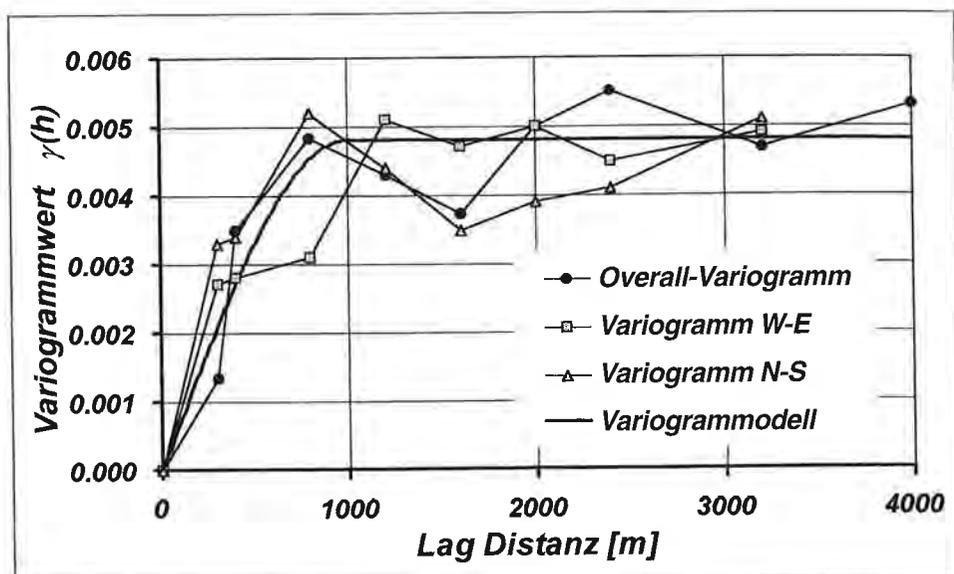


Fig. 114: Theoretisches und empirische Variogramme des Porenvolumens im südlichen Teil des westlichen Leibnitzer Feldes.
Theoretical and empirical variograms of the pore volume in the southern part of the western Leibnitzer Feld.

5.3.2. Geostatistische Interpolation

Die Kriginginterpolation zur Schätzung der räumlichen Verteilung des Porenvolumens wurde mit Hilfe der Software „Surfer for Windows™“ (GOLDEN SOFTWARE Inc., 1994) durchgeführt, wobei die in Fig. 115 dargestellten Einstellungen verwendet wurden. In Fig. 115 bedeutet Scale den Wert $C(0)$, der gemäß der Schätzung des theoretischen Variogramms (vgl. Kap. 5.2.1.4.) auf 0,0048 gesetzt wurde. Da keine Drift vorliegt, wurde der Ordinary Kriging Algorithmus angewendet (Gl. 48). Ein Drifteffekt ist aus einem empirischen Variogramm dann zu erkennen, wenn es einen parabolischen Anstieg zeigt.

Wie oben beschrieben, wurde das theoretische Variogrammodell an das isotrope empirische Variogramm angepaßt (Fig. 114). Aus der Schätzung des theoretischen Variogrammodells und Fig. 115 geht weiters hervor, daß kein Nuggeteffekt angenommen wurde.

Als Suchstrategie (vgl. Kap. 5.2.2.2.) für das Kriging wurden die in Fig. 116 angeführten Einstellungen gewählt. Die Empfehlungen von M. SOPHOCLEOUS et al. (1982), jeweils mindestens acht Punkte für die Schätzung eines Blocks V zu verwenden, konnten nicht eingehalten werden, da aufgrund der zu geringen Punktdichte eine Einstellung der „Minimum Total Data = 8“ zu sehr vielen nicht schätzbaren Blocks geführt hätte. Daher konnten aufgrund der Datenlage die „Minimum Total Data“ nur auf 5 gesetzt werden. Die Radien für die Suchellipse wurden auf 4000 gesetzt.

Mit diesen Einstellungen (Fig. 115, Fig. 116) wird beim Kriging nun für jedes Grid-element (oder wie in Fig. 112 bezeichnet, für jeden Block) ein Wert geschätzt. Da wie bereits beschrieben, der Wert eines Grid-elements das durchschnittliche Porenvolumen dieses Grid-elements darstellt, hat man, obwohl Kriging exakte Werte in den Einzelpunkten liefert (vgl. Kap. 5.2.2.1.), an den Meßstellen, die außerhalb des geometrischen

Kriging Options

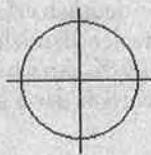
Variogram Model Type: Spherical Scale: 0.0048	Anisotropy Radius 1: 1000 Radius 2: 1000 Angle: 0
Drift Type <input checked="" type="radio"/> No Drift (Ordinary Kriging) <input type="radio"/> Linear Drift <input type="radio"/> Quadratic Drift	
Nugget Effect Error Variance: 0 Micro Variance: 0	Data Treatment Duplicates: Delete <input type="checkbox"/> Ignore Data Outside Grid

Fig. 115: Krigingoptionen für die räumliche Schätzung des Porenvolumens.
 Kriging parameters for spatial estimation of the pore volume.

Search Options

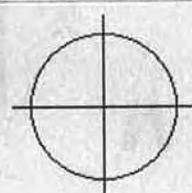
Search Type <input type="radio"/> All Data <input checked="" type="radio"/> Simple <input type="radio"/> Quadrant <input type="radio"/> Octant	Search Rules Data Per Sector: 24 Minimum Total Data: 5 Max Empty Sectors: 1
Search Ellipse Radius 1: 4000 Radius 2: 4000 Angle: 0	

Fig. 116: Einstellungen der Suchstrategie für die räumliche Schätzung des Porenvolumens.
 Search parameters for the spatial estimation of the pore volume.

Zentrums des Gridelements liegen, ebenfalls Abweichungen des geschätzten Wertes von den tatsächlich gemessenen Werten. Die Werte der Residuen hängen somit auch von der gewählten Maschenweite ab, wobei grundsätzlich gilt, daß die Residuen an den bekannten Meßstellen mit Verringerung der Maschenweite ebenfalls kleiner werden. Im gegenständlichen Fall wurden alle Kriginginterpolationen in einem Raster von 25×25 m durchgeführt. Die geschätzte räumliche Verteilung des Porenvolumens im südlichen Teil des westlichen Leibnitzer Feldes zeigt Fig. 117.

Wie aus Fig. 117 deutlich erkennbar, ergibt die Schätzung der Verteilung des Porenvolumens im zentralen Bereich des Untersuchungsgebietes durchaus plausible Werte zwischen 10 und 25 %. An zwei Meßstellen am Rand des Untersuchungsgebietes ist aber auch sehr deutlich der Einfluß der Mur als Vorfluter für das Grundwasser er-

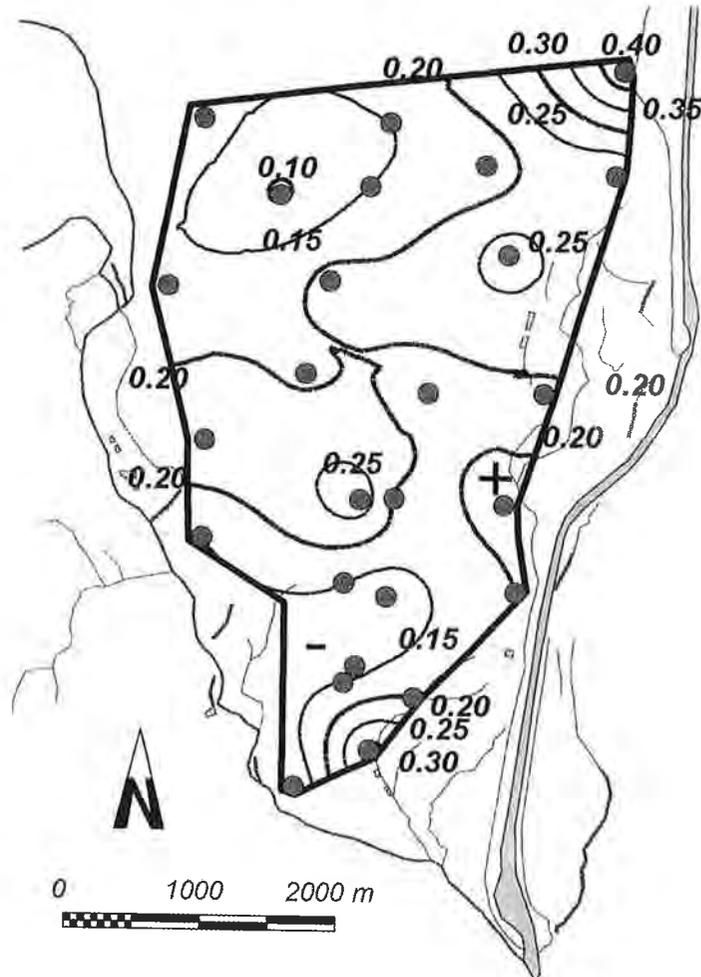


Fig. 117: Geschätzte räumliche Verteilung des Porenvolumens im südlichen Teil des westlichen Leibnitzer Feldes.
 Estimated spatial distribution of the pore volume in the southern part of western Leibnitzer Feld.

kennbar. Die berechneten Porenvolumina im NE von >40 % und auch im SE von >30 % zeigen an, daß aufgrund der Fließgeschwindigkeitserhöhung die gleiche Menge an Grundwasserneubildung eine deutlich geringere Anhebung des Grundwasserspiegels ergibt, was aufgrund der Berechnungsgrundlagen zu einem erhöhten Porenvolumen führen muß.

5.4. Regionalisierung der Jahressummen der Grundwasserneubildung

Basierend auf den in Tab. 32 angeführten nutzbaren Porenvolumina wurden aus den Grundwasserstandsganglinien im Untersuchungsgebiet die Grundwasserneubildungsganglinien ermittelt und durch Summation die Jahressummen der Grundwasserneubildung für den Intensivuntersuchungszeitraum 1992 bis 1995 gebildet (Tab. 33).

Die durch dieses Verfahren ermittelte Grundwasserneubildungssumme eines Jahres stellt einen integralen Wert im Nahbereich der jeweiligen Grundwassermeßstelle dar, wobei unterschiedliche Nutzungsformen – die, wie bereits erwähnt, einen starken Einfluß auf die Menge an Grundwasserneubildung haben – unberücksichtigt bleiben können, da diese im Auswerteverfahren miteinbezogen sind. Die Interpolation dieser Werte in die Fläche ergibt eine flächendeckende Verteilung der Grundwasserneubildung in unterschiedlichen hydrometeorologischen Jahren.

Tab. 33: Grundwasserstandsmeßstellen und deren Lage im Untersuchungsgebiet an denen die Jahressummen der Grundwasserneubildung (in mm) im Zeitraum 1992 bis 1995 berechnet wurden. Ground water observation wells and their coordinates used to calculate the annual cumulative groundwater recharge (in mm) within the period of 1992 to 1995.

Rechtswert	Hochwert	Meßstelle	Neub. 1992	Neub. 1993	Neub. 1994	Neub. 1995	Mittel 92-95
-59566	181309	Wagna	396,60	285,01	388,16	399,13	367,23
-60623	184748	38066	320,28	291,83	317,24	331,63	328,59
-58533	184419	38088	374,77	263,24	393,31	400,24	358,38
-59388	184255	38101	373,40	246,64	394,51	427,47	360,01
-59242	184730	38102	400,85	240,57	402,56	441,57	370,88
-60051	184187	38105	342,94	267,06	331,53	375,91	329,81
-57518	185127	38109	405,04	267,47	434,61	449,60	390,25
-58366	183757	38122	440,74	408,71	416,54	444,73	426,80
-57576	184351	38125	415,76	262,62	436,31	374,90	371,89
-60883	183508	38142	370,42	250,52	397,78	409,87	356,42
-59681	183553	3816	542,38	459,07	533,44	590,31	530,57
-58950	182732	38183	333,35	254,28	331,29	382,39	324,88
-60606	182371	38186	348,36	253,86	421,96	388,57	352,46
-59857	182867	38188	358,09	249,65	405,11	395,55	351,38
-58386	181914	3822	422,68	293,20	463,63	460,55	409,18
-60621	181653	38203	298,27	218,70	473,10	541,77	382,17
-59197	181953	38204	375,33	265,73	387,58	404,46	356,94
-59449	181944	38206	363,92	380,61	347,91	380,23	366,35
-58098	182735	38209	386,68	388,06	390,89	719,42	470,30
-59562	180590	3826	448,75	296,90	457,91	494,05	423,53
-59476	180714	38261	365,82	220,24	383,33	411,07	344,64
-59371	180094	3828	453,42	282,64	528,82	557,93	455,08
-59924	179819	38282	320,21	283,52	659,72	762,94	505,56
-58297	181268	38301	382,69	225,05	362,49	387,99	338,86
-59043	180485	3832	343,78	198,93	394,69	485,01	354,87
-59248	181227	3834	238,14	189,21	446,64	391,00	307,93

5.4.1. Strukturanalyse

Neubildungssumme 1992

Sowohl die empirischen Variogramme in die beiden Hauptrichtungen als auch das Overall-Variogramm weisen in ihrer Form ein sphärisches Verhalten auf (Fig. 118). Das empirische Variogramm in W-E-Richtung weist generell geringere Werte als das Overall- bzw. das empirische Variogramm in N-S-Richtung auf, doch haben die drei empirischen Variogramme dieselbe Form. Sie unterscheiden sich nur durch unterschiedliche Sills, was im Kap. 5.2.1.2. unter dem Begriff Proportionalitätseffekt bereits vorgestellt wurde. Die Autoren K. FUCHS et al. (1995) veranschaulichten, daß es beim Kriging mit Variogrammen, die lediglich einen Proportionalitätseffekt aufweisen, keine Rolle spielt, welches Variogramm (bezogen auf die Richtung) man zugrunde legt, da der Krigingalgorithmus unabhängig vom Skalierungsfaktor ist. Aus diesem Grund wurde das theoretische Variogrammmodell, als Basis für das Kriging, an das empirische Overall-Variogramm angepaßt, wobei letztendlich ein sphärisches Modell, siehe (Gl. 37), mit $a = 600$ und $C(0) = 3300$ geschätzt wurde.

Neubildungsrate 1993

Auch im Jahr 1993 weisen sowohl die empirischen Variogramme in die beiden Hauptrichtungen als auch das Overall-Variogramm in ihrer Form ein sphärisches Verhalten auf. Das empirische Variogramm in W-E-Richtung zeigt generell etwas geringere Werte als das Overall- bzw. das empirische Variogramm in N-S-Richtung, doch haben die drei empirischen Variogramme dieselbe Form. Aus diesem Grund wurde das theoretische Variogrammmodell, als Basis für das Kriging, an das empirische Overall-Variogramm angepaßt, wobei letztendlich ein sphärisches Modell, siehe (Gl. 37), mit

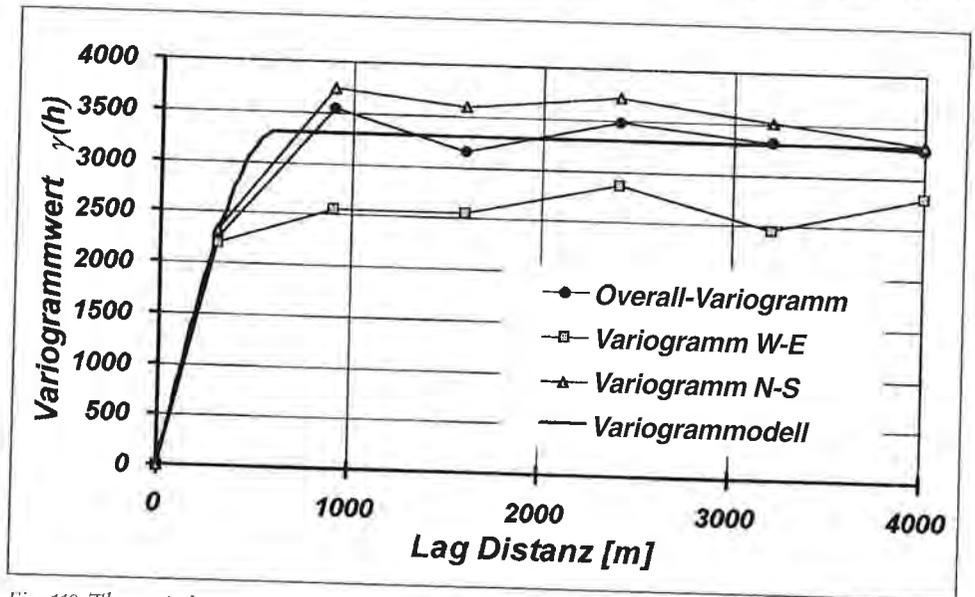


Fig. 118: Theoretisches und empirische Variogramme der Neubildungssumme 1992 im südlichen Teil des westlichen Leibnitzer Feldes.
Empirical and theoretical variograms of cumulative groundwater recharge in 1992 for the southern part of western Leibnitzer Feld.

$a = 600$ und $C(0) = 4300$ geschätzt wurde. Im Vergleich zur Neubildungsrate 1992 sind die Ranges gleich, während der Sill 1993 wesentlich höher liegt, was wieder auf einen Proportionalitätseffekt hinweist.

Neubildungsrate 1994

Auch im Jahr 1994 weisen die empirischen Variogramme und das Overall-Variogramm in ihrer Form ein sphärisches Verhalten auf. Das empirische Variogramm in W-E-Richtung zeigt generell weitaus geringere Werte als das Overall- bzw. das empirische Variogramm in N-S-Richtung, doch haben die drei empirischen Variogramme dieselbe Form. Aus diesem Grund wurde das theoretische Variogrammodell, als Basis für das Kriging, an das empirische Overall-Variogramm angepaßt, wobei letztendlich ein sphärisches Modell, siehe (Gl. 37), mit $a = 600$ und $C(0) = 4900$ geschätzt wurde. Im Vergleich zur Neubildungsrate 1992 und 1993 sind die Ranges gleich, während der Sill 1994 noch höher als 1993 liegt, was wieder auf einen Proportionalitätseffekt hinweist.

Neubildungsrate 1995

Im Jahr 1995 weisen die Variogramme der Neubildungsraten im Vergleich zu den bisherigen Jahren doch erhebliche Unterschiede auf (Fig. 119). Zwar haben sie noch annähernd sphärische Gestalt, doch liegen die Ranges 1995 mehr als doppelt bzw. fast dreifach so hoch wie in den Jahren zuvor. Auch die Sills liegen dreimal so hoch wie etwa 1993 bzw. doppelt so hoch wie 1994. Auch fallen die empirischen Variogramme ab einer Distanz von rund 2500 m stark ab und steigen ab einer Distanz von 3200 m wieder an. Diese Schwankungen sind auf die doch geringe Anzahl von Punktepaaren für größere Distanzen zurückzuführen. Waren die Schwankungen in den Jahren 1992 und 1993

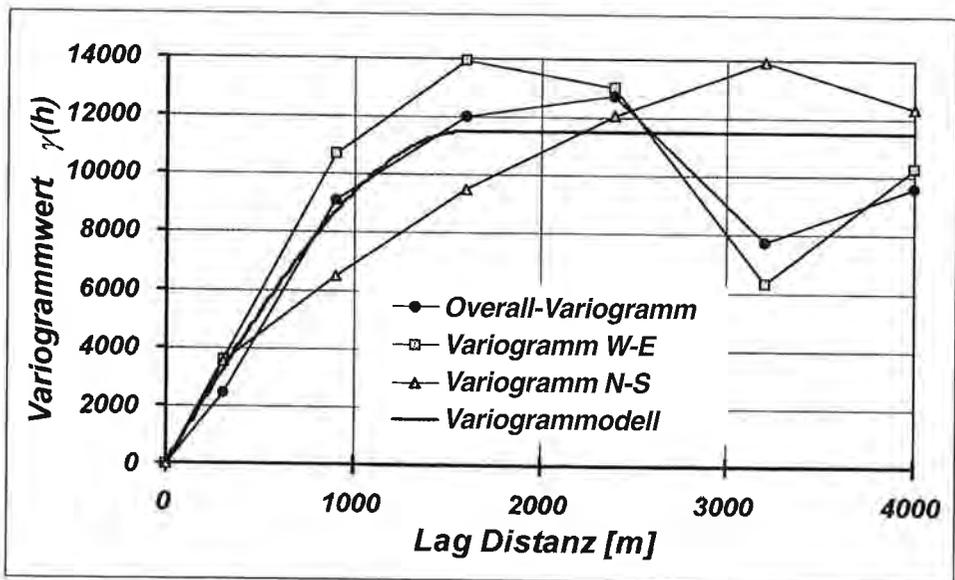


Fig. 119: Theoretisches und empirische Variogramme der Neubildungssumme 1995 im südlichen Teil des westlichen Leibnitzer Feldes.

Empirical and theoretical variograms of cumulative groundwater recharge in 1995 for the southern part of western Leibnitzer Feld.

noch gering, so waren sie 1994 schon deutlich zu erkennen, während sie 1995 am stärksten ausgeprägt sind.

Unterschieden sich die empirischen Variogramme N-S, E-W bzw. das Overall-Variogramm in den Jahren 1992 bis 1994 nur um einen Proportionalitätseffekt, so kann man diesen im Jahr 1995 nicht mehr erkennen. Viel mehr zeigen die empirischen Variogramme ein anisotropes Verhalten, dem bei der Kriginginterpolation durch eine geeignete Wahl der Suchellipse Rechnung getragen werden muß (vgl. Kap. 5.2.2.2.). Als theoretisches Variogrammodell, als Basis für das Kriging, wurde ein sphärisches Modell, siehe (Gl. 37), an das empirische Overall-Variogramm angepaßt, wobei $a = 1600$ und $C(0) = 11\,500$ als Parametereinstellung verwendet wurde.

Mittlere jährliche Neubildungsrate 1992 bis 1995

Was die mittlere jährliche Neubildungsrate von 1992 bis 1995 betrifft, weisen, wie aus den bisherigen Ergebnissen durchaus zu erwarten, sowohl die empirischen Variogramme in die beiden Hauptrichtungen als auch das Overall-Variogramm in ihrer Form ein sphärisches Verhalten auf (Fig. 120). Das empirische Variogramm in W-E-Richtung zeigt generell geringere Werte als das Overall- bzw. das empirische Variogramm in N-S-Richtung, doch haben die drei empirischen Variogramme in etwa dieselbe Form. Auch hier ist der bereits oben beschriebene Knick bei einer Entfernung von 2400 m zu erkennen, der in etwa so stark wie 1992 oder 1993 ausgeprägt ist. Aus der Form der empirischen Variogramme kann man wieder auf Isotropie schließen. Aus diesem Grund wurde das theoretische Variogrammodell, als Basis für das Kriging, an das empirische Overall-Variogramm angepaßt, wobei letztendlich ein sphärisches Modell, siehe (Gl. 37), mit $a = 960$ und $C(0) = 3400$ geschätzt wurde. Im Vergleich zur Neubildungssumme 1992 (Fig. 118), 1993 und 1994 ist die Range etwas höher, bedingt durch die Neu-

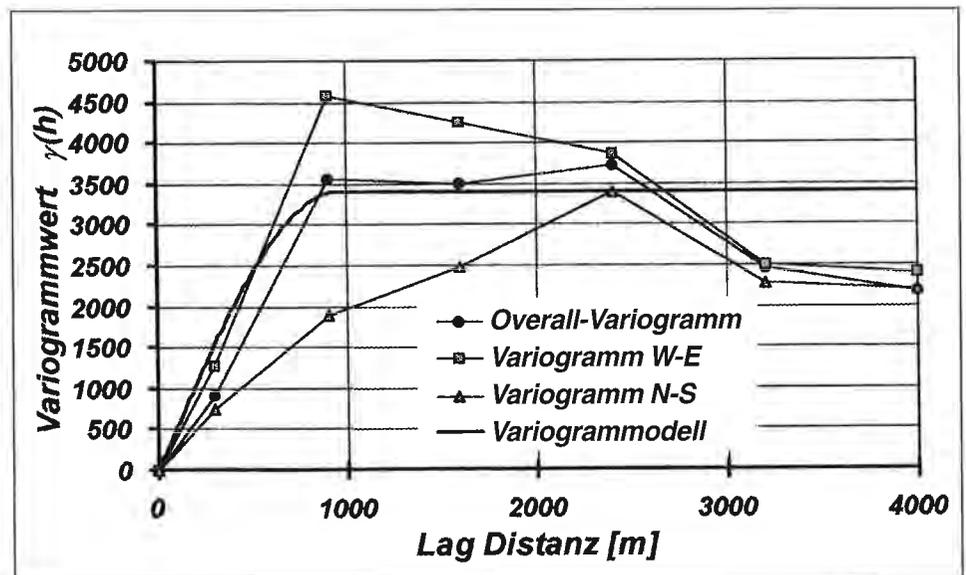


Fig. 120: Theoretisches und empirische Variogramme der mittleren jährlichen Neubildungssumme 1992 bis 1995 im südlichen Teil des westlichen Leibnitzer Feldes.
Empirical and theoretical variograms of the mean annual cumulative groundwater recharge within the period of 1992 to 1995 for the southern part of western Leibnitzer Feld.

bildungssumme 1995 (Fig. 119), während der Sill in etwa auf dem Niveau zwischen 1992 bis 1994 liegt.

Daß der Sill für die mittlere Neubildungsrate von 1992 bis 1995 so niedrig ist, erscheint auf den ersten Blick doch etwas verwunderlich, zumal ja die mittlere Neubildungssumme aus den einzelnen jährlichen Neubildungssummen durch Mittelwertbildung berechnet wurde und der Einfluß der Neubildungssumme 1995, die ja im Vergleich zu den anderen Neubildungsraten wesentlich höher liegt, auf die mittlere Neubildungsrate sich doch deutlicher zeigen sollte.

Wie aber in Kap. 5.2.1. ausgeführt, beschreibt das Variogramm die Differenz der Zufallsvariablen $Z(s)$ zwischen zwei Orten s und $s + h$, die nur von der Entfernung h zwischen den Orten und ihrer Orientierung zueinander abhängt und nicht von den Orten selbst (Gl. 33). So liegt zwar der Mittelwert der mittleren Neubildungsrate von 1992 bis 1995 in einer erwarteten Größenordnung (Einfluß der Neubildungsrate 1995), doch ist die Standardabweichung der mittleren Neubildungsrate am geringsten von allen (durch die Mittelwertbildung kommt es zu einer Art „Glättung“ der Werte), und somit weist auch das empirische Variogramm, als Varianz der Inkremente von $\{Z(s + h) - Z(s)\}$ sehr geringe Werte auf (Kap. 5.2.1.3.).

In Fig. 121 sind die empirischen Overall-Variogramme für die Neubildungssummen der Jahre 1992, 1993, 1994, 1995 und für die mittlere jährliche Neubildungssumme von 1992 bis 1995 dargestellt. Man erkennt das annähernd proportionale Verhalten in den Jahren 1992 bis 1994 (mit steigender Variabilität) und der mittleren Neubildungsrate von 1992 bis 1995, während die Neubildungssumme 1995 ein anderes Verhalten aufweist. Die zugehörigen theoretischen Variogramme (Fig. 122) zeigen ein ähnliches Bild.

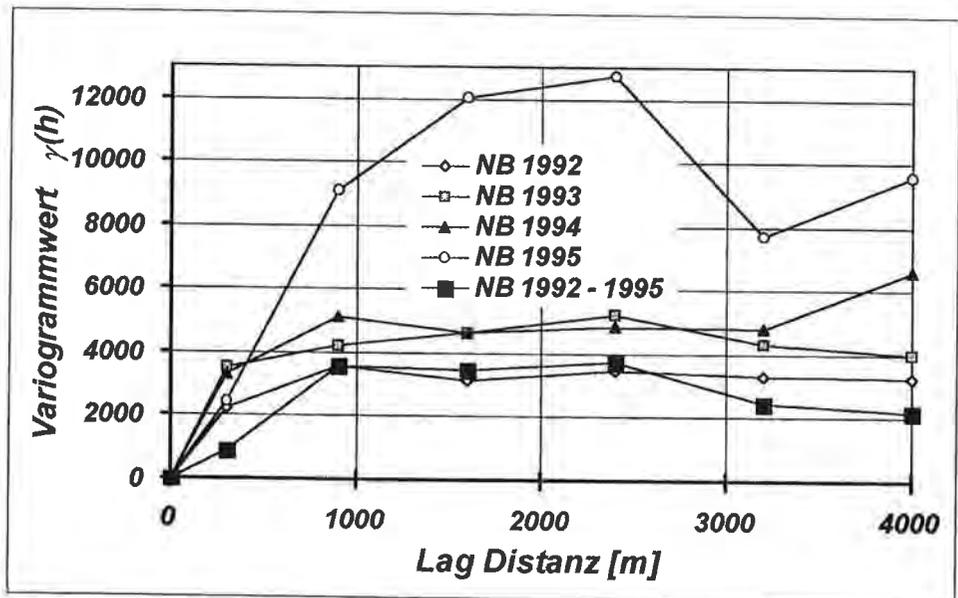


Fig. 121: Empirische generelle Variogramme für die Neubildungssummen der Jahre 1992, 1993, 1994, 1995 und die mittlere jährliche Neubildungssumme 1992 bis 1995.
Empirical overall variograms of the annual cumulative groundwater recharge in 1992, 1993, 1994, 1995 and of the mean annual cumulative recharge for the period of 1992 to 1995.

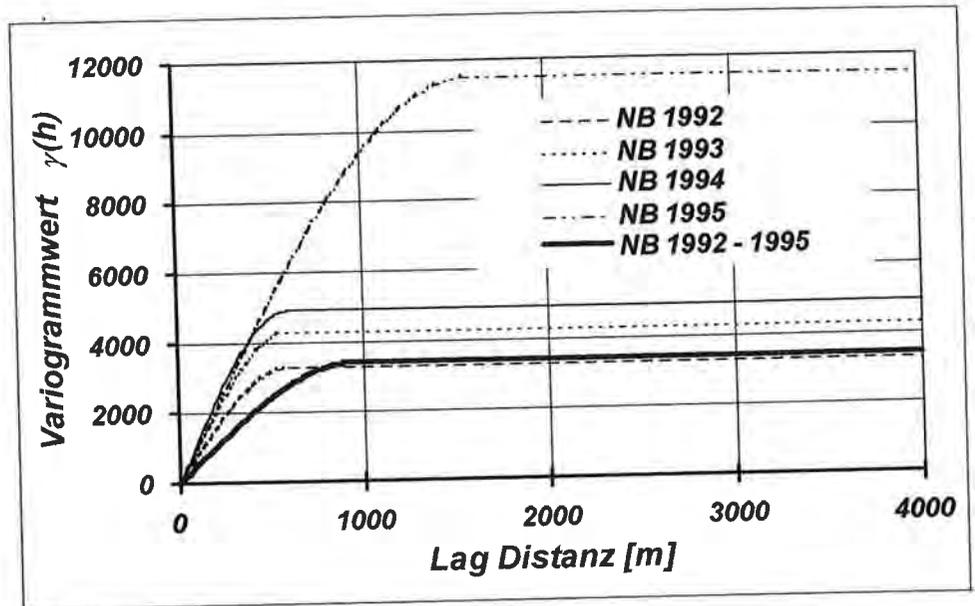


Fig. 122: Theoretische generelle Variogramme für die Neubildungssumme der Jahre 1992, 1993, 1994, 1995 und die mittlere jährliche Neubildungssumme 1992 bis 1995.
Theoretical variogram models of the annual cumulative groundwater recharge in 1992, 1993, 1994, 1995 and of the mean annual cumulative recharge for the period of 1992 to 1995.

In Kap. 5.2.1.4. sind die Parameter zur Modellierung der theoretischen Overall-Variogramme zusammengefaßt. Als Grundlage für die Interpolation der Grundwasserneubildungssummen im südlichen Teil des westlichen Leibnitzer Feldes können sphärische Variogrammodelle mit unterschiedlichen Parametern verwendet werden. Die Parameter für die Modellierung der Variogrammodelle in den Einzeljahren und auch für die mittlere Jahressumme der Grundwasserneubildung sind in Tab. 34 zusammengefaßt.

Tab. 34: Parameter für die Berechnung der Variogrammodelle aus der Strukturanalyse der Jahressummen der Grundwasserneubildung.
Variogram model parameters derived from structural analysis of the annual cumulative groundwater recharge.

	1992	1993	1994	1995	1992-1995
Form	sphärisch	sphärisch	sphärisch	sphärisch	sphärisch
Range	600	600	600	1600	960
Sill	3300	4300	4900	11500	3400

5.4.2. Geostatistische Interpolation

Neubildungsrate 1992

Die Parametereinstellungen für die Kriginginterpolation und die zugehörige Suchstrategie sind in Tab. 35, die räumliche Verteilung als Linien gleicher Grundwasserneubildung ist in Fig. 123 dargestellt. Die Suchkriterien für die Kriginginterpolation wurden an das empirische Variogramm und das daraus abgeleitete Variogrammodell

Tab. 35: Parametereinstellungen und Suchstrategie zur räumlichen Interpolation der Grundwasserneubildungsrate des Jahres 1992 ermittelt aus dem zeitlichen Verlauf des Grundwasserspiegels. Kriging parameters and search strategy for the spatial interpolation of groundwater recharge (sum of 1992) calculated from groundwater hydrograph.

VARIOGRAMMODELL		SPHÄRISCH
Scale [-]		3300
Drift Typ		kein Drift (Ordinary Kriging)
Nuggeteffekt [-]		0
Anisotropie	Radius 1 [m]	0
	Radius 2 [m]	600
	Winkel [°]	600
		0

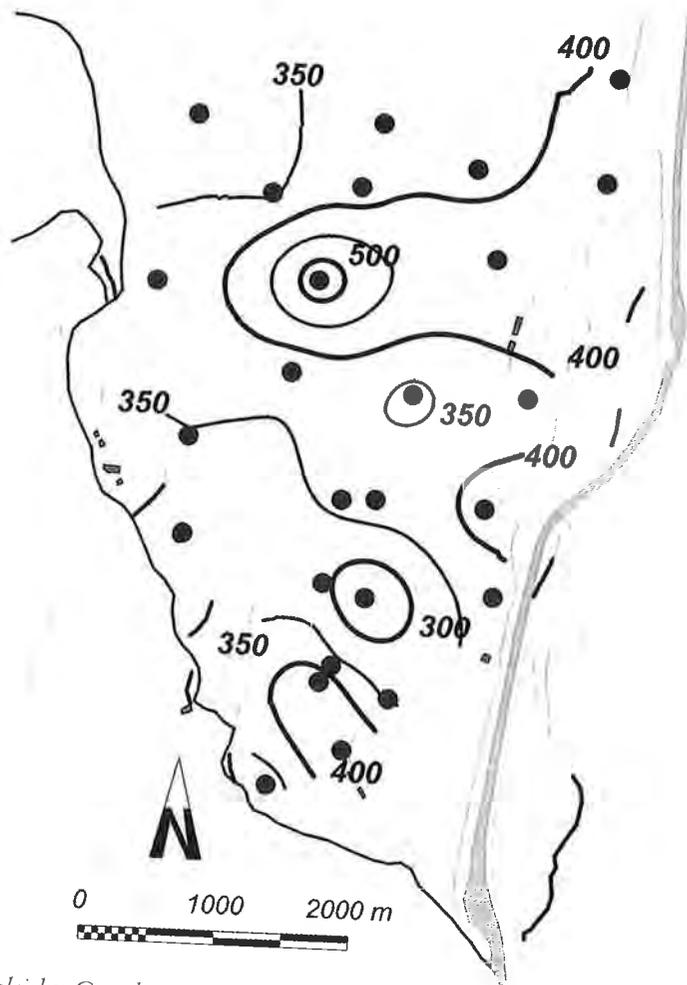


Fig. 123: Linien gleicher Grundwasserneubildungsrate (in mm) im Jahr 1992, ermittelt aus dem zeitlichen Verlauf des Grundwasserspiegels (Kriginginterpolation). Isohypes of groundwater recharge (in mm, sum of 1992) calculated from groundwater hydrograph and interpolated using kriging.

angepaßt. Die regionale Verteilung der Jahressumme der Grundwasserneubildung zeigt eine starke Differenzierung, wobei im Bereich des Leibnitzer Stadtzentrums und im Bereich der Meßstelle Wagna die niedrigsten Werte um 300–350 mm erreicht werden. Gegen NE steigt die Neubildung im Bereich des jüngeren Siedlungsgebietes im E von Kaindorf auf Werte um 550 mm an, wobei hier eine verstärkte Rückführung von Meteorwässern im Gegensatz zu den Altsiedlungskernen bedeutungsvoll ist. Im Bereich des Schutzgebietes Kaindorf, an der Nordgrenze des Untersuchungsgebietes, ist aufgrund der ganzjährigen Begrünung der ackerbaulich genutzten Flächen eine deutliche Reduktion der Jahresgrundwasserneubildung im Jahr 1992 zu erkennen.

Neubildungsrate 1993

Die Parametereinstellungen für die Kriginginterpolation wurden auf der Basis des Variogramms gewählt. Wie bereits nach der Strukturanalyse zu erwarten war, ist die räumliche Verteilung derjenigen des Jahres 1992 sehr ähnlich, wobei aufgrund der hydro-meteorologischen Rahmenbedingungen die Absolutwerte der Grundwasserneubildung für dieses Jahr etwa 100 mm unter jener von 1992 liegt.

Neubildungsrate 1994

Auch zur Ermittlung der räumlichen Verteilung der Grundwasserneubildung im Jahr 1994 wurden die räumlichen Strukturparameter aus dem Variogramm abgeleitet. Im Gegensatz zu den beiden trockenen Jahren ist die Grundwasserneubildung im Jahr 1994 erhöht, die räumliche Verteilung der Jahresgrundwasserneubildung ist bei gleichen grundsätzlichen Strukturmerkmalen doch erkennbar unterschiedlich. Besonders deutlich wird diese Änderung in der Zeit bei der Betrachtung der Werte des Jahres 1995, auf das in weiterer Folge näher einzugehen sein wird. Zwischen den Jahren mit geringer Grundwasserneubildung (1992 und insbesondere 1993) und dem Jahr mit der höchsten Jahresgrundwasserneubildung im Untersuchungszeitraum (1995) stellt das Jahr 1994 eine Zwischenposition dar.

Neubildungsrate 1995

Basierend auf den aus den empirischen Variogrammen abgeleiteten räumlichen Strukturparametern, wurden die in Tab. 36 angeführten Krigingparameter für die Interpolation verwendet. Aufgrund der in der Variographie erkannten Anisotropie im räumlichen Verhalten der Grundwasserneubildungssumme 1995 mußten die Suchstrategien geändert werden: Der Radius der Suchellipse in N-S-Richtung wurde auf 3000 m, der in W-E-Richtung auf 4000 m gesetzt. Die Linien gleicher Jahresgrundwasserneubildung für das Jahr 1995 sind in Fig. 124 dargestellt.

Die grundlegende Struktur der räumlichen Verteilung der Jahressumme der Grundwasserneubildung bleibt, wie auch in den Jahren zuvor, gleich: Die niedrigsten Werte werden im Bereich des Siedlungszentrums von Leibnitz registriert, ähnliche niedrige Werte existieren auch am Nordwestrand des Untersuchungsgebietes. Im Bereich des jüngeren Siedlungsareals am Ostrand von Kaindorf a. d. Sulm und am Nordrand der Stadt Leibnitz sind deutlich erhöhte Neubildungssummen erkennbar. Die größten Unterschiede liegen in den östlichen und südlichen Randbereichen des Untersuchungsgebietes: Zum einen ist hier bereits die Auswirkung der geringmächtigen Auböden erkennbar, zum anderen sind hier sicherlich auch systematische Fehler in der Auswertemethodik zur Ermittlung der Grundwasserneubildung festzustellen. Im Vergleich zu den früheren Jahren der Auswerteperiode ist das Jahr 1995 durch hohe Grundwasserstände gekennzeichnet: Gerade bei hohen Grundwasserständen ist die Wirkung der Vorfluter auf den Grundwasserabfluß deutlich größer als bei Nieder- oder Mittelwasserständen,

Tab. 36: Parametereinstellungen und Suchstrategie zur räumlichen Interpolation der Grundwasserneubildungsrate des Jahres 1995 ermittelt aus dem zeitlichen Verlauf des Grundwasserspiegels. Kriging parameters and search strategy for the spatial interpolation of groundwater recharge (sum of 1995) calculated from groundwater hydrograph.

VARIOGRAMMODELL		SPHÄRISCH
Scale [-]		11500
Drift Typ		kein Drift (Ordinary Kriging)
Nuggeteffekt [-]		0
Anisotropie	Radius 1 [m]	1600
	Radius 2 [m]	1600
	Winkel [°]	0

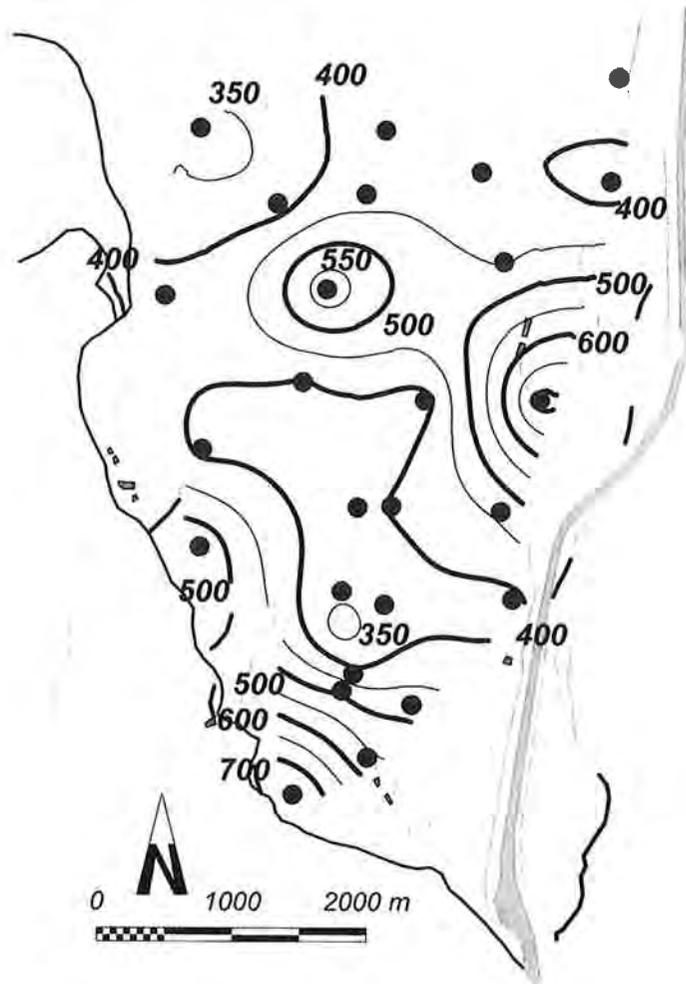


Fig. 124: Linien gleicher Grundwasserneubildung (in mm) im Jahr 1995, ermittelt aus dem zeitlichen Verlauf des Grundwasserspiegels (Kriginginterpolation). Isohypses of groundwater recharge (in mm, sum of 1995) calculated from groundwater hydrograph and interpolated using kriging.

Tab. 37: *Parametereinstellungen und Suchstrategie zur räumlichen Interpolation der mittleren jährlichen Grundwasserneubildung der Periode 1992 bis 1995, ermittelt aus dem zeitlichen Verlauf des Grundwasserspiegels.*
Kriging parameters and search strategy for the interpolation of groundwater recharge (annual mean sum 1992 to 1995) calculated from groundwater hydrograph.

VARIOGRAMMODELL		SPHÄRISCH
Scale [-]		3400
Drift Typ		kein Drift (Ordinary Kriging)
Nuggeteffekt [-]		0
Anisotropie	Radius 1 [m]	960
	Radius 2 [m]	960
	Winkel [°]	0

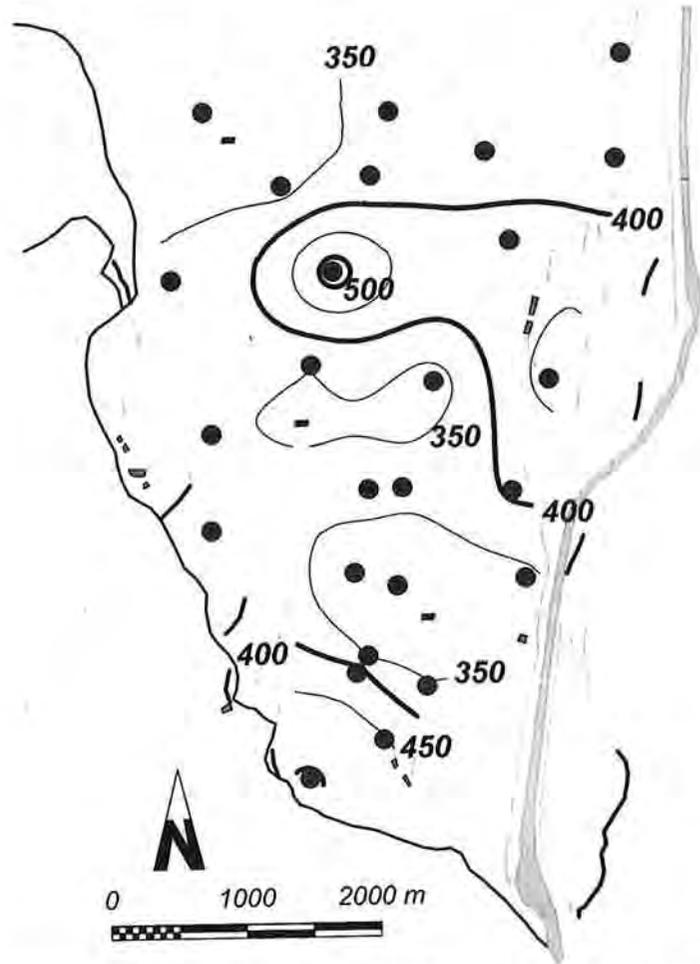


Fig. 125: *Linien gleicher mittlerer Grundwasserneubildungsrate (in mm) für 1992 bis 1995, ermittelt aus dem zeitlichen Verlauf des Grundwasserspiegels (Kriginginterpolation).*
Isobypses of mean annual groundwater recharge (in mm, period 1992 to 1995) calculated from groundwater hydrograph and interpolated using kriging.

da die Differenz zwischen NGW- und HGW-Werten im Untersuchungsgebiet mit der Entfernung zu den Vorflutern deutlich zunimmt.

Mittlere Neubildungsrate 1992 bis 1995

Trotz der nur vierjährigen Beobachtungsdauer und im Wissen, daß dieser Zeitraum für die Beurteilung „mittlerer“ Zustände wesentlich zu kurz ist, wurde die mittlere Jahressumme der Grundwasserneubildung für die Jahre 1992 bis 1995 geostatistisch untersucht. Der Einfluß der unterschiedlichen Einzeljahressummen auf die räumliche Struktur wurde bereits bei der Erstellung der Variogramme und der daraus abzuleitenden Variogrammodelle diskutiert. In Tab. 37 sind die aus dem zugrunde gelegten Variogrammodell abgeleiteten Kriginginterpolationsparameter zusammengefaßt. Die aus der Interpolation resultierenden Linien gleicher mittlerer Jahresgrundwasserneubildung aus der Untersuchungsperiode 1992 bis 1995 sind in Fig. 125 dargestellt. In der räumlichen Verteilung sind drei deutlich unterschiedliche Bereiche erkennbar:

- der dicht verbaute Kernbereich von Leibnitz, Kaindorf a. d. Sulm und Wagna (dicht verbaute Siedlungskerne mit Regenwasserausleitung) sowie das Schutzgebiet der Brunnen Kaindorf (ganzjährige Begrünung) mit jährlichen Grundwasserneubildungsmengen von < 400 mm/a;
- der jüngere Siedlungsbereich im E von Kaindorf a. d. Sulm (Meteorwasserrückführung) übergehend in Richtung E zur Austufe der Mur mit jährlichen Neubildungsmengen von > 400 mm;
- der südlichste Bereich des Untersuchungsgebietes der Sulm-Austufe (geringere Mächtigkeit der ungesättigten Zone) mit Grundwasserneubildungssummen von > 400 mm/a.

In Summe zeigen die hier durchgeführten Auswertungen der räumlichen Verteilung der Jahressummen der Grundwasserneubildung aus infiltrierenden Niederschlägen eine grundlegende Struktur, die auf die Art der Landnutzung und deren Geschichte zurückgeführt werden kann. Diese generelle Struktur wird aber durch die Unstetigkeiten des jährlich sich wandelnden hydrometeorologischen Geschehens nicht nur in der Jahressumme, sondern auch in den räumlichen Verteilungsmustern gestört.

Als Folgerung muß daher abgeleitet werden, daß für die weitere Untersuchung des Raum-Zeit-Verhaltens der Grundwasserneubildung im Untersuchungsgebiet nicht von einer regional einfachen und gleichbleibenden räumlichen Struktur ausgegangen werden darf, sondern daß neben der hochaufgelösten zeitlichen Entwicklung auch deren engräumige räumliche Variabilität näher betrachtet werden muß. Eine Möglichkeit dazu bietet die Untergliederung des Raumes in Teilbereiche, wobei das Zuordnungskriterium durch die existierenden Grundwasserstandsmessstellen angenommen werden kann.

5.5. Neubildung und Nitrataustrag in Zeit und Raum

Aus den Untersuchungen im Bereich der Forschungsstation Wagna und der grundwasserhydrologischen Auswertung im südlichen Teil des westlichen Leibnitzer Feldes ergeben sich mehrere Methoden zur Regionalisierung der Grundwasserneubildung und teilweise auch der Nitratkonzentration des Sickerwassers: Unter Verwendung der Informationen aus der Bodenkartierung (BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT, 1974a, 1974b) und der Ableitung von typischen ackerbaulichen Nutzungen im Untersuchungsgebiet ergibt sich die Möglichkeit der Berechnung von Grundwasser-

neubildung und Nitrataustrag aus der Bodenzone mittels eines kalibrierten Bodenwasserhaushalts- und Nitrattransportmodells.

Am Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt des Bundesamtes für Wasserwirtschaft in Petzenkirchen wurde von E. STENITZER (1988) das Bodenwasserhaushaltsmodell SIMWASER entwickelt, das in Abhängigkeit von Standortgegebenheiten und Bewirtschaftungsarten sowie den herrschenden hydrometeorologischen Rahmenbedingungen die Grundwasserneubildung auf Tagesbasis berechnet. In konsequenter Fortführung wurde von F. FEICHTINGER (1998a) STOTRASIM, ein Modell zur Simulation der Stickstoffdynamik in der ungesättigten Zone eines Ackerstandortes, entwickelt und anhand der zur Verfügung stehenden Meßdaten im Leibnitzer Feld kalibriert (F. FEICHTINGER, 1998b). Von E. MURER (1998) wurde ein Verfahren vorgestellt, das es erlaubt, die Parameter des Bodenwasserhaushalts- und des Stickstoffumsatzes an landwirtschaftlich genutzten Böden anhand der Ergebnisse der Österreichischen Bodenkartierung und der zugehörigen Feldaufnahmeinformationen abzuleiten.

Für die nicht ackerbaulich genutzten Bereiche im engeren Untersuchungsgebiet stellt die Ableitung der Neubildung aus der Grundwasserstandsganglinie eine Möglichkeit für die Bewertung dieser Flächen dar. Stickstoffaustragskonzentrationen können über diesen Weg aber nicht erfaßt werden. Die Kombination der Fließmengen aus den unterschiedlichen Nutzungsanteilen mit den horizontalen Flüssen im Grundwasser sowie den Nitratkonzentrationen aus ackerbaulicher Nutzung und den Meßwerten im Grundwasser sollte die Möglichkeit schaffen, ein einfaches Mischungsmodell zu kalibrieren und daraus den Nitrataustrag aus den nicht landwirtschaftlich genutzten Bereichen anzuschätzen.

In vielen bisherigen Untersuchungen der Nitratbelastung des Grundwassers und seiner Ursachen wurde der Nitrataustrag aus der Landwirtschaft in Relation zu den Nitratkonzentrationen im Grundwasser gesetzt. Diese Annahme setzt voraus, daß die Grundwasserneubildung ausschließlich aus landwirtschaftlichen Nutzflächen stammt oder die Anreicherung des Grundwassers hinsichtlich der Menge und auch der Stickstoffkonzentrationen aus anderen Nutzungsformen vernachlässigbar gering oder gleich ist. Wie die bisherigen Auswertungen zeigen, sind die Nitrataustragskonzentrationen der beiden intensiv untersuchten Bodenstandorte am Versuchsfeld Wagna deutlich höher als die Nitratkonzentration im Grundwasser selbst.

Es ist also davon auszugehen, daß andere Landnutzungsformen mit unterschiedlichen Stickstoffausträgen bedeutungsvoll für die Nitratkonzentration im Grundwasser des Leibnitzer Feldes sind. Wie die Überblicksdarstellung der Nitratkonzentration im westlichen Leibnitzer Feld zeigt (Fig. 15), ist auch die räumliche Verteilung nicht derart homogen, daß der horizontalen Verlagerung des Stickstoffs im gesättigten Bereich keine Bedeutung zukäme.

Wie von P. SACCON (1998) vorgestellt, erlaubt die Auswertung von Satellitenbildern eine Klassifizierung der landwirtschaftlich genutzten Bereiche in unterschiedliche Nutzungsarten zu einem bestimmten Zeitpunkt. Durch die Unterlegung dieser Nutzungsarten mit typischen Fruchtfolgen ist es möglich, aus diesen Auswertungen auf die flächenhafte Verbreitung unterschiedlicher Landnutzungssysteme in einem Untersuchungsgebiet zu schließen.

Die Flächenverteilung im südlichen Teil des westlichen Leibnitzer Feldes (Fig. 126) kann aus einer Auswertung von Satellitenbildern aus dem Jahre 1995 (P. SACCON, 1998) abgeleitet werden. Unter Verwendung von Landsat 5-TM-Aufnahmen wurde eine Landnutzungskarte des südlichen Teils des Leibnitzer Feldes erarbeitet. Die Auswertung



Landnutzung

0 1000 2000 m



Satellitenbildauswertung

■ Landwirtschaftliche Nutzfläche

Fig. 126: Landwirtschaftlich genutzte Fläche (Ackerbau, Grünland) im Vergleich zu den sonstigen Flächen.

Agricultural areas (farm and grass land) compared to areas with a different landuse.

der Satellitenaufnahmen erfolgte mit dem Softwarepaket GRASS und wurde anschließend durch Vergleich mit terrestrischen Kartierungsergebnissen verifiziert. Dabei wurden unterschiedliche Klassifikationsmethoden verwendet. Die TM-Aufnahmen wurden benutzt, um verschiedene Landnutzungsklassen zu identifizieren. Die Auswertung zeigte, daß im Untersuchungsgebiet nur etwa 50 % der Gesamtfläche einer landwirtschaftlichen Nutzung (Ackerbau, Grünland) unterzogen sind. Betrachtet man die Flächenverteilung in Fig. 126, so wird klar erkennbar, daß eine differenzierte Betrachtung von Grundwasserneubildung unter landwirtschaftlichen Nutzflächen und unter sonstigen Landnutzungsformen notwendig ist. Diese Differenzierung erfordert aber auch unterschiedliche Methoden der Bewertung.

Die Zusammenführung aller grundlegenden Informationen (Bodenkarte, Witterungsdaten, Landnutzungskarte, Fruchtfolgeverteilung) in einem geographischen Informationssystem (GIS), wie dies von G. ROCK (1998) vorgeschlagen wird, erlaubt es, Teilflächen zu ermitteln, die den Anforderungen für die eindimensionale Wasserbewegungs- und Transportmodellierung in der ungesättigten Zone genügen. Die Rückführung der Ergebnisse dieser Profilrechnungen in das GIS erlaubt flächenhafte Aussagen über Grundwasserneubildung und Nitrataustrag (G. ROCK, 1998). Die notwendigen Attribute (Bodeninformationen, Wetterdaten, Fruchtfolgedaten, Bodenphysik etc.) werden in einer Datenbankapplikation verwaltet (J. SCHWARZ, 1998) und für die Modellberechnungen zur Verfügung gestellt.

5.5.1. Neubildung und Nitrataustrag aus landwirtschaftlich genutzten Flächen

Für die Berechnung der Neubildung aus landwirtschaftlichen Nutzflächen stellt die regionale Verbreitung der Bodenformen eine entscheidende Grundlage dar. Im Untersuchungsgebiet steht diese (Fig. 127) in Form einer Kartierung im Maßstab 1 : 5000, die nach den Richtlinien der Österreichischen Bodenkartierung (BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT, 1974b) durchgeführt wurde, zur Verfügung. Diese Kartierung bildete die Grundlage für die Österreichische Bodenkarte 1 : 25 000, Kartierungsbereich Leibnitz (BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT, 1974a).

Die Bodenkartierung in Fig. 127 umfaßt insgesamt eine Fläche von annähernd 20 km², wobei innerhalb der in Fig. 105 dargestellten Grenzen des engeren Untersuchungsgebietes 12,5 km² zu liegen kommen. Innerhalb des Auswertungsgebietes waren zum Zeitpunkt der Bodenaufnahme etwa 7,5 km² oder 60 % unter landwirtschaftlicher Nutzung, 32 % der Fläche waren als Siedlungsgebiet ausgewiesen, etwas weniger als 5 % waren Waldflächen. Die Bodenformen B7-2 (27,5 %), B7-1 (26,6 %) und B7-3 (16,9 %) nehmen zusammen mehr als 70 % der unter landwirtschaftlicher Nutzung stehenden Böden ein. Eine detaillierte Zusammenfassung der Flächenanteile der einzelnen Bodenformen gibt Tab. 38.

In E. MURER (1998) werden die Arbeitsschritte im Detail vorgestellt, die notwendig sind, um die Informationen der Österreichischen Bodenkartierung für jede einzelne Bodenform horizontweise in bodenphysikalische Kennwerte (z. B. Porenvolumen, Feldkapazität) umzusetzen. Eines der dabei entstehenden Probleme liegt darin, daß im Rahmen der Österreichischen Bodenkartierung die einzelnen Profile nur in den seltensten Fällen für Tiefen von > 1 m beschrieben sind. Während dabei auf Standorten mit geringen Feinbodenmächtigkeiten und unterlagernden Schottern (wie im Untersuchungsgebiet) das Auslangen gefunden werden kann, stellen tiefgründige Böden oder grundwasserbeeinflusste Böden für die Modellierung auf Grundlage der Österreichischen Boden-

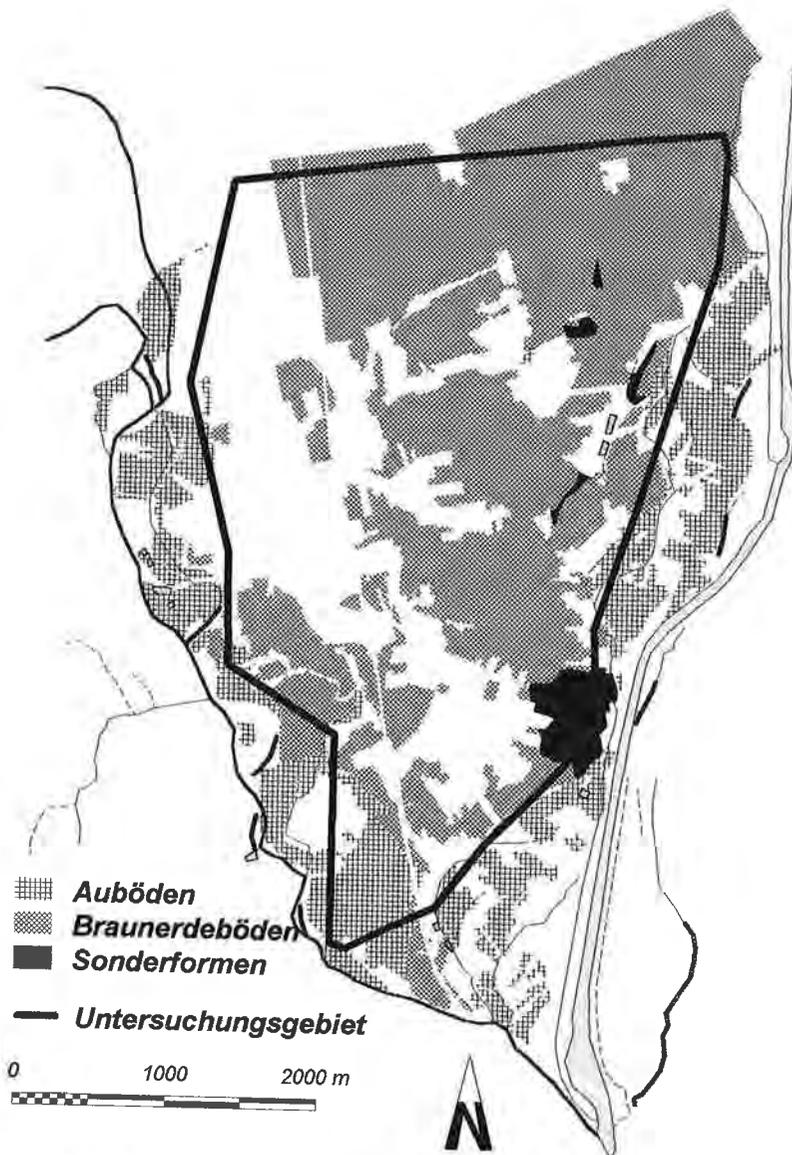


Fig. 127: Die Bodenformen im Untersuchungsgebiet aus einer Kartierung im Maßstab 1 : 5000 als Grundlage für die Berechnung der Grundwasserneubildung und des Nitrataustrages mit Hilfe des Simulationsmodells STOTRASIM.
 Soil formations in the investigation area (mapping scale 1 : 5000) as basis for the calculation of groundwater recharge and nitrate leaching to groundwater using the soil water model STOTRASIM.

karte Problemfälle dar. Als Hilfsmittel dienen die Bodenkundliche Kartieranleitung (AG BODENKUNDE, 1994) und ein Datenschlüssel nach M. EISENHUT (1990). Für die einzelnen Bodenarten stehen am Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt

Tab. 38: Flächenverteilung der Bodenformen im Untersuchungsgebiet.
Spatial distribution of the soil formations in the investigation area.

Auböden	Fläche [km ²]	Anteil an Gesamtfläche [%]	Braunerdeböden	Fläche [km ²]	Anteil an Gesamtfläche [%]	Sonderformen	Fläche [km ²]	Anteil an Gesamtfläche [%]
A1-1	0,005905	0,05	B2-1	0,604173	4,81	G3-1	0,041545	0,33
A1-2	0,018430	0,15	B4-1	0,407723	3,24	K-1	0,001686	0,01
A3-1	0,015342	0,12	B4-2	0,049308	0,39	M1-1	0,028290	0,23
A3-2	0,018721	0,15	B6-1	0,094616	0,75	ZA-1	0,200824	1,60
A3-3	0,004329	0,03	B7-1	2,027802	16,14			
A3-6	0,144681	1,15	B7-2	2,096114	16,68			
A3-7	0,223897	1,78	B7-3	1,289205	10,26			
A4-1	0,054302	0,43	B7-4	0,088092	0,70			
A4-2	0,043037	0,34						
A4-3	0,026917	0,21						
Summe	0,555561	4,42	Summe	6,657033	52,97	Summe	0,272345	2,17

Gesamtfläche [km ²]	12,567064	Anteil [%]	100,0
Bodenkartierung [km ²]	7,484939	Anteil [%]	59,56
Unbewertete Flächen [km ²]	5,082125	Anteil [%]	40,44

aus Meßwerten abgeleitete Standardbodenkennwerte (pF - und k_u -Beziehungen) zur Verfügung. Der Humusgehalt wird aus der Kartierung übernommen und dessen C/N-Verhältnis aus einer Beziehungsgleichung nach F. FEICHTINGER (1997) erhalten. Die Diffusion und Dispersion wird in Abhängigkeit der Bodenart im Modell berücksichtigt.

Das Ergebnis dieser Umsetzung ist beispielhaft für die Bodenform B7-2 in Tab. 39 dargestellt. Wie daraus zu entnehmen ist, werden in diesem Profil die Bodenarten $SluG2H3$, $Sl4G2H3$ für die Feinbodenaufgabe und $gSG6H025$ für die unterlagernden Schotter angewandt. Tabelle 40 zeigt beispielhaft die bodenphysikalischen Parameter der Bodenart $SluG2H3$, einem schluffig-lehmigen Sandboden. Diese Saugspannung-Wassergehalt-Relationen, bzw. Saugspannung-Durchlässigkeit-Beziehungen beruhen auf Laboruntersuchungen. In Abhängigkeit vom in der Bodenaufnahme angegebenen Porenvolumen wird bei der Modellrechnung zwischen den einzelnen Standardkuven interpoliert. Auch die angeführten Saugspannungswerte stellen Stützstellen einer Funktion dar, wobei zwischen diesen Stützstellen im Modellierungsprozeß interpoliert wird (Fig. 128).

Anhand der Bewirtschaftungsdaten und der Klimadaten der Forschungsstation Wagna wurde das Bodenwasserhaushalts- und Nitrattransportmodell STOTRASIM (F. FEICHTINGER, 1998a) für eine Maismonokulturvariante und eine vierschlägige Fruchtfolgevariante mit 50 % Mais sowie Raps und Winterweizen mit Winterbegrünung kalibriert. Für Grünlandnutzung (intensiv und extensiv) wurde das Modell anhand von Lysimetermeßdaten aus Petzenkirchen geeicht (F. FEICHTINGER, 1998b).

Unter Verwendung dieser kalibrierten Modelle und der Parametrisierung der 24 verschiedenen Bodenformen im Untersuchungsgebiet (E. MURER, 1997, F. FEICHTINGER, 1997) wurden Tageswerte der Grundwasserneubildung und Tageswerte des Stickstoffaustrages aus der ungesättigten Zone (in 150 cm unter GOK) im Zeitraum 1. 8. 1992 bis 31. 12. 1995 für die vier unterschiedlichen Bewirtschaftungsformen berechnet. Die Ergebnisse dieser Berechnungen für die Bodenform B7-2 sind als Summenlinie der Grund-

wasserneubildung bzw. als Summenlinie des Stickstoffaustrages für die unterschiedlichen Nutzungen in Fig. 129 dargestellt. Die adäquaten Tagesdaten sind in Fig. 130 angeführt.

Hinsichtlich der Grundwasserneubildung zeigen sich nur geringe Unterschiede zwischen den beiden Nutzungen Maismonokultur und Fruchtfolge, aber deutlich geringere Werte bei Grünlandnutzung, wobei hier zwischen intensiver und extensiver Nutzung praktisch keine Differenzen festzustellen sind. Anders sehen die Summenlinien des Stickstoffaustrages aus: Unter den gegebenen meteorologischen Rahmenbedingungen weist die Fruchtfolgebewirtschaftung die deutlich höchsten Stickstoffausträge, gefolgt von der Maismonokulturnutzung, auf. Dies ist aber jedenfalls auch auf die besonderen Witterungsbedingungen im Jahr 1992 zurückzuführen, wo unter Fruchtfolgenutzung im Herbst ein extremer Stickstoffaustrag zu verzeichnen ist. Deutlich geringer ist der Stickstoffaustrag bei Grünlandnutzung, wobei hier naturgemäß bei extensiver Nutzung noch deutlich geringere Austräge errechnet werden.

In der Darstellung der Tageswerte der Neubildung und des Stickstoffaustrages (Fig. 130) sind die Differenzen der unterschiedlichen Bewirtschaftungsweisen gerade in ihrem zeitlichen Verhalten noch deutlicher erkennbar: Während unter Fruchtfolge- und Maismonokulturbewirtschaftung während des gesamten Jahres in Koppelung mit

Tab. 39: Parametrisierung der Bodenform B7-2 aus der Detailkartierung 1 : 5000 im Leibnitzer Feld durch die Ableitung bodenphysikalischer Parameter anhand der bodenkundlichen Aufnahmedaten (E. MURER, 1997, F. FEICHTINGER, 1997). PV – Porenvolumen (%), W – Wassergehalt (Vol. %), NO₃ – Nitratkonzentration im Bodenwasser (mg/l), NH₄ – Ammoniumkonzentration im Boden (mg/kg), OS – langsam abbaubare organische Substanz – Dauerhumus (g/kg Boden), OS C/N – Kohlenstoff-Stickstoff-Verhältnis der OS, FOS – leicht abbaubare organische Substanz (g/kg Boden), FOS C/N – Kohlenstoff-Stickstoff-Verhältnis der FOS.

Parametrisation of soil formation B7-2 (detailed mapping 1 : 5000 at Leibnitzer Feld) using soil physical parameters inferred from profile description (E. MURER, 1997, F. FEICHTINGER, 1997). PV – pore volume (%), W – water content (Vol. %), NO₃ – nitrate concentration in soil water (mg/l), NH₄ – ammonia concentration in soil (mg/kg), OS – fixed organic substance (g/kg soil), OS C/N – carbon-nitrogen relationship of OS, FOS – easily reduceable organic substance (g/kg soil), FOS C/N – carbon-nitrogen relationship of FOS.

GRALLA / SONDERKARTIERUNG 1 : 5000 / BODENFORM B7-2									
Tiefenstufen Tiefe [dm]	Bodenart	PV	W	NO ₃	NH ₄	OS	OS C/N	FOS	FOS C/N
-0,5	SluG2H3	48	39,0	30,0	0,5	41,5	9,5	0,2	10,0
-1,0	SluG2H3	48	39,0	30,0	0,5	39,0	9,2	0,1	10,0
-2,0	SluG2H3	48	39,0	30,0	0,5	34,0	8,8	0,1	10,0
-3,0	SluG2H3	48	39,0	30,0	0,5	25,0	7,9	0,0	10,0
-4,0	Sl4G2H3	47	34,5	30,0	0,5	17,0	7,1	0,0	10,0
-4,5	Sl4G2H3	47	34,5	30,0	0,5	13,5	6,9	0,0	10,0
-5,0	Sl4G3H0	32	24,0	30,0	0,5	11,5	6,8	0,0	10,0
-6,0	Sl4G3H0	32	24,0	30,0	0,5	8,9	6,7	0,0	10,0
-7,0	gSG6H025	25	8,0	30,0	0,5	5,0	6,6	0,0	10,0
-8,0	gSG6H025	25	8,0	30,0	0,5	1,5	6,6	0,0	10,0
-10,0	gSG6H025	25	8,0	30,0	0,5	0,0	6,6	0,0	10,0
-11,0	gSG6H025	25	8,0	30,0	0,0	0,0	6,5	0,0	10,0
-13,0	gSG6H025	25	8,0	30,0	0,0	0,0	6,5	0,0	10,0
-15,0	gSG6H025	25	8,0	30,0	0,0	0,0	6,5	0,0	10,0
-17,0	gSG6H025	25	8,0	30,0	0,0	0,0	6,5	0,0	10,0

Tab. 40: Bodenphysikalische Parameter der Bodenart *SluG2H3* (E. MURER, 1997, F. FEICHTINGER, 1997). PV – Porenvolumen, PSI – Saugspannung (cbar), W – Bodenwassergehalt (Vol. %), K – hydraulische Leitfähigkeit (mm/d), PE – Eindringwiderstand (-).
Soil physical parameters of soil type *SluG2H3* (E. MURER, 1997, F. FEICHTINGER, 1997). PV – pore volume, PSI – matrix potential (cbar), W – soil water content (Vol. %), K – hydraulic permeability (mm/d), PE – penetration resistance (-).

Slu (schluffig-lehmiger Sand)												
PSI	PV = 30 %			PV = 40 %			PV = 50 %			PV = 60 %		
	W	K	PE									
1,0E-2	30,0	3,4E+01	22,0	40,0	2,1E+02	12,0	50,0	1,6E+03	06,0	60,0	1,0E+04	03,0
1,0E-1	29,9	3,2E+01	22,5	39,5	1,8E+02	12,3	49,0	7,9E+02	06,2	59,0	4,3E+03	03,2
2,0E-1	29,8	2,6E+01	23,0	39,0	1,5E+02	12,7	47,5	6,2E+02	06,4	57,5	2,8E+03	03,4
4,0E-1	29,5	2,2E+01	23,5	38,0	1,0E+02	13,0	46,0	3,4E+02	06,6	55,5	2,0E+03	03,7
1,0E+0	29,2	1,1E+01	25,0	36,5	4,0E+01	13,5	43,5	1,3E+02	06,8	52,0	7,0E+02	04,0
2,0E+0	28,8	5,5E+00	27,0	35,0	1,5E+01	14,0	41,0	5,5E+01	07,0	48,0	2,3E+02	04,5
4,0E+0	28,3	2,2E+00	29,0	32,5	5,2E+00	15,0	37,0	1,4E+01	07,5	43,0	7,8E+01	05,0
1,0E+1	27,7	7,0E-01	32,0	29,5	1,3E+00	16,0	32,5	3,4E+00	08,5	35,0	1,0E+01	05,5
2,0E+1	27,0	2,2E-01	35,0	26,5	3,8E-01	17,5	28,0	7,8E-01	09,5	29,0	1,8E+00	06,0
4,0E+1	25,2	8,8E-02	38,0	24,8	1,0E-01	19,0	24,0	1,6E-01	10,5	22,5	3,0E-01	07,0
1,0E+2	23,0	2,1E-02	44,0	21,0	1,8E-02	21,0	19,0	1,5E-02	12,0	16,5	1,3E-02	08,5
2,0E+2	20,0	4,5E-03	51,0	18,0	3,0E-03	23,5	15,5	2,0E-03	13,5	13,5	1,4E-03	10,0
4,0E+2	17,5	1,0E-03	58,0	15,0	6,2E-04	26,0	13,0	3,8E-04	16,0	11,5	2,1E-04	11,5
1,0E+3	12,5	5,5E-05	67,0	11,0	4,0E-05	30,5	10,0	3,0E-05	19,5	9,0	2,1E-05	14,0
2,0E+3	9,3	6,2E-06	85,0	8,5	4,8E-06	34,5	8,0	3,8E-06	23,0	7,5	3,0E-06	16,5
4,0E+3	7,5	8,9E-07	99,9	7,0	7,0E-07	39,0	6,5	5,5E-07	26,5	6,0	4,3E-07	19,0
1,0E+4	5,0	4,8E-08	99,9	4,5	4,5E-08	45,5	4,0	4,1E-08	31,5	3,7	3,8E-08	23,0
4,0E+4	2,6	1,0E-09	99,9	2,5	1,0E-09	57,0	2,5	1,1E-09	40,0	2,4	1,1E-09	30,0
1,0E+5	1,5	1,4E-10	99,9	1,5	1,4E-10	65,0	1,5	1,4E-10	46,0	1,5	1,4E-10	35,0
1,0E+6	0,1	3,0E-12	99,9	0,1	3,0E-12	87,0	0,1	3,0E-12	63,0	0,1	3,0E-12	49,0

der Grundwasserneubildung auch mit Nitrataustrag zu rechnen ist, sind unter Grünlandnutzung nur kurze Zeiträume in den Herbst- und Wintermonaten für einen Stickstoffaustrag anfällig. Bei extensiver Grünlandnutzung reduziert sich der Nitrataustrag auf den Zeitraum Ende 1992, wo unter extremen Witterungsbedingungen während des gesamten Jahres auch bei dieser Nutzungsform ein Austrag von Nitrat in Richtung Grundwasser nicht verhindert werden kann. Innerhalb des übrigen Beobachtungszeitraumes ist jedoch bei extensiver Grünlandnutzung praktisch keine Anreicherung des Grundwasserkörpers durch Stickstoffkomponenten erfassbar.

Tabelle 41 liefert die zusammengefaßten Ergebnisse der Grundwasserneubildung, der Stickstoffbefruchtung des Grundwassers und damit der resultierenden Nitratkonzentration des Sickerwassers aus den im Untersuchungsgebiet vorkommenden Bodenformen unter Zugrundelegung verschiedener landwirtschaftlicher Nutzungsformen für den Zeitraum 1. 8. 1992 bis 31. 12. 1995. Deutlich erkennbar sind variierende Neubildungsraten und Stickstofffrachten in Abhängigkeit von der Bodenform und auch der Bewirtschaftungsweise. Unter Annahme einer Gleichverteilung der einzelnen Bodenformen errechnet sich unter Maismonokulturnutzung eine jährliche Neubildungsrate von > 300 mm bei einer Stickstoffaustragsfracht von fast 70 kg/ha/a, was einer mittleren Nitratkonzentration von etwa 100 mg/l im Sickerwasser entspricht. Fruchtfolgenutzung, wie sie am Versuchsfeld Wagna während des Untersuchungszeitraumes durchgeführt wurde, führt im Mittel über alle Bodenformen zu einem Anstieg der Neubildungsmenge auf > 340 mm, damit verbunden zu einer Erhöhung der Nitratfracht

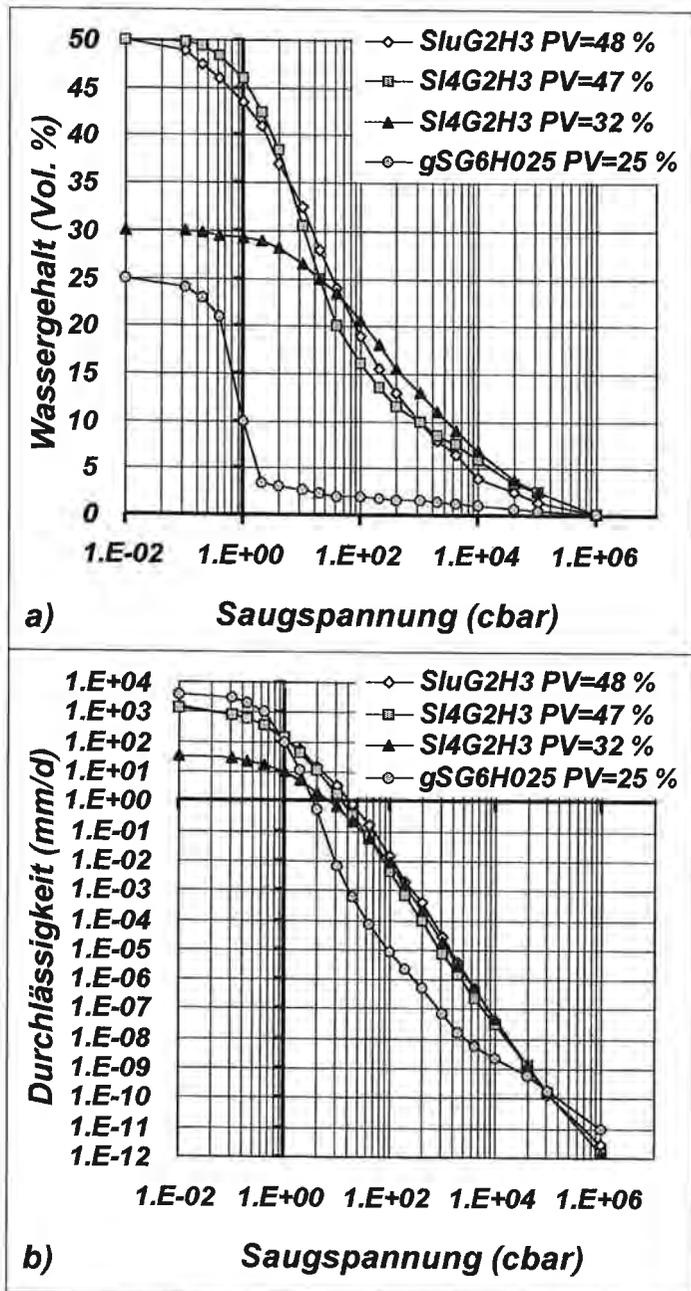


Fig. 128: Beziehung zwischen Saugspannung und Wassergehalt (a) sowie zwischen Saugspannung und hydraulischer Leitfähigkeit (b) der einzelnen Bodenhorizonte der Bodenform B7-2 als Grundlage für die Berechnung der Sickerwassermenge aus dem Bodenprofil.
 Relationship between matrix potential and water content (a) and between matrix potential and hydraulic conductivity (b) of the different horizons of soil formation B7-2 as a basis to calculate groundwater recharge using the soil profile.

und naturgemäß einer höheren mittleren Nitratkonzentration im Sickerwasser von etwa 114 mg/l. Deutliche Reduktionen der Nitratkonzentrationen lässt Grünlandnutzung erwarten: Die mittleren Werte liegen für intensives Grünland bei 35 mg/l, für extensive Grünlandnutzung bei 14 mg/l, verbunden allerdings in beiden Fällen mit einem Rückgang der Grundwasserneubildung auf < 200 mm/a.

Die in Tab. 41 angeführten Absolutwerte unterliegen naturgemäß Fehlern, die aus den Modellannahmen und auch der zugrundeliegenden Datenbasis resultieren. Ein relativer Vergleich von Grundwasserneubildung und Stickstoffaustrag in das Grundwasser für die unterschiedlichen Nutzungsformen bezogen auf die Maismonokulturnutzung zeigt im Mittel über alle Bodenformen für den Zeitraum Sommer 1992 bis Ende 1995 eine deutliche Erhöhung der Nitratkonzentration bei Fruchtfolgenutzung und eine signifikante Verminderung bei Grünlandnutzung. Intensives Grünland weist zwar nur noch eine Grundwasserneubildungsrate von 65 % derjenigen unter Maismonokultur auf, die Nitratkonzentration im Sickerwasser sinkt auf 35 % im Vergleich zur Maismonokultur. Noch eklatanter sind die Werte bei extensiver Grünlandnutzung: Gleiche Grundwasser-

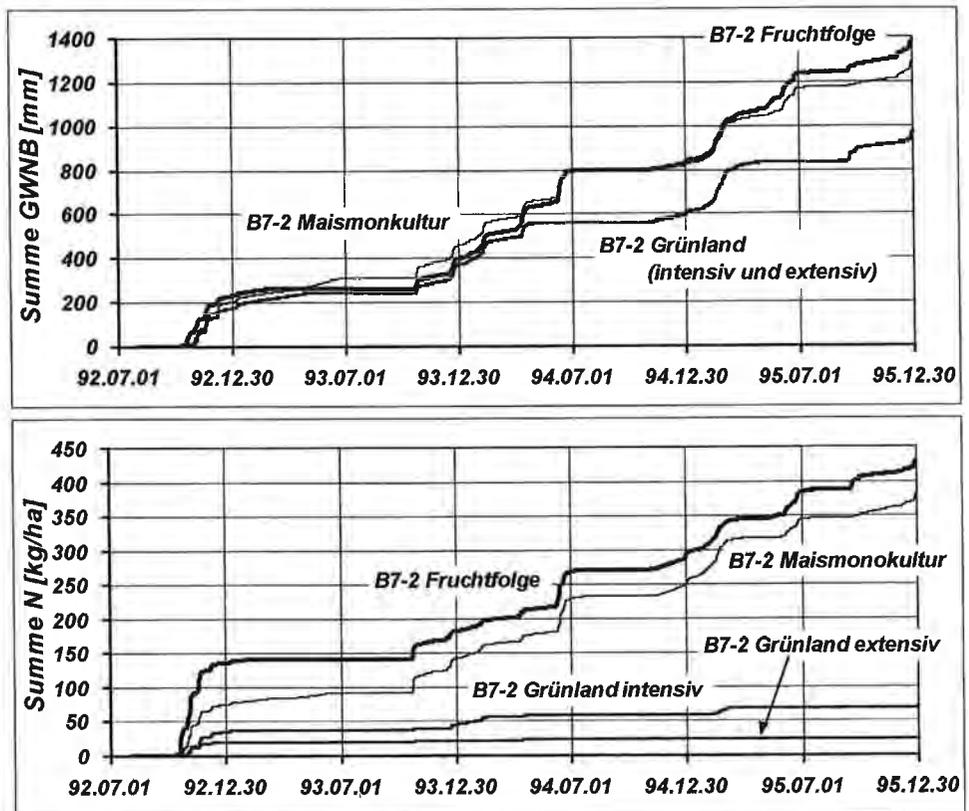


Fig. 129: Summenlinien der Grundwasserneubildung (GWNB in mm) und des Stickstoffaustrages in das Grundwasser (N in kg/ha) im Zeitraum 1. 8. 1992 bis 31. 12. 1995 aus der Bodenform B7-2 bei unterschiedlicher Nutzung.
Cumulative groundwater recharge (GWNB, mm) and nitrogen leaching into groundwater (kg/ha) of soil formation B7-2 with different landuse for the period of August 1st, 1992 to December 31st, 1995.

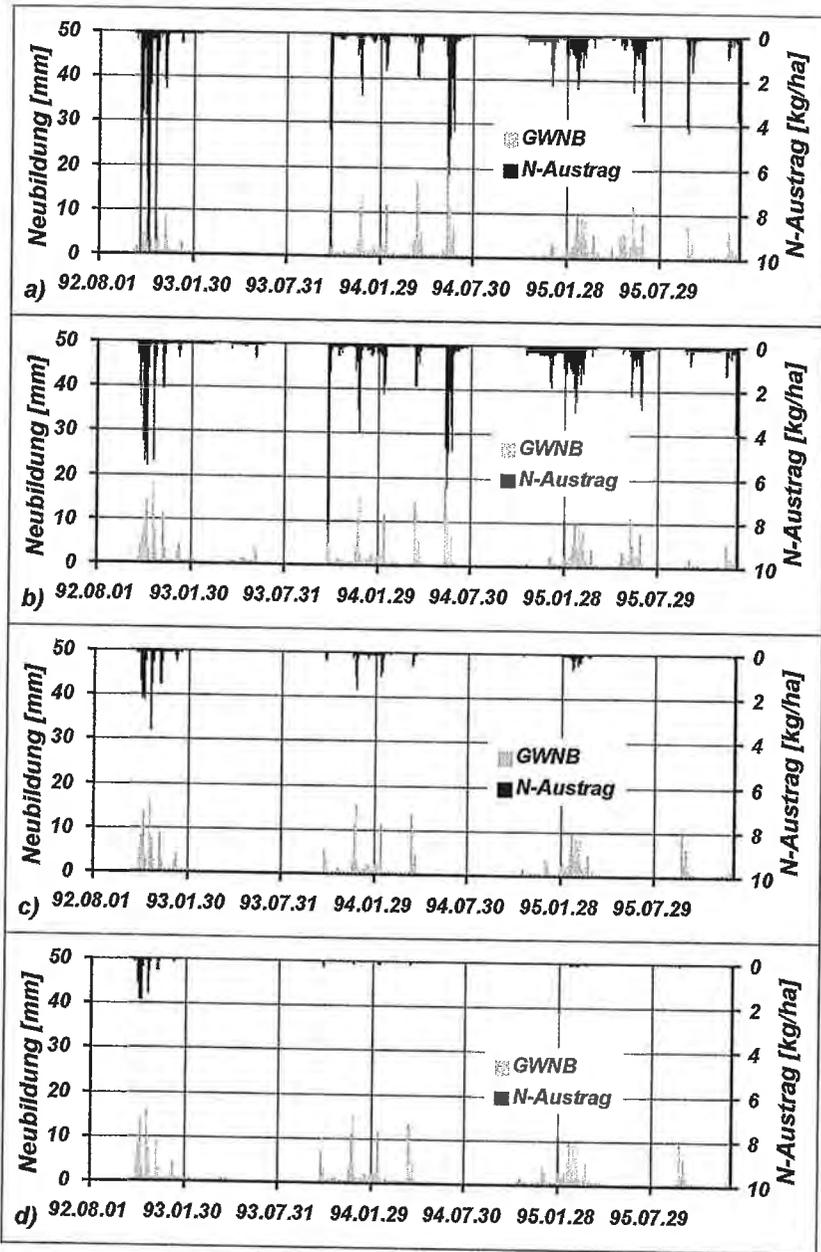


Fig. 130: Tageswerte der Grundwasserneubildung (GWNB in mm) und des Stickstoffaustrages in das Grundwasser (N-Austrag in kg/ha) im Zeitraum 1. 8. 1992 bis 31. 12. 1995 aus der Bodenform B7-2 bei unterschiedlicher Nutzung: a) – Fruchtfolge, b) – Maismonokultur, c) – intensives Grünland, d) – extensives Grünland.
 Daily values of groundwater recharge (GWNB, mm) and nitrogen leaching into groundwater (kg/ha) for the period of August 1st, 1992 to December 31st, 1995 of soil formation B7-2 with different landuse: a) – crop rotation, b) – corn monoculture, c) – grass land (intensive), d) – grass land (extensive).

Tab. 41: Grundwasserneubildung, Stickstofffracht und Nitratkonzentration des Sickerwassers aus den Bodenformen im Untersuchungsgebiet bei unterschiedlicher Nutzung für den Zeitraum 1. 8. 1992 bis 31. 12. 1995 (absolute Zahlen). (Fortsetzung S. 337.)
 Groundwater recharge, nitrogen load and nitrate concentration of water leaching out of the soil formations of the model area given varying landuse for the period between August 1st, 1992 and December 31st, 1995 (absolute values). (Continuation p. 337.)

Bodenform	Mais			Fruchtfolge		
	NB [mm]	N-Fracht [kg/ha]	NO ₃ [mg/l]	NB [mm]	N-Fracht [kg/ha]	NO ₃ [mg/l]
A1-1	1009,2	161,4	70,85	1067,0	192,2	79,80
A1-2	1314,7	284,3	95,80	1361,4	293,4	95,47
A3-1	997,4	261,0	115,92	1029,9	229,7	98,80
A3-2	1041,5	176,7	75,16	1208,9	272,9	100,00
A3-3	1097,9	121,2	48,90	1241,3	172,1	61,42
A3-4	1227,4	334,6	120,77	1301,6	383,9	130,66
A3-5	937,4	165,3	78,12	1107,9	233,6	93,41
A3-6	1047,5	157,4	66,57	1203,4	237,2	87,32
A3-7	821,4	179,6	96,86	1061,6	268,3	111,96
A3-8	1278,9	216,0	74,82	1369,9	256,5	82,95
A4-1	733,3	230,1	139,01	948,8	342,0	159,68
A4-2	924,0	108,9	52,21	1150,1	171,2	65,94
A4-3	1289,4	449,3	154,37	1359,2	484,8	158,01
B2-1	1015,0	238,9	104,27	1104,7	297,6	119,34
B4-1	945,6	143,1	67,04	1163,2	247,9	94,41
B4-2	846,7	107,4	56,19	1055,2	173,0	72,63
B6-1	1031,6	179,3	77,00	1212,5	262,6	95,94
B7-1	1083,4	272,1	111,26	1215,2	393,1	143,30
B7-2	1289,6	380,5	130,71	1383,5	429,2	137,43
B7-3	1577,9	283,4	79,57	1603,3	281,5	77,78
B7-4	1105,4	164,2	65,80	1270,2	242,0	84,40
G3-1	955,4	272,6	126,40	1106,0	379,3	151,93
M1-1	1158,2	472,5	180,73	1253,5	611,3	216,04
ZA-1	1078,3	482,9	198,39	1174,4	602,2	227,16
Mittelwert	1075,3	243,4	100,3	1206,4	310,7	114,1
Jahr	307,2	69,6		344,7	88,8	
Bodenform	Grünland intensiv			Grünland extensiv		
	NB [mm]	N-Fracht [kg/ha]	NO ₃ [mg/l]	NB [mm]	N-Fracht [kg/ha]	NO ₃ [mg/l]
A1-1	553,4	46,2	36,98	564,5	22,6	17,74
A1-2	836,3	60,7	32,15	828,0	10,2	5,46
A3-1	396,3	41,7	46,61	394,1	33,3	37,43
A3-2	630,5	50,4	35,41	634,4	6,2	4,33
A3-3	659,7	48,1	32,30	660,9	4,5	3,02
A3-4	747,9	63,7	37,73	744,9	19,1	11,36
A3-5	577,0	30,8	23,65	585,7	12,7	9,61

Bodenform	Grünland intensiv			Grünland extensiv		
	NB [mm]	N-Fracht [kg/ha]	NO ₃ [mg/l]	NB [mm]	N-Fracht [kg/ha]	NO ₃ [mg/l]
A3-6	669,4	48,5	32,10	679,2	11,7	7,63
A3-7	692,0	43,4	27,78	714,0	31,5	19,54
A3-8	940,7	59,6	28,07	943,8	10,8	5,07
A4-1	623,9	46,9	33,30	653,5	41,7	28,27
A4-2	512,4	25,7	22,22	514,4	5,5	4,74
A4-3	760,3	75,2	43,82	764,0	29,6	17,16
B2-1	634,6	49,1	34,28	652,3	26,1	17,73
B4-1	613,5	52,6	37,98	569,8	15,1	11,74
B4-2	455,5	33,3	32,39	456,5	27,6	26,78
B6-1	614,8	40,9	29,47	618,0	9,3	6,67
B7-1	752,1	68,4	40,29	754,3	19,7	11,57
B7-2	968,8	69,5	31,78	972,2	24,4	11,12
B7-3	1196,6	73,2	27,10	1201,8	15,8	5,82
B7-4	632,0	49,7	34,84	644,4	19,0	13,06
G3-1	518,4	43,1	36,83	517,3	26,4	22,61
M1-1	835,3	81,2	43,06	835,4	31,5	16,70
ZA-1	711,5	103,0	64,13	722,2	74,8	45,88
Mittelwert	688,9	54,4	35,0	692,7	22,0	14,1
Jahr	196,8	15,5		197,9	6,3	

neubildung führt zu mittleren Nitratwerten, die nur noch 14 % derjenigen bei Maismonokultur betragen.

Wie aber die Bodenformenkarte in Fig. 127 erkennen läßt, sind die einzelnen Teilflächen im Gebiet keinesfalls gleichverteilt. Gleiches gilt für die unterschiedliche Nutzung der landwirtschaftlichen Flächen, sodaß noch weiterführende Auswertungen zur Gewichtung der einzelnen Bodenformen und auch der unterschiedlichen Bewirtschaftungsweisen im Gebiet notwendig sind, um Aussagen hinsichtlich des Austrages von Stickstoff aus den landwirtschaftlich genutzten Bereichen des Untersuchungsgebietes zu ermöglichen.

Neben der Bodenformenverteilung ist die flächenhafte Verbreitung der unterschiedlichen Fruchtfolgen in der ackerbaulichen Nutzung für das Bodenwasserhaushaltsmodell eine entscheidende Größe. Nachdem diese auch einen instationären Charakter aufweist – die Bewirtschaftungsformen unterliegen Fruchtfolgezyklen – ist deren detaillierte Erfassung auch in der räumlichen Verteilung mit großen Schwierigkeiten behaftet. Anstelle einer wiederholten Detailkartierung wurde im Untersuchungsgebiet die Ableitung der Landnutzung aus den Ergebnissen einer Satellitenbilddauswertung für die Situation im September des Jahres 1995 (P. SACCON, 1998) durchgeführt. Die flächenhafte Verteilung der resultierenden Landnutzungskategorien sind in Tab. 42 zusammengefaßt, wobei unbedeutende Restflächen wie etwa 90 m² Gewässer weggelassen wurden. Die Auswertung zeigt eine ackerbaulich landwirtschaftliche Nutzung auf etwa 50 %, woran die Maisanbauflächen mit fast der Hälfte beteiligt sind. Im nicht landwirtschaftlichen Bereich nehmen dicht verbaute Siedlungsgebiete eine ähnlich dominante Stellung ein.

Die aus der Satellitenbilddauswertung ermittelten landwirtschaftlichen Landnutzungs-klassen wurden typischen Nutzungszyklen zugeordnet, für die auf der Basis der Bewirt-schaftungsdaten im Bereich der Forschungsstation Wagna auch die entsprechenden Kali-brationsdaten für das Bodenwasserhaushaltsmodell zur Verfügung standen: Mais wurde als eigene Nutzungsform belassen, die Klassen geerntetes Getreide, Kürbis und Brach-flächen wurden zur Klasse Fruchtfolge zusammengeführt, da davon ausgegangen wer-den kann, daß auf diesen Flächen ein Wechsel mit Mais in der Fruchtfolge stattfindet und diese Bereiche somit durch die Fruchtfolgeparzelle der Forschungsstation Wagna abgedeckt werden können. Da für Grünlandbereiche im Rahmen der Untersuchun-gen an der Forschungsstation Wagna keine entsprechenden Meßdaten zur Verfügung standen, wurde das Modell STOTRASIM für Grünland anhand von Meßergebnissen aus Petzenkirchen kalibriert (F. FEICHTINGER, 1998b).

Durch die Verschneidung der Bodenformenkarte mit der Landnutzungskarte kön-nen die Teilflächen mit Informationen über das Bodenprofil und einer ackerbaulichen Nutzung ermittelt werden. Nach der Zuordnung einer Bewirtschaftungsform, für die auch die entsprechenden Modellparameter vorliegen, können für diese Teilflächen unter Annahme homogener Verhältnisse die Grundwasserneubildungsraten und die Stick-stoffaustragsmengen sowie die zu erwartenden Nitratkonzentrationen im Sickerwasser berechnet werden. Tabelle 43 zeigt die flächengewichtete Grundwasserneubildung und den Nitrataustrag im Untersuchungsgebiet in Abhängigkeit von den Bodenformen und der landwirtschaftlichen Nutzung.

Die flächengewichtete Umsetzung der Modellberechnungsergebnisse auf etwa 509 ha landwirtschaftlich genutzter Fläche im Untersuchungsgebiet ergibt unter Berück-sichtigung unterschiedlicher Bodenformen und Bewirtschaftungsdaten für den Zeit-raum 1. 8. 1992 bis 31. 12. 1995 eine mittlere Grundwasserneubildung von 1191 mm oder 340 mm/a. Die Nitratkonzentration im Sickerwasser wurde zu ca. 107 mg/l berech-net. Daraus resultiert ein Nitrataustrag von 365 kg/ha/a entsprechend einer N-Aus-waschung ins Grundwasser von etwa 82 kg/ha/a.

Vergleicht man die Nitratkonzentrationen des Sickerwassers unter landwirtschaftlich genutzten Flächen mit den tatsächlich auftretenden Nitratkonzentrationen im Grund-wasser (Fig. 15), so sind große Differenzen zu erkennen, die durch sich summierende Fehler in der obigen Auswertung nicht zu erklären sind. Allerdings muß man sich immer vor Augen halten, daß nur etwa 40 % der Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes unter landwirtschaftlicher Nutzung stehen. Unter der Annahme, daß obige Auswertung

Tab. 42: Flächenverteilung der Landnutzungs-klassen aus der Satellitenbilddauswertung im Unter-suchungsgebiet.
Areal distribution of land use classes resulting from the evaluation of satellite images in the investigation area.

Nutzung	Fläche [km ²]	Flächen-anteil [%] d. Gesamt-fläche	Nutzung	Fläche [km ²]	Flächen-anteil [%] d. Gesamt-fläche
Mais	2,822868	22,46	verbautes Gebiet	3,183608	35,33
geerntetes Getreide	1,737786	13,83	Stadt-Vorlandbereich	1,522101	12,11
Kürbis	1,169114	9,30	Wald	1,663482	13,24
Brachflächen	0,023125	0,18			
Grünland	0,394890	3,14			
Landwirtschaft	6,147783	48,92	sonstige Nutzung	6,369191	50,68

Tab. 43: Flächengewichtete Grundwasserneubildung und Nitrataustrag im Untersuchungsgebiet in Abhängigkeit von den Bodenformen und der landwirtschaftlichen Nutzung. (Fortsetzung S. 340.)

Areal weighted groundwater recharge and nitrate leaching to groundwater in the investigation area depending on different soil formations and different agricultural landuse. (Continuation p. 340.)

Neubildungsgebiet	Fläche [ha]	NB [mm]	NB [m³]	NO ₃ [mg/l]	NO ₃ [kg]
A1-1 Fruchtfolge	0,0625	1067	667	79,80	53
A1-1 Mais	0,2052	1009	2071	70,85	147
A1-2 Fruchtfolge	0,0758	1361	1032	95,47	99
A1-2 Mais	0,9487	1315	12473	95,80	1195
A3-1 Fruchtfolge	0,2093	1030	2156	98,80	213
A3-1 Mais	1,0487	997	10460	115,92	1213
A3-2 Fruchtfolge	0,3645	1209	4406	100,00	441
A3-2 Mais	0,6815	1042	7098	75,16	533
A3-3 Fruchtfolge	0,0259	1241	321	61,42	20
A3-3 Mais	0,1156	1098	1269	48,90	62
A3-6 Fruchtfolge	0,6099	1203	7340	87,32	641
A3-6 Grünland	0,7468	669	4999	32,10	160
A3-6 Mais	11,6877	1048	122429	66,57	8150
A3-7 Fruchtfolge	1,9192	1062	20374	111,96	2281
A3-7 Grünland	1,0743	692	7434	27,78	207
A3-7 Mais	16,2917	821	133820	96,86	12962
A4-1 Fruchtfolge	0,4714	949	4473	159,68	714
A4-1 Grünland	0,0065	624	41	33,30	1
A4-1 Mais	1,6725	733	12264	139,01	1705
A4-2 Fruchtfolge	0,3017	1150	3470	65,94	229
A4-2 Mais	0,7706	924	7120	52,21	372
A4-3 Fruchtfolge	0,1345	1359	1828	158,01	289
A4-3 Mais	0,9750	1289	12572	154,37	1941
B2-1 Fruchtfolge	10,7213	1105	118438	119,34	14135
B2-1 Grünland	2,6552	635	16850	34,28	578
B2-1 Mais	32,1037	1015	325853	104,27	33976
B4-1 Fruchtfolge	6,4975	1163	75579	94,41	7136
B4-1 Grünland	1,2459	613	7644	37,98	290
B4-1 Mais	19,4044	946	183488	67,04	12301
B4-2 Fruchtfolge	0,3089	1055	3260	72,63	237
B4-2 Grünland	0,3417	455	1556	32,39	50
B4-2 Mais	2,5370	847	21481	56,19	1207
B6-1 Fruchtfolge	2,5230	1213	30591	95,94	2935
B6-1 Grünland	0,0420	615	258	29,47	8
B6-1 Mais	3,4751	1032	35849	77,00	2760
B7-1 Fruchtfolge	27,0135	1215	328268	143,30	47042
B7-1 Grünland	9,7393	752	73249	40,29	2951

Neubildungsgebiet	Fläche [ha]	NB [mm]	NB [m ³]	NO ₃ [mg/l]	NO ₃ [kg]
B7-1 Mais	102,7031	1083	1112685	111,26	123799
B7-2 Fruchtfolge	35,4539	1384	490505	137,43	67410
B7-2 Grünland	12,9092	969	125064	31,78	3975
B7-2 Mais	99,2140	1290	1279464	130,71	167237
B7-3 Fruchtfolge	24,6930	1603	395903	77,78	30793
B7-3 Grünland	5,8020	1197	69427	27,10	1881
B7-3 Mais	47,0987	1578	743170	79,57	59131
B7-4 Fruchtfolge	0,9767	1270	12406	84,40	1047
B7-4 Grünland	0,1250	6342	790	34,84	28
B7-4 Mais	6,3304	1105	69976	65,80	4605
G3-1 Fruchtfolge	0,8494	1106	9394	151,93	1427
G3-1 Grünland	0,1707	518	885	36,83	33
G3-1 Mais	1,6799	955	16050	126,40	2029
M1-1 Fruchtfolge	0,4595	1254	5760	216,04	1244
M1-1 Grünland	0,2280	835	1904	43,06	82
M1-1 Mais	1,0766	1158	12469	180,73	2254
ZA-1 Fruchtfolge	5,9433	1174	69798	227,16	15855
ZA-1 Grünland	0,7551	712	5373	64,13	345
ZA-1 Mais	4,2860	1078	46216	198,39	9169
landwirtschaftliche Nutzfläche	509,7625	1191	6069719	107,35	651574

in ihrer Größenordnung zuverlässige Werte liefert, heißt dies aber, daß die nicht landwirtschaftlich genutzten Flächen einen bedeutenden Beitrag an der Grundwassererneuerung haben (neben dem Zufluß von außerhalb des Untersuchungsgebietes) und daß diese Neubildungsmengen hinsichtlich der Nitratkonzentration deutlich geringer belastet sein müssen.

5.5.2. Neubildung und Nitrataustrag aus nicht landwirtschaftlich genutzten Flächen

Für die Berechnung von Sickerwassermenge und Nitratkonzentration der Grundwasserneubildung mit Hilfe von Bodenwasserhaushalts- und Stofftransportmodellen sind einerseits Informationen über den Profilaufbau, andererseits auch über die Vegetationsbedeckung und deren Auswirkung auf Verdunstung und Stickstoffumsetzung erforderlich.

Für nicht landwirtschaftlich genutzte Bereiche – etwa 60 % des Untersuchungsgebietes – sind beide Datensätze nicht verfügbar, sodaß alternative Verfahren zur Schätzung der Raum-Zeit-Verteilung erforderlich sind.

5.5.2.1. Neubildung

Wie in Kap. 4.4.1.5.5. dargestellt, erlaubt die hydrogeologische Situation des westlichen Leibnitzer Feldes die Ableitung der Grundwasserneubildung aus der Grundwasserstandsganglinie. An den im Untersuchungsgebiet existierenden 26 Grundwasserstandsmessstellen wurde die zeitliche Verteilung der Neubildung berechnet und die

Jahressummen geostatistisch interpoliert (Kap. 5.4.). Durch eine Verschneidung eines Rasters der Neubildungssumme über den Untersuchungszeitraum (1. 8. 1992 bis 31. 12. 1995) mit den landwirtschaftlich genutzten Bereichen und einer darauffolgenden Auswertung der Rasterdaten wäre es möglich, die Grundwasserneubildung aus den nicht landwirtschaftlich genutzten Bereichen abzuschätzen. Ein Nachteil dieses Verfahrens liegt aber darin, daß für unterschiedliche interessierende Zeiträume die Neubildungssummen aus den einzelnen Ganglinien zu bilden, eine geostatistische Strukturanalyse dieser Summenwerte durchzuführen und die flächenhafte Verteilung zu interpolieren ist.

Eine Möglichkeit zu zeitunabhängigen Flächengewichtungen zu gelangen besteht darin, den einzelnen Grundwasserstandsmessstellen im Untersuchungsgebiet Repräsentativbereiche zuzuordnen und für die resultierenden Teilflächen gleiche Grundwasserneubildung in der Zeit anzunehmen. Dadurch ist auch eine gewisse Homogenität der Verfahren gegenüber der Auswertung mittels Bodenwasserhaushaltsmodell gewährleistet, wo auch für Teilbereiche aus der Bodenkartierung und Landnutzungsverteilung gleiche Verhältnisse angenommen werden müssen.

Für die Erarbeitung derartiger Repräsentativbereiche steht neben der fachlichen Schätzung auch das Methodenspektrum der Zeitreihenanalyse und der Geostatistik zur Verfügung: Einerseits ist es notwendig, die Vielzahl an Meßterminen in der Zeit auf einen charakteristischen Wert zu reduzieren, mit dessen Hilfe sodann aufgrund der geostatistischen Strukturanalyse jene Bereiche herausgefunden werden können, für die eine bestimmte Meßstelle den größten Einfluß im Raum ausübt. Für die statistische Bearbeitung von Zeitreihen sind aber bestimmte Voraussetzungen hinsichtlich der Verteilungsmuster notwendig (Charakterisierung der Verteilung durch wenige Parameter), die durch die Neubildungsganglinien nicht erfüllt werden, für gemessene Grundwasserstandsganglinien aber gültig sind.

Ist aber die Ableitung der Grundwasserneubildung im Untersuchungsgebiet aus Grundwasserstandsganglinien möglich, ist auch die Bestimmung der Repräsentativbereiche der einzelnen Neubildungszeitreihen aus den Grundwasserstandsganglinien zulässig.

5.5.2.1.1. Hauptkomponentenanalyse zur Reduktion der Meßzeitpunkte

Da die gemessenen Grundwasserspiegellagen an den einzelnen Grundwassermeßstellen Zeitreihen darstellen, ist es theoretisch notwendig, für jeden Zeitpunkt, für den eine Schätzung der räumlichen Verteilung der Spiegellagen durchgeführt werden soll, ein eigenes Variogramm zu berechnen. Für eine räumliche Strukturanalyse, die die gesamte zeitliche Information an allen Meßstellen des Untersuchungsgebietes widerspiegelt, wird ein Overall-Variogramm benötigt, das die zu jedem Meßtermin vorhandenen strukturellen Zusammenhänge möglichst gut repräsentiert.

Unter der Voraussetzung, daß die zu unterschiedlichen Meßzeitpunkten verschiedenen empirischen Variogramme einen Proportionalitätseffekt zeigen, stellt die Verwendung von relativen Variogrammen eine Möglichkeit dar, dieses Problem zu lösen (K. FUCHS & M. HUSSAIN, 1994, J. FANK & K. FUCHS, 1996). Eine andere Methode ist die sogenannte Hauptkomponentenanalyse (vgl. z. B. B. FLURY & H. RIEDWYL, 1983), die sich als Standardverfahren zur Charakterisierung von Grundwassergebieten schon in einigen Anwendungen (J. E. DREHER et al., 1985 oder H. K. MAHLER, 1986) bewährt hat.

Die Hauptkomponentenmethode versteht sich als eine mathematische Transformation der Variablen x_{ij} unter bestimmten Optimalitätsbedingungen. Sie dient dazu, komplexe

Beziehungen der Daten auf eine einfachere Form zu reduzieren und ermöglicht damit oft erst die Sichtbarmachung ihrer wahren Struktur.

Ausgangspunkt der Betrachtung sind die n Beobachtungen in den p Ganglinien \mathbf{x}_i , d. h. Merkmalsvektoren $\mathbf{x}_i = (x_{i1}, \dots, x_{ip})'$, $i = 1, \dots, n$. In der Hauptkomponentenanalyse werden die beobachteten Merkmalsvektoren (Ganglinien) \mathbf{x}_i als lineare Funktionen neuer Vektoren $\mathbf{y}_i = (y_{i1}, \dots, y_{ip})'$ dargestellt:

$$x_{ij} = \sum_{l=1}^p u_{il} y_{lj} \text{ mit } \mathbf{u}_i = (u_{i1}, \dots, u_{ip})'. \quad (\text{Gl. 50})$$

Die durch die lineare Transformation (Gl. 50) definierten neuen Vektoren \mathbf{y}_i sollen sich aus einer Drehung des Koordinatensystems im p -dimensionalen Variablenraum, welcher durch die Merkmale \mathbf{x}_i aufgespannt wird, unter der Nebenbedingung ergeben, daß die Komponenten y_i ($i = 1, \dots, p$) ein Maximum der gesamten Merkmalsvarianz von \mathbf{x} ausschöpfen. Die \mathbf{y}_i ergeben sich nach der linearen Transformation unter der obigen Forderung nacheinander gerade als Lösungen des speziellen Eigenwertproblems $(\mathbf{S} - \lambda \mathbf{E})\mathbf{u} = 0$, welches die reellen Wurzeln $\lambda_1 \geq \dots \geq \lambda_p$ besitzt (\mathbf{S} ist die aus den n Beobachtungen \mathbf{x}_{ij} geschätzte Kovarianzmatrix und \mathbf{E} : $p \times p$ Einheitsmatrix) in der Form

$$y_{ij} = \sum_{l=1}^p u_{li} x_{lj} \quad (\text{Gl. 51})$$

mit u_{li} aus $\mathbf{S}\mathbf{u}_i = \lambda_i \mathbf{u}_i$ (λ_i , i -te Wurzel des Eigenwertproblems). Diese Vektoren \mathbf{y}_i werden als Hauptkomponenten bezeichnet.

Für die als Hauptkomponenten bezeichneten Variablen y_i gilt:

- y_1 (die erste Hauptkomponente) besitzt Maximalvarianz $\lambda_1 = s_{y_1}^2$,
- die Varianz $\lambda_2 = s_{y_2}^2$ ist das Maximum der nach Extraktion von y_1 verbliebenen Varianz von \mathbf{x} ,
- $\lambda_3 = s_{y_3}^2$ ist die maximale Varianz nach Extraktion von y_1, y_2 etc.,
- die gesamte Merkmalsvarianz der y_i ist gleich derjenigen der \mathbf{x}_i : $\sum s_{x_i}^2 = \sum s_{y_i}^2 = p$.

Geometrisch bedeutet die Transformation auf die Hauptkomponenten die Drehung des ursprünglichen Koordinatensystems der \mathbf{x}_i in die Hauptachsen y_i .

Besonders wichtig für die Variablenreduktion ist eine weitere Eigenschaft der Hauptkomponenten (K.-D. WERNECKE, 1995): Will man nämlich die gegebenen Vektoren $\mathbf{x}_i = (x_{i1}, \dots, x_{ip})'$ durch eine Menge von Vektoren $\mathbf{y}_i = (y_{i1}, \dots, y_{mj})'$ mit geringerer Dimension (d. h. kleinerer Merkmalsanzahl) $m < p$ ausdrücken, dann ist der mittlere quadratische Fehler dieser Darstellung genau dann minimal, wenn y_i die m ersten Hauptkomponenten von \mathbf{x}_i sind. Bezeichnet man den Fehler für die i -te Komponente der j -ten Beobachtung x_{ij} mit ϕ_{ij} , so entspricht dem Abbruch der Hauptkomponentenextraktion nach der m -ten Hauptkomponente \mathbf{y}_m das Modell

$$x_{ij} = \sum_{l=1}^m u_{il} y_{lj} + \phi_{ij}; \quad i = 1, \dots, p; \quad j = 1, \dots, n; \quad m < p. \quad (\text{Gl. 52})$$

Man extrahiert dabei solange, bis der Fehler ϕ_{ij} unterhalb einer vorgegebenen Schranke liegt. Dem entsprechen für $r > m$ sehr kleine Eigenwerte λ_r , deren zugehörige Hauptkomponenten keine relevante Information, sondern nur Beobachtungsfehler enthalten.

Die Summe p der Eigenwerte λ ergibt, wie bereits oben angedeutet, die Gesamtvariabilität, woraus man den Varianzanteil berechnen kann, der z. B. durch die erste Hauptkomponente erklärt wird: λ_1/p .

In unserem Fall der Suche nach einem Overall-Variogramm über alle Meßzeitpunkte im Untersuchungszeitraum wählen wir $m = 1$ und als Fehlerschranke 5 %. Das bedeutet, daß unter der Voraussetzung, daß die erste Hauptkomponente mindestens 95 % der gesamten Varianz erklärt, diese das gesuchte Overall-Variogramm repräsentiert. Die Güte der Resultate hängt in diesem Fall vom Anteil der durch die erste Hauptkomponente erklärten Varianz von x ab.

Die Hauptkomponentenanalyse aller Grundwasserstandsganglinien im Untersuchungsgebiet für den Zeitraum 1991 bis 1995 ergab durch die erste Hauptkomponente einen Erklärungsgrad von > 95 % der Gesamtvarianz, womit bei Verwendung der „factor scores“ (K. FUCHS, 1995) der ersten Hauptkomponente zur räumlichen Strukturanalyse eine Bewertung des räumlichen Zusammenhanges zwischen den Grundwasserspiegelbeobachtungen zu allen Meßzeitpunkten gegeben ist.

5.5.2.1.2. Geostatistische Strukturanalyse der „factor scores“ der ersten Hauptkomponente

Das empirische Variogramm der „factor scores“ der ersten Hauptkomponente der Grundwasserstandsmeßstellen im Untersuchungsgebiet (Fig. 131) zeigt eine „power-Struktur“. Diese Form des empirischen Variogramms wurde für Grundwasserspiegel-lagen im Leibnitzer Feld als typisch erkannt (J. FANK & K. FUCHS, 1996). An das empirische Variogramm wurde durch Linearisierung des dem Ursprung nächsten Bereiches ein lineares Variogrammmodell mit einer Range von 2500 m angepaßt (Fig. 131). Untersuchungen in verschiedenen Raumrichtungen zeigten isotropes Verhalten.

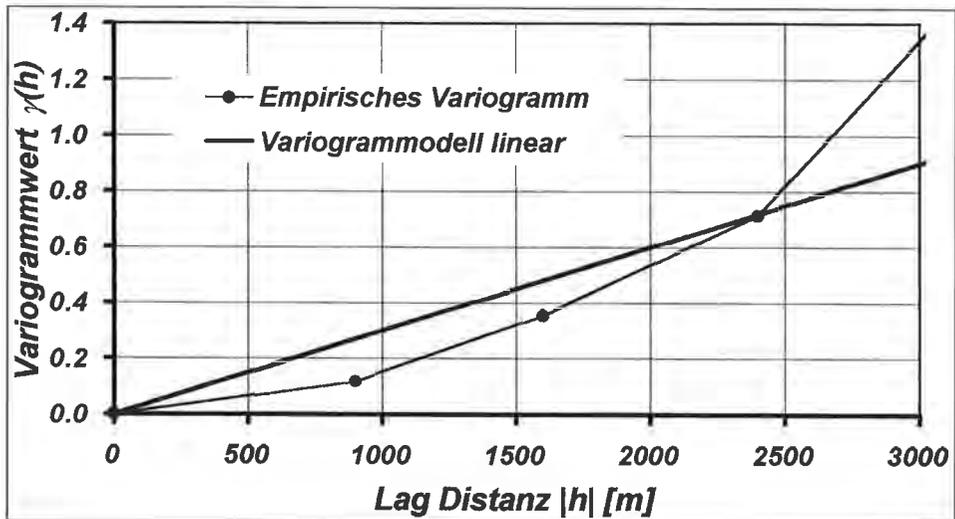


Fig. 131: Theoretisches und empirisches Variogramm der „factor scores“ der ersten Hauptkomponente aus der Hauptkomponentenanalyse der Grundwasserstandsdaten im südlichen Teil des westlichen Leibnitzer Feldes.

Theoretical and empirical variograms of the „factor scores“ of the first principal component resulting from the principal component analysis of the groundwater hydrographs in the southern part of the western Leibnitzer Feld.

5.5.2.1.3. Ableitung von „Repräsentativbereichen“ der einzelnen Grundwasserstandsganglinien

Die Kriginginterpolation zur Schätzung der „factor scores“ der ersten Hauptkomponente wurde aufgrund der Strukturanalyse der ersten Hauptkomponente mit den in Tab. 44 angeführten Parametereinstellungen durchgeführt.

Tab. 44: *Parametereinstellungen und Suchstrategie zur räumlichen Interpolation der „factor scores“ der ersten Hauptkomponente der Grundwasserspiegelganglinien im Zeitraum 1992 bis 1995. Parameters and search strategy for the kriging interpolation of the “factor scores” of the first principal component of the groundwater hydrographs between 1992 and 1995.*

VARIORAMMODELL		LINEAR
Scale [-]		0,0003
Drift Typ		kein Drift (Ordinary Kriging)
Nuggeteffekt [-]		0
Anisotropie	Radius 1 [m]	2500
	Radius 2 [m]	2500
	Winkel [°]	0

Da bei der Kriginginterpolation jedem Rasterelement gemäß der Gleichung für das Ordinary Kriging System ein gewichteter Schätzwert zugeordnet wird, bei dem die Kriginggewichte λ_i (Gl. 44) den Einfluß der Daten an den einzelnen Meßstellen auf den Schätzer widerspiegeln, kann jedem Rasterelement jene Meßstelle zugeordnet werden, die das höchste Kriginggewicht besitzt. Damit wird das gesamte Untersuchungsgebiet mit einem Netz von Teilgebieten überzogen, welche einer jeweiligen „repräsentativen Meßstelle“ zugeordnet sind (Fig. 132). Im Rahmen dieser Auswertung ist es naheliegend, für die Zuordnung der instationären Grundwasserneubildung in jedem Rasterelement jene Neubildungsganglinie heranzuziehen, die am jeweiligen Punkt den höchsten Einfluß aufweist.

Durch die Verschneidung der Areale, in denen die Grundwasserneubildung durch das Bodenwasserhaushaltsmodell berechnet werden kann, mit den Repräsentativbereichen der Grundwasserstandsmessstellen ergibt sich das in Fig. 132 dargestellte Bild von Flächen, für die die Grundwasserneubildung aus den Grundwasserstandsganglinien der jeweiligen Meßstellen eruiert werden muß. Die Flächenanteile der einzelnen Meßstellen erlauben die für die Bilanzierung der Wasserfracht notwendige Flächengewichtung der Neubildungsmengen. Die ackerbaulich genutzten Flächen sind als weiße Flächen im umrandeten Gebiet ausgeschieden.

5.5.2.1.4. Neubildungsmengen aus nicht landwirtschaftlich genutzten Bereichen

Tabelle 45 zeigt die flächengewichtete Grundwasserneubildung des Untersuchungsgebietes, die aus den Grundwasserstandsganglinien der angeführten Meßstellen für den Zeitraum 1. 8. 1992 bis 31. 12. 1995 abgeleitet und über die zugeordneten nicht landwirtschaftlich genutzten Repräsentativflächen berechnet wurde.

Insgesamt ergibt sich für die Fläche von etwa 749 ha eine Neubildungshöhe von 1386 mm, entsprechend einer über die Fläche gemittelten jährlichen Grundwasserneubildung von fast 400 mm.

Im Gesamtgebiet liegt die Grundwasserneubildung im Untersuchungszeitraum flächengewichtet für landwirtschaftlich und nicht landwirtschaftlich genutzte Bereiche im Zeitraum August 1992 bis Dezember 1995 bei 1307 mm. Als Jahreswert errechnet sich demnach eine Neubildungshöhe von 373 mm.

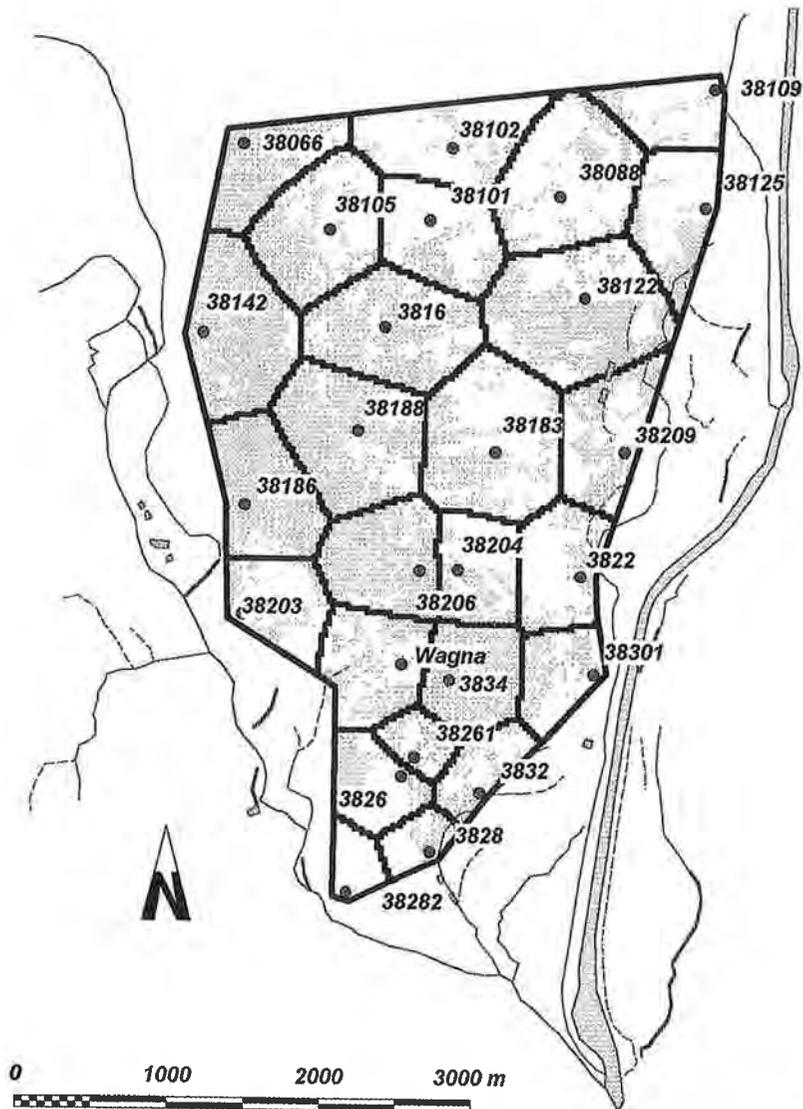


Fig. 132: Darstellung jener Bereiche im Untersuchungsgebiet, an denen die Grundwasserneubildung durch die Neubildungsganglinie einer zugehörigen Grundwassermessstelle repräsentiert wird. Subregions within the investigation area where groundwater recharge will be estimated from representative recharge values which were derived from correlating groundwater level fluctuations.

Wie diese Auswertungen zeigen, liegt die Grundwasserneubildung aus den nicht landwirtschaftlich genutzten Bereichen im Untersuchungsgebiet etwas über den Werten aus den landwirtschaftlich genutzten Teilgebieten. Naturgemäß sind die Ergebnisse der Modellrechnungen an den Ackerflächen aufgrund der besseren Datenlage mit einer höheren Genauigkeit einzustufen, die Resultate der Auswertung der Grundwasserspiegelganglinien stellen aber für den südlichen Teil des westlichen Leibnitzer Feldes

Tab. 45: Flächengewichtete Grundwasserneubildung im Untersuchungsgebiet in den nicht landwirtschaftlich genutzten Flächen.
Areal weighted groundwater recharge in parts of the investigation area without agricultural landuse.

Meßstelle	Repräsentativ- fläche [ha]	Fläche für Neubildungs- berechnung [ha]	Neubildung [mm]	Neubildung [m ³]
Wagna	47,2096	28,7190	1301	373 772
38301	30,4615	16,7357	1199	200 652
38282	14,8008	1,4052	1936	27 204
38261	17,0000	11,9973	1233	147 867
38209	48,6475	28,2316	1832	517 278
38206	53,1250	47,9621	1357	650 976
38204	37,7500	17,4167	1335	232 590
38203	37,5247	15,3555	1459	223 991
38188	76,6875	67,6203	1285	868 973
38186	54,0309	50,6582	1276	646 185
38183	86,3750	35,5201	1193	423 643
38142	67,2259	62,4585	1266	790 568
38125	44,2112	16,8290	1373	231 081
38122	92,6818	62,7079	1558	977 236
38109	32,1996	9,9976	1419	141 858
38105	64,1250	36,6086	1234	451 586
38102	56,3862	12,5085	1309	163 715
38101	50,8750	17,9412	1323	237 428
38088	76,4858	26,3988	1311	346 139
38066	40,2602	33,0039	1212	399 849
3834	42,4375	40,3039	1183	476 658
3832	24,8222	16,3945	1304	213 774
3828	15,9715	6,8188	1764	120 294
3826	31,6189	14,2717	1508	215 236
3822	43,2755	17,2332	1527	263 086
3816	71,6250	54,3154	1918	1 042 028
Summen bzw. Mittelwerte	1257,8138	749,4133	1386	10 383 668

durchaus plausible Größen dar: Dieser Abschnitt ist durch einen hohen Anteil an locker verbautem Siedlungsgebiet mit Einfamilienhausbeständen charakterisiert (Tab. 42), in dem der Meteorwasserrückführung von den Dachflächen aufgrund der hydrogeologischen Situation große Bedeutung zukommt. Hier wird aufgrund der geringen Verdunstungsverluste eine ähnliche Grundwasserneubildung erreicht wie im Mittel im Bereich der landwirtschaftlichen Nutzfläche, auch dann, wenn die Rasenflächen hinsichtlich der Grundwasserneubildung als intensive Grünlandnutzung angenommen werden (die Flächenrelation Dachfläche : Grünfläche beträgt 1 : 4).

Deutliche Wasserbilanzüberschüsse für das Grundwasser bringen aber die Meteorwasserrückführungen im dichter verbauten Bereich und bei gewerblich oder industriell genutzten Flächen. Nicht unbedeutend ist auch der verstärkte Eintrag von Niederschlagswasser von den Verkehrsflächen. Eine Abfuhr der Meteorwässer aus den Siedlungsgebieten erfolgt nur im dicht verbauten Stadtzentrum von Leibnitz und aus besonders geschützten Bereichen in den Einzugsgebieten der überregionalen Wasser-versorgungsbrunnen.

5.5.2.2. Nitrataustrag aus nicht landwirtschaftlich genutzten Bereichen

Hinsichtlich des Nitrataustrages aus der ungesättigten Zone nicht landwirtschaftlicher Bereiche gibt es im Forschungsgebiet bis dato keine systematischen Untersuchungsprogramme.

Da diese Größe also nicht von Meßdaten ableitbar ist, müssen andere Wege gefunden werden, um die Größenordnung des Eintrages von Stickstoff in das Grundwasser aus diesen Landnutzungsformen definieren zu können. Aus dem Vergleich der Austragskonzentrationen aus der Landwirtschaft in Kombination mit den Neubildungsmengen wird aber sofort ersichtlich, daß die mittlere Austragskonzentration für Nitrat aus nicht ackerbaulich genutzten Flächen deutlich geringer sein muß als aus den Flächen des Ackerbaues.

Eine Möglichkeit, die mittlere Austragskonzentration aus den nicht landwirtschaftlich genutzten Flächen im mehrjährigen Mittel abzuschätzen, bietet ein einfaches Mischungsmodell. Dabei kann die Nitratkonzentration der Grundwasserneubildung aus den nicht landwirtschaftlich genutzten Flächen (C_{SF}) nach der Gleichung

$$C_{SF} = \frac{Q_T \cdot C_T - Q_Z \cdot C_Z - Q_{LW} \cdot C_{LW}}{Q_{SF}} \quad (\text{Gl. 53})$$

berechnet werden. Dabei bedeuten die Terme

- C_{SF} (in mg/l) die Nitratkonzentration der Neubildung aus nicht landwirtschaftlich genutzten Bereichen,
- Q_T (in l/s) den Gesamtwasserumsatz als Summe der Teilströme Q_Z , Q_{LW} und Q_{SF} ,
- C_T (in mg/l) die mittlere Nitratkonzentration des Grundwassers im Untersuchungsgebiet,
- Q_Z (in l/s) den Grundwasserzustrom in das Modellgebiet,
- C_Z (in mg/l) die Nitratkonzentration des Grundwasserzustromes in das Modellgebiet,
- Q_{LW} (in l/s) die Grundwasserneubildung aus landwirtschaftlich genutzten Flächen im Modellgebiet,
- C_{LW} (in mg/l) die Nitratkonzentration der Grundwasserneubildung aus landwirtschaftlich genutzten Flächen,
- Q_{SF} (in l/s) die Grundwasserneubildung aus nicht landwirtschaftlich genutzten Flächen im Modellgebiet.

Die Methoden zur Festlegung der bisher nicht bekannten Terme C_T , Q_Z und C_Z sollen im folgenden diskutiert werden.

Der qualitative Zustand des Grundwassers wird im Untersuchungsgebiet an insgesamt 16 Punkten durch die Gütemeßstellen der Wasserversorgungsunternehmen und auch im Rahmen der Wassergütererhebungsverordnung (WGEV) detailliert erfaßt. In Fig. 133 sind die Nitratganglinien dreier ausgewählter Meßstellen während des Beobachtungszeitraumes 1992 bis 1995 dargestellt. Die Lage der Meßstellen ist Fig. 134 zu entnehmen.

Der Anstrombereich des Grundwassers weist eine mittlere Nitratkonzentration von $C_Z = 50$ mg/l auf. Im Zuge der Durchströmung des Untersuchungsgebietes erhöht sich die Belastung auf etwa 53 mg/l beim Brunnen KN1 und etwa 56 mg/l im Brunnen Leitring.

Während die Zeitreihe an der WGEV-Meßstelle im Anstrombereich Schwankungen zwischen 45 und 55 mg/l ohne erkennbaren Drift aufweist, ist in den Untersuchungen

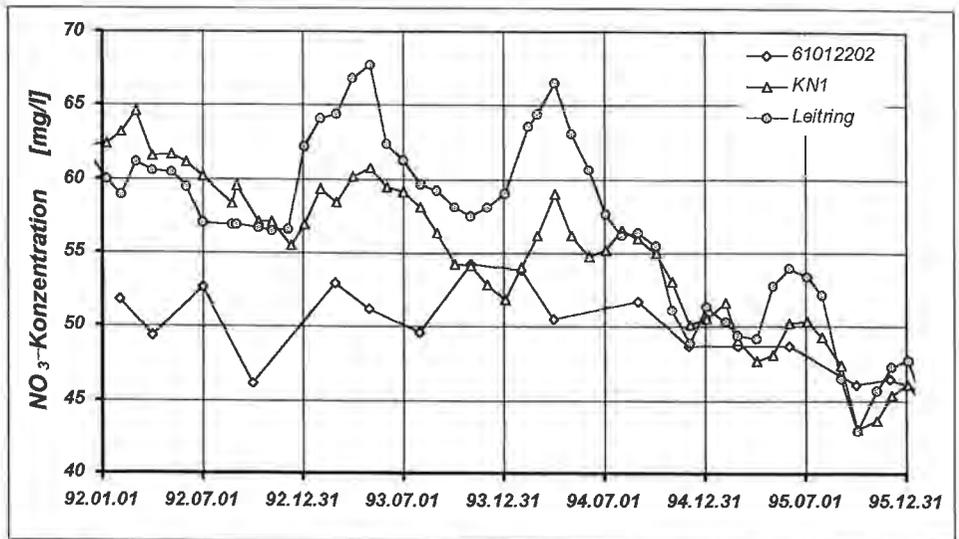


Fig. 133: Vergleich der Ganglinien der Nitratkonzentration im Grundwasser während des Beobachtungszeitraumes 1992 bis 1995. 61012202 – Anstrombereich, KN1 und Leitring – Brunnen im Untersuchungsgebiet.

Comparison of the time varying nitrate concentration in groundwater between 1992 and 1995. 61012202 – capture zone, KN1 and Leitring – water supply wells in the investigation area.

an den Trinkwasserversorgungsbrunnen zwischen 1992 und 1995 ein deutlich fallender Trend zu ersehen, dessen Signifikanz durch monatliche Messungen belegt ist. Basierend auf den Ergebnissen der Grundwasseruntersuchungen wurde nach einer geostatistischen Strukturanalyse mittels Kriginginterpolation das Verteilungsbild der Nitratkonzentration berechnet und in Fig. 134 dargestellt.

Die flächenhafte Verteilung der Nitratbelastung des Grundwassers zeigt einerseits eine deutliche Abhängigkeit von den unterschiedlichen hauptsächlichen Nutzungen im Gebiet (geringere Konzentrationen im Bereich des Leibnitzer Stadtgebietes, höhere Konzentrationen im stärker landwirtschaftlich genutzten Gebiet im Ostteil), andererseits in ihrer N-S-Orientierung eine hohe Bedeutung der Grundwasserströmung (diese ist anhand der mittleren Grundwasserschichtenlinien erkennbar). Der Mittelwert der Nitratkonzentration im gesamten Untersuchungsgebiet (Median bzw. Mittelwert aus allen Rasterelementen) liegt bei $C_T = 53$ mg/l (mit einer Standardabweichung von 5,5 mg/l), wobei der Bereich mit Konzentrationen zwischen 50 und 60 mg/l den flächenmäßig größten Teil einnimmt.

Zur Erfassung des Grundwasserzustromes von außen in das Modellgebiet wurde ein Grundwasserströmungsmodell kalibriert. Der Grundwasserleiter tritt uns als ein System gegenüber, dessen untere Berandung durch die jungtertiären Schluffe und Sande als Grundwasserstauer gegeben ist.

Die seitlichen Begrenzungen stellen einerseits die Mur im E, andererseits die Laßnitz und die Sulm im W dar, die auch als Vorfluter für das Grundwasser agieren (Fig. 135). Die nördliche Berandung des Modellgebietes wird an Grundwassermeßstellen angenähert, an denen der zeitliche Verlauf des Grundwasserspiegels in wöchentlichem Intervall erfaßt wird.

Die Strömungsrichtung des Grundwassers ist generell N-S orientiert, wobei im Zentrum eine Wasserscheide zwischen den Vorflutern Mur und Sulm existiert. Diese Vorflutbeziehung zeigt sich auch in der Ausformung der Grundwassermächtigkeit, die die höchsten Beträge im Bereich der Wasserscheide aufweist. Ebenso wird das Schwan-

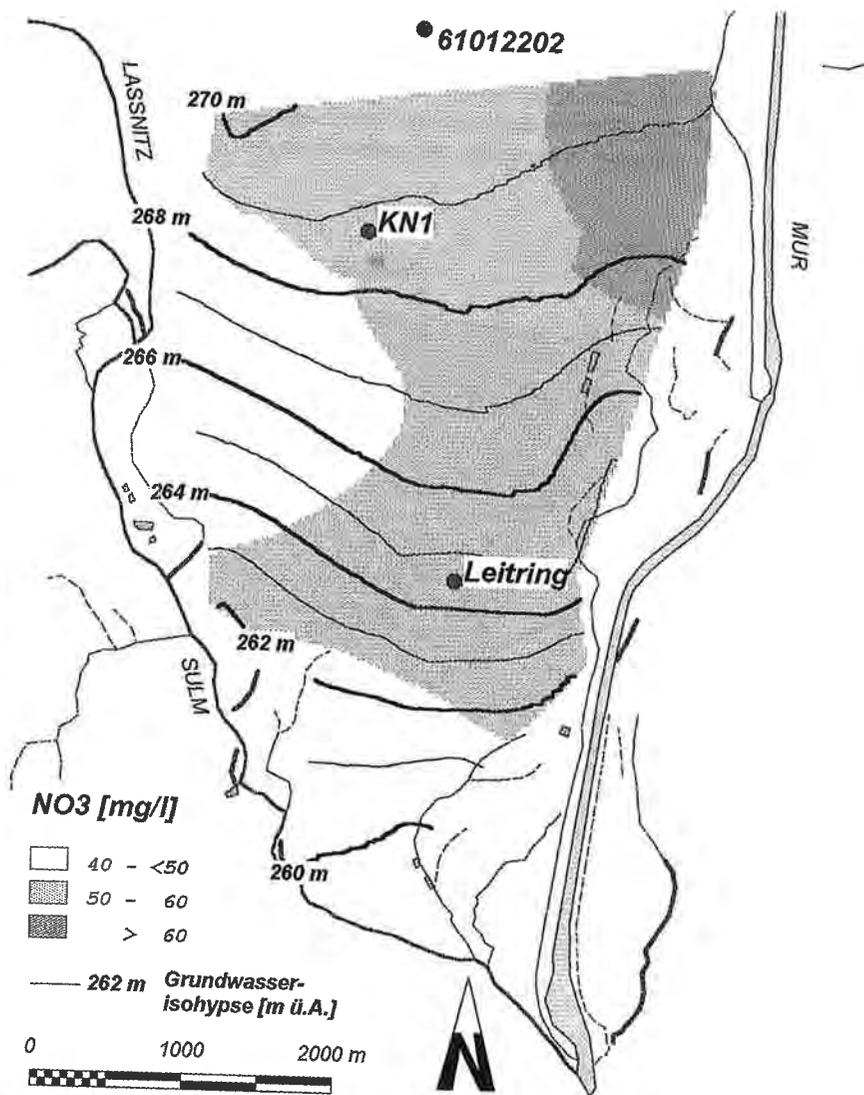


Fig. 134: Mittlere Verteilung der Nitratkonzentration (mg/l) im Grundwasser für den Zeitraum 1992 bis 1995 bezogen auf die im Rahmen der Wassergüteeerhebungsverordnung (WGEV) und der Grundwasserqualitätsüberprüfung an den Brunnenstandorten der Wasserversorgungsunternehmen erhaltenen Untersuchungsergebnisse.
 Mean distribution of nitrate concentration (mg/l) in groundwater between 1992 and 1995 using data from WGEV and water supply wells.

kungsverhalten des Grundwasserspiegels durch die beiden Vorfluter festgelegt. Sie halten das Grundwasser an den Rändern im Vergleich zu den Zentralbereichen fest, sodaß im Bereich der Wasserscheide die größten Spiegelschwankungen existieren.

Der hydrogeologische Schnitt im Bereich der Wasserscheide (Profillinie in Fig. 135) in Fig. 136 veranschaulicht das Grundwassersystem. Der von N nach S abfallende Grundwasserstauer wird von einem seichten Grundwasserkörper überlagert, wobei bei Mächtigkeiten von etwa 5 m die Spiegelschwankungen durchaus 1–2 m betragen. Die Grundwasseroberfläche, die als freier Grundwasserspiegel ausgebildet ist, wird von einer mehreren Meter mächtigen ungesättigten Zone, ausgebildet in Form von Kiesen und Sanden, überlagert. Darüber lagern in einer variierenden Mächtigkeit von wenigen Dezimetern bis zu mehreren Metern feinklastische Bodenbildungen, die im Bereich der Niederterrasse als Lockersediment Braunerden und in den Austufen der Vorfluter als Auböden ausgebildet sind.

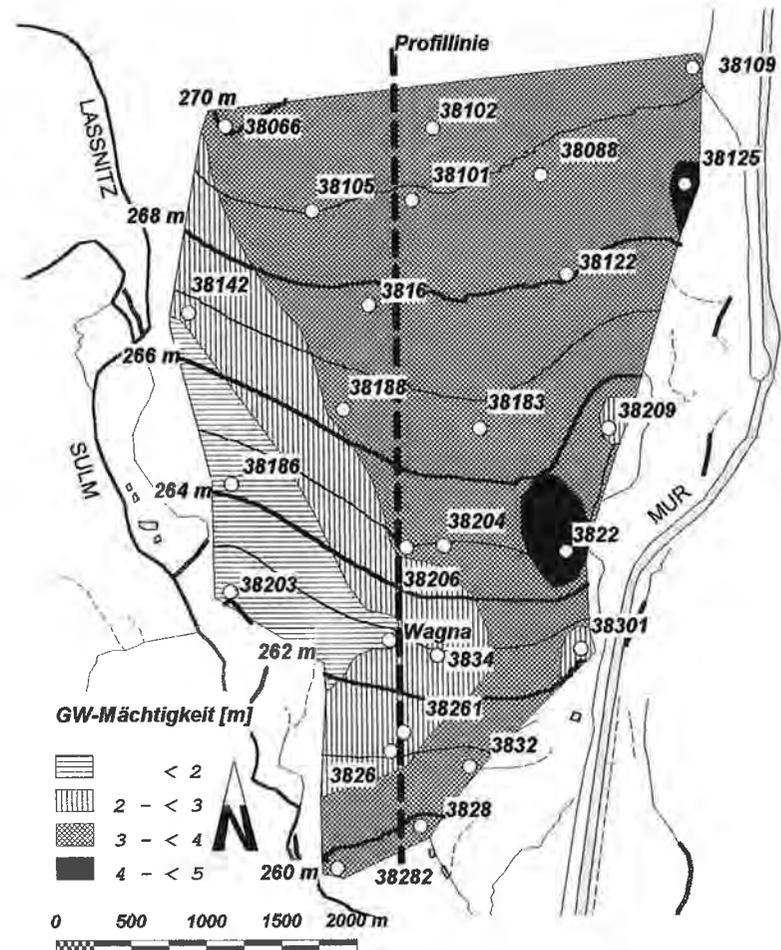


Fig. 135: Grundwassermächtigkeit und Spiegellage des Grundwassers bei mittleren Grundwasserständen (26. 4. 1993).
 Aquifer thickness and groundwater table at mean groundwater levels (26th of April, 1993).

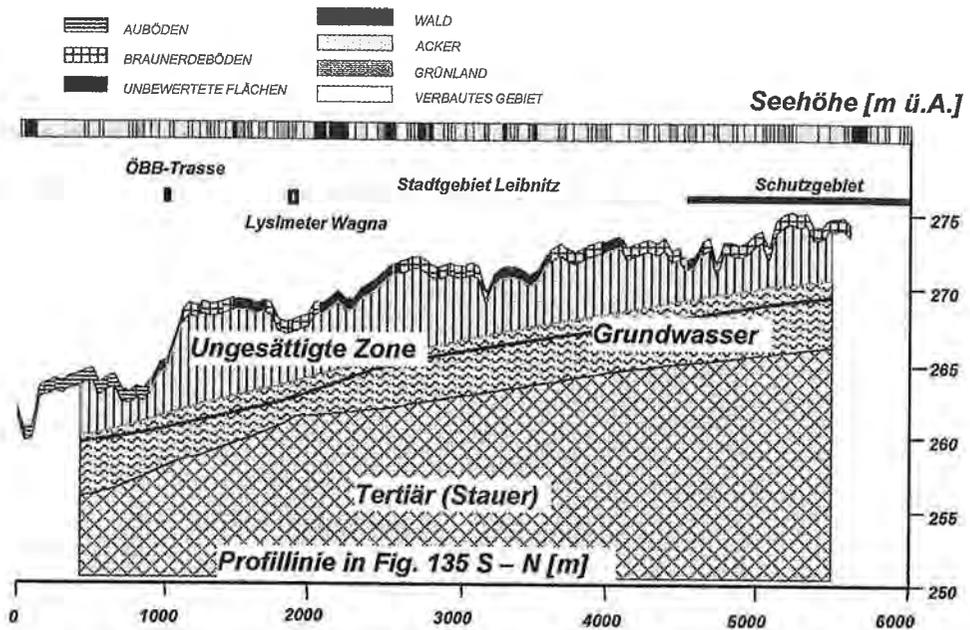


Fig. 136: Hydrogeologischer Schnitt entlang der Profillinie in Fig. 135.
Hydrogeological cross section along intersection line in Fig. 135.

Die Neubildung des Grundwassers erfolgt in erster Linie durch infiltrierende Niederschläge über den Boden und die ungesättigten Deckschichten. Ein Oberflächengewässernetz ist nur im Bereich der Austufe der Vorfluter ausgebildet (Fig. 135). Am Nordrand des Aquifers reichert die Mur in der freien Fließstrecke zwischen der Unterwasser-eintiefung des Kraftwerkes Lebring und der Stauwurzel des Kraftwerkes Gralla den Aquifer an. Im Untersuchungsgebiet fungiert dieser Zufluß aus dem Nordteil des westlichen Leibnitzer Feldes als Randzufluß.

Zur Erfassung der Durchlässigkeitsverteilung im Untersuchungsgebiet wurde ein stationäres Grundwasserströmungsmodell kalibriert, wobei die Anpassung zwischen berechneten und gemessenen Spiegellagen in einem „trial and error“-Prozess ausgehend von einer Startverteilung (J. FANK et al., 1993) der Materialkennwerte sukzessive verbessert wurden.

Die Kalibrationsergebnisse des stationären Grundwasserströmungsmodells für niedere Grundwasserspiegellagen sind in Fig. 137 dargestellt. Das Strömungsbild ist nahezu ident mit dem interpolierten Grundwasserschichtenlinienplan, die Abweichungen zwischen den gemessenen Grundwasserspiegellagen und den Berechnungsergebnissen sind an allen Kontrollpegeln < 10 cm. Die resultierenden Durchlässigkeitsbeiwerte liegen zwischen $1E-3$ m/s und $7,5E-4$ m/s, also in einem Bereich, der für fluvioglaziale Aquifere in diesem Gebiet typisch ist.

Die Grundwasserzustrommenge in das Modellgebiet beträgt bei Mittelwasser- verhältnissen nach der Bilanz des Grundwasserströmungsmodells $Q_Z = 125$ l/s. Damit sind alle Parameter zur Lösung von (Gl. 53) bestimmt und betragen: $C_{SF} = 25$ mg/l, $Q_T = 275$ l/s als Summe der Teilströme Q_Z , Q_{LW} und Q_{SF} , $C_T = 53$ mg/l, $Q_Z = 125$ l/s, $C_Z = 50$ mg/l, $Q_{LW} = 55$ l/s, $C_{LW} = 107$ mg/l und $Q_{SF} = 95$ l/s. Die Nitratkonzentration aus den nichtackerbaulichen Nutzungsformen muß demnach im Mittel der Jahre 1992 bis

1995 bei etwa 25 mg/l gelegen haben, um die mittlere Nitratkonzentration des Grundwassers von 53 mg/l zu erreichen.

Legt man dieser Auswertung eine Flächenverteilung, wie sie in etwa Anfang der 70er Jahre herrschte, zugrunde (landwirtschaftlich genutzte Fläche etwa 60 %), so ergeben sich bei sonst gleichen Bedingungen die Parameter von (Gl. 53) zu $C_{SF} = 25 \text{ mg/l}$,

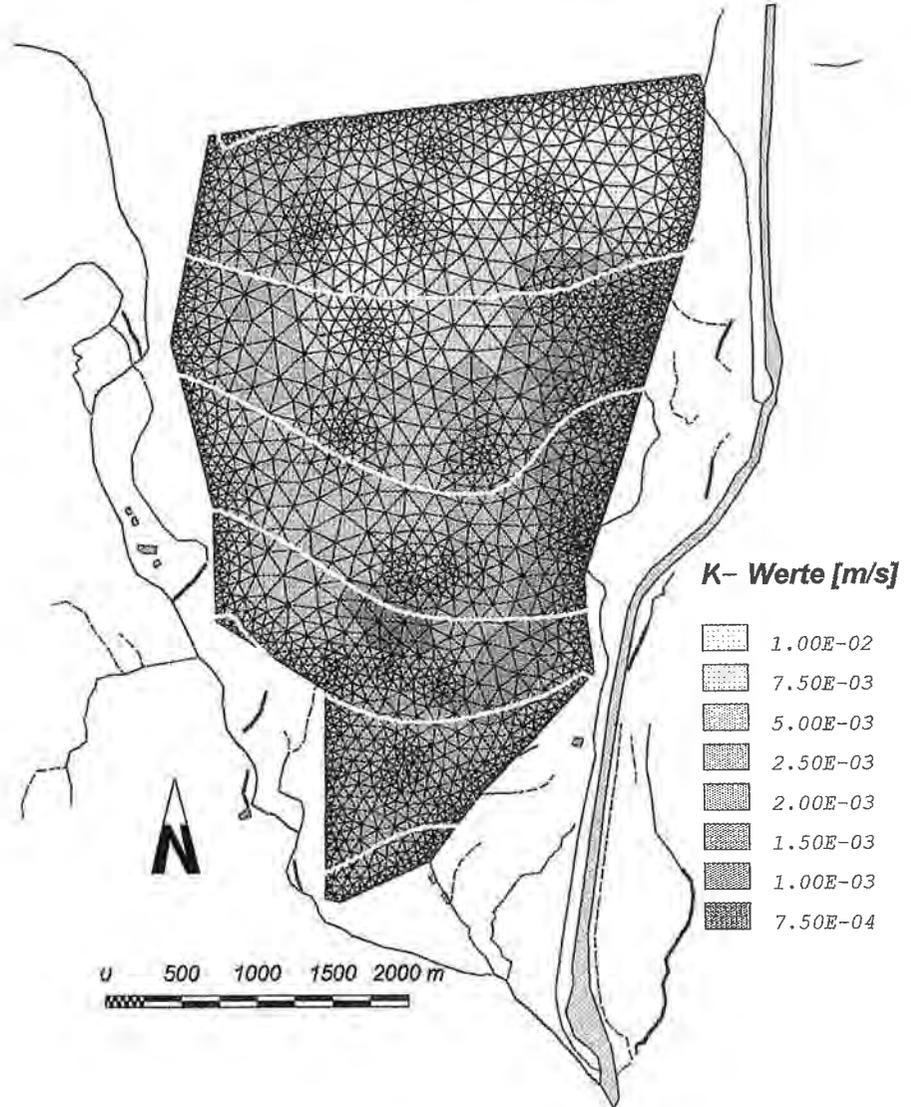


Fig. 137: Ergebnis der Kalibrierung des stationären Grundwasserströmungsmodells für Niedrigwasserverhältnisse (13. 9. 1993) mit dem Finiten Elemente Netz, der Verteilung der Durchlässigkeiten und den berechneten Grundwasserspiegellagen.

Calibration results of the steady-state groundwater flow model at low groundwater table conditions (13th of September, 1993) using a finite element mesh, distribution of conductivities and calculated groundwater levels.

$Q_T = 270$ l/s als Summe der Teilströme Q_Z , Q_{LW} und Q_{SF} , $C_T = 62$ mg/l, $Q_Z = 125$ l/s, $C_Z = 50$ mg/l, $Q_{LW} = 82$ l/s, $C_{LW} = 107$ mg/l und $Q_{SF} = 63$ l/s. Die resultierende Nitratkonzentration im Grundwasser von 62 mg/l stimmt auffallend gut mit den zwischen 1974 und 1978 am Brunnen Leitring gemessenen Werten überein. Der Mittelwert der Nitratkonzentration am Brunnen Leitring aus 13 Analysen zwischen August 1974 und Dezember 1978 lag bei 63 mg/l.

Hinsichtlich der Plausibilität der berechneten Austragskonzentration von Stickstoff aus nicht landwirtschaftlichen Flächen sei noch folgendes angeführt: Üblicherweise werden für die Verhältnisse in Ostösterreich in intensiv landwirtschaftlich genutzten Gebieten Einträge von Stickstoff über die trockene und nasse Deposition von max. 30 kg/ha/a angenommen. Diese Angaben werden auch durch Messungen der Stickstoffkonzentration im Niederschlag an der Forschungsstation Wagna (J. FANK, 1998c), die seit März 1998 durchgeführt werden, in der Größenordnung bestätigt. Legt man diesen Eintrag auf die Grundwasserneubildung unter nicht landwirtschaftlich genutzten Bereichen von etwa 400 mm/a um, so ergibt sich aufgrund der Befruchtung des Niederschlags als langfristiger Mittelwert eine Nitratkonzentration im Sickerwasser von 7,5 mg/l.

Lysimeteruntersuchungen unter Waldstandorten im westlichen Leibnitzer Feld im Frühjahr und Sommer 1998 zeigten zwar in den seichten Bodenschichten (bis 60 cm unter GOK) hohe Umsetzungsaktivitäten an Stickstoff, die Nitratkonzentration in den Saugkerzenproben in 90 cm unter GOK lagen aber auch hier generell unter 30 mg/l. Aufgrund von Sturmschäden im Sommer 1998 wurden die beiden Meßstationen allerdings vernichtet, sodaß längerfristige Meßdaten hier fehlen.

Im Bereich von typischen Stadtrand siedlungen mit Einfamilienhauscharakter kann bei Meteorwasserrückführung (und einer daraus resultierenden Nitratkonzentration von 7,5 mg/l) aus den Rasen- und Gartenflächen eine mittlere Austragskonzentration im Sickerwasser von etwa 45 mg/l an Nitrat angenommen werden, um eine Gesamtaustragskonzentration von etwa 25 mg/l einzuhalten. Dieser Wert liegt deutlich über den modellierten Austragskonzentrationen aus intensiver Grünlandnutzung (Tab. 41) und dürfte eher eine deutliche Überschätzung darstellen.

Im Bereich einer durch lockere Mischwaldaufforstung vor etwa 15 Jahren rekultivierten Trockenbaggerung im Einzugsgebiet der Kaindorfer Wasserversorgungsbrunnen wurden mehrere Sicker- und Grundwassermessstellen eingerichtet, um die Konzentration von Nitrat im Sickerwasser unter Flächen zu erfassen, in denen die Vegetation sich ohne menschlichen Eingriff entwickeln kann (J. FANK, 1998c). Die bisherigen Ergebnisse dieser Messungen von April 1998 bis November 1998 zeigen, daß auch hier die Nitratkonzentration im Sickerwasser im Schnitt unter 10 mg/l verbleibt, wobei aufgrund der geringen Mächtigkeit des Feinbodens (und damit der geringen Wasserspeicherkapazität) die Neubildungsmengen gegenüber natürlichen Standorten deutlich erhöht sind. Aufgrund der Neubildungsverteilung im Jahr 1998 kann sogar angenommen werden, daß die Nitratkonzentration im Sickerwasser dieser Meßstellen im langfristigen Mittel deutlich unter dem natürlichen Hintergrund aus der Deposition liegen wird, da der Eintrag über die Niederschläge für die Düngung der Pflanzen verwendet wird. Diese Annahmen sind aber jedenfalls durch längerfristige Messungen zu verifizieren.

Der Stickstoffaustrag aus der Abwasserentsorgung kann aufgrund des kommunalen Entsorgungsgrades von > 98 % mit großteils jungen Kläranlagen und Entsorgungsnetzen als vernachlässigbar betrachtet werden, sodaß die aus dem einfachen Modell der (Gl. 53) berechnete Austragskonzentration von Nitrat aus nicht landwirtschaftlich genutzten Bereichen von 25 mg/l eher eine Über- als eine Unterschätzung darstellt,

zumal die Annahmen für die landwirtschaftlich genutzten Flächen von den relativ geringen Düngeraufwandsmengen, wie sie an der Versuchsstation Wagna gefahren werden, ausgehen. Hingegen dürfte es sich bei den Austragskonzentrationen aus der landwirtschaftlichen Bewirtschaftung (107 mg/l) unter den Boden- und Nutzungsverhältnissen im Untersuchungsgebiet eher um eine Unter- denn eine Überschätzung handeln.

5.6. Szenarien zur Entwicklung von Grundwasserressourcen und -qualität

Unter Zuhilfenahme des oben dargestellten einfachen Bilanzmodells kann die Auswirkung unterschiedlicher Maßnahmen auf die Nitratkonzentration im Grundwasser des Untersuchungsgebietes prognostiziert werden. Die Ergebnisse derartiger Simulationsrechnungen sind in Tab. 46 zusammengefaßt.

Unter der Annahme einer weiteren Reduktion der landwirtschaftlichen Nutzfläche auf ein Drittel der Gesamtfläche (VAR 1 in Tab. 46) ist aufgrund der Veränderung der Neubildungsverteilung und auch der Nitratfrachten mit einer mittleren Nitratkonzentration von 50 mg/l im Grundwasser zu rechnen. Sollte es bei der bestehenden Flächenrelation gelingen, die Austragskonzentration aus der landwirtschaftlichen Nutzung auf 90 mg/l zu senken – womit auch eine Reduktion der Konzentration von Nitrat im zuströmenden Grundwasser auf 40 mg/l verbunden wäre – so kann langfristig mit einer Nitratkonzentration im Grundwasser von 45 mg/l gerechnet werden (VAR 2 in Tab. 46). Wie jüngste Modellrechnungen gerade auf den hoch austragsgefährdeten seichten Böden über Schotter zeigen, ist dieses Ziel durch Verminderung der Düngung unter „ökonomisch sinnvollen“ Rahmenbedingungen für die Landwirtschaft praktisch nicht mehr erreichbar.

In VAR 3 der Tab. 46 ist ein Szenario dargestellt, das von der Annahme ausgeht, daß die Reduktion der landwirtschaftlichen Nutzfläche auf 33 % mit einer Reduktion der Austragskonzentration aus der Landwirtschaft und damit der Grundwasserzustromkonzentration gekoppelt werden kann. Eine derartige Situation läßt eine mittlere Nitratkonzentration im Grundwasser von 42 mg/l erwarten. VAR 4 in Tab. 46 schließlich liegt die Annahme zugrunde, daß neben einer Veränderung der Flächenaufteilung und der Austragskonzentration aus der Landwirtschaft wie in VAR 3 aufgrund von Maßnahmen im nichtlandwirtschaftlichen Bereich (die Einrichtung von Trockenbaggerungen oder anderen Grundwasservorsorgeflächen etc.) die Grundwasserzustromkonzentration von außen auf 30 mg/l abgesenkt werden kann. Dieses

Tab. 46: Die Auswirkung unterschiedlicher Maßnahmen und Rahmenbedingungen auf die Nitratkonzentration des Grundwassers im westlichen Leibnitzer Feld.
The effect of different measures and boundary conditions on nitrate concentration of groundwater in the western Leibnitzer Feld.

Parameterbezeichnung	Parameter	Einheit	VAR 1	VAR 2	VAR 3	VAR 4
Zustrom von außen	Q_Z	l/s	125	125	125	125
NO ₃ -Konzentration Zustrom	C_Z	mg/l	50	40	40	30
Neubildung Landwirtschaft	Q_{LW}	l/s	45	55	45	45
NO ₃ -Konzentration Landwirtschaft	C_{LW}	mg/l	107	90	90	90
Neubildung sonstige Flächen	Q_{SF}	l/s	105	95	105	105
NO ₃ -Konzentration sonstige Flächen	C_{SF}	mg/l	25	25	25	25
Wasserumsatz gesamt	Q_T	l/s	275	275	275	275
NO ₃ -Konzentration im Grundwasser	C_T	mg/l	50	45	42	38

Maßnahmenbündel läßt langfristig eine mittlere Nitratkonzentration im Grundwasser des Untersuchungsgebietes von < 40 mg/l erwarten.

Es zeigt sich aber auch in diesem Vergleich unterschiedlicher Varianten mittels dieses einfachen Bilanzmodells, daß die Verringerung der Nitratkonzentration bis auf einen Wert von 53 mg/l im wesentlichen durch Maßnahmen seitens der Landwirtschaft und die Einrichtung von Schutz- und Schongebieten sowie aufgrund der natürlichen Entwicklung der Untersuchungsregion zu bewerkstelligen war. Eine weitere Abnahme bis zu Maximalkonzentrationen von 45 mg/l (Grundwasserswellenwert) ist langfristig nur durch die Kombination von Maßnahmen möglich, die im Bereich der Wasserwirtschaft, der Raumplanung und der Landwirtschaft angesiedelt sind. Nur dadurch kann die Trinkwasserqualität im Grundwasser des Leibnitzer Feldes nachhaltig gesichert werden.

6. Wertung der Ergebnisse

Im Hinblick auf die Zielsetzung dieser Arbeit ist es erforderlich, die Ergebnisse der Untersuchungen an der Forschungsstation Wagna und auch der Regionalisierung für das westliche Leibnitzer Feld hinsichtlich ihrer Bedeutung für die Wissenschaft, hier erscheint vor allem das Aufzeigen vorhandener Defizite erforderlich, für die Verwaltung, die ja die rechtlichen Rahmenbedingungen für den Schutz des Grundwassers definiert und für die Wirtschaft, wo neben der Landwirtschaft auch andere Formen der wirtschaftenden Landnutzung Einfluß auf Grundwasserneubildung und deren qualitativen Zustand nehmen, zu interpretieren.

6.1. Bestehende Forschungsdefizite

Die Untersuchungen in der ungesättigten Zone beschränkten sich in den letzten Jahrzehnten auf die obersten Schichten, da das Hauptaugenmerk auf landwirtschaftliche Produktionsprobleme und das landwirtschaftliche Wassermanagement gerichtet war. Die ungesättigte Zone stellt aber auch den Schlüssel zur Lösung von Problemen der Grundwasserverunreinigung aus landwirtschaftlichen und anderen Quellen auf lokaler, regionaler und überregionaler Ebene dar. Es wird notwendig sein, diese Umweltprobleme systematisch aufzuarbeiten, wobei die Grenzen zwischen Wissenschaftsdisziplinen, Institutionen und auch der politischen Gliederung überschritten werden müssen. Die Notwendigkeit einer breiten und multidisziplinären Sichtweise ist im Blickfeld der Vielzahl physikalischer, chemischer und biologischer Prozesse, die das Verhalten und den Transport von Wasser und gelösten Stoffen im Untergrund beeinflussen, klar erkennbar. Einige Beispiele mögen diese Erfordernisse kurz skizzieren:

- Die Erforschung der ungesättigten Zone kann nicht länger auf die obersten Schichten des Untergrundes beschränkt bleiben, da nicht nur im Wurzelbereich, sondern auch in den darunter liegenden Schichten chemische und biologische Umsetzungen stattfinden. Wir müssen uns mit Wasserfluß und Stofftransport im gesamten Bereich zwischen der Landoberfläche und dem Grundwasser beschäftigen, wobei auf die Interaktion zwischen gesättigter und ungesättigter Zone spezielles Augenmerk zu richten ist. Es muß gelingen, den Einfluß von Fließ- und Transportprozessen in der ungesättigten Zone auf Menge und Qualität des unterlagernden Grundwassers zu quantifizieren.

- Der Erkundung der ungesättigten Zone muß stärkere Bedeutung in der hydrologischen Forschung zugemessen werden. Sie spielt dabei im Bereich der Oberflächenabflußvorhersage auf verschiedensten Skalenebenen eine besondere Rolle. Die Entwicklung realistischer, physikalisch basierter numerischer Modelle für die Interaktion Biosphäre – Atmosphäre ist eine unabdingbare Voraussetzung zur Vorhersage der Auswirkung von Maßnahmen im Umweltbereich auf den Transfer von Wasser- und Stoffmengen.
- Die ungesättigte Zone besteht nicht nur aus dem Boden, wie die Verwitterungsdecke nahe der Geländeoberfläche üblicherweise bezeichnet wird. Wasserbewegung und Stofftransport in der ungesättigten Zone von Kluft- und Karstaquiferen hat für unsere Grundwasserressourcen sowohl in quantitativer als auch qualitativer Hinsicht eine enorme Bedeutung. Aber auch der Fluß und Transport durch Tonschichten, wie sie als Barriere der Migration von Schadstoffen aus Mülldeponien eingesetzt werden, muß weiter untersucht werden.

Aus den bisherigen Arbeiten im gegenständlichen Untersuchungsgebiet zeichnen sich gerade durch den Versuch der Koppelung eines Bodenwasserhaushaltsmodells mit einem Grundwasserströmungs- und Nitrattransportmodell noch notwendige weiterführende Forschungsarbeiten ab, die in den folgenden Punkten zusammengefaßt werden können:

- Die Erfassung der Grundwasserneubildung aus nicht ackerbaulich genutzten Bereichen ist mit großen Unsicherheiten behaftet und liefert nur sehr grobe Unterscheidungsmöglichkeiten von Landnutzungssystemen. Während für den Bereich der Neubildung unter Waldstandorten entsprechende Arbeiten im Gange sind, sind für sonstige Flächen, wie Verkehrsflächen, Siedlungsgebiete und Industrieräume, nur sehr theoretische Ansätze zu finden. Für eine praktische Umsetzung sind hier auch noch Meßprogramme und Modellierungsansätze zu erarbeiten.
- In noch stärkerem Ausmaß gilt das oben angesprochene Problem naturgemäß für die Frage des Stoffaustrages aus nichtlandwirtschaftlichen Landnutzungssystemen. Während für die Neubildung ein Ausweichen in Hilfsmethoden denkbar ist, beruhen Angaben über den Stoffaustrag in diesem Bereich auf extrem punktuellen Meßergebnissen oder auf den Ergebnissen von Bilanzmodellen ähnlich dem in Kap. 5.5.2.2. vorgestellten. Die Nitratkonzentration der Grundwasserneubildung aus nicht ackerbaulich bewirtschafteten Bereichen ist in ihrer zeitlichen und räumlichen Verteilung im Detail unbekannt. Eine annähernd korrekte Nachbildung der natürlichen Gegebenheiten durch ein numerisches Nitrattransportmodell ist nur durch eine Erweiterung der Modelldatenbasis nach umfangreichen Untersuchungen im Feld möglich.
- Aus der Sicht des Bodenwasserhaushaltes erfolgt die räumliche Differenzierung der Neubildung und des Stickstoffaustrages durch die Annahme homogener Teilflächen mit eindeutig zuordenbaren Bodenformen und Landnutzungseinheiten. Die Parametrisierung erfolgt auf der Grundlage von Bodenkartierungsergebnissen unterschiedlicher Skalierung. Die Ausscheidung dieser homogenen Bodenformenflächen selbst beruht auf punktuellen Profilbeschreibungen. Es gilt hier in der Folge die Frage zu klären, inwieweit die im Zuge der Bodenkartierung durchgeführte Regionalisierung ausreichende Genauigkeit für die flächenhafte Berechnung von Grundwasserneubildung und Nitrataustrag in das Grundwasser aufweist. Hier ist durch die Einbindung von Methoden aus anderen Wissensbereichen (Geophysik, Geostatistik etc.) eine deutliche Verfeinerung der Ergebnisse denkbar.

- Die derzeitige Form der Modellierung von Grundwasserneubildung und Nitrattransport in der ungesättigten Zone erfolgt unter ausschließlicher Berücksichtigung des advektiv-dispersiven Wasser- und Stoffflusses. Präferentielle Fließwege werden in neuesten Untersuchungen meßtechnisch in kleinstem Raum erfaßt, Ansätze für die Modellierung dieser Fließsysteme sind im Entstehen. Aber selbst bei vorhandenen numerischen Lösungen der Kombination von Matrix- und Makroporenfluß ist die Frage der flächenhaften Parametrisierung derartiger Modelle ein vollkommen ungelöstes Problem.
- Die Modellierung der Grundwasserströmung in geringmächtigen Aquifersystemen erfolgt heute vorzugsweise über den Ansatz der tiefengemittelten Strömungsgleichung, d. h. in der Form von 2D-horizontalen Strömungsmodellen. Während für die Frage der Grundwasserströmung aufgrund der geringen Mächtigkeit dieser Aquifere dies durchaus zulässig sein mag, stellt sich die Frage, wie die Einlagerungsprozesse von Stoffen aus der überlagernden ungesättigten Zone in den Grundwasserkörper vor sich gehen. Die Annahme einer sofortigen vollständigen Durchmischung ist jedenfalls sehr in Frage zu stellen, weshalb in den Raum gestellt werden muß, ob nicht für die Transportmodellierung jedenfalls ein 3D-Prozeß anzusetzen wäre. Klar ist dabei allerdings, daß für diese Ansätze weder im Bereich der Grundwasserströmung und noch viel weniger in Fragen der Konzentrationsverteilungen geeignete Meßverfahren, geschweige denn Datensätze für regionale Problemstellungen existieren.
- In der derzeitigen Version des verwendeten Bodenwasserhaushalts- und Stofftransportmodells wird die Grundwasserneubildung in einer zu definierenden Bilanzschicht, im konkreten Fall 1,5 m unter GOK, ermittelt. Die Werte der Ganglinie dieser Bilanzschicht werden direkt der Grundwasseroberfläche beaufschlagt, die in 3-5 m unter GOK liegt. Die zeitliche Verzögerung des Wasserflusses durch 1,5-3,5 m mächtige ungesättigte Kiese und Sande ist beträchtlich. Während aufgrund der Charakteristik dieser Schichtglieder diese Retention für die Frage der quantitativen Sickerwassermenge vernachlässigbar erscheint, ist diese Verzögerung für die Frage des Nitrattransportes von essentieller Bedeutung. Ziel der Forschungs- und Entwicklungsarbeiten muß es sein, den Wasser- und Stofffluß von der Oberfläche über die ungesättigte Zone in den Grundwasserkörper sowie die Weiterleitung in der gesättigten Zone in einem System zu berechnen, da nur dadurch eine direkte Interaktion zwischen den beiden verschiedenen Bereichen numerisch nachgebildet werden kann.

6.2. Die Bedeutung der ungesättigten Deckschichten für die Bemessung von Grundwasserschutzzonen

Die wasserungesättigten Deckschichten über seichtliegenden geringmächtigen Aquifere haben für den Schutz des Grundwassers entscheidende Bedeutung, da neben der Filterwirkung gegenüber Schadstoffen auch der Schutz vor bakteriologischen Problemstoffen durch die Aufrechterhaltung einer langen Verweildauer gesichert wird. In diesem Bereich wurde bis dato dem feinklastischen Oberboden, der sehr stark zur Ausbildung präferentieller Fließwege neigt, gegenüber den in dieser Beziehung weniger anfälligen Kiesen und Sanden ein zu starkes Gewicht beigemessen. Unter den hydro-meteorologischen Rahmenbedingungen der südlichen Steiermark kann bei Vorhandensein einer auch nur geringmächtigen feinklastischen Bodenaufgabe von einer mittleren Verlagerungsgeschwindigkeit des Sickerwassers in der ungesättigten Zone von 1-2 m/a

ausgegangen werden. Ein Schichtpaket natürlich gelagerter Kiese und Sande mit einer Mächtigkeit von zumindest einem Meter unter einer Bodenschicht gewährleistet, daß auch das Erstauftreten von Schadstoffen im Grundwasser auf zumindest mehr als 60 Tage verzögert wird, da hier die für den schnellen Transport notwendigen Makro- oder Bioporen nur sehr untergeordnet vertreten sind.

Hinsichtlich der Ausweisung von Schutzgebieten für Wasserfassungsanlagen ist aber weniger der vertikale Transport über die ungesättigten Deckschichten, sondern die horizontale Verlagerung in der gesättigten Zone von Bedeutung. Eine Verkleinerung der Schutzzone II aufgrund der Mächtigkeit der Deckschichten erscheint nur dann sinnvoll, wenn durch Auflagen in einer angrenzenden Schutzzone III oder im engeren Schongebiet eine Eingriffnahme in Struktur und Mächtigkeit der ungesättigten Deckschichten verhindert wird.

Zwei wichtige Aspekte zur Abgrenzung von Grundwassereinzugsgebieten und der Rolle der ungesättigten Zone sind hier allerdings noch anzuführen:

- In Aquiferen wie dem Leibnitzer Feld, wo der wichtigste Prozeß der Regeneration des Grundwassers die Infiltration von Niederschlagswasser über die ungesättigte Zone darstellt, ist die tatsächliche Größe und Ausbildung von Brunneneinzugsgebieten räumlich und zeitlich variabel. Diese Variabilität ist abhängig von der Ausprägung unterschiedlicher Bodenformen und der Differenziertheit der Bewirtschaftung. Für die Abgrenzung von Brunneneinzugsgebieten ist dieser dominante Prozeß als instationärer Vorgang zu berücksichtigen, zumal unter den hydrometeorologischen Rahmenbedingungen des Leibnitzer Feldes auch im Jahreszyklus keine typisch stationären Phasen ohne Neubildungsvorgänge festzustellen sind. Gleiches gilt in verstärktem Ausmaß auch für Fragen des Stofftransportes.
- Die für den Schutz des Grundwassers festzulegenden Auflagen hinsichtlich landwirtschaftlicher Bewirtschaftung in den unterschiedlichen Schutzzonen von Wasserversorgungsanlagen (Veränderung der Fruchtfolgen, Dauerbegrünung, Extensivierungsmaßnahmen etc.) beeinflussen neben der Qualität des Sickerwassers auch die Quantität der Grundwasserneubildung in ihrem Raum-Zeit-Verhalten. Diese Veränderung ist durch analytische Interpretation von Meßdaten und aufgrund der raum-zeitlichen Instationarität auch mittels stationärer Grundwassermodellberechnungen nicht realitätsnah prognostizierbar.

Unter Berücksichtigung der Bedeutung des Grundwassers zur Versorgung der Menschen muß für derart in jeder Hinsicht intensiv genutzte Aquifersysteme wie dem Leibnitzer Feld mit etwa 20 überregionalen und kommunalen Wasserversorgungsbrunnen eine realitätsnahe Festlegung der einzelnen Brunneneinzugsgebiete unter Berücksichtigung der gegenseitigen Beeinflussung als Grundlage zur Festlegung von Schutz- und Schonbegrenzen gefordert werden.

Dieser Forderung ist praktisch nur durch die Kalibrierung von instationären Grundwasserströmungsmodellen für die einzelnen Teilbereiche unter Berücksichtigung der räumlich und zeitlich variablen Grundwasserneubildung (eine Möglichkeit ihrer Ermittlung stellt die Kalibrierung von Bodenwasserhaushaltsmodellen dar) nachzukommen.

Unter Berücksichtigung der Möglichkeit der Prognose von Auswirkungen der Maßnahmen zum Schutze des Grundwassers einerseits und von Veränderungen in der Bevölkerungs- und Wirtschaftsstruktur andererseits sollte für diesen Bereich an die Erstellung eines wasserwirtschaftlichen Managementmodells des gesamten Aquifersystems gedacht werden.

6.3. Optimale Nutzungsgestaltung in Brunneneinzugsgebieten des Leibnitzer Feldes aus der Sicht des Grundwasserschutzes

Hinsichtlich der Nutzung von Flächen in Brunneneinzugsgebieten muß die Vorstellung, daß eine landwirtschaftliche Intensivnutzung die Qualität des Grundwassers sichert, für die seichtgründigen und gut durchlässigen Standorte der Tallandschaften im S der Steiermark revidiert werden. Ausschließlich eine Extensivierung der Landwirtschaft, die Schaffung von Grundwasservorsorgeflächen und eine entsprechende Bewertung nichtlandwirtschaftlicher Nutzungsformen werden es zulassen, geringmächtige und seichtliegende Aquifere, deren Grundwasser durch infiltrierende Niederschläge vorzugsweise erneuert wird, für die Versorgung der Bevölkerung mit Trinkwasser höchster Qualität zu sichern. Besondere Bedeutung kommt dabei der Bewertung unterschiedlicher Standorteigenschaften auf der einen Seite, der Bewertung der Grundwasserqualität im gesamten hydrologischen System auf der anderen Seite zu. Durch das komplexe Zusammenspiel unterschiedlicher Einflüsse auf Grundwassermenge und -qualität kann dabei durchaus der Fall eintreten, daß gleiche Nutzungsformen bei gleichen Standorteigenschaften unterschiedlich zu bewerten sind. Ein typisches Beispiel dafür stellt das Leibnitzer Feld dar:

- Im westlichen Leibnitzer Feld liegen im Bereich der Würmterrasse zu einem deutlich überwiegenden Anteil geringmächtige und gut durchlässige Lockersediment Braunerdeböden auf den ungesättigten Kiesen und Sanden. Wie die Untersuchungen an der Forschungsstation Wagna und auch die daran gekoppelten Modellrechnungen zeigen, weisen diese Böden bei der vorherrschenden ackerbaulichen Bewirtschaftung eine extrem hohe Nitrataustragsgefährdung auf, wobei die mittlere Nitratkonzentration des Sickerwassers > 100 mg/l anzusetzen ist. Trotzdem liegt die Nitratkonzentration im Grundwasser bei Werten unter bzw. um 50 mg/l. Zurückzuführen ist dieser scheinbare Gegensatz auf nicht landwirtschaftliche Landnutzungsformen, unter denen die Grundwasserneubildung ähnliche Größen wie unter ackerbaulicher Nutzung ergibt, die Nitrataustragskonzentration aber deutlich darunter liegt (etwa 25 mg/l als mittlerer Wert über alle unterschiedlichen Nutzungsformen). In diesem Teilbereich besteht die Möglichkeit der Regelung der Grundwasserverhältnisse mittels raumplanerischer Maßnahmen: Zu diesem Zweck sind die Entwicklung der Wirtschaft und der Siedlungsstruktur unter Abstimmung auf die Wasserwirtschaft so zu ordnen, daß bevorzugte Grundwasserneubildungsflächen geschaffen werden, in denen der Stoffaustrag minimiert werden kann. Der Ackerbau sollte von den besonders gefährdeten Standorten zurückgedrängt bzw. in den Schutzgebieten der Wasserversorgungsanlagen durch eine deutliche Extensivierung ersetzt werden. Durch derartige langfristige Maßnahmen ist am Einzelstandort auch bei einer wirtschaftlich vertretbaren ackerbaulichen Nutzung der verbleibenden Flächen der Nitrataustrag zwar noch so groß, daß eine mehr als geringfügige Beeinträchtigung der Grundwasserqualität erfolgt (womit hier eine wasserrechtliche Bewilligungspflicht vorliegt), in Summe aber ist für das gesamte Grundwassergebiet mit einer deutlichen Verbesserung der Grundwasserqualität zu rechnen.
- Das nordöstliche Leibnitzer Feld mit dem wasserwirtschaftlichen Schwerpunkt auf der Würmterrasse im Raum St. Georgen a. d. Stiefing ist durch mittelgründige Lockersediment Braunerdeböden gekennzeichnet. Wie die Ergebnisse von Modellrechnungen zeigen, ist bei diesen Standorten mit langfristigen mittleren Nitratausträgen zwischen 50 und 70 mg/l zu rechnen. Die Qualität des Grundwassers in diesem Bereich zeigt Nitratwerte in derselben Größenordnung an (Fig. 15). Der gesamte Einzugsbereich

der Wasserversorgungsbrunnen ist hier durch intensive landwirtschaftliche Bewirtschaftung gekennzeichnet. Andere Nutzungsformen der Landoberfläche leisten nur einen geringen Beitrag zur Grundwasserneubildung. Ohne tiefgreifende Maßnahmen ist auch langfristig mit keiner Entspannung der Situation zu rechnen, weil aufgrund der Raumentwicklung die ackerbauliche Nutzung aufrecht bleiben wird. Obwohl in den letzten Jahren durch Maßnahmen seitens der Landwirtschaft eine deutliche Verbesserung der Grundwassersituation erreicht werden konnte, ist mittelfristig nur dann mit einer wasserwirtschaftlichen Nutzungsmöglichkeit des Grundwassers für die Trinkwasserversorgung zu rechnen, wenn in den Brunneneinzugsgebieten eine starke Extensivierung der Landwirtschaft erreicht werden kann. Dies erscheint aber überhaupt nur möglich, wenn diese Einschränkungen in der Bewirtschaftungsweise vollständig entschädigt werden, da eine ökonomisch orientierte Landwirtschaft nicht mehr durchführbar ist. Obwohl in diesem Teilbereich des Leibnitzer Feldes die Austragsgefährdung der Böden bei gleicher landwirtschaftlicher Nutzung deutlich geringer ist als im westlichen Leibnitzer Feld, sind die notwendigen Einschränkungen für die Landwirtschaft wesentlich stärker, um eine nachhaltige Sicherung der Trinkwasserversorgung aus diesem Raum zu ermöglichen.

- Einen Sonderfall stellt im nordöstlichen Leibnitzer Feld der Teilbereich der Haslacher Au dar: Die besondere hydrogeologische Situation schafft hier ein eigenständiges Grundwassersystem im Aubereich der Mur, das, durch den Mühlgang gespeist, hohe Quantität garantiert und aufgrund der Auwaldlandschaft praktisch keine qualitative Beeinträchtigung erkennen läßt. Die Verweilzeiten im Grundwasser können bei entsprechender Wahl von Brunnenstandorten so groß gehalten werden, daß auf die Notwendigkeiten des Grundwasserschutzes Rücksicht genommen werden kann. Dieser Bereich des Leibnitzer Feldes sollte langfristig für die Trinkwassergewinnung reserviert und in der derzeitigen Form der Landnutzung erhalten werden. Widersprüche mit dem Naturschutz treten nur in kleinsten Teilbereichen aufgrund der Ausbildung von Grundwasserabsenkungen im Nahbereich von Entnahmebrunnen auf, generell kann aber sicherlich der Schutz des Auwaldes durch die wasserwirtschaftlichen Interessen eher gestärkt als geschwächt werden.
- Im südöstlichen Leibnitzer Feld stellt die Interaktion des Grundwassers der Rißterrasse mit dem Grundwasser im Bereich der Würmterrasse ein besonderes Problem dar. Während die Situation auf der Niederterrasse durchaus mit jener im westlichen Leibnitzer Feld vergleichbar ist, sind in den Randbereichen zur Hochterrasse außerordentlich hohe Nitratkonzentrationen erkennbar (Fig. 15), die aus den spärlichen Informationen auch für diese selbst zu vermuten sind. Obwohl hier tiefgründige und schlecht durchlässige Böden vorliegen, die auch bei intensiver ackerbaulicher Nutzung bei ausreichender Stickstoffversorgung nur eine geringe Austragsgefährdung hinsichtlich Nitrat aufweisen, sind die hier anzutreffenden Nitratkonzentrationen im Grundwasser nur durch eine extreme Überdüngung der Flächen erklärbar. In diesen Teilbereichen ist es dringend erforderlich, die ackerbauliche Intensität auf ein „normales“ Maß zurückzuführen. Aufgrund der hohen Nachlieferung von Stickstoff aus der natürlichen Mineralisation bei den vorliegenden Bodenformen erscheint es angebracht, in diesen Teilbereichen für einen befristeten Zeitrahmen eine deutliche Unterversorgung bei der Düngung zu akzeptieren. Trotzdem muß wegen der schlechteren Durchlässigkeiten und der damit verbundenen langen Aufenthaltszeiten des Wassers und damit auch von Schadstoffen in der ungesättigten Zone mit langen Zeiträumen bis zu einer merkbaren Verbesserung der Grundwasserqualität gerechnet werden.

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit hat das primäre Ziel, den Gesamtkomplex der ungesättigten Zone eines Aquifers in fluvial verlagerten glazialen Schottern mit geringmächtigen Bodenbildungen hinsichtlich Grundwasserneubildung und Stofftransport auf der Grundlage von Meßdaten analytisch und interpretativ zu beleuchten. Dieser Anspruch definiert ein ausgesprochen paxisorientiertes Ziel: Nicht die wissenschaftliche Identifikation von neuen Prozessen steht im Vordergrund, sondern die Umsetzung von vorhandenem Wissen zur Erfassung und Lösung von Problemen in einem interdisziplinären Ansatz. Durch die Verknüpfung unterschiedlicher Sachgebiete in ihrer räumlichen Ausprägung erhält das Projekt auch seinen geographischen Bezug: Die Frage der zeitlich und räumlich differenzierten Grundwasserneubildung und der Stickstoffemission in Abhängigkeit von unterschiedlichen Landnutzungsformen, unterschiedlichen Bewirtschaftungsweisen und differenzierten Bodenformen unter Berücksichtigung gegebener klimatologischer, hydrogeologischer und wasserwirtschaftlicher Rahmenbedingungen ist eine hochgradig geographische Fragestellung.

In einem Großteil der bis dato durchgeführten Untersuchungsprogramme wurde die Frage der Wasserbewegung und noch stärker der Stoffumsetzung entweder aus der Sicht der Bodenkunde und der Landwirtschaft oder aus der Sicht der Grundwasserhydrologie betrachtet. Während für die Landwirtschaft – und mit Einschränkungen auch für die Bodenkunde – das Ausgangsgestein zur Bodenbildung als nahezu inerte Körper betrachtet wurde, interpretierte die Grundwasserhydrologie ihrerseits die ungesättigten Deckschichten über dem Grundwasserkörper in ihrer Gesamtheit als einen undifferenzierten Sicherheitspolster für den Schutz des Grundwassers sowohl was die Verweildauer als auch die Filterwirkung des Bodens betraf. Genau an der Schnittstelle der genannten Wissenschaftsbereiche sollen die methodischen Ergebnisse dieser Arbeit wirksam werden und zu einem besseren Verständnis der Prozesse der Anreicherung des Grundwassers und des damit verbundenen Stoffeintrages führen.

Das „Leibnitzer Feld“, eine Talweitung des Murtales zwischen Wildon im N und dem Übergang in das „Untere Murtal“ bei Straß im S, stellt aufgrund der hydrogeologischen Rahmenbedingungen einen hervorragenden Grundwasserleiter dar, in dem in erster Linie durch infiltrierendes Niederschlagswasser ein Trinkwasserreservoir gespeist wird, das heute für die Einzel-, kommunale, regionale und überregionale Wasserversorgung von etwa 80 000 Menschen genutzt wird. Die Intensivierung der Landwirtschaft auf den gut durchlässigen Böden der Schotterterrassen führte zwangsläufig zu Qualitätsproblemen im Grundwasser. Es bildete sich ein Konfliktfeld zwischen der Wasserversorgung und der Landwirtschaft aus, wobei es galt, Lösungssysteme zu erstellen, die es bei einer ökonomisch sinnvollen Landwirtschaft erlauben, die Einhaltung der von Seiten des Wasserrechtsgesetzes vorgegebenen Trinkwassergrenzwerte, und hier vor allem des Nitratgehaltes, im Grundwasser zu gewährleisten.

Die bis Anfang der 90er Jahre durchgeführten Untersuchungsprogramme zeigten, daß der überwiegende Teil der Nitratbefrachtung des Grundwassers aus der intensiven landwirtschaftlichen Düngung stammt. Während über die Verhältnisse in der gesättigten Zone ein sehr guter Wissensstand vorlag, fehlten bis dahin über die Sickerwasserbewegung in der ungesättigten Zone des Leibnitzer Feldes jegliche Meßdaten. Die fachlichen Grundlagen für die Nutzungsbeschränkungen der Landwirtschaft in den Schutz- und Schongebieten mußten aus Unterlagen und Berechnungen von anderen Gebieten abgeleitet werden, was sich jedoch sehr bald als Schwachpunkt der gesamten Modellkonzeption herausstellte, da ohne Bezugnahme auf die realen Verhältnisse

des Leibnitzer Feldes und seiner naturräumlichen, wie auch der klimatologischen Rahmenbedingungen sowohl im wissenschaftlichen Bereich als auch bei den betroffenen Landwirten Unsicherheiten über die Zweckmäßigkeit der Maßnahmen bestehen blieben und keine konkreten Vorstellungen über die Zeiträume bis zu deren Wirksamwerden im Grundwasser vorlagen.

In Kap. 2. werden die physiogeographischen und hydrographischen Charakteristika des Leibnitzer Feldes zusammenfassend dargestellt. Über den wasserstauenden jungtertiären Ablagerungen bilden jungquartäre Lockergesteinsablagerungen der Mur den Hauptgrundwasserleiter mit typischen Durchlässigkeiten in der Größenordnung 10^{-3} m/s. Dieser Aquifer wird von der Mur in das nordöstliche, das westliche und das südliche Leibnitzer Feld geteilt. Laßnitz und Sulm bilden die Westgrenze des Leibnitzer Feldes und wirken auf den Aquifer durch Infiltrations- und Exfiltrationsstrecken ein. Die Grundwasserneubildung aus dem Niederschlag über die ungesättigte Bodenzone bildet einen entscheidenden Faktor für die hydrogeologische Situation und die Nitratproblematik im Leibnitzer Feld.

Aufgrund der Verteilung der Grundwasserneubildung in räumlicher und zeitlicher Ausprägung und der herrschenden hydraulischen Verhältnisse im Grundwasserkörper bezüglich der existierenden Vorfluter ist nur der unterste Teil der quartären Tal-füllung mit Grundwasser erfüllt. Der darüberliegende Bereich der Sande und Kiese sowie die überlagernden feinklastischen Böden bilden zusammen die ungesättigte Zone des Grundwassersystems mit mittleren Mächtigkeiten von großteils < 3 m im Bereich der Murta-lae und Werten zwischen 4 und 8 m auf der Niederterrasse. Im Bereich älterer Terrassenreste erreicht die Mächtigkeit der ungesättigten Deckschichten maximal 9 m. Bei mittlerem Grundwasserstand weist der Grundwasserkörper im nordöstlichen Leibnitzer Feld in Abhängigkeit zu den Hauptanreicherungsgebieten und der Ausformung des stauenden Untergrundes Mächtigkeiten zwischen 1 und 8 m auf. Im westlichen und südlichen Leibnitzer Feld liegen die Grundwassermächtigkeiten zwischen 1 und 10 m, der überwiegende Teil des westlichen Leibnitzer Feldes weist Grundwassermächtigkeiten zwischen 3 und 6 m auf.

Das Klima des Leibnitzer Feldes kann als schwach kontinentales, sommerwarmes und mäßig winterkaltes Talbodenklima beschrieben werden, das seine Charakteristik vor allem aufgrund der Lage südlich der Alpen erhält. Im langjährigen Mittel (1901 bis 1980) fallen in Leibnitz jährlich 949 mm Niederschlag, zum weitaus überwiegenden Teil als Regen, das mittlere Jahresmittel der Lufttemperatur liegt bei $8,9^{\circ}$ C.

Die hydrologischen Verhältnisse im Leibnitzer Feld werden aufgrund der hohen Bedeutung dieses Grundwasserreservoirs bereits seit längerer Zeit intensiv erkundet. In der Anfangsphase trat der quantitative Aspekt sehr deutlich in den Vordergrund, galt es doch die Frage nach der verfügbaren Wassermenge abzuklären. Eine Aufarbeitung des gesamten Datenbestandes im Leibnitzer Feld erfolgte schließlich im Rahmen der Erstellung eines regionalen Grundwasserströmungsmodells, wo auch die Grundwasserqualitätssituation – vor allem hinsichtlich der inzwischen aufgebrochenen Nitratproblematik – bedeutungsvoll wurde. Generell sind Ende der 80er Jahre im gesamten Leibnitzer Feld überhöhte Nitratkonzentrationen im Grundwasser zu beobachten. Eine Ausnahme davon bilden lediglich die Bereiche der Murauen zwischen dem Weissenegger Mühlkanal und der Mur, den Laßnitz- und Sulmauen im westlichen Leibnitzer Feld und dem Bereich der Tillmitscher Seen, die als Nitratfalle wirken. Ein Vergleich mit den Ergebnissen der Qualitätsuntersuchungen im Jahr 1997 zeigt, daß sich an den prinzipiellen Verteilungsmustern nur sehr wenig geändert hat. Das Niveau der Nitratbelastung des Grundwassers ist aber wesentlich niedriger als noch wenige Jahre zuvor.

Untersuchungen unter Zuhilfenahme von ^{18}O - und Tritiumanalysen im Zuge der Erstellung des Grundwassermodells Leibnitzer Feld ergaben ein mittleres Wasseralter von vier bis fünf Jahren, sodaß im Grundwasser des Leibnitzer Feldes mit mittleren Austauschzeiten von 5 bis 10 Jahren in Abhängigkeit von der lokalen Position zu rechnen ist.

Da die in dieser Arbeit zu diskutierenden Probleme der Grundwassernutzung des Leibnitzer Feldes aus den Eingriffen des Menschen in seiner wirtschaftenden Aktivität auf die natürlichen Systeme und deren Rahmenbedingung resultieren, sind in Kap. 3. die humangeographischen Faktoren zusammengefaßt, die im Leibnitzer Feld auf das Grundwasser in seiner quantitativen Verfügbarkeit und seiner qualitativen Entwicklung einwirken. Eine Stärken-Schwächen-Analyse weist die Region Leibnitz als einen Raum mit Lagevorteilen zwischen den Großräumen Graz und Marburg aus, der durch hochrangige Verkehrsnetze an beide angebunden ist. Das hohe Bevölkerungspotential wird durch ein wachsendes – immer besser ausgebildetes – Erwerbstätigenpotential ergänzt, wobei die Strukturberreinigung im Industriebereich weitgehend abgeschlossen ist. Im Umweltbereich wird ein hochwertiges Ressourcenpotential erkannt. Die Nähe zu Slowenien wird aber auch mit der Entstehung eines neuen Konkurrenten im S in Zusammenhang gebracht. Da das hohe Bevölkerungs- und Erwerbstätigenpotential nicht befriedigt werden kann, ist ein hoher Auspendleranteil vorhanden, der durch Abwanderungstendenzen vor allem aus den peripheren Bereichen unterstützt wird. Im Umweltbereich deutet sich eine Bedrohung der Wasserreserven durch die Intensivlandwirtschaft und durch Industrie und Gewerbe an. Für die qualitative Situation des Grundwassers des Leibnitzer Feldes ist die Entwicklung der landwirtschaftlichen Strukturen von entscheidender Bedeutung. Im Jahre 1990 standen im Leibnitzer Feld 48 % der Katasterfläche unter landwirtschaftlicher Nutzung. Die Strukturveränderungen innerhalb der Landwirtschaft des Leibnitzer Feldes waren massiv, die wirtschaftlichen Notwendigkeiten führten zur Intensivierung, der Preisverfall landwirtschaftlicher Produkte sowie der vermehrte Einsatz von Maschinen hatte eine Abnahme der Vollerwerbslandwirtschaften und einen gleichzeitigen Anstieg der Nebenerwerbslandwirtschaften zur Folge. Durch Aufgabe zahlreicher kleinerer Landwirtschaften kam es über Zukauf oder Pacht zu einer Abnahme der kleineren und einer besseren Flächenausstattung der größeren Betriebe. Dennoch besitzen die Betriebe im Leibnitzer Feld eine relativ geringe Flächenausstattung, was zu einer extremen Intensivierung und hier vor allem des Maisanbaues mit der daraus resultierenden Schweineproduktion führte.

Die Mur ist in ihrem gesamten Verlauf im Leibnitzer Feld durch eine Kette von Kraftwerken wasserwirtschaftlich genutzt. Der seichtliegende Grundwasserkörper des Leibnitzer Feldes dient als Trinkwasserreservoir, das für die Versorgung aus kommunalen Brunnenanlagen und für die überregionale Versorgung genutzt wird. Durch die großflächige Ausweisung von Schutz- und Schongebieten für die kommunalen Versorgungsanlagen ist nahezu die gesamte wasserhöfliche Würmterrasse in einer Schutzzone gelegen, was naturgemäß zu wirtschaftlichen Konflikten mit anderen Nutzungsformen in diesem Bereich führt (Schottergewinnung, Landwirtschaft, Industrie etc.). Aus den kommunalen Versorgungsbrunnen des Leibnitzer Feldes werden im Jahreschnitt etwa 100–110 l/s entnommen. Davon entfallen auf das nordöstliche und das südliche Leibnitzer Feld je etwa 15 %, die restlichen 70 % werden aus den Brunnen im westlichen Leibnitzer Feld entnommen. Der Jahresgang der Grundwasserentnahmen hat sein Maximum in den Spätfrühlings- und Sommermonaten, die geringsten Mengen werden im Winter gefördert.

Basierend auf der Erkenntnis, daß ein Schlüssel zur Erfassung der Prozesse, die zum Nitratproblem im Leibnitzer Feld geführt hatten, in der wasserungesättigten Zone zu suchen sei, wurde im Problemgebiet eine Forschungsstation errichtet, die es erlaubt, die Vorgänge der Wasserbewegung und des Stofftransportes von der Atmosphäre über den Boden, die ungesättigten Sande und Kiese der quartären Talfüllung bis in das Grundwasser zu untersuchen. Die wohl wichtigste Funktion der in Kap. 4 beschriebenen Anlage war die Möglichkeit der Erkundung der Wasserbewegung und des Stofftransportes in der ungesättigten Zone bis in das Grundwasser auf der Basis von hydrochemischen und isopenhydrologischen Analyseergebnissen auf der Grundlage natürlicher Landbewirtschaftung. Diese Forderung impliziert die Notwendigkeit der Einrichtung tiefengestaffelter, aber auch lateral versetzter Probenahmemöglichkeiten in der ungesättigten Zone, deren Ausformungen in Abhängigkeit von den natürlichen Rahmenbedingungen durchaus unterschiedlich zu gestalten waren. Direkt mit diesem Anspruch verbunden ist auch die Forderung nach dem Einbau von Meßsystemen in der ungesättigten Zone, die es erlauben, die Untersuchungen unter ortsüblichen Bewirtschaftungsmaßnahmen durchzuführen. Es war notwendig, die Systeme so auszurichten, daß an der Oberfläche eine Befahrung mit Traktoren und eine maschinelle Bearbeitung uneingeschränkt ermöglicht wurde. Die Realisierung dieser Forderungen führte zu einer Anlage, in der von einem zentralen Meßschacht aus Meßsonden und Probenahmesysteme in unterschiedlichen Tiefen horizontal bis unter die bewirtschaftete Parzelle vorgetrieben wurden. Im Bereich des Oberbodens wurden monolithische Lysimeter eingebaut, die trotzdem eine maschinelle Bewirtschaftung der Flächen erlaubten. Eine intensive Beobachtung der obersten Schichte mußte allerdings zugunsten einer Intensivierung der Datenaufnahme in den unterlagernden Kiesen und Sanden im Standarduntersuchungsprogramm unterbleiben. Ein geeigneter Standort wurde im Bereich der Versuchsfelder des land- und forstwirtschaftlichen Versuchswesens des Landes Steiermark in Wagna gefunden, wo im Rahmen von Großparzellenversuchen mit Parzellengrößen von ca. 1000 m² seit den 80er Jahren die Auswirkung unterschiedlicher landwirtschaftlicher Maßnahmen auf die Ertragssituation und auch auf den Stickstoffhaushalt im Boden untersucht wurden. Die Forschungsanlage konnte in einer Fahrgasse zwischen zwei Parzellen mit unterschiedlicher landwirtschaftlicher Bewirtschaftung, einerseits einer Maismonokultur mit Schwarzbrache während der Wintermonate – die in diesem Bereich bis zum Beginn der 90er Jahre übliche Bewirtschaftungsform – und andererseits einer Parzelle mit einer Fruchtfolge, in der Mais nur noch zu 50 % enthalten war und wo während der Wintermonate eine winterharte Gründedecke angebaut wurde, errichtet werden. Da die hier angeführten Versuchsfelder bereits seit mehreren Jahren abließen, konnte durch die Errichtung der Forschungsstation im Bereich dieser Versuchsfelder nach einer sehr kurzen Einlaufzeit mit signifikanten Ergebnissen gerechnet werden.

Die Forschungsstation Wagna besteht aus vier Haupteinheiten:

- a) Meteorologische Meßstation mit einer kontinuierlichen Aufzeichnung von Niederschlag, Lufttemperatur, relativer Luftfeuchte, Strahlung, Luftdruck, Windrichtung und Windgeschwindigkeit.
- b) Zwei Meßprofile in der ungesättigten Zone unter Maismonokultur und unter der Fruchtfolgeparzelle. Beide Meßprofile beinhalten Meßsonden in fünf unterschiedlichen Tiefen mit einer automatischen Registrierung der Bodentemperatur, des Matrixpotentials und des Wassergehaltes sowie Saugkerzen zur Probenahme. Monolithische Lysimeter mit unterschiedlichen Erfassungstiefen im Bodenbereich und kleine

- Feldlysimeter in größeren Tiefen im Schotter ergänzen die Bilanzierungs- und Probenahmemöglichkeiten.
- c) Zwei Gefäßlysimeter mit denselben Landnutzungsbedingungen wie auf den Versuchspartellen, von denen jeder mit einer hydrologischen Wippe zur automatischen Registrierung des Sickerwasserflusses ausgestattet ist.
 - d) Ein Grundwasserpegel, an dem der Grundwasserspiegel, die elektrische Leitfähigkeit in zwei Tiefen und die Grundwassertemperatur in fünf Meßtiefen erfasst wird. An einer weiteren Sonde werden auch Grundwasserproben für die hydrochemische und isotopenhydrologische Analyse gezogen.

Die feldbodenkundliche Aufnahme der beiden Bodenprofile ergab für die Fruchtfolgeparzelle eine Feinbodenmächtigkeit von 110 cm, ausgebildet als kalkfreier lehmiger Sand auf Grobsand mit einem sehr hohen Anteil von Kies und Schotter. Im Unterschied dazu beträgt die Mächtigkeit des lehmigen Sandbodens für die Maismonokulturparzelle nur 70 cm. Die Humusgehalte in den Krumen haben mit 2 bzw. 1,7 % bereits ein sehr tiefes Niveau erreicht, die Schwermetallgehalte zeigen eine geringe anthropogene Belastung. Die Unterschiede ergeben sich aufgrund der differierenden Gründigkeit im unterschiedlichen Wasserspeichervermögen. Die Durchlässigkeit bei wassergesättigten Verhältnissen ist bei beiden Böden hoch. Auf die herkömmlich bearbeitete Körnermaisvariante wird die Gülle von drei Schweine-GVE (Großvieheinheiten) in zwei Teilgaben (ca. 90 kg $\text{NH}_4\text{-N}$ vor dem Anbau, 90 kg im Juni) aufgebracht. Bei der Fruchtfolgevariante handelt es sich um eine vierschlägige Fruchtfolge, bei der auf zwei Maisanbaujahre Wintergetreide mit anschließendem Körnermais folgen. Nach Mais bzw. Körnermais wird ein winterhartes Zwischenfruchtgemenge eingesät. Je nach Fruchtart erfolgt die Gülleaufbringung in zwei bzw. drei Teilgaben mit Gesamtaufbringungsmengen zwischen 120 und 180 kg $\text{NH}_4\text{-N}$. Die Bodenbearbeitung auf der Fruchtfolgeparzelle erfolgt durch eine seichte Grubberung.

Der Beobachtungszeitraum an der Forschungsstation Wagna ist im Vergleich zur zeitlichen Variabilität hydrometeorologischer Parameter mit vier bis fünf Jahren außerordentlich kurz. Die Ableitung von Kenngrößen für unterschiedliche Einflußgrößen auf den Wasserkreislauf aus dieser kurzzeitigen Aufzeichnung kann nur erfolgen, weil der Meßzeitraum im Vergleich zu langjährigen Untersuchungen ein breites Spektrum der auftretenden Verteilung widerspiegelt. Ein Vergleich der Daten der meteorologischen Station Wagna mit denen der Station Leibnitz/Sulm (ZAMG) zeigt, daß beide Stationen dasselbe Regime repräsentieren und somit die Station Leibnitz/Sulm für langfristige Auswertungen und Vergleiche herangezogen werden kann.

Die Auswertungen des Bodentemperaturverlaufes in den verschiedenen Tiefen im Vergleich der beiden unterschiedlich bewirtschafteten Parzellen in den Jahren 1991 und 1992 zeigten deutliche Differenzen im Temperaturverlauf des Bodens bis in eine Tiefe von 250 cm, die auf die unterschiedliche Vegetationsbedeckung und Bewirtschaftungsweise zurückgeführt wurden. Es sind Auswirkungen der Temperaturdifferenzen auf die chemischen Umsetzungsprozesse in der Bodenzone zu erwarten, da für die Nitrifikationsprozesse im Boden neben den Feuchteverhältnissen die Temperaturverteilungen im Boden von großer Bedeutung sind. Durch die an der Forschungsstation Wagna eingesetzten TDR-Sonden war es möglich, praktisch lückenlose Reihen der Wassergehaltsänderung in den einzelnen Horizonten des ungestörten Bodens aufzunehmen und somit die Auswirkungen unterschiedlicher Rahmenbedingungen auf den Bodenwasserhaushalt zu dokumentieren. Sehr markant tritt die Ausschöpfung des Bodenwasservorrates durch die Kulturpflanzen während der Sommermonate in Er-

scheinung. Die Dauer dieser Trockenphasen im Boden resultiert aus den hydrometeorologischen Rahmenbedingungen während des gesamten Jahres. Praktisch jedes Jahr wird im Winter bzw. Frühjahr im Bodenprofil ein Wassergehalt erreicht, der eine Auffüllung über Feldkapazität charakterisiert. Die in diesem Zeitraum auftretenden Spitzen sind Reaktionen auf Niederschlagsereignisse, die aufgrund der hohen Wassersättigung unmittelbar zu Grundwasserneubildungsereignissen führen.

Adsorptionskräfte und Kapillarkräfte bewirken zusammen mit Einwirkungen von außen die Bewegung des Wassers im Boden und steuern die Aufnehmbarkeit für Pflanzen. In einem derart heterogenem System wie dem Boden sind Angaben über Größe, Richtung und Ansatzpunkte dieser Kräfte sehr schwer zu definieren, weshalb anstelle der Kräfte die Arbeit oder noch öfter die Arbeitsfähigkeit – das Potential – betrachtet werden kann, die diese Kräfte zu verrichten imstande sind. Das Potential ist dabei als jene Arbeit definiert, die erforderlich ist, um der Bodenmatrix eine Menge von Wasser zu entziehen. Durch dieses Konzept lassen sich alle Bewegungsvorgänge (Infiltration, Dränung, kapillarer Aufstieg etc.) im Boden auf einen Nenner bringen. Weil mit einem Freiwerden von Energie verbunden, bewegt sich das Wasser immer von Stellen höherer potentieller Energie zu solchen niedrigeren Potentials, wobei dieser Vorgang so lange anhält, bis an allen Stellen das Gesamtpotential den gleichen Wert aufweist oder eine externe Störung eintritt. Im Freiland ist das Gesamtpotential des Bodenwassers das Produkt aus der Masse des Wassers, der Erdbeschleunigung und der Höhe über der freien Grundwasseroberfläche, an der ja das Potential im Ausgleich mit der Atmosphäre gleich Null ist. Das Gesamtpotential des Bodenwassers kann unter Freilandbedingungen nur sehr schwer gemessen werden. Wesentlich einfacher ist die Bestimmung des Matrixpotentials, die mit Tensiometern durchgeführt wird und unter humiden Bedingungen neben dem Gravitationspotential das wichtigste Teilpotential darstellt. Für die Betrachtung des Wasser- und Stoffflusses im Boden können bei den gegenständlichen Untersuchungen das Gaspotential und das osmotische Potential vernachlässigt werden. Das Matrixpotential entspricht bei stationärem Gleichgewichtszustand im Boden der Entfernung zur freien Grundwasseroberfläche, da dieses dem Gravitationspotential oder bei der Verwendung des Gewichtes als Bezugseinheit der Ortshöhe entgegenwirkt. Durch die an der Forschungsstation Wagna eingesetzten Tensiometer und Gipsblöcke ist es möglich, den zeitlichen Verlauf der Matrixpotentialwerte in den unterschiedlichen Bodenhorizonten umfassend aufzunehmen. Aus der Auswertung dieser Daten und basierend auf der Potentialtheorie ist erkennbar, daß Wasserbewegung entgegen der Schwerkraft am Standort Wagna auch unter extremen hydrometeorologischen Bedingungen nur in Bereichen oberhalb von 200 cm unter GOK auftritt. Eine Wasserversorgung der Kulturpflanzen aus dem Grundwasser ist auf den Würmterrassenflächen praktisch ausgeschlossen.

Die Beziehung zwischen Wassergehalt und Wasserspannung (bzw. Matrixpotential) ist von der Porengrößenverteilung und dem Porenvolumen abhängig und daher in verschiedenen Horizonten der Böden unterschiedlich. Da der Verlauf dieses Zusammenhanges außer von der Körnung auch vom Gefüge und dem Gehalt an organischer Substanz beeinflusst wird, läßt dieser mehr Rückschlüsse auf den Wasserhaushalt eines Bodens (z. B. Speichereigenschaften, Geschwindigkeit der Entwässerung, Verfügbarkeit für Pflanzen) zu als allein die Korngrößenverteilung. Die pF-Kurve, die diesen Zusammenhang zwischen Wassergehalt und Saugspannung beschreibt, wird deshalb in Bezug auf den Wasserhaushalt als Charakteristikum eines Bodens verwendet. Durch die Gegenüberstellung der Wasserspannungswerte und der zeitgleich in den gleichen Horizonttiefen gemessenen Wassergehalte ist die Ermittlung von „Feld-pF-Kur-

ven“ möglich. Naturgemäß decken diese Messungen nur Saugspannungsbereiche ab, die im Meßzeitraum auch tatsächlich aufgetreten sind. An der Forschungsstation Wagna wurden Saugspannungs- und Wassergehaltswerte in Bereichen von nahe der Sättigung bis zum permanenten Welkepunkt erfaßt, sodaß der gesamte Bereich, in dem Wasser mobil ist, durch Meßdaten erfaßt werden konnte. Gegenüber Laborwerten haben diese Feldmeßdaten den Nachteil, daß die Messungen der unterschiedlichen Parameter nicht an exakt der gleichen Probe erfolgen (die Sonden sind zwar im selben Horizont, aber in einer Horizontaldistanz von bis zu mehreren Metern eingebaut). Der Vorteil der Feldmessungen gegenüber Labormessungen ist darin zu sehen, daß die natürlich herrschenden Verhältnisse wiedergegeben werden. Die Anschätzung der ungesättigten Leitfähigkeitskurven als Grundlage für die Berechnung des Wasserflusses erfolgte auf der Basis der Porengrößen-Häufigkeitsverteilung der vervollständigten Feld-pF-Kurven (durch Vergleich mit gemessenen pF-Kurven ähnlicher Bodenarten aus der Datenbank des Institutes für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt), welche mit ähnlichen Porengrößen-Häufigkeitsverteilungen von Böden mit gemessenen Durchlässigkeitskurven graphisch verglichen wurden.

Für den Standort Wagna wurde die Grundwasserneubildung unter Anwendung unterschiedlicher Verfahren und unter Berücksichtigung verschiedenster Meßdaten einerseits für den Intensivbeobachtungszeitraum 1992 bis 1996 und andererseits als langjähriger Mittelwert abgeschätzt. Alle Verfahren sind entweder punktuelle Ergebnisse von Messungen – die fehlerbehaftet sind – oder über indirekte Verfahren abgeleitete Schätzungen, wobei auch hier die zugrunde liegenden Meßdaten naturgemäß mit größeren oder kleineren Fehlern behaftet sind. Aus der klimatischen Wasserbilanz errechnet sich aus den meteorologischen Daten der Station Leibnitz/Sulm und dem Wasserspeichervermögen des Bodens an der Forschungsstation Wagna für den Ackerstandort Wagna für den Zeitraum von 1971 bis 1996 im regionalen Maßstab eine mittlere jährliche aktuelle Verdunstung von 540 mm. Unter Berücksichtigung einer mittleren jährlichen Niederschlagssumme von 877 mm aus dem gleichen Zeitraum ergibt sich eine langfristige mittlere Grundwasserneubildung von 337 mm oder eine Rate von 38 % des Niederschlags. Die Auswertung der Grundwasserstandsganglinie im Bereich der Forschungsstation Wagna – die methodischen Grundlagen und die Randbedingungen, unter denen eine derartige Berechnung zulässig ist, sind in Kap. 4.4.1.5.5. zu finden – liefert auch Informationen über die flächenhafte Integration der Neubildung im näheren Umfeld und berücksichtigt naturgemäß auch die unterschiedlichen Nutzungsarten und im Detail differierenden Bodenausformungen. Nach dieser Auswertung liegt die langfristige mittlere Grundwasserneubildung bei etwa 46 % der mittleren Jahresniederschlagssumme oder etwa 400 mm. Die übrigen angewandten Verfahren beziehen sich entweder auf punktuelle Messungen über Lysimeter oder auf einfachere und komplexere Modellrechnungen, in die jedenfalls die Auswirkung der differenzierten Bodenprofile und auch die der unterschiedlichen Landbewirtschaftung auf die Sickerwassermengenbildung eingehen. Auf der Maismonokulturparzelle mit einer geringen Bodenmächtigkeit von nur etwa 70 cm zeigt sich unter Berücksichtigung der Fehlergrößen der einzelnen Auswerteverfahren eine Grundwasserneubildungsrate von etwa 45 % des Jahresniederschlags, auf der Fruchtfolgeparzelle von etwa 35 % (ca. 300 mm) des mittleren Jahresniederschlags. In diesen Werten ist auch die kleinräumige Heterogenität, die sich aufgrund der unterschiedlichen Lage der Meßstellen im Bereich der Forschungsstation Wagna begründet, bereits berücksichtigt. Neben den Jahressummen der Grundwasserneubildung ist für Detailfragen vor allem des Stofftransportes auch die zeitliche Verteilung des Sickerwasseranfalles von großer Bedeutung. Sowohl die gemessenen Sickerwassermengen

in Kleinlysimetern als auch die Ermittlung der Neubildung über ein einfaches Einschicht-Bodenwassermodell – basierend auf der klimatischen Wasserbilanz nach HAUDE und der nutzbaren Feldkapazität der betrachteten Bodenschichte (siehe Kap. 4.4.1.5.3.) – wie auch die Berechnung der Sickerwassermenge über das Bodenwasserhaushaltsmodell STOTRASIM (die Grundlagen der Modellberechnungen sind in Kap. 4.4.1.5.4. kurz zusammengefaßt) zeigen in ihrem zeitlichen Verlauf und auch in den Absolutmengen eine sehr gute Übereinstimmung. Unter den hydrometeorologischen und hydrogeologischen Rahmenbedingungen des westlichen Leibnitzer Feldes treten langfristig keine Jahreszeiten ohne Grundwasserneubildung auf. Die Hauptzeit der Grundwasserneubildung liegt in den Monaten Februar, März sowie Oktober und November, also in jenen Zeiten, in denen bei schneefreiem Boden die Vegetation kaum Wasser verbraucht. Das Minimum der Grundwasserneubildung liegt im Jänner, auch im Dezember treten relativ niedrige Werte auf. Dies sind jene Monate, in denen im langjährigen Mittel aufgrund der Schneedecke die Infiltration gehemmt und der Niederschlag in fester Form an der Oberfläche gespeichert wird. Aufgrund der häufigen Gewitterniederschläge in den Sommermonaten und der geringen Speicherfähigkeit der Böden ist auch die Neubildung in diesem Zeitraum nicht außer acht zu lassen. Deutlich erkennbar ist ein weiteres Maximum im Juni. Es ist dies jener Monat, in dem bei noch geringer Entwicklung der Hauptfrucht Mais sehr intensive Gewitterniederschläge auftreten. Aufgrund des noch eher geringen Bodenwasserdefizites nach der Frühjahrssättigung kann nahezu der gesamte infiltrationswirksame Niederschlag zur Grundwasserneubildung beitragen.

Im Hinblick auf den Grundwasserschutz ist naturgemäß die Frage nach der Verweilzeit des Wassers und damit auch von Wasserinhaltsstoffen von der Infiltration an der Bodenoberfläche bis zum Erreichen des Grundwasserspiegels und – bei praktischen Fragestellungen – bis zum Erreichen der Brunnenanlage von höchstrangigem Interesse. Die hydrologische Markierungstechnik setzt Markierungsmittel ein, um fließendes Wasser verfolgen zu können. Die Verfolgung des Wasserpfades im Untergrund durch die Messung der Tracer erlaubt eine direkte Einsicht in die räumliche und zeitliche Verbreitung des eingesetzten Stoffes unter bekannten Rahmenbedingungen. An der Versuchsanlage Wagna wurden im Frühjahr 1993 mehrere kombinierte Markierungsversuche durchgeführt, die folgende Ziele verfolgten: Vergleich von Sickergeschwindigkeiten in den unterschiedlichen Tiefenbereichen der ungesättigten Zone unter ungestörten und gestörten Bedingungen mehrere Jahre nach der Instrumentierung der Anlage, Vergleich des Transportes von Wasser und von gelösten Stoffen durch den Einsatz mehrerer Markierungsstoffe, Vergleich der unterschiedlichen Eigenschaften der eingesetzten Tracer hinsichtlich ihrer Mobilität, Vergleich des Verhaltens der eingesetzten Tracer mit dem Transportverhalten von Schadstoffen aus der Landwirtschaft und Überprüfung bzw. Verifizierung von Modellkonzepten über Stofftransportprozesse in der ungesättigten Zone. Von besonderer Bedeutung war auch die Frage, inwieweit die eingesetzten Meßinstrumente Wasserbewegung und Stofftransportvorgänge im Bereich der Forschungsstation erfassen können. An den beiden Gefäßlysimetern wurden Tracerversuche durchgeführt, um unter den dort sehr genau definierten Fließbedingungen methodische Aspekte des Wasser- und Stoffflusses in der ungesättigten Zone beleuchten zu können. Die Ergebnisse dieser Vorversuche zeigten, daß Uranin im Bereich landwirtschaftlich genutzter Böden aufgrund im Detail nicht genau bekannter Abbau- und Umsetzungsvorgänge nicht geeignet ist, den Transport konservativer Stoffe in der ungesättigten Zone nachzubilden. In Abhängigkeit von der Nutzung und der Bewirtschaftung konnten schnelle Fließsysteme in Kombination mit

dem Matrixfluß erkannt werden, deutlich wurde aber auch die Bedeutung der Pflanzenaufnahme der Tracer im Zuge des Transportgeschehens. Unter gestörten Verhältnissen (befüllte Gefäßlysimeter) liegen die mittleren Sickergeschwindigkeiten im Zeitraum zwischen April 1993 und April 1994 in Abhängigkeit von der Bewirtschaftung zwischen 1,2 und 2 m/a.

Ein Großmarkierungsversuch, der alle an der Forschungsstation Wagna eingebauten Sensoren einbezog, brachte zusammengefaßt folgende Ergebnisse:

- Die hydraulische Reaktion des Matrixpotentials und damit auch des Wassergehaltes auf ein Niederschlagsereignis ist im feinklastischen Boden praktisch unmittelbar, in den ungesättigten Sanden und Kiesen bis in eine Tiefe von 2,5 m innerhalb einer Woche detektierbar.
- Die eingesetzten unterschiedlichen Meßeinrichtungen und Probenahmesysteme in der ungesättigten Zone sind in der Lage, das Transportverhalten von Wasser mit den daran gekoppelten Stoffen in seinem zeitlichen Verlauf zu erfassen, für die Quantifizierung von Wasser- und Stoffflüssen treten bei manchen der eingesetzten Systeme Probleme auf, die einerseits konstruktionsbedingt sind, andererseits auch durch die Art des Einbaues hervorgerufen werden können.
- Die mittlere Verweilzeit des Sickerwassers in der ungesättigten Zone liegt bei mehr als drei Jahren entsprechend einer mittleren Fließgeschwindigkeit von 1,4 m/a.
- Die mittlere Verlagerungsgeschwindigkeit von Bromid ist im überlagernden feinklastischen Boden signifikant geringer als in den ungesättigten Sanden und Kiesen. In den mittleren Verweilzeiten sind keine nennenswerten Unterschiede zwischen den befüllten Gefäßlysimetern und den unter natürlichen Verhältnissen gewonnenen Daten zu erkennen. Der Fluß in präferentiellen Fließwegen hat dafür nur untergeordnete Bedeutung.
- Hinsichtlich der Maximalgeschwindigkeiten sind auch unter den üblichen Bewirtschaftungsbedingungen gerade im feinklastischen Boden sehr schnelle Fließwege festzustellen. Transportvorgänge von Stoffen, bei denen das Erstauftreten von Bedeutung hinsichtlich einer etwaigen Gefährdung des Grundwassers ist (wassergefährdende Stoffe, Pestizide etc.), können nicht allein durch den dispersiven Fluß beschrieben werden. Hier muß auch die Verlagerung der Stoffe in Makroporen in die Betrachtung miteinbezogen werden.
- Eine Auswertung der Wiederfindungsraten des eingebrachten Tracers zeigt bei der Maismonokulturparzelle mit herbsterlicher Ackerung und Schwarzbrache wesentlich stärkere Heterogenität als bei der Fruchtfolgeparzelle mit Grubberung und dauernder Begrünung. Generell liegen die Wiederfindungsraten an den Gefäßlysimetern deutlich über jenen unter natürlichen Verhältnissen, was auf die wesentlich schlechtere Pflanzenentwicklung zurückzuführen ist.
- Die Annahme von homogenen Verhältnissen in der ungesättigten Zone und hier vor allem im Bereich des Oberbodens ist unzulässig. Die Ergebnisse von Wasserfluß- und Transportberechnungen mit eindimensionalen Modellen unter Annahme flächenhaft vorhandener Homogenität bezüglich Bodenaufbau und -mächtigkeit sind immer aus dem Blickwinkel einer inhomogenen und anisotropen Verteilung zu bewerten und derartige Berechnungsergebnisse durch weitere Plausibilitätsüberlegungen zu verifizieren.
- Hinsichtlich des Grundwasserschutzes in Blickrichtung wassergefährdende Stoffe ist aus den Erfahrungen der hier vorgestellten Tracerversuche eine intakte ungesättigte Zone mit natürlich gelagerten Sanden und Kiesen von größerer Bedeutung

als die darüber liegende Bodenbedeckung, da diese aufgrund von anthropogenen Einflüssen und auch wegen der Wurzel Ausbildung, der Bodenfauna etc. in einem wesentlich höheren Ausmaß der Ausbildung von präferentiellen Fließwegen ausgesetzt ist.

Die Tracerdurchgangskurven an den einzelnen Meßsonden in unterschiedlichen Tiefen werden dazu verwendet, hydraulische Parameter (Dispersivität, Abstandsgeschwindigkeit) als Grundlage für die Modellierung abzuleiten. Die Modellierung des Tracertransportes durch einzelne in Serie geschaltete Advektions- und Dispersionsprozesse erlaubt es schlußendlich für Kleinlysimeter, in denen aufgrund des Einbaues bzw. wegen späterer Setzungsvorgänge das tatsächliche Einzugsgebiet nicht mit der Oberfläche zusammenstimmen, Korrekturfaktoren zu ermitteln und so die an diesen Kleinlysimetern gemessenen Sickerwassermengen zu korrigieren.

Während die Markierungsversuche des Jahres 1993 in einem eher trockenen Jahr durchgeführt wurden, ermöglicht die Auswertung der ^{18}O -Untersuchungen von Niederschlag und Sickerwasser des extremen Schneeschmelzereignisses vom Frühjahr 1996 einen Einblick in die Verlagerung des Sickerwassers in der ungesättigten Zone unter eher feuchten hydrometeorologischen Rahmenbedingungen, wobei die Verlagerung des Schneeschmelzwassers in den Verläufen der ^{18}O -Konzentration in den unterschiedlichen Meßtiefen außerordentlich gut nachvollziehbar ist. Dieses Schneeschmelzereignis stellt somit einen natürlichen Tracerversuch dar. Die Ergebnisse der Auswertung der Meßdaten lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Die treibenden Kräfte für die Fließbewegung in der ungesättigten Zone sind einerseits Schneeschmelzereignisse, die sich in eher dispersiven Verlagerungen spiegeln und andererseits Neubildungsvorgänge aufgrund von Niederschlagsereignissen, die den dominanten Charakter der „schiebenden“ Wasserbewegung dokumentieren.
- Aufgrund der Heterogenität des Sedimentaufbaues sind hohe Variabilitäten in der horizontalen Verteilung der Neubildung und auch der Verlagerungsgeschwindigkeiten zu erkennen. Es müssen Möglichkeiten gesucht werden, die dafür maßgeblichen Parameter (Schichtmächtigkeiten, bodenphysikalische Eigenschaften der Schichtglieder) flächenhaft zu erfassen, um Inputdaten ausreichender Qualität für eine numerische Modellierung zu erhalten.
- Die mittlere Verlagerungsgeschwindigkeit liegt unter „feuchten“ hydrometeorologischen Verhältnissen bei etwa 2 m/a.

Das Wasser der ungesättigten Zone ist infiltriertes Niederschlagswasser, das in enger Wechselbeziehung zum Adsorptions- und Kapillarwasser sowie zu dessen Inhalt an chemischen Stoffen steht. Das Niederschlagswasser ändert bereits seine chemische Beschaffenheit, wenn es beim Auftreffen auf Erdoberfläche und Vegetation mit löslichen oder suspendierbaren Stoffen in Kontakt kommt, die es beim Einsickern in den Untergrund einbringt. Die Nährstoffe für die Vegetation werden im humiden Klimabereich mit dem Sickerwasser im Boden nach unten verlagert und zum Teil aus dem Wurzelraum ausgewaschen. Die Höhe der Auswaschung ist abhängig von Menge und Konzentration des Sickerwassers. Die Auswaschung ist nicht nur im Hinblick auf eine Verminderung des Gehaltes der Böden an leicht verfügbaren Nährstoffen von Bedeutung, sondern sie gefährdet in zunehmendem Maße die Qualität von Oberflächen- und Grundwasser. Den Altersschichten der Porenlösungen der wasserungesättigten Zone entsprechen hydrochemische Schichten mit unterschiedlichen chemischen Eigenschaften. Die Sickerwasserbewegung nach einem Niederschlagsereignis stört das örtliche chemische Gleichgewicht zwischen Porenlösung und Festsubstanzen und löst geochemi-

sche Prozesse in Richtung auf eine neue Gleichgewichtseinstellung aus. Der wesentliche Unterschied der Grundluft gegenüber der Atmosphäre zeigt sich in einer Verminderung des Sauerstoffgehaltes und einer Erhöhung des Kohlendioxidanteiles. Die Unterschiede sind umso größer, je schwieriger der Austausch zwischen beiden Luftvorkommen ist. Von der Größe und Wirksamkeit der Sauerstoffzufuhr aus der Atmosphäre hängt es ab, ob anaerobe oder aerobe Verhältnisse im Grundwasser herrschen. Bei Oxidations- und Abbauvorgängen im wasserungesättigten Bereich wird Sauerstoff verbraucht, der aus der Atmosphäre nachgeliefert und im Wasser ständig neu gelöst wird.

Aus den Analysenergebnissen des Sickerwassers ist eine hohe Ähnlichkeit mit dem Grundwasser zu erkennen, wobei jedoch deutliche Unterschiede in den einzelnen Bodenhorizonten auftreten. Die gravierendsten Unterschiede liegen in der hohen zeitlichen Variabilität der Nitratkonzentration im Sickerwasser, die von den Bewirtschaftungs- und Düngemaßnahmen sowie den biologischen Umsetzungsprozessen im Boden gesteuert wird. Natrium, Chlorid und auch Sulfat sind im Grundwasser in wesentlich höheren Anteilen enthalten als im Sickerwasser aus den ackerbaulich genutzten Flächen des Versuchsfeldes Wagna. Hier zeigt sich, daß eine direkte Ableitung der Grundwasserzusammensetzung eines bestimmten Standortes aus der Zusammensetzung des Sickerwassers nicht zulässig ist, da die Grundwasserqualität neben der Zusickerung über infiltrierendes Sickerwasser auch durch den horizontalen Zustrom von Grundwasser gesteuert wird. Die dominanten Ionen in allen Meßtiefen der ungesättigten Zone und auch im Grundwasser sind auf der Kationenseite Calcium und auf der Anionenseite Hydrogenkarbonat. Demgegenüber haben die Gehalte an Magnesium, Natrium und Kalium sowie an Chlorid nur untergeordnete Bedeutung. Aufgrund der landwirtschaftlich intensiven Nutzung ist der Gehalt an Nitrat im Sickerwasser mit Werten bis zu 2,5 meq/l bedeutungsvoll. Auffällig ist die Zunahme der Sulfatkonzentration mit zunehmender Meßtiefe. Die Tiefenprofile der hydrochemischen Zusammensetzung des Sickerwassers erklären sich aus der intensiven Landbewirtschaftung der beiden Versuchspartzellen. Mit dem Dünger werden Mineralstoffe an der Bodenoberfläche zugeführt, die durch den einsickernden Niederschlag tieferverlagert und in den Bereich der Hauptdurchwurzelungszone verfrachtet werden. Im Zuge dieses Transportes entnehmen die Pflanzen dem Sickerwasser Mineralstoffe, was zu einer deutlichen Verminderung der Mineralisierung der Sickerwässer in der Bodenzone führt. Durch die Wurzelatmung entsteht CO_2 , das in weiterer Folge bei Auftreffen des Sickerwassers auf die unterlagernden Kiese und Sande mit hohem karbonatischen Anteil zu verstärkter Lösungsaktivität führt. Die Mineralisierung nimmt ab dieser Grenze mit zunehmender Tiefe deutlich zu, wobei eine Zunahme von Calcium und Magnesium auf der Kationenseite und von Hydrogenkarbonat, Nitrat und Sulfat auf der Anionenseite erkennbar ist.

Da der Stickstoffgehalt der an der Bodenbildung beteiligten Ausgangsgesteine sehr gering ist, im Bereich der Bodenzone gerade dieser Nährstoff vielfachen Umwandlungsprozessen unterliegt, der Stickstoffbedarf der Pflanzen im Vergleich zu anderen Nährstoffen am höchsten ist – er bestimmt in erster Linie den Ertrag, Stickstoff aber auch zur Eutrophierung von Oberflächengewässern führen kann und Qualitätsprobleme bei der Verwendung von Grundwasser zur Trinkwasserversorgung verursacht, nimmt dieser Stoff eine besondere Stellung unter den Pflanzennährstoffen ein. Stickstoff unterliegt im Boden einem kontinuierlichen Kreislauf zwischen anorganischen und organischen N-Verbindungen. Dabei haben die Prozesse der Mineralisierung (Mobilisierung) und der Immobilisierung fundamentale Funktionen. Während der Großteil

der Prozesse des Stickstoffumsatzes in der Bodenzone – und hier überwiegend im belebten Wurzelraum – abläuft, ist hinsichtlich des Grundwasserschutzes die Frage der Stickstoffauswaschung aus dem Wurzelraum in Richtung Grundwasser von zentraler Bedeutung. Sie erfolgt zu einem überwiegenden Anteil als Nitrat, in leicht durchlässigen Sandböden auch als Ammonium. Der zeitliche Ablauf und das Ausmaß der N-Auswaschung hängen nicht nur von wenig beeinflussbaren Ursachen wie Klima und Bodenverhältnissen, sondern in erheblichem Umfang auch von Art und Intensität der Bodennutzung ab. Der jährliche Ablauf der N-Auswaschung ist in Zeit und Masse eng an den Verlauf der Grundwasserneubildung gekoppelt.

Aus den gemessenen Sickerwassermengen und den zugehörigen Nitratkonzentrationen läßt sich der Nitrat-N-Austrag aus der Wurzelzone der Fruchtfolgeparzelle der Forschungsstation Wagna im Meßzeitraum 1992 bis 1996 berechnen. Durch die zeitlich variable Sickerwassermenge und die stark differenzierte Nitratkonzentration im Sickerwasser sind naturgemäß auch die berechneten Austragsmengen von starker Heterogenität gekennzeichnet: Austragsfreie Monate stehen in enger Nachbarschaft zu den auftretenden maximalen Monatssummen. Auch die Jahresaustragsfrachten variieren stark. Die mittleren monatlichen Nitrat-N-Austragsfrachten zeigen ein deutliches Maximum in der Herbstmonaten November, Dezember und gegenüber den Sommermonaten erhöhte Werte auch im März und April. Das Mittel der fünfjährigen Beobachtungsphase ergibt einen jährlichen Nitrat-N-Austrag in das Grundwasser unter der Fruchtfolgeparzelle der Forschungsstation Wagna von etwa 90 kg/ha. Auf der Maismonokulturparzelle ist die Variabilität innerhalb der Einzelmonate deutlich geringer, dementsprechend sind auch die Jahresaustragsfrachten wesentlich homogener. Im Mittel der Periode 1992 bis 1996 erfolgte auf der Maismonokulturparzelle eine Jahresstickstoffauswaschung von nicht ganz 70 kg/ha. Entsprechend der Neubildungsverteilung liegt im Jahresverlauf das Maximum des Nitrat-N-Austrages in den Spätherbstmonaten November und Dezember.

Die hydrometeorologischen Rahmenbedingungen an der Forschungsstation Wagna im Beobachtungszeitraum 1992 bis 1996 spiegeln die Unmöglichkeit einer exakten Steuerung der Bewirtschaftung zum Zwecke des Grundwasserschutzes wider: Die hydrometeorologische Situation ist nur in einem üblichen Rahmen vorherzusehen, extreme Ereignisse können sich aber entscheidend auf die Stoffbilanz einer Kultur auswirken. Aus den Summenkurven des Nitrat-N-Austrages ist deutlich zu erkennen, daß unter den Rahmenbedingungen, wie sie von 1992 bis 1996 am Versuchsfeld Wagna herrschten, die Fruchtfolgevariante keine geringe Auswaschung von Stickstoff in Richtung Grundwasser bewirkte. Aufgrund der besseren Wasserspeicherung ist die Neubildung auf der Fruchtfolgeparzelle verringert, der höhere Humusgehalt und die Zufuhr organischen Materials über die winterharte Gründecke führt aber zu einer verstärkten Mineralisierung und damit zu höheren Austragskonzentrationen im Vergleich zur Maismonokulturparzelle. In Summe zeigt der Vergleich der beiden Varianten über einen Fruchtfolgezyklus (vier Jahre) praktisch identische Austragssummen.

Die Meßanordnung der Versuchsanlage in Wagna erlaubt es, die Entwicklung der Nitratkonzentration nach Tiefe und Zeit über die gesamte ungesättigte Zone zu erfassen. Folgt man der Literatur, so wird üblicherweise davon ausgegangen, daß die Mineralisation des Stickstoffes zu Nitrat im Oberboden vor sich geht und mit Erreichen der unterlagernden Schotter abgeschlossen ist. Dieser Vorstellung folgend müßten die Nitratkonzentrationen in den Bodenschichten am höchsten sein. Mit zunehmender Meßtiefe sollten sich Nitratkonzentrationen einstellen, die kleiner oder gleich den Konzentrationen an der Unterkante der Bodenauflage wären. Betrachtet man aber die Meß-

daten an der Station Wagna, so spiegeln diese ein gänzlich anderes Bild wider: Zwar werden in den obersten Bodenschichten hohe Nitratkonzentrationen erreicht, diese nehmen auch mit zunehmender Bodentiefe bis zur Unterkante der feinklastischen Bodenschichten signifikant ab, steigen aber mit weiter zunehmender Tiefe in den ungesättigten Sanden und Kiesen auf Werte größer als jene in den obersten Bodenschichten an. Der Vergleich der gemessenen Bromidverteilung nach Tiefe und Zeit mit der Nitratkonzentrationsverteilung zeigt, daß dieses Phänomen keinesfalls auf meßtechnische Probleme zurückgeführt werden kann. Die vom klassischen Bild eines Transportprozesses abweichenden Ergebnisse der Nitratmessungen führten zur Hypothese, daß im ungesättigten Sand-Kies-Bereich Mineralisations- und Nitrifikationsprozesse stattfinden, die zu einer zusätzlichen Nitratanreicherung führen. Erste Untersuchungen im Frühjahr 1995 deuteten darauf hin, daß neben Nitrat teilweise auch Ammonium und leicht lösliche organische Stoffe aus dem Oberboden ausgewaschen werden. Nach Verlagerung in tiefere Bodenschichten stehen diese Verbindungen im Sand-Kies-Horizont zur Verfügung und können dann in Gegenwart geeigneter Bedingungen in Nitrat übergeführt werden. Es handelt sich bei den ungesättigten Sanden und Kiesen des Leibnitzer Feldes keineswegs um unbelebten Mineralboden, sondern vielmehr um ein eigenes Ökosystem. Die Ergebnisse vergleichender mikrobiologischer und chemischer Untersuchungen in der ungesättigten Zone von verschiedenen Bodenstandorten des Leibnitzer Feldes ergaben, daß in jeder beprobten Tiefe Nitrifikationsprozesse nicht nur ablaufen können, sondern auch tatsächlich stattfinden.

Am Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt des Bundesamtes für Wasserwirtschaft wurde das Simulationsmodell STOTRASIM zur numerischen Beschreibung des Stickstoffkreislaufs einer landwirtschaftlich genutzten Fläche entwickelt und an dort verfügbarem Datenmaterial validiert. Das Modell STOTRASIM wurde anhand der Daten der Forschungsstation Wagna für die Verhältnisse des Leibnitzer Feldes kalibriert. In STOTRASIM wird die Stickstoffdynamik eines Bodenprofils in eindimensionaler vertikaler Richtung beschrieben, und es werden Tagesbilanzen des Stickstoffhaushaltes unter den vereinfachenden Annahmen berechnet, daß der Stickstofftransport im Boden zur Gänze an die Wasserbewegung gekoppelt ist, daß alle Stickstoffkomponenten im Boden in Nitrat umgewandelt werden, um Mobilität zu erlangen, daß eingeschränktes Pflanzenwachstum ausschließlich aus Wasser- oder Stickstoffmangel rührt und daß andere Fließkomponenten wie Makroporenfluß oder Interflow von vernachlässigbarer Bedeutung sind. Die Ergebnisse der Modellkalibration zeigen für beide Versuchsfelder eine ausgezeichnete Übereinstimmung sowohl in den absoluten Höhen als auch im zeitlichen Verlauf des Stickstoffaustrages. Simulationsrechnungen für Maismonokultur mit winterharter Gründেকে für den Zeitraum 1976 bis 1995 bei einem Bilanzierungszeitraum von 1982 bis 1995 ergeben bei einem mittleren Jahresniederschlag von 896 mm auf der Fruchtfolgeparzelle eine mittlere Grundwasserneubildungsrate von 242 mm/a. Für die Maismonokulturparzelle ergibt sich eine Sickerwassermenge von 331 mm/a. Das bessere Wasserspeichervermögen auf der Fruchtfolgeparzelle ergibt signifikant höhere Erträge. Bei gleichem Düngeraufwand und gleichem sonstigen Stickstoffimport wirkt sich die höhere Grundwasserneubildung – verbunden mit dem geringeren Ertrag und damit geringerer Ausschöpfung der Stickstoffreserven – in einem deutlich höheren Stickstoffverlust durch Auswaschung auf der rechten Lysimeterseite aus. Dementsprechend ist natürlich auch die mittlere Nitratkonzentration im Sickerwasser der weniger mächtigen Bodenform bei sonst gleichen Bewirtschaftungsbedingungen deutlich höher. Hinsichtlich der Grundwasserneubildung liegen im jahreszeitlichen Verlauf die Unterschiede vor allem in den Herbstmonaten, wo aufgrund des

geringeren Wasserspeichervermögens des seichteren Bodens die Neubildung wesentlich früher einsetzt. Die jahreszeitliche Verteilung des Stickstoffaustrages in Richtung Grundwasser zeigt auf der Bodenform mit geringmächtigem Feinboden das ganze Jahr deutlich höhere Werte als auf der tiefgründigeren Bodenform. Unter den hydrometeorologischen Rahmenbedingungen des Leibnitzer Feldes erscheint auf den Böden, die in etwa der Bodenform der Fruchtfolgeparzelle der Forschungsstation Wagna entsprechen, ein wirtschaftlicher Intensivackerbau unter Einhaltung von Trinkwassergrenzwerten denkbar, auf seichten Standorten kann die Einhaltung von Trinkwassergrenzwerten im Sickerwasser auch im langfristigen Mittel nur durch andere Nutzungsformen mit geringen Stickstoffausträgen gewährleistet werden. Da aber im Grundwasser eine Vermischung der einzelnen Neubildungskomponenten durch den horizontalen Transport erfolgt, tragen nichtlandwirtschaftliche Nutzungen, die ähnliche Neubildungsmengen garantieren, aber wesentlich geringere Stickstoffausträge erwarten lassen, zu einer Grundwasserqualität im westlichen Leibnitzer Feld bei, die die Nutzung des Grundwassers als Trinkwasser ohne größere Probleme ermöglicht.

Da für die Grundwassersituation in quantitativer und qualitativer Hinsicht nicht nur die Austräge aus landwirtschaftlichen Flächen, sondern auch die Neubildungsmengen und Stoffbefrachtungen aus anderen Nutzungsformen sowie der horizontale Transport des Grundwassers eine entscheidende Rolle spielen, ist es notwendig, die Ergebnisse der Forschungsstation Wagna in die Fläche zu übertragen. Als Testgebiet wurde der Würmterrassenkörper im südlichen Teil des westlichen Leibnitzer Feldes ausgewählt, da hier einerseits davon ausgegangen werden kann, daß die Forschungsstation Wagna dafür repräsentativen Charakter hat, andererseits für diesen Bereich umfangreiche grundwasserhydrologische Daten durch den Hydrographischen Dienst zur Verfügung stehen und Qualitätsdaten des Grundwassers im Rahmen der Wassergütererhebungsverordnung (WGEV) sowie durch die Trinkwasseruntersuchungen der Leibnitzerfeld Wasserversorgungs Ges.m.b.H und weiterer kommunaler Wasserversorgungsbrunnen erhoben werden. Für diesen Bereich ist es möglich sowohl die Menge als auch den zeitlichen Verlauf der Grundwasserneubildung aus infiltrierenden Niederschlägen aus den Grundwasserstandsganglinien abzuleiten. Zur Übertragung dieser prinzipiell punktförmigen Informationen auf größere Flächeneinheiten steht das Methodenspektrum der Geostatistik zur Verfügung, wodurch die Beschreibung der flächendeckenden regionalen Verteilung der Grundwasserneubildung allein aus einfach zu messenden Grundwasserstandsdaten möglich ist. Für den Bereich der landwirtschaftlich genutzten Flächen sind bei Kenntnis der Bodenverhältnisse und der Landnutzung unter Verwendung eines kalibrierten Bodenwasserhaushalts- und Nitrattransportmodelles Neubildung und Nitrat austrag für homogene Teilflächen berechenbar, wobei die Flächengewichtung für das Untersuchungsgebiet über ein GIS erfolgt. Geostatistische Verfahren erlauben auch die Bestimmung von Repräsentativgebieten für einzelne Grundwassermeßstellen, wodurch über eine GIS-basierte Flächengewichtung die Grundwasserneubildung aus nicht landwirtschaftlich genutzten Gebieten errechnet wird. Durch geostatistische Interpolation von Nitratmeßwerten aus dem Grundwasser kann die flächenhafte Nitratbelastung des Grundwassers und damit auch die mittlere Nitratkonzentration im Untersuchungsgebiet bestimmt werden. Zustromkonzentrationen von außen sind auch aus den vorliegenden Messungen ableitbar. Die Frage des Grundwasserzustromes von außen kann durch die Kalibration eines numerischen, stationären Grundwasserströmungsmodells geklärt werden. Sind die Wasser- und Stickstoffströme im Untersuchungsgebiet und deren Zustrom von außen bekannt, kann über eine einfache Mischungsgleichung für mittlere Zustände die Nitratkonzentration aus den nicht

landwirtschaftlich genutzten Gebieten abgeleitet werden. Wie aus diesem Ansatz ersichtlich, spielen geostatistische Methoden eine entscheidende Rolle für die Interpretation der Meßdaten. Auf die mathematischen Grundlagen wird in Kap. 5.2. näher eingegangen.

Der Einfluß der unterschiedlichen Einzeljahressummen auf die räumliche Struktur wurde bei der Erstellung der Variogramme und der daraus abzuleitenden Variogrammodelle diskutiert. In der räumlichen Verteilung der Grundwasserneubildung als Ergebnis der Interpolation der mittleren Jahressumme der Grundwasserneubildung des Zeitraumes 1992 bis 1995 (abgeleitet aus den Grundwasserstandsganglinien) sind drei deutlich unterschiedliche Bereiche erkennbar:

- der dicht verbaute Kernbereich von Leibnitz, Kaindorf a. d. Sulm und Wagna (dicht verbaute Siedlungskerne mit Regenwasserausleitung) sowie das Schutzgebiet der Brunnen Kaindorf (ganzjährige Begrünung) mit jährlichen Grundwasserneubildungsmengen von < 400 mm/a;
- der jüngere Siedlungsbereich im E von Kaindorf a. d. Sulm (Meteorwasserrückführung) übergehend in Richtung E zur Austufe der Mur mit jährlichen Neubildungsmengen von > 400 mm;
- der südlichste Bereich des Untersuchungsgebietes der Sulm-Austufe (eine geringere Mächtigkeit der ungesättigten Zone) mit Grundwasserneubildungssummen von > 400 mm/a.

In Summe zeigen die Auswertungen der räumlichen Verteilung der Jahressummen der Grundwasserneubildung aus infiltrierenden Niederschlägen eine grundlegende Struktur, die auf die Art der Landnutzung und deren Geschichte zurückgeführt werden kann. Diese generelle Struktur wird aber durch die Unstetigkeiten des jährlich sich wandelnden hydrometeorologischen Geschehens nicht nur in der Jahressumme, sondern auch in den räumlichen Verteilungsmustern gestört. Als Folgerung muß daher abgeleitet werden, daß für die weitere Untersuchung des Raum-Zeit-Verhaltens der Grundwasserneubildung im Untersuchungsgebiet nicht von einer regional einfachen und gleichbleibenden räumlichen Struktur ausgegangen werden darf, sondern daß neben der hochaufgelösten zeitlichen Entwicklung auch deren engräumige räumliche Variabilität näher betrachtet werden muß. Eine Möglichkeit dazu bietet die Untergliederung des Raumes in Teilbereiche, wobei das Zuordnungskriterium durch die existierenden Grundwasserstandsmeßstellen angenommen werden kann.

Zur Ermittlung von Grundwasserneubildung und Stickstofftransport unter ackerbaulich genutzten Flächen wurden die einzelnen Bodenformen der Österreichischen Bodenkarte – diese Karte liegt für das Untersuchungsgebiet für ackerbaulich genutzte Flächen als Aufnahmekarte im Maßstab 1 : 5000 vor – unter Zuhilfenahme der Informationen der Kartierung horizontweise in bodenphysikalische Kennwerte (z. B. Porenvolumen, Feldkapazität) umgesetzt. Anhand der Bewirtschaftungsdaten und der Klimadaten der Forschungsstation Wagna wurde das Bodenwasserhaushalts- und Nitrattransportmodell STOTRASIM für Maismonokultur, eine vierschlägige Fruchtfolgevariante mit 50 % Mais sowie Raps und Winterweizen mit Winterbegrünung und für Grünlandnutzung (intensiv und extensiv) kalibriert. Neben der Bodenformenverteilung ist die flächenhafte Verbreitung der unterschiedlichen Fruchtfolgen in der ackerbaulichen Nutzung für das Bodenwasserhaushaltsmodell eine entscheidende Größe. Anstelle einer wiederholten Detailkartierung wurden im Untersuchungsgebiet die Ableitung der Landnutzung aus den Ergebnissen einer Satellitenbilddauswertung für die Situation im September des Jahres 1995 durchgeführt. Die Auswertung zeigt eine ackerbaulich

landwirtschaftliche Nutzung auf etwa 50 %, woran die Maisanbauflächen mit fast der Hälfte beteiligt sind. Im nicht landwirtschaftlichen Bereich nehmen dicht verbaute Siedlungsbereiche eine ähnlich dominante Stellung ein. Die aus der Satellitenbildauswertung ermittelten landwirtschaftlichen Landnutzungsklassen wurden typischen Nutzungszyklen zugeordnet, für die auf der Basis der Bewirtschaftungsdaten im Bereich der Forschungsstation Wagna auch die entsprechenden Kalibrationsdaten für das Bodenwasserhaushaltsmodell zur Verfügung standen. Die flächengewichtete Umsetzung der Modellberechnungsergebnisse auf etwa 509 ha landwirtschaftlich genutzter Fläche (etwa 40 % der Gesamtfläche) im Untersuchungsgebiet ergibt für den Zeitraum 1. 8. 1992 bis 31. 12. 1995 eine mittlere Grundwasserneubildung von 1191 mm oder 340 mm/a. Die Nitratkonzentration im Sickerwasser wurde zu ca. 107 mg/l berechnet. Für die Bereiche nicht ackerbaulicher Nutzung wurde unter Zuhilfenahme der Hauptkomponentenanalyse und der geostatistischen Strukturanalyse den einzelnen Grundwasserstandsmessstellen Repräsentativbereiche zugeordnet und die aus der jeweiligen Grundwasserstandsganglinie abgeleitete Grundwasserneubildungsganglinie zur flächengewichteten Erfassung der Grundwasseranreicherung aus nicht ackerbaulich genutzten Flächen verwendet. Für den Zeitraum 1. 8. 1992 bis 31.12. 1995 ergibt sich für die nicht ackerbaulich genutzte Fläche von etwa 750 ha (etwa 60 % der Gesamtfläche) eine Neubildungshöhe von 1386 mm, entsprechend einer über die Fläche gemittelten jährlichen Grundwasserneubildung von fast 400 mm. Eine Möglichkeit, die mittlere Austragskonzentration aus den nicht landwirtschaftlich genutzten Flächen im mehrjährigen Mittel abzuschätzen, bietet ein einfaches Mischungsmodell. Dabei kann die Nitratkonzentration der Grundwasserneubildung aus den nicht landwirtschaftlich genutzten Flächen nach (Gl. 53) berechnet werden. Die Parameter der Gleichung werden einerseits aus den Ergebnissen der Bodenwasserhaushaltsmodellierung, andererseits aus den Meßdaten im Grundwasserbereich sowie den Ergebnissen eines stationär kalibrierten Grundwasserströmungsmodells entnommen. Die Nitratkonzentration aus den nicht-ackerbaulichen Nutzungsformen muß demnach im Mittel der Jahre 1992 bis 1995 bei etwa 25 mg/l gelegen haben, um die mittlere Nitratkonzentration des Grundwassers von 53 mg/l zu erreichen. Die Ergebnisse dieser Modellrechnungen wurden anhand von Flächenverteilungen in den 70er Jahren verifiziert und aufgrund von Plausibilitätsüberlegungen unter Heranziehung von Meßergebnissen an nicht ackerbaulich genutzten Flächen hinterfragt. Die berechnete Austragskonzentration von Nitrat aus nicht landwirtschaftlich genutzten Bereichen von 25 mg/l stellt eher eine Über- als eine Unterschätzung dar, zumal die Annahmen für die landwirtschaftlich genutzten Flächen von den relativ geringen Düngeraufwandsmengen, wie sie an der Versuchstation Wagna gefahren werden, ausgehen. Vermutlich ist die Austragskonzentration aus der ackerbaulichen Bewirtschaftung (107 mg/l) unter den Boden- und Nutzungsverhältnissen im Untersuchungsgebiet eher unter- denn überschätzt.

Variantensimulationen mittels des Mischungsmodells ergaben, daß unter der Annahme einer weiteren Reduktion der landwirtschaftlichen Nutzfläche auf ein Drittel der Gesamtfläche mit einer mittleren Nitratkonzentration von 50 mg/l im Grundwasser zu rechnen ist. Sollte es bei der bestehenden Flächenrelation gelingen, die Austragskonzentration aus der landwirtschaftlichen Nutzung auf 90 mg/l zu senken, womit auch eine Reduktion der Konzentration von Nitrat im zuströmenden Grundwasser auf 40 mg/l verbunden wäre, so kann langfristig mit einer Nitratkonzentration im Grundwasser von 45 mg/l gerechnet werden. Wie jüngste Modellrechnungen gerade auf den hoch austragsgefährdeten seichten Böden über Schotter zeigen, ist dieses Ziel durch Verminderung der Düngung unter „ökonomisch sinnvollen“ Rahmenbedingungen für

die Landwirtschaft praktisch nicht mehr erreichbar. Ein Szenario, das von der Annahme ausgeht, daß die Reduktion der landwirtschaftlichen Nutzfläche auf 33 % mit einer Reduktion der Austragskonzentration aus der Landwirtschaft und damit der Grundwasserzustromkonzentration gekoppelt werden kann, läßt eine mittlere Nitratkonzentration im Grundwasser von 42 mg/l erwarten. Kann bei dieser Flächenverteilung aufgrund von Maßnahmen im nichtlandwirtschaftlichen Bereich die Grundwasserzustromkonzentration aus oberstrom auf 30 mg abgesenkt werden, läßt dieses Maßnahmenbündel langfristig eine mittlere Nitratkonzentration im Grundwasser des Untersuchungsgebietes von < 40 mg/l erwarten. Es zeigt sich, daß die Verringerung der Nitratkonzentration bis auf einen Wert von 53 mg/l im wesentlichen durch Maßnahmen seitens der Landwirtschaft und die Einrichtung von Schutz- und Schongebieten sowie der natürlichen Entwicklung der Untersuchungsregion zu bewerkstelligen war, wogegen für eine weitere Abnahme bis in einen Bereich der gesichert und langfristig unterhalb des Grundwasserswellenwertes von 45 mg/l zu liegen kommt, in immer stärkerem Ausmaß eine Kombination von Maßnahmen der Bereiche Wasserwirtschaft, Raumordnung und Landwirtschaft eingesetzt werden müssen, um die Trinkwasserqualität im Grundwasser des Leibnitzer Feldes auch in Zukunft sicherstellen zu können.

Basierend auf intensiven Untersuchungsergebnissen an wenigen ausgewählten Standorten und der Regionalisierung der Ergebnisse durch die Verknüpfung von Methoden aus verschiedenen wissenschaftlichen Disziplinen war es möglich, die Bedeutung der ungesättigten Zone für den Schutz des Grundwassers in einem regionalen Maßstab zu dokumentieren. Es zeigte sich deutlich, daß der Weg der numerischen Modellierung von Wasserbewegungs- und Stofftransportprozessen in der ungesättigten und gesättigten Zone eines Aquifers die Möglichkeit bietet, quantitative Prognosen über die Auswirkung unterschiedlicher Maßnahmen auf das Gesamtsystem zu erstellen. Gerade in der Modellbildung zeigte sich aber sowohl im Bereich der Modellerstellung als auch der Parametergewinnung noch ein deutlicher Forschungsbedarf. Dieser liegt für quartäre Tallandschaften ähnlich dem Leibnitzer Feld in der Erfassung der Grundwasserneubildung aus nicht ackerbaulich genutzten Bereichen, dem zugehörigen Stoffaustausch, einer flächenhaften Parametrisierung von Bodenwasserhaushalts- und Stofftransportmodellen der ungesättigten Zone unter Berücksichtigung von präferentiellen Fließwegen und in einer notwendigen dreidimensionalen Koppelung der Modelle in der ungesättigten und gesättigten Zone.

Gerade die hier angestellten Auswertungen zeigen aber auch, daß die Entwicklung von Problemlösungsansätzen im Grundwasserschutz intensiver geographisch-interdisziplinärer Forschung bedarf. Eine enge Verflechtung von physisch- mit human-geographischen Faktoren führt im Konnex mit mathematisch-technischen Ansätzen zu Ergebnissen, die der Verwaltung die Möglichkeit bieten, die rechtlichen Rahmenbedingungen der unterschiedlichen Raumnutzung exakter zu definieren. Die Forschungsergebnisse erlauben es uns, die natürliche Ressource Grundwasser nachhaltig zu erhalten und auch unseren Nachkommen eine hervorragende Qualität der Wasserversorgung zu sichern.

Die wasserungesättigten Deckschichten über seichtliegenden geringmächtigen Aquiferen haben für den Schutz des Grundwassers entscheidende Bedeutung, wobei durch die homogene Ausprägung der natürlich gelagerten Kiese und Sande diesen eine wesentlich höhere Bedeutung zukommt, als bis dato angenommen.

Hinsichtlich der Nutzung von Flächen in Brunneneinzugsgebieten muß die Vorstellung, daß eine landwirtschaftliche Intensivnutzung die Qualität des Grundwassers

sichert, für die seichtgründigen und gut durchlässigen Standorte der Tallandschaften im S der Steiermark revidiert werden. Ausschließlich eine Extensivierung der Landwirtschaft, die Schaffung von Grundwasservorsorgeflächen und eine entsprechende Bewertung nichtlandwirtschaftlicher Nutzungsformen werden es zulassen, geringmächtige und seichtliegende Aquifere, deren Grundwasser durch infiltrierende Niederschläge vorzugsweise erneuert wird, für die Versorgung der Bevölkerung mit Trinkwasser höchster Qualität zu sichern. Besondere Bedeutung kommt dabei der Bewertung unterschiedlicher Standorteigenschaften auf der einen Seite, der Bewertung der Grundwasserqualität im gesamten hydrologischen System auf der anderen Seite zu.

Literatur

- AG BODENKUNDE (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung.– 4. Aufl., Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und den Geologischen Landesämtern in der Bundesrepublik Deutschland, Hannover.
- AMT DER STEIERMÄRKISCHEN LANDESREGIERUNG (1989): Systematische Erfassung der Grundwasserhältnisse in der Steiermark durch die Hydrographische Landesabteilung.– 168 S., Graz.
- ARBEITSKREIS GRUNDWASSERNEUBILDUNG DER FACHSEKTION HYDROGEOLOGIE DER DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT (1977): Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate.– Geologisches Jahrbuch, Reihe C, 19, 98 S., Hannover (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- BAHR, R. & U. WITTKÖTTER (1973): Kontamination des Grundwassers aus Rückständen der landwirtschaftlichen Bodennutzung. N-Austrag in Versuchseinrichtungen der LIB/NW.– Z. dt. geol. Ges., 124, 425–433, Hannover.
- BEHRENS, H. & K.-P. SEILER (1982): Beziehungen zwischen der Dispersivität und der Länge des Fließweges des Grundwassers nach Geländeversuchen in den fluvioglazialen Kiesen des oberen Loisachtales (Oberau) und von Dornach (Münchener Schotterebene).– GSF-Ber., R. 250, 323–330, München.
- BEHRENS, H., R. BENISCHKE, M. BRICELJ, T. HARJUM, W. KASS, G. KOSI, H.-P. LEDITZKY, CH. LEIBUNDGUT, P. MALOSZEWSKI, V. MAURIN, V. RAJNER, D. RANK, B. REICHERT, H. STADLER, W. STICHLER, P. TRIMBORN, H. ZOJER & M. ZUPAN (1992): Investigations with Natural and Artificial Tracers in the Karst Aquifer of the Lurbach System (Peggau–Tanneben–Semriach, Austria).– In: ASSOCIATION OF TRACER HYDROLOGY (ATH) (Ed., 1992): Transport Phenomena in Different Aquifers (Investigations 1987–1992), 6th International Symposium on Water Tracing (Karlsruhe 1992).– Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 43, 9–158, Graz.
- BENDER, F. (Hrsg., 1984): Geologie der Kohlenwasserstoffe, Hydrogeologie, Ingenieurgeologie, Angewandte Geowissenschaften in Raumplanung und Umweltschutz.– Angewandte Geowissenschaften, Bd. III, 674 S., Stuttgart (Enke).
- BENISCHKE, R., J. FANK & A. LEITNER (1991): Groundwater tracing experiment 1991 Haslacher Au.– Evaluation.– Vorlesung und Übung beim PGTC 1991, TU Graz.
- BERNHART, A. (1998): Modelle als Instrument der Grundwasserbewirtschaftung – rechtliche Aspekte und Rahmenbedingungen.– In: BUNDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (Hrsg., 1998): Modelle für die gesättigte und ungesättigte Bodenzone.– Schriftenreihe des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, 7, 66–74, Wien.
- BERNHART, L. (1973): Wasserversorgung aus dem Leibnitzer Feld.– Berichte der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung, 1973/24, 124 S., Amt der Steiermärkischen Landesregierung, Graz.
- BÖCKLE, R., U. ROHMANN & H. SONTHEIMER (1984): Die Bedeutung eines natürlichen Nitratabbaues im Untergrund für die Grundwasserqualität und dessen Nachweis mit Hilfe eines einfachen Verfahrens zur Bestimmung der Stickstoffkonzentration in Grundwässern.– Vom Wasser, 62, 25–37, Weinheim.
- BOSSHART, U. (1985): Einfluß der Stickstoffdüngung und der landwirtschaftlichen Bewirtschaftungsweise auf die Nitratauswaschung ins Grundwasser (am Beispiel Naturlabor Buechberg SH).– Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie, 32, 1–107, Bern.

- BOWMAN, R. S. (1984): Evaluation of some new tracers for soil water studies.– Soil Sci. Soc. Am., J. 48, 987–993, Baltimore.
- BROOKS, R. H. & A. T. COREY (1966): Properties of porous media affecting fluid flow.– J. Irrig. Div., 92 (IR2), 61–88, American Society of Civil Engineers, New York.
- BRUMM, A. (1991): Untersuchungen zum Transportverhalten von gelösten anorganischen Gülleinhaltsstoffen in wassergesättigtem Sand.– Meyniana, 43, 33–57, Kiel.
- BRUTSAERT, W. H. (1982): Evaporation in the Atmosphere. Theory, History and Applications.– 309 S., Dordrecht (D. Reidl Publ. Comp.).
- BUNDESAMT FÜR GEOWISSENSCHAFT UND GEOLOGISCHE LANDESÄMTER DER BRD (Hrsg., 1982): Bodenkundliche Kartieranleitung.– Hannover.
- BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT (Hrsg., 1974a): Österreichische Bodenkartierung – Bodenkarte 1 : 25 000 – Kartierungsbereich Leibnitz, Steiermark.– Wien.
- BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT (Hrsg., 1974b): Österreichische Bodenkartierung – Erläuterungen zur Bodenkarte 1 : 25 000 – Kartierungsbereich Leibnitz, Steiermark.– 231 S., Wien.
- BURDINE, N. T. (1953): Relative permeability calculations from pore-size distribution data.– Petrol. Trans., 198, 71–77, Am. Inst. Min. Eng.
- CEPUDER, P. (1993): Versuchsergebnisse von Kleinlysimetern an unterschiedlichen Standorten.– Bericht der BAL über die 3. Gumpensteiner Lysimetertagung „Lysimeter und ihre Hilfe zur umweltschonenden Bewirtschaftung landwirtschaftlicher Nutzflächen“, 35–48, Gumpenstein.
- CEPUDER, P. & H. SUPPERSBERG (1991): Erfahrungen mit der Lysimeteranlage Gross-Enzersdorf.– Bericht der BAL über die Lysimetertagung „Art der Sickerwassergewinnung und Ergebnisinterpretation“, 25–35, Gumpenstein.
- CHOISNEL, E., O. DE VILLELE & F. LACROZE (1990): Rapport Final - Une approche uniformisée du calcul de l'évapotranspiration potentielle pour l'ensemble des pays de la Communauté Européenne.– Direction de la Météorologie Nationale, 69 pp + Appendix, Paris.
- CLARK, I. (1979): Practical Geostatistics.– 129 S., London (Applied Science Publisher).
- CRESSIE, N. (1992): Statistics for spatial data.– 900 S., New York/Chichester (John Wiley and Sons).
- DAVIS, S. N., D. J. CAMPBELL, H. W. BENTLEY & T. J. FLYNN (1985): Ground water tracers.– Nat. Water Well Ass. (Hrsg.), 200 S., Worthington, Ohio.
- DEUTSCH, C. V. & A. G. JOURNEL (1992): GSLIB-Geostatistical Software Library and User's Guide.– 340 S., New York (Oxford University Press).
- DEUTSCHER WETTERDIENST (1976): Aspirations-Psychrometer-Tafeln.– Braunschweig (Vieweg & Sohn Verlagsgesellschaft m.b.H.).
- DOBESCH, H. (1993): The Estimation of Areal Evapotranspiration Using Certain Land Surface Informations.– WMO Proc. Sympos. on Precipitation and Evaporation, Bratislava.
- DOBESCH, H. (1995): Gebietsverdunstung unter Berücksichtigung des Bodenwasserhaushaltes im Leibnitzer Feld.– Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft, 47 (7/8) 135–141, Wien/New York (Springer).
- DOBESCH, H. & E. KOCH (1992): MARGRID an areal evaporation model for operational use in the Austrian agrometeorological service.– Proc. of Conf. on Met. for Agriculture, 61–65, Ljubljana.
- DOMMERMUTH, H. & W. TRAMPF (1995): Potentielle und tatsächliche Evapotranspiration, Bodenfeuchte und Wasserstreßindex.– In: DEUTSCHER WETTERDIENST (1995): Daten zu Bodenwasserhaushalt in Deutschland.– Offenbach/Main (Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes).
- DOORENBOS, J. & W. O. PRUITT (1977): Crop water requirements.– FAO Irrigation and Drainage Paper 24, Rom.
- DREHER, J. E., F. PRAMBERGER & H. REZABEK, (1985): Faktorenanalyse – eine Möglichkeit zur Ermittlung hydrographisch ähnlicher Bereiche in einem Grundwassergebiet.– Mitteilungsblatt des hydrographischen Dienstes in Österreich, 54, 1–12, Wien.
- DVWK (1984): Berechnungsbedürftigkeit – Beregnungsbedarf.– DVWK-Merkblätter, 205, Hamburg/Berlin (Paul Parey Verlag).
- EGGENFELLNER, M. (1994): Wasserhaushalt und Stickstofftransport in einem tiefgründigen und seichtgründigen Boden im Leibnitzer Feld.– Unveröff. Diplomarbeit, BOKU, Wien.
- EICHINGER, L., B. MERKEL, G. NEMETH, J. SALVAMOSER & W. STICHLER (1984): Seepage Velocity Determinations in Unsaturated Quaternary Gravel.– Proc. Int. Symposium RIZA, 1, 303–313, München.

- EINSELE, G. (1975): Eichung von Grundwasser-Ganglinien zur Bestimmung der Grundwasserneubildung und des Grundwasserabflusses.– Z. dt. geol. Ges., 126, 293–315, Hannover.
- EISENHUT, M. (1971): Die Bodenbedeckung des Murtales zwischen Wildon und Staatsgrenze.– Berichte der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung, 1971/20, Amt der Steiermärkischen Landesregierung, Graz.
- EISENHUT, M. (1990): Auswertung der Österreichischen Bodenkarte 1 : 25 000 für die Ermittlung der Nitrataustragsgefährdung von Böden.– Bericht 5, Bundesanstalt für Bodenkunde, Wien.
- EISENHUT, M., J. FANK & P. RAMSPACHER (1992): Einfluß der Bodenbewirtschaftung auf die Temperaturverhältnisse in der ungesättigten Zone am Beispiel der Lysimeteranlage Wagna (Steiermark, Österreich).– Mitt. d. Österr. Bodenkundlichen Gesellschaft, H. 45, 25–44, Wien.
- FABIANI, E. (1971): Die Terrassen des Murtales zwischen Wildon und der Staatsgrenze mit Erläuterungen zur geologischen Grundkarte.– In: FABIANI, E. & M. EISENHUT (1971): Bodenbedeckung und Terrassen des Murtales zwischen Wildon und der Staatsgrenze.– Berichte der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung, 1971/20, 7–74, Amt der Steiermärkischen Landesregierung, Graz.
- FABIANI, E. (1973): Die Grundwasserverhältnisse im nordöstlichen Leibnitzer Feld.– In: BERNHART, L., E. FABIANI, M. EISENHUT, F. WEBER, E. P. NEMECEK, Th. GLANZ, W. WESSIAK, H. ERTL & H. SCHWINGHAMMER (1973): Grundwasseruntersuchungen im nordöstlichen Leibnitzer Feld.– Berichte der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung, 1973/23, 135–215, Amt der Steiermärkischen Landesregierung, Graz.
- FANK, J. (1989): Hydrogeologisches Gutachten über die Möglichkeit der Nutzung eines Brunnens in der Leibnitzer Sulmaue zur Trinkwasserversorgung.– Unveröff. Bericht, Institut für Geothermie und Hydrogeologie, Forschungsgesellschaft Joanneum, Graz.
- FANK, J. (1995): Wasserbewegung und Stofftransport in Lockersedimenten des Leibnitzer Feldes.– Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft, 47 (7/8), 174–180, Wien/New York (Springer).
- FANK, J. (1996): Hydrogeologische Rahmenbedingungen, meßtechnische Voraussetzungen und Ergebnisse der bisherigen Untersuchungen zur Frage der Stoffdynamik.– Bericht der BAL über die 6. Gumpensteiner Lysimetertagung „Lysimeter im Dienste des Grundwasserschutzes“, 59–64, Gumpenstein.
- FANK, J. (1997): Abschätzung der Grundwasserneubildung aus dem zeitlichen Verlauf des Grundwasserspiegels.– Hilmar Zetinigg Festschrift zum 60. Geburtstag/Berichte der wasserwirtschaftlichen Planung, 81, 227–243, Graz.
- FANK, J. (1998a): Erfassung von Wasserbewegung und Stofftransport in der ungesättigten Zone durch tracer- und isopenhydrologische Untersuchungen.– Wiener Mitteilungen, Wasser – Abwasser – Gewässer, ÖWAV Seminar „Grundwasserdynamik“, 148, 171–195, Wien.
- FANK, J. (1998b): Grundwasserströmungs- und Nitrattransportmodell für das westliche Leibnitzer Feld.– In: BUNDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (Hrsg., 1998): Modelle für die gesättigte und ungesättigte Bodenzone.– Schriftenreihe des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, 7, 131–154, Wien.
- FANK, J. (1998c): Raumnutzung und Grundwasserschutz im Leibnitzer Feld. Nutzungskonzept Schottergewinnung aus hydrogeologischer Sicht.– Unveröff. Bericht, 24 S., Institut für Hydrogeologie und Geothermie, JOANNEUM RESEARCH, Graz.
- FANK, J., T. HARUM, H.-P. LEDITZKY, B. STROMBERGER & H. ZOJER (1989): Nitratbelastung des Grundwassers im nordöstlichen Leibnitzer Feld.– Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 40, 5–48, Graz.
- FANK, J., P. RAMSPACHER & H. ZOJER (1991): Die kombinierte Lysimeteranlage Wagna.– Bericht der BAL über die Lysimetertagung „Art der Sickerwassergewinnung und Ergebnisinterpretation“, 55–62, Gumpenstein.
- FANK, J., A. JAWECKY, H. P. NACHTNEBEL & H. ZOJER (1993): Hydrogeologie und Grundwassermodell des Leibnitzer Feldes.– Berichte der wasserwirtschaftlichen Planung, 74/I und 74/II, 1–255, Anhang A–I, 90 Abb., 119 Tab., 35 Kartenbeilagen, Amt der Steiermärkischen Landesregierung – Wasserwirtschaft und Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft – Wasserwirtschaftskataster, Graz, Wien.
- FANK, J., W. GRUBER, F. REININGER & W. TRETNAK (1994): Die Messung von O₂ im Sickerwasser als Parameter zur Erfassung von bio- und hydrochemischen Umwandlungsprozessen.– Bericht

- der BAL über die 5. Lysimetertagung „Stofftransport und Stoffbilanz in der ungesättigten Zone“, 141–146, Gumpenstein.
- FANK, J. & T. HARUM (1994): Solute transport and water movement in the unsaturated zone of a gravel filled valley: tracer investigations under different cultivation types.– In: SOVERI, J. & T. SUOKKO (Eds., 1994): Future Groundwater Resources at Risk (Proceedings of the Helsinki Conference, June 1994).– IAHS Publ., 222, 341–354, Great Yarmouth (Galliard Ltd).
- FANK, J. & A. LEIS (1995): Untersuchungen zur Stickstoffdynamik in unterschiedlichen Tiefenbereichen der ungesättigten Zone des Leibnitzer Feldes am Beispiel der Lysimeteranlage in Wagna.– Bericht der BAL über die 5. Lysimetertagung „Stofftransport und Stoffbilanz in der ungesättigten Zone“, 25–27, Gumpenstein.
- FANK, J. & K. FUCHS (1996): Ein Verfahren zur Optimierung bestehender Grundwasserstandsmeßstellennetze erarbeitet am Beispiel des Leibnitzer Feldes (Steiermark, Österreich).– Beitr. z. Hydrogeologie, 47, 7–54, Graz.
- FANK, J. & F. FEICHTINGER (1998): Grundwasserneubildung und Nitrataustrag auf typischen Bodenformen der Süd- und Südoststeiermark – Modellberechnung STOTRASIM.– Unveröff. Bericht, Institut für Hydrogeologie und Geothermie, JOANNEUM RESEARCH, Graz.
- FANK, J., W. POLTNIK, G. ROCK & E. STENITZER (1998): Wasserwirtschaftliche Rahmenuntersuchung Salzach – Grundwassersimulation (Endbericht).– Unveröff. Bericht, 139 S., Institut für Hydrogeologie und Geothermie der JOANNEUM RESEARCH, Graz, und Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, Petzenkirchen.
- FAO (1991): Report on the Expert Consultation on Revision of FAO Methodologies for Crop Water Requirements.– United Nations/Rom.
- FEDDES, R., P. KABAT, P. BAKEL, J. BRONSWIJK & J. HALBERTSMA (1988): Modelling soil water dynamics in the unsaturated zone – state of art.– J. Hydrol., 100, 69–111, Amsterdam.
- FEICHTINGER, F. (1992): Erste Erfahrungen beim Einsatz eines modifizierten Feldlysimeters.– Bericht der BAL über die 2. Gumpensteiner Lysimetertagung „Praktische Ergebnisse aus der Arbeit mit Lysimetern“, 59–62, Gumpenstein.
- FEICHTINGER, F. (1995): Landwirtschaftliche Nutzungsszenarien im Marchfeld aus wasserwirtschaftlicher Sicht.– In: BUNDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (Hrsg., 1995): Gewässerträgliche Landwirtschaft, Konsequenzen für die Land-, Forst- und Wasserwirtschaft.– Schriftenreihe des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, 1, 196–215, Wien.
- FEICHTINGER, F. (1997): Bericht über die Parametrisierung der stickstoffbezogenen Inputdaten und Stofftransportkennwerte für die Simulation mit STOTRASIM für 24 Bodenformen einer bodenkundlichen Detailkartierung aus dem Leibnitzer Feld.– Unveröff. Bericht, 21 S., Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt, Petzenkirchen.
- FEICHTINGER, F. (1998a): STOTRASIM – Ein Modell zur Simulation der Stickstoffdynamik in der ungesättigten Zone eines Ackerstandortes.– In: BUNDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (Hrsg., 1998): Modelle für die gesättigte und ungesättigte Bodenzone.– Schriftenreihe des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, 7, 14–41, Wien.
- FEICHTINGER, F. (1998b): Simulationsrechnungen zur Auswirkung unterschiedlicher landwirtschaftlicher Maßnahmen auf den Nitrataustrag.– In: BUNDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (Hrsg., 1998): Modelle für die gesättigte und ungesättigte Bodenzone.– Schriftenreihe des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, 7, 75–88, Wien.
- FESSLER, H. (1981): Auswirkungen des Kraftwerksbaues Obervogau auf das Grundwasser.– Berichte der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung, 1981/55, 75. S., Amt der Steiermärkischen Landesregierung, Graz.
- FESSLER, H. (1985): Auswirkungen des Kraftwerksbaues Spielfeld auf das Grundwasser.– Berichte der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung, 1985/67, Amt der Steiermärkischen Landesregierung, Graz.
- FLURY, B. & H. RIEDWYL, (1983): Angewandte multivariate Statistik.– 187 S., Stuttgart/New York (Gustav Fischer Verlag).
- FRANKE, R. (1982): Scattered Data Interpolation. Test of some Methods.– Mathematics of Computations, 33 (155), 181–200, Providence.
- FREDE, H.-G., P. HUGENROTH & B. MEYER (1978): Eine Grundwasser-Lysimeteranlage zur Erfassung der Boden-Wasserhaushaltsbilanz und pflanzlichen Wasserversorgung bei unter-

- schiedlichem Grundwasserstand.– Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, 26, 83–92, Hannover.
- FRIEBE, J. G. (1990): Lithostratigraphische Neugliederung und Sedimentologie der Ablagerungen des Badenium (Miozän) um die Mittelsteirische Schwelle (Steirisches Becken, Österreich).– Jb. Geol. B.-A., 133/2, 223–257, Wien.
- FRIEDRICH, W. & H. FRANZEN (1960): Ein neuer Versickerungsmesser (Lysimeter).– Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 4, 105–111, Koblenz/Rhein.
- FUCHS, K. (1995): Statistische Methoden zur Strukturanalyse Raum-/Zeitbezogener Umweltdaten.– Diss. TU Graz, 107 S., Graz.
- FUCHS, K. & M. HUSSAIN (1994): Geostatistik und Zeitreihen am Beispiel der Grundwasserspiegel-lage.– Grazer Mathem. Berichte, 324, 57–64, Graz.
- FUCHS, K., M. HUSSAIN & J. FANK, (1995): Optimization of an observation well network for monitoring groundwater level using statistical methods.– In: KOVAR, P. (Ed., 1995): Groundwater Quality: Remediation and Protection (Proceedings of the Prague Conference, May 1995).– IAHS Publ., No. 225, 211–219, Great Yarmouth (Galliard Ltd).
- FURRER, J. (1984): Nitratbelastung des Grundwassers durch die Landwirtschaft.– Schriftenreihe des Österreichischen Wasserwirtschaftsverbandes, 61, 71–103, Wien.
- GOLDEN SOFTWARE, INC. (1994): SURFER for Windows. Users's Guide.– 546 S., Golden, Colorado.
- GROSSMANN, J., R. KLOSS & P. UDLUFT (1990): Variabilität der Sickerwasserqualität – Ergebnisse von Saugsondenmessungen.– Hydrogeologie und Umwelt, 2, 59–111, Würzburg.
- HAUDE, W. (1955): Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise.– Mitt. Dt. Wetterdienst, 11, 1–24, Bad Kissingen.
- HEGE, U. (1991): Nitratbelastung des Sickerwassers in Abhängigkeit von der landwirtschaftlichen Bodennutzung.– Bericht der BAL über die Lysimetertagung „Art der Sickerwassergewinnung und Ergebnisinterpretation“, 37–45, Gumpenstein.
- HEGE, U. & R. BRANDHUBER (1990): Nitratbelastung des Sickerwassers bei intensivem Ackerbau.– VDLUFA Kongressband 1990, 21–216, Darmstadt.
- ISAAKS, E. H. & R. M. SRIVASTAVA, (1989): An Introduction to Applied Geostatistics.– 561 S., New York (Oxford University Press).
- JENSEN, M. E., R. D. BURMAN & R. G. ALLEN (Eds., 1990): Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements.– ASCE-Manuals and Reports on Engineering Practices, No. 70, American Society of Civil Engineers, New York.
- JORDAN, H. & H. J. WEDER (1988): Hydrogeologie.– 444 S., Leipzig (VEB).
- JOURNEL, A. G. (1980): The lognormal approach to predicting local distributions of selective mining unit grades.– Mathematical Geology, 12 (4), 285–303, New York.
- JOURNEL, A. G. (1983): Non parametric estimation of spatial distributions.– Mathematical Geology, 15 (3), 445–468, New York.
- JOURNEL, A. G., & Ch. J. HUIJBREGTS (1978): Mining Geostatistics.– 600 S., London/New York (Academic Press).
- KÄSS, W. (1964): Die unmittelbare Bestimmung von Uranin-Spuren bei Färbversuchen.– Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, N.F., 15/16, 37–65, Graz.
- KÄSS, W. (1965): Erfahrungen bei Färbversuchen mit Uranin.– Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, N.F., 17, 21–65, Graz.
- KÄSS, W. (1992): Geohydrologische Markierungstechnik.– Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 9, 519 S., Berlin/Stuttgart (Borntäger).
- KLAGHOFER, E. (1991a): Bodenphysikalische Aspekte bei der Erfassung von gelösten Stoffen mit Hilfe von Lysimetern.– Bericht der BAL über die Lysimetertagung „Art der Sickerwassergewinnung und Ergebnisinterpretation“, 19–23, Gumpenstein.
- KLAGHOFER, E. (1991b): Grundwasserbelastungen durch flächenhafte Nitratreinträge.– In: BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT (Hrsg., 1991): Grundwassersanierung und Nitrat – Wasserwirtschaftliche Fachtage 1991, Sonderausgabe der Zeitschrift „Förderungs-dienst“.– 29–42, Wien.
- KLAGHOFER, E. (1998): Zur Frage der Problematik von Wasser- und Stoffflüssen im Bereich des Bodenswassers und Grundwassers.– In: BUNDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (Hrsg., 1998): Modelle für die gesättigte und ungesättigte Bodenzone.– Schriftenreihe des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, 7, 1–13, Wien.

- KLOTZ, D. & K.-P. SEILER (1980): Labor- und Geländeversuche zur Ausbreitung konservativer Tracer in fluvioglazialen Kiesen von Oberbayern.– GSF-Ber., R. 250, 74–89, München.
- KÖHNLEIN, J. & M. ÖHRING (1965): Zur Problematik der Wasserbewegung in Ackerkrumenlysimetern.– Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, 109, 1–17, Weinheim.
- KRIGE, D. A. (1951): A statistical approach to some mine valuation and allied problems on the Witwatersrad.– Unpublished master thesis, university of Witwatersrad, Witwaters.
- KÜPPER, T. (1984): STEG Kraftwerk Lebring; Hydrogeologie I.– Unveröff. Bericht, Geotechnisches Institut, Bern.
- LEE, D. T. & B. J. SCHACHTER, (1980): Two Algorithms for Constructing a Delaunay Triangulation.– Journal of Computer and System Sciences, 9 (3), 219–242, New York.
- LEIS, A. (1996): Sickerwasser und Bodenuntersuchungen zur Tiefenverteilung wasserlöslicher organischer Substanzen in der ungesättigten Zone des Leibnitzer Feldes.– Bericht der BAL über die 6. Gumpensteiner Lysimetertagung „Lysimeter im Dienste des Grundwasserschutzes“ 65–70, Gumpenstein.
- LEIS, A. (1998): Mikrobiologische und chemische Untersuchungen in der ungesättigten Zone von sechs verschiedenen Bodenstandorten des Leibnitzer Feldes.– In: BUNDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (Hrsg., 1998): Modelle für die gesättigte und ungesättigte Bodenzone.– Schriftenreihe des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, 7, 118–130, Wien.
- LEIS, A. & A. STUHLBACHER (1997): Vergleichende mikrobiologische und chemische Untersuchungen in der ungesättigten Zone von verschiedenen Bodenstandorten des Leibnitzer Feldes – erste Ergebnisse.– Bericht der BAL über die 7. Gumpensteiner Lysimetertagung „Lysimeter und nachhaltige Landnutzung“, 41–45, Irdning.
- LENDI, A. & A. ZUBER (1970): Tracer dispersion in groundwater experiments.– Isotope Hydrology 1970, 619–641, IAEA, Wien.
- LERNER, N., A. S. ISSAR & I. SIMMERS (1990): Groundwater Recharge. A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge.– International Contributions to Hydrogeology, Vol. 8, 345 S., Hannover (Heise).
- MAHLER, H. K. (1986): Anwendung der Cluster- und Faktorenanalyse in der Grundwasserwirtschaft.– Unveröff. Diplomarbeit am Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft der Technischen Universität Wien.
- MATHERON, G. (1962): Traité de Géostatistique Appliquée, Tome I.– Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 14, Editions Techniques, Paris.
- MATHERON, G. (1965): La Théorie des Variables Régionalisées et ses Applications.– Paris (Masson).
- MATHERON, G. (1976): A simple substitute for conditional expectation: the disjunctive kriging.– In: GUARASCIO et al. (Eds., 1976): Advanced Geostatistics in the mining industries.– 221–236, Dordrecht, Holland (Reidel).
- MATTHESS G & K. UBELL (1983): Allgemeine Hydrogeologie. Grundwasserhaushalt.– Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 1, 438 S., Berlin/Stuttgart (Bornträger).
- MERKEL, B. (1983): Abschätzung der Grundwasserneubildung aus Saugspannungsmessungen.– Z. dt. geol. Ges., 134, 641–656, Hannover.
- MONTEITH, J. L. (1965): Evaporation and Environment.– In: FOGY, G. T. (Ed., 1965): Sympos. The state and movement of water in living organism.– 205–234, Cambridge (Univ. Press).
- MOSER, H. & W. RAUERT (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie.– Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 8, 400 S., Berlin/Stuttgart (Bornträger).
- MORITZ, C., G. SÄMISCH & R. SPENGLER (1991): Die Basislysimeterstation Brandis bei Leipzig – Einrichtung und erste Untersuchungsergebnisse.– Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 35, H. 5/6, 149–160, Koblenz/Rhein.
- MUALEM, Y. (1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media.– Water Resour. Res., 12, 513–522, Washington.
- MURER, E. (1998): Die Ableitung der Parameter eines Bodenwasserhaushalts- und Stofftransportmodelles aus den Ergebnissen der Bodenkartierung.– In: BUNDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (Hrsg., 1998): Modelle für die gesättigte und ungesättigte Bodenzone.– Schriftenreihe des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, 7, 89–103, Wien.
- NACHTNEBEL, H. P. (Gesamtprojektleitung, 1994): Hydrologie Österreichs – Schutz des Grundwassers in Tal- und Beckenlagen.– Unveröff. zusammenfassender Endbericht in 4 Bänden, Institut

- für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau der Universität für Bodenkultur und Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung, Wien.
- NEMETH, G. (1983): Das Verhalten von Sickerfronten in ungesättigten Kiesen der Münchner Schotterebene.– Z. dt. geol. Ges., **134**, 647–668, Hannover.
- NEMETH, G., B. MERKEL & P. UDLUFT (1985): Ungesättigte quartäre Kiese und ihre Bodenaufgabe als Regelglieder der Grundwasserneubildung.– Z. dt. geol. Ges., **136**, 321–330, Hannover.
- OWENS, L. B., R. W. VAN KEUREN & W. M. EDWARDS (1985): Groundwater quality changes resulting from a surface bromide application to a pasture.– J. Environ. Qual., **14**, 534–548, Owens.
- PATTER, D. (1991): Sanierungsstrategien im Leibnitzer Feld aus landwirtschaftlicher Sicht.– In: BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT (Hrsg., 1991): Grundwassersanierung und Nitrat – Wasserwirtschaftliche Fachtage 1991, Sonderausgabe der Zeitschrift „Förderungsdienst“.– 149–160, Wien.
- PANNATIER, Y. (1996): Variowin – Software for Spatial Data Analysis in 2D.– 91 S., New York/Berlin/Heidelberg (Springer).
- PENMAN, H. L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass.– Proc. Roy. Meteorol. Soc., A **193**, 120–145, London.
- PENMAN, H. L. (1956): Estimating Evaporation.– American Geophysical Union/Transactions, **37**, 43–46, Washington.
- PRENCK, J. (1959): Überblick über den Stand der Lysimetermessungen in Deutschland.– Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ., **49**, 166–169, Gentbrugge.
- PRENCK, J. & A. FLENDER (1965): Die Großlysimeteranlage St. Arnold bei Rheine.– Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, **9**, 132–135, Koblenz/Rhein.
- RAMSPACHER, P. (1993): Erste Erfahrungen mit tensiometergesteuerten Unterdrucklysimetern zur Erstellung von Sickerwasserbilanzen (Lysimeterstation Wagna).– Bericht der BAL über die 3. Gumpensteiner Lysimetertagung „Lysimeter und ihre Hilfe zur umweltschonenden Bewirtschaftung landwirtschaftlicher Nutzflächen“, 67–72, Gumpenstein.
- REININGER, F., W. R. GRUBER, I. KLIMANT & B. H. WEIGL (1993): Kontinuierliche Messung und Registrierung chemischer Parameter in der Bodenzone mit Schwerpunkt O₂ Messung und Ausblick auf die pH- und die CO₂ Messung.– Bericht der BAL über die 3. Gumpensteiner Lysimetertagung „Lysimeter und ihre Hilfe zur umweltschonenden Bewirtschaftung landwirtschaftlicher Nutzflächen“, 83–89, Gumpenstein.
- REISS, F. (1994): Hydrogeologische Studie zur anthropogenen Stoffbelastung quartärer Grundwasserleiter (Riss/Würm) im Unteren Murtal.– Manuskript einer Diss. am Institut für Geographie der Karl-Franzens-Universität Graz, Graz.
- RENGER, M., O. STREBEL & W. GIESEL (1974): Beurteilung bodenkundlicher, kulturtechnischer und hydrologischer Fragen mit Hilfe von klimatischer Wasserbilanz und bodenphysikalischen Kennwerten.– Z. Kulturtechn. Flurberein., **15**, 148–160, 263–271, 353–366, Berlin/Hamburg.
- RENGER, M. & G. WESSOLEK (1990): Auswirkung der Grundwasserabsenkung und Nutzungsänderung auf die Grundwasserneubildung.– Mitt. Inst. f. Wasserwesen, Univ. d. Bundeswehr München, H. **386**, 295–307, München.
- RICHARDS, L. A. (1931): Capillary Conduction of liquids through porous mediums.– Physics., **1**, 318–333, Minneapolis.
- RIESS, F. (1993): Untersuchungen zur Nitratauswaschung nach mineralischer und organischer Düngung von Acker- und Grünland mittels der Saugkerzen-Methode.– Diss., 211 S., TU München-Weihenstephan.
- ROCK, G. (1998): MORPH – Eine GIS-Eigenentwicklung als Prä- und Postprozessor für Bodenwasserhaushalts- und Grundwasserströmungsmodell.– In: BUNDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (Hrsg., 1998): Modelle für die gesättigte und ungesättigte Bodenzone.– Schriftenreihe des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, **7**, 51–65, Wien.
- ROHMANN, U. & H. SONTHEIMER (1985): Nitrat im Grundwasser; Ursachen, Bedeutung, Lösungswege.– 468 S., Karlsruhe (G. Braun).
- ROTH, D., R. GÜNTHER & S. KNOBLAUCH (1994): Technische Anforderungen an Lysimeteranlagen als Voraussetzung für die Übertragbarkeit von Lysimeterergebnissen auf landwirtschaftliche Nutzflächen.– Bericht der BAL über die 4. Lysimetertagung „Übertragung von Lysimeterergebnissen auf landwirtschaftlich genutzte Flächen und Regionen“, 9–22, Gumpenstein.

- SACCON, P. (1998): Landnutzungsklassifikation auf der Grundlage von Satellitenbildern.– In: BUNDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (Hrsg.,1998): Modelle für die gesättigte und ungesättigte Bodenzone.– Schriftenreihe des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, 7, 159–171, Wien.
- SAILER, Ch. (1994): Wasserhaushalt und Stickstofftransport in einem seichtgründigen Boden im Leibnitzer Feld.– Unveröff. Diplomarbeit, BOKU, Wien.
- SAUTY, J.-P. (1977): Contribution à l'identification des paramètres de dispersion dans les aquifères par interprétation des expériences de traçage.– Bur. de Recherches Géol. et Minières, Dépt. Hydrogéol., 77SGN515HYD, 157 S., Orléans.
- SCHACHTSCHABEL, P., H.-P. BLUME, G. GRÜMMER, K.-H. HARTGE & U. SCHWERTMANN (1992): Lehrbuch der Bodenkunde.– 491 S., Stuttgart (Enke).
- SCHMIDT, K. J. (1985): STEG Kraftwerk Lebring; Hydrogeologie II.– Unveröff. Bericht, Geotechnisches Institut, Bern.
- SCHRÖDTER, H. (1985): Verdunstung. Anwenderorientierte Meßverfahren mit Bestimmungsmethoden.– 186 S., Berlin (Springer).
- SCHRÖTER, J. (1984): Mikro- und Makrodispersivität poröser Grundwasserleiter.– Meyniana, 36, 1–34, Kiel.
- SCHULZ, H. D. (1992): Auswertung von Durchgangskurven.– In: KÄSS, W. (1992): Geohydrologische Markierungstechnik.– Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 9, 347–355, Berlin/Stuttgart (Bornträger).
- SCHWARZ, J. (1998): PC-Datenbank zur Verwaltung der Daten für die Simulationsrechnung des Bodenwasserhaushaltes und des Nitrattransportes.– In: BUNDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (Hrsg.,1998): Modelle für die gesättigte und ungesättigte Bodenzone.– Schriftenreihe des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, 7, 42–50, Wien.
- SOPHOCLEOUS, M., J. E. PASCHETTO & R. A. OLEA (1982): Groundwater network design for Northwest Kansas using the theory of regionalized variables.– Groundwater, 20 (1), 48–58, Worthington.
- STACHERER, M. (1996): Die Time Domain Reflectometry in der Geotechnik. Messung von Wassergehalt, elektrischer Leitfähigkeit und Stofftransport.– Schr. Angew. Geol. Karlsruhe, 40, I–XV, 1–170, Karlsruhe.
- STENITZER, E. (1988): SIMWASER – Ein numerisches Modell zur Simulation des Bodenwasserhaushaltes und des Pflanzenertrages eines Standortes.– Mitteilungen aus der Bundesanstalt für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt, 31, Petzenkirchen.
- STENITZER, E. (1988a): Irrigation scheduling with gypsum blocks to save water and prevent leaching of nitrate.– Proc. of the 5th European Regional Conf. on Agr. Water Management, Vol. 4, Dubrovnik, Yugoslavia.
- STENITZER, E. (1990): Monitoring Soil Water Extraction Pattern in the Root Zone with a Battery powered Data Logger using Gypsum Blocks.– Acta Horticulturae, 278, 407–415, The Hague.
- STENITZER, E. (1993): Monitoring Soil Moisture Regimes of Field Crops with Gypsum Blocks.– Theor. Appl. Climatol., 48, 159–165, The Hague.
- STENITZER, E. (1995): Auswirkungen landwirtschaftlicher Nutzungen auf die Grundwasserneubildung im Marchfeld.– In: BUNDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (Hrsg.,1995): Gewässerverträgliche Landbewirtschaftung, Konsequenzen für die Land-, Forst- und Wasserwirtschaft.– Schriftenreihe des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, 1, 186–195, Wien.
- STENITZER, E. (1996): Simulation der Grundwasserneubildung an der Lysimeteranlage in Wagna (Steiermark). Zwischenbericht zum Projekt KB 2.4/95 Modellierung von Transportprozessen in der ungesättigten und gesättigten Bodenzone, Teilbereich: Bodenwasserhaushalt.– Unveröff. Bericht, Bundesanstalt für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt, Petzenkirchen.
- STENITZER, E. (1998a): Die Abschätzung der Grundwasserneubildung mit dem Modell SIMWASER auf Basis der Österreichischen Bodenkarte 1 : 25 000.– In: BUNDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (Hrsg.,1998): Modelle für die gesättigte und ungesättigte Bodenzone.– Schriftenreihe des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, 7, 104–112, Wien.
- STENITZER, E. (1998b): Auswirkung unterschiedlicher Fruchtfolgen auf die Grundwasserneubildung im Leibnitzer Feld.– In: BUNDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (Hrsg.,1998): Modelle für die gesättigte und ungesättigte Bodenzone.– Schriftenreihe des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, 7, 113–117, Wien.

- STICKSEL, E. (1994): Experimentelle Untersuchungen und Modellrechnungen zum boden- und nutzungsbedingten Nitrataustrag in einem Trinkwasserschutzgebiet.– Diss., 167 S., TU München-Weihenstephan.
- STICKSEL, E., F. X. MAIDL & G. FISCHBECK (1996): Eignung von Bromid als Tracer für die Wasser- und Nitratbewegung in der Evapotranspirationszone auswaschungsgefährdeter Böden.– *Agribiological Research, Zeitschrift für Agrarbiologie – Agrikulturchemie – Ökologie*, Bd. 49, H. 1, 63–73, München.
- STUHLBACHER, A. (1996): Mikrobiologische Untersuchungen der ungesättigten Zone landwirtschaftlich genutzter Böden des Leibnitzer Feldes.– Bericht der BAL über die 6. Gumpensteiner Lysimetertagung „Lysimeter im Dienste des Grundwasserschutzes“, 71–74, Gumpenstein.
- THEURETZBACHER, H. (1997): Die Inhomogenität natürlicher Böden – dargestellt am Kleineinzugsgebiet Höhenhansl/Pöllau.– Bericht der BAL über die 7. Gumpensteiner Lysimetertagung „Lysimeter und nachhaltige Landnutzung“, 51–54, Gumpenstein.
- THOMA, M. & E. PRIESACK (1991): 3D-Simulation von Wassertransport in strukturierten Böden. Informatik für den Umweltschutz, 6. Symposium, München, Dezember 1991.– *Informatik-Fachberichte*, 296, 355–364, Berlin/Heidelberg/New York (Springer).
- TISCHLER, G. & W. SCHRENK (1997): Planungsregion Leibnitz – Entwicklungsleitbild und Umsetzungsprogramm.– Unveröff. Bericht im Auftrag des Regionalen Planungsbeirates Leibnitz, 75 S., Graz.
- TULLER, M. (1994): Wasserhaushalt und Stickstofftransport in einem tiefgründigen Boden im Leibnitzer Feld.– Unveröff. Diplomarbeit, BOKU, Wien.
- VAN GENUCHTEN, M. Th. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils.– *Soil Science Society of America, Journal* 44, 892–898, Madison.
- VAN DER HEIJDE, P. K. M. (1993): Identification and Compilation of Unsaturated/Vadose Zone models.– Robert S. Kerr Environ. Res. Laboratory, Office of Research and Development, U.S. Environ. Protection agency.
- VERLY, G. (1983): The multiGaussian approach and its applications for the estimation of local reserves.– *Math. Geology*, 15 (2), 259–286, New York.
- WAKONIGG, H. (1978): Witterung und Klima in der Steiermark.– *Arbeiten aus dem Institut für Geographie*, H. 23, 473 S., Graz.
- WEBER, W. (1997): Statistische Untersuchungen über den sprunghaften Nitratanstieg im Grundwasser des Leibnitzer Feldes Mitte der Achtziger Jahre.– Diplomarbeit am Institut für Geographie der Karl-Franzens-Universität Graz, 149 S., Graz.
- WERNECKE, K.-D. (1995): *Angewandte Statistik für die Praxis*.– 280 S., Bonn/Paris (Addison-Wesley Publishing Company).
- WITTE, E. (1990): Stochastische Modelle für den Stofftransport in der wasserungesättigten Bodenzone. Informatik für den Umweltschutz, 5. Symposium, Wien, September 1990.– *Informatik-Fachberichte*, 296, 608–620, Berlin/Heidelberg/New York (Springer).
- WMO TECHNICAL NOTE No. 83 (1966): Measurement and estimation of evaporation and evapotranspiration.– WMO, No. 201., Genf.
- WOOD, W. W. & G. G. EHRLICH (1978): Use of baker's yeast to trace microbial movement in ground water.– *Ground Water*, 16, 6, 398–403, Worthington, Ohio.
- ZETINIGG, H. (1991): Sanierungsstrategien im Leibnitzer Feld aus wasserwirtschaftlicher Sicht.– In: BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT (Hrsg., 1991): *Grundwassersanierung und Nitrat – Wasserwirtschaftliche Fachtage 1991, Sonderausgabe der Zeitschrift „Förderungsdienst“*.– 134–148, Wien.
- ZOJER, H. (1998): Numerische Modelle als Instrumente zur Prognose langfristiger Auswirkungen von Bewirtschaftungsweisen.– In: BUNDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (Hrsg., 1998): *Modelle für die gesättigte und ungesättigte Bodenzone*.– Schriftenreihe des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, 7, 155–158, Wien.
- ZOJER, H., P. RAMSPACHER & J. FANK (1991): Die kombinierte Lysimeteranlage Wagna.– Bericht der BAL über die Gumpensteiner Lysimetertagung „Art der Sickerwassergewinnung und Ergebnisinterpretation“, 55–62, Gumpenstein.
- ZOJER, H., H. BERGMANN, J. FANK, T. HARUM, W. KOLLMANN & G. RICHTIG (1996): Charakterisierung des hydrologischen Versuchsgebietes Pöllau.– *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft*, 48 (1/2), 5–14, Wien.
- ZÖTL, J. (1968): Das Grundwasser im Leibnitzer Feld.– *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, 20, 99–151, Graz.

Summary

It is the primary goal of this paper to investigate the processes of groundwater recharge and solid transport within the vadose zone of an aquifer consisting of fluvio-glacial deposits with a thin top layer of soil. Rather than the identification of new mechanisms by scientific methods it is aimed at building on knowledge to identify and solve problems within an interdisciplinary approach. The paper gets its geographical link based on the combination of different topics and their spatial distribution: the issue of temporal and spatial variation of groundwater recharge and nitrogen emission depending on changing landuse, varying agricultural practices and different soil formations considering current climatological, hydrogeological and water management conditions is a problem dominated by local characteristics.

Since analysis of this issue was conducted in the Leibnitzer Feld, the physical, geographical and hydrological processes are discussed in chapter 2 which led to the genesis of an aquifer relevant for drinking water supply. By managing activities man is intervening in this natural system more and more. Thus, chapter 3 deals with important human-geographical impact factors.

Based on the knowledge that key processes which contributed to the nitrate problem in the Leibnitzer Feld predominantly take place in the vadose zone an experimental station was built which enables to monitor the movement of water and solutes from the atmosphere over the soil and unsaturated sand and gravel into the saturated quaternary valley fill. The most important function of the station which is described in chapter 4 was its ability to explore the movement of water and solutes from the vadose zone into the groundwater by means of hydrochemical and isotope-hydrological analyses based on natural landuse. The results of tracer tests and measured data at the monitoring station Wagna indicate the significance of the unsaturated soil layers upon the residence time of water. These data were also used to calibrate soil-water-balance and solid transport models. Within the investigation period groundwater recharge was deducted from these data using different techniques and the results were compared.

Water within the vadose zone, which originates from infiltrating precipitation, is interrelated with adsorbed and capillar water and their chemical components. The hydrochemical development is discussed in chapter 4.4.3 where due to the problem the main focus of the analyses obviously is on the nitrogen balance. The hydro-meteorological conditions at the monitoring station Wagna within the period of 1992 and 1996 exemplify that it was impossible to manage landuse exactly to prevent groundwater pollution. Simulation runs over long time periods (25 years) allow to assess the importance of different local conditions for nitrogen emission out of agricultural areas. In addition to these emissions groundwater recharge processes and solid flux due to other landuses and movement of the groundwater in horizontal direction also influence quantity and quality of the subsurface water body. Thus, groundwater recharge and the nitrate balance of parts of the pleistocene terrace of the western Leibnitzer Feld were regionalized by geostatistically combining simulation results and analytical analyses of the results of the monitoring station (chapter 5). It can be shown that the nitrate concentration in groundwater can be reduced to 50 mg/l mainly by agricultural measures, the installation of groundwater protection zones and zones of limited use and by the natural development of the investigation area. To further reduce nitrate concentration to 45mg/l and to avoid exceedance of this limit in the long term a stronger cooperation between water management and regional development authorities and agriculture has to be fostered to guarantee drinking water quality of the shallow quaternary aquifers in the future.

The investigations showed that numerical modeling of the movement of water and solutes in the unsaturated and saturated zones of an aquifer enables to quantitatively predict the impact of different measures on to the whole system. However, setting up a model and determining model parameters still calls for substantiell research efforts. The presented analyses also highlight that development of problem solutions in the area of groundwater protection requires intensive interdisciplinary research efforts. Close ties between physical-geographical and human-geographical components in combination with mathematical-technical approaches lead to results which provide the basis for lawmakers to better define the legal constraints of the various landuses.

Dank

Die Erstellung dieser Arbeit wäre ohne die Kooperation und Diskussionsbereitschaft folgender Institutionen und Personen nicht möglich gewesen:

- JOANNEUM RESEARCH, Institut für Hydrogeologie und Geothermie, Univ.-Prof. Dr. H. ZOJER, Dipl.-Chem. Dr. A. LEIS, T. HARUM, Ing. G. ROCK, Dr. P. SACCON, Dr. P. RAMSPACHER, Mag. M. PROBST;
- JOANNEUM RESEARCH, Institut für Angewandte Statistik und Systemanalyse, Dipl.-Ing. Dr. K. FUCHS;
- Bundesamt für Wasserwirtschaft, Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt, Univ.-Prof. Dr. E. KLAGHOFER, Dipl.-Ing. Dr. E. STENITZER, Dipl.-Ing. F. FEICHTINGER, Dipl.-Ing. E. MÜRER;
- GSF-Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit GmbH, Institut für Hydrologie, Univ.-Prof. Dr. K. P. SEILER, Dipl.-Phys. W. STICHLER;
- Amt der Steiermärkischen Landesregierung, LBD, Fa IIIa, Univ.-Prof. Dr. H. ZETINIGG;
- Amt der Steiermärkischen Landesregierung, Ra 6, Dr. A. BERNHART;
- Landeskammer für Land- und Forstwirtschaft, Ing. D. PATTTER;
- Österreichische Arbeitsgruppe Lysimeter.

Den Freunden und Kollegen sei herzlichst gedankt. Besonderer Dank aber gilt meiner Familie, die unter Verzicht auf gemeinsame Freizeitaktivitäten erst die Zeit für die Erstellung der Arbeit zur Verfügung stellte.