

Z 81/26

MITTEILUNGEN

der

**DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN
GESELLSCHAFT**

Band 26

1978

ISSN - 0343 - 107 X

Schriftleitung : P. Hugenroth Göttingen

M I T T E I L U N G E N
der
D E U T S C H E N B O D E N K U N D L I C H E N
G E S E L L S C H A F T

Referate der Sitzung der
Kommission I
9. und 10. März 1978
HANNOVER

Band 26

1978

I N H A L T

<u>Renger und Strebel:</u> Lokaler und regionaler Bodenwasserhaushalt - Einführung -	3
<u>Hoyningen-Huene und Braden:</u> Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration landwirtschaftlicher Kulturen mit Hilfe mikrometeorologischer Ansätze	5
<u>Heger:</u> Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration über unterschiedlichen landwirtschaftlichen Kulturen	21
<u>Schröder und Schwerdtfeger:</u> Schwankungen der Verdunstungen in der bodennahen Luftschicht	41
<u>Frede, Meyer und Pluguet:</u> Normal-Jahresgang, Streuung und Klassierung ökohydrologisch wichtiger Klimagrößen. - Beispiel: Potentielle Evapotranspiration im Raum Göttingen	51
<u>Germann, Lang und Schädler:</u> Flächenmäßige Interpretation von Lysimeterdaten mit Hilfe von Bodenfeuchtemessungen	61
<u>Braun:</u> Ein Wasserhaushaltsmodell für die "Senne"-Lysimeter	67
<u>Frede, Hugenroth und Meyer:</u> Eine Grundwasser-Lysimeter-Anlage zur Erfassung der Boden-Wasserhaushaltsbilanz und pflanzlichen Wasser-Versorgung bei unterschiedlichem Grundwasserstand	83
<u>Kreutzer, Strebel und Renger:</u> Die Untersuchung des Wasserflusses im Boden mit Hilfe der Tritium-Markierung im Vergleich zur Tencimeter-Methode	93
<u>Blume, Drewes und Horn:</u> Bodenwasserbilanzen mittels Tracer	103
<u>Ehlers:</u> Wassergehalts- und Wasserspannungsmessungen im Felde zur Bilanzierung des Bodenwasserhaushalts	115
<u>Borer:</u> Überlegungen zum Einfluß der bodenphysikalischen Parameter $k(S)$ und i auf die Berechnung der Tiefensickerung und auf die Wasserbilanz	133

<u>Jordan</u> : Wasserhaushaltsuntersuchungen in der Gleidinger Senke	143
<u>Beese und van der Ploeg</u> : Computermodelle in der Bodenhydrologie - Praktische Ansätze -	153
<u>van der Ploeg, Braun und Büttner</u> : Numerische Methoden für die Bodenwasserbewegung: Ein Überblick	173
<u>Hornung</u> : Genauigkeit von expliziten und impliziten Verfahren zur numerischen Simulation von Infiltration	175
<u>Bielenski, Renger und Strebel</u> : Lokale und regionale Untersuchungen zur Bestimmung der Wasserhaushaltskomponenten im Küstenraum (Holtlander Sielacht)	183
<u>Renger und Strebel</u> : Einfluß der Beregnung auf den regionalen Wasserhaushalt	199
<u>Frede und Meyer</u> : Pflanzenertrag und Wasserbilanz bei unterschiedlichen Grundwasserständen - Lysimeterversuch	209
<u>Germann, Vogelsanger, Lüscher und Läser</u> : Kontinuierliche Ausflußmethode zur Bestimmung der Desorptionskurve und der Wasserleitfähigkeit im ungesättigten Boden	219
<u>Schweikle</u> : Die Porung im schrumpfenden Boden	229
NACHRICHTEN	235

Lokaler und regionaler Bodenwasserhaushalt

- Einführung -

von

Renger, M. ⁺⁾ und Strebel, O. ⁺⁺⁾

Der vorliegende Band der Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft enthält die Referate, die während der gemeinsamen Tagung der Kommission I der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft und des Arbeitskreises "Versickerung" des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft am 9. u. 10. März in Hannover vorgetragen wurden.

Das Thema dieser Tagung, nämlich der "lokale und regionale Bodenwasserhaushalt" wurde in 3 Schwerpunkten behandelt. Der erste Schwerpunkt, dem die meisten Vorträge gewidmet waren, befaßte sich mit den verschiedenen Verfahren zur Bestimmung einzelner Wasserhaushaltskomponenten (meteorologische Verfahren, Lysimeter, Markierung des Bodenwassers mit Tritium, bodenphysikalische und hydrologische Verfahren, mathematische Simulationsmodelle). Dabei zeigte sich, daß zum Teil bereits fundierte Vorstellungen über Genauigkeit und Zweckmäßigkeit einzelner Verfahren für bestimmte Problemstellungen vorliegen. Dazu haben Methodenvergleiche und vor allem die zunehmende Entwicklung von mathematischen Simulationsmodellen beigetragen. Eine Reihe von Beiträgen über mathematische Simulationsmodelle belegte die Leistungsfähig-

⁺⁾ Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung,
Postfach 51 01 53, 3000 Hannover 51

⁺⁺⁾ Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe,
Postfach 51 01 53, 3000 Hannover 51

keit und weitere Vervollkommnung von Modellverfahren. Sie leisten nicht nur bei Prognoseproblemen wertvolle Hilfe, sondern ermöglichen auch ein besseres Verständnis z. B. über die Bedeutung und Wechselwirkung der verschiedenen Einflußgrößen.

Der zweite Schwerpunkt behandelte Probleme bei der Ermittlung von Gebietswerten des Wasserhaushaltes. Die Frage der Übertragbarkeit von punktförmigen Meßergebnissen auf größere Flächen und Einzugsgebiete ist noch wenig untersucht worden. Dazu ist eine Zusammenarbeit mit der Bodenkartierung notwendig. Insbesondere das Problem der Homogenität der ausgeschiedenen Bodeneinheiten ist sowohl von der Bodenkartierung als auch von der Bodenphysik bisher nur ungenügend bearbeitet. Auch Empfindlichkeitsanalysen der verschiedenen Ausgangsgrößen zur Bestimmung der Wasserhaushaltskomponenten liegen kaum vor, sind aber für die Beurteilung der Genauigkeitsforderungen bei Eingangsdaten und Randbedingungen von Simulationsmodellen dringend notwendig.

Der dritte Schwerpunkt betraf anthropogene Einflüsse auf die Wasserhaushaltskomponenten, also einen Themenbereich, der bei steigender Konkurrenz um den nicht vermehrbaren Faktor Wasser zunehmend an Bedeutung gewinnt. Die geringere Zahl von Referaten zu diesem Bereich läßt - ähnlich wie bei dem zweiten Schwerpunkt - sicher nicht darauf schließen, daß viele Probleme schon geklärt sind. Sie zeigt nur, daß wir hier noch in der Anfangsphase entsprechender Untersuchungen stehen.

Die nachfolgenden Referate enthalten Ergebnisse abgeschlossener Untersuchungen, aber auch vorläufige Arbeitsberichte und allgemeine Überlegungen. Dies entspricht dem Charakter einer Kommissionssitzung, wobei Austausch und Diskussion von Erfahrungen, Konzeptionen und Ideen ein wesentliches Element darstellen.

Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration
landwirtschaftlicher Kulturen mit Hilfe
mikrometeorologischer Ansätze

von

v. Hoyningen-Huene, J. und Braden, H. +)

Die aktuelle Evapotranspiration ist die bei gegebenen meteorologischen Bedingungen unter den durch Boden und Pflanzen bewirkten Einschränkungen des Wassernachschubs sich tatsächlich ergebende Verdunstung.

Als potentielle Evapotranspiration dagegen bezeichnet man die nur durch die meteorologischen Bedingungen bedingte Verdunstung, bei der keine Begrenzung im Wassernachschub herrscht. Die Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration ist aus meßtechnischen Gründen schwierig: Horizontale und vertikale Transportvorgänge im Boden erschweren eine Bestimmung über die Ermittlung der Wassergehaltsänderung. Ähnlich ist es in der Atmosphäre, wo die Verfrachtung des Wasserdampfes eine Berechnung aus der Wasserdampfanreicherung in einem bestimmten Luftvolumen unmöglich macht.

Wegen der meßtechnischen Schwierigkeiten wird häufig die aktuelle Verdunstung aus einem berechneten Wert der potentiellen Verdunstung gewonnen, die man mit einem vor allem von der Bodenfeuchte abhängigen Reduktionsfaktor multipliziert. Dieser Behelf ist sicher nicht für alle Zwecke ausreichend. Deshalb beginnen sich heute wieder verstärkt mikrometeorologische Methoden durchzusetzen, die den physikalischen Vorgang der Verdunstung erfassen. Die mathematischen Ansätze sind dabei häufig nicht neu, durch die Fortschritte in der Meßtechnik sind sie jedoch auch für die Praxis anwendbar geworden.

+) Deutscher Wetterdienst, Agrarmeteorologische Forschungsstelle Braunschweig

1. Zur Herleitung der Verdunstungsformeln

Da beim Verdunstungsvorgang das Herauslösen von Molekülen aus der Flüssigkeit ein energetischer Vorgang und die Entfernung dieser Moleküle von der Oberfläche ein Transportvorgang ist, kann man die aktuelle Evapotranspiration sowohl mit Hilfe von Energiehaushalts-, als auch von Transportgleichungen bestimmen.

1.1. Wärmehaushaltsmethode, Sverdrup-Bowenratio-Formel

Der Energieerhaltungssatz läßt sich in der Form der Wärmehaushaltsgleichung anwenden:

$$R_n + G + H + l \cdot E + P + A + C = 0, \quad (1)$$

mit der Strahlungsbilanz R_n , dem Bodenwärmestrom G , dem Strom fühlbarer Wärme H , der zur Verdunstung der Wassermenge E verbrauchten Energie $l \cdot E$ (latente Verdunstungsenthalpie), dem Wärmestrom in die Pflanzenmasse P , der horizontalen Energieadvektion A und der durch chemische Prozesse gebundenen Energie C . Definiert man diese Ströme positiv, wenn sie Energie zur Oberfläche bringen, dann muß ihre Summe verschwinden.

Der Term A muß in der Bilanzgleichung einer Fläche (keine vertikale Ausdehnung) verschwinden. Über ihr horizontal herangeführte Energie wird durch den Term H miterfaßt. In der Haushaltsgleichung eines Luftvolumens über dem Bestand verschwindet der Advektionsterm nur bei horizontaler Homogenität. Bei den meisten landwirtschaftlichen Pflanzenbeständen ist die Wärmespeicherung in der Pflanzenmasse P zu vernachlässigen. Auch die für photochemische Prozesse verbrauchte Energie wird meist nicht berücksichtigt, da sie nur etwa 2 bis 4 % der Strahlung ausmacht. Somit bleibt für die Berechnung der Verdunstung E , bzw. der latenten Enthalpie $l \cdot E$ bei horizontaler Homogenität

$$- l \cdot E = R_n + G + H, \quad (2)$$

bzw.:

$$l \cdot E = - \frac{R_n + G}{1 + B}, \quad (3)$$

wobei

$B = H/1E$ der sogenannte Bowenquotient ist.

Mit den in Abschnitt 1.2. näher beschriebenen Austauschansätzen, Gleichung (6a) und (6b), erhält man die Sverdrup-Formel (SVERDRUP, 1936)

$$l \cdot E = - \frac{R_n + G}{1 + \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e}}, \quad (4)$$

wenn man die Diffusionskoeffizienten für Wärme und Wasserdampf gleichsetzt. Statt der spezifischen Feuchte wurde der Dampfdruck eingeführt und statt der Gradienten von Wärme und Wasserdampf wurden Differenzen aus zwei Höhen verwendet.

$\gamma = 0,67 \text{ mb/K}$ ist dabei die sogenannte Psychrometerkonstante. Die Gleichung läßt sich mit Hilfe der Psychrometergleichung noch umformen zu

$$l \cdot E = - (R_n + G) \cdot \left(1 - \frac{\gamma}{s + \gamma} \frac{\Delta T_t}{\Delta T_f} \right), \quad (5)$$

wobei $s(t)$ die Neigung der Dampfdruckkurve ist. Vorteil dieser Gleichung ist, daß nur die Strahlungsbilanz R_n , der Bodenwärmestrom G , sowie die Differenz der Lufttemperatur T_t in zwei Höhen und die Feuchttemperatur T_f in denselben Höhen gemessen werden müssen.

Aus Gleichung (4) ist ersichtlich, daß kleine Gradienten der Luftfeuchte, die sich dem Grenzwert $\Delta e = -\gamma \Delta T$ nähern, große Unsicherheiten verursachen, da dann der Nenner gegen Null geht. In diesem Bereich sind erhebliche Meßgenauigkeiten besonders für ΔT_f notwendig. Bei Höhendifferenzen der Meßfühler von etwa 50 cm ist eine Genauigkeit der Temperaturdifferenz von einem Hundertstel Grad wünschenswert. Diese Probleme treten bei guter turbulenter Durchmischung der Atmosphäre auf, also bei hohen Windgeschwindigkeiten, sowie bei schwacher Strahlungsbilanz, also z. B. bei Sonnenauf- und

-untergang. Zu dieser Zeit ist allerdings die Verdunstung ohnehin minimal und es empfiehlt sich, die unsicheren Rechen-
ergebnisse in dem genannten Grenzbereich bei minimaler Ener-
giezufuhr aus Strahlungsbilanz und Bodenwärmestrom nicht zu
werten (v. HOYNINGEN-HUENE, 1974). Nach BERZ (1969) wird da-
durch nur ein verschwindend geringer Teil der Energieumsätze
vernachlässigt.

1.2. Transportmethoden

Den Dampftransport beschreibt die Fick'sche Diffusionsgleichung

$$E = - \varrho K_E \text{ grad } q ; \quad (6a)$$

für die Ströme fühlbarer Wärme H und für den Impuls τ gilt ent-
sprechend

$$H = - \varrho c_p K_H \text{ grad } T , \quad (6b)$$

bzw.

$$\tau = - \varrho K_M \text{ grad } u , \quad (6c)$$

wobei ϱ die Luftdichte, K der turbulente Diffusionskoeffizient
und q die spezifische Feuchte ist.

Zur Bestimmung des Wasserdampftransportes entstanden im Laufe
der Zeit eine Reihe von Methoden, die alle auf den Gleichungen
(6) beruhen, sich aber in der Berechnung des Diffusionskof-
fizienten unterscheiden.

1.2.1. Die Thornthwaite-Holzman-Formel

THORNTHWAITE und HOLZMAN (1962) versuchten, den Diffusions-
koeffizienten aus dem logarithmischen Windprofil zu errechnen:

$$K = \frac{k_0^2 \cdot z (\bar{u}_2 - \bar{u}_1)}{\ln z_2/z_1} , \quad (7)$$

wobei $k_0 = 0,4$ die v. Kármánkonstante ist.

Durch Integration zwischen den Höhen z_1 und z_2 erhielten sie die Gleichung

$$E = \frac{\rho \cdot k_0^2 \cdot z (\bar{u}_2 - \bar{u}_1)}{(\ln \cdot z_2/z_1)^2} \cdot (q_1 - q_2). \quad (8)$$

Auch hier ist die Messung einfach: es müssen nur die Luftfeuchtigkeit und die Windgeschwindigkeit in zwei Höhen gemessen werden.

Nachteil ist jedoch, daß die Formel nur für adiabatische Schichtung gilt. Bei den tagsüber durch die Sonnenstrahlung verursachten großen Temperaturgradienten ist die turbulente Diffusion erheblich zu niedrig angesetzt, während sie nachts, also bei stabiler atmosphärischer Schichtung überschätzt wird. Problematisch ist darüberhinaus die Bestimmung des Nullpunktes für die Angabe der Höhe. Aus diesen Gründen erwies sich diese Formel in der Praxis als unbrauchbar.

1.2.2. Die Verwendung integrierter Profile

Die Einführung der sog. "Deposition-Velocity" (ROTH, 1975) ermöglicht die Verwendung integrierter Profile und damit die Berücksichtigung des Schichtungseinflusses. Entsprechend ihrer Herleitung aus der Gleichung (6a)

$$E = - \rho \cdot K_E \cdot \frac{dq}{dz} = - \rho \cdot v(1,2) \cdot \Delta q(1,2) \quad (9)$$

gilt für die Deposition-Velocity

$$v(1,2) = \frac{1}{\int_1^2 \frac{dz}{K_E}} \quad (10)$$

Korrigiert man den Diffusionskoeffizienten

$$K_E = u^* k_0 \cdot z / \psi \quad (11)$$

mit den Schichtungskorrekturfunktionen ψ (z/L^*) nach Dyer-Businger (siehe ROTH, 1975), so lassen sich die Skalierungs-

Feuchttemperatur bzw. den Dampfdruckgradienten durch das Sättigungsdefizit der Luft in nur einer Höhe. Durch diesen Eingriff erhält er allerdings statt der aktuellen eine Art potentieller Verdunstung. Die aktuelle Verdunstung kann man durch Einführung eines zusätzlichen Wasserdampfübergangswiderstandes beim Austauschkoefizienten errechnen. Die allgemein bekannte Formel lautet in etwas vereinfachter Form (CHIDLEY und PIKE, 1970):

$$E = \frac{s}{s + \gamma} R_a (1 - r) (c + d \cdot n/N) \quad (14)$$

$$- \frac{s}{s + \gamma} \zeta T_a^4 (0,56 - 0,092 \cdot \sqrt{\bar{e}}) (0,10 + 0,90 n/N)$$

$$+ \frac{\gamma}{s + \gamma} \cdot 0,35 (1 + u/160,9) (\bar{e}_s - \bar{e}),$$

wenn die Windgeschwindigkeit in km/d angegeben wird.

2. Geräte und Methoden

Zum Vergleich der verschiedenen Methoden zur Ermittlung der aktuellen Verdunstung wurden Messungen in Ahrbergen in Zusammenarbeit mit der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und dem Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover, außerdem auf dem Gelände der Bundesforschungsanstalt für Landwirtschaft (FAL) in Braunschweig herangezogen. Für die Untersuchungen auf dem Ahrbergener Zuckerrübenfeld standen uns zum Vergleich Berechnungen der Wasserverluste bzw. der Wasserbewegung in dem Lößboden zur Verfügung. Auf dem Meßfeld in Braunschweig wurden zwei große wägbare Unterdrucklysimeter eingesetzt, die von CZERATZKI (FAL, Inst. f. Pflanzenbau und Saatgutforschung) und der Agrarmeteorologischen Forschungsstelle Braunschweig entwickelt und aufgebaut worden waren. Ihre Oberfläche beträgt 3 m^2 , die Tiefe $1,5 \text{ m}$, die Auflösung der Gewichtangaben 1 N , was einer Wasserhöhe von ca. $0,03 \text{ mm}$ entspricht.

Die meteorologischen Meßanlagen bestanden in Ahrbergen und Braunschweig aus Wärmehaushaltsstationen, die mit Strahlungsbilanzmessern, Bodenwärmestrom-Meßplatten, sowie elektrischen

größen u^* , L^* mit Hilfe der Gleichung (10) entsprechenden Ausdrücken für H und τ eliminieren. Das Gleichungssystem läßt sich im stabilen Fall explizit lösen, während die Lösung im labilen Fall iterativ erfolgt.

Der Vorteil dieser Methode liegt vor allem darin, daß im Gegensatz zu den meisten Austauschmethoden nicht mehr der Gradient des Wasserdampfes in bestimmten Höhen gemessen werden muß. Darüber hinaus beruht diese Integralform des Diffusionskoeffizienten auf realistischeren Annahmen als bei der Thornthwaite-Holzmanformel, da sie auch für diabatische Schichtungen gilt. Auch hier muß allerdings der Nullpunkt von z bestimmt werden, was bei neutraler Temperaturschichtung aus einer einmaligen Messung der Windgeschwindigkeit in drei Höhen geschehen kann, wenn nicht Erfahrungswerte aus Faustformeln zugrundegelegt werden sollen.

1.3. Kombinationsformeln

Auch durch Kombination unserer Ausgangsgleichungen (5) und (6) lassen sich brauchbare Verdunstungsformeln von der Form

$$- 1 \cdot E = \frac{s}{s + f} (R_n + G) + f(u) \cdot (D - D_0) \quad (12)$$

gewinnen.

Hier entspricht der erste Term auf der rechten Seite der sog. Gleichgewichtsverdunstung, während der zweite mit der Psychrometerdifferenz D in verschiedenen Höhen den Schichtungseffekt beschreibt. PENMAN (1948) vernachlässigte in seiner bekannten Formel den Bodenwärmestrom und ersetzte die damals nur selten gemessenen Werte der Strahlungsbilanz durch statistische Regressionsbeziehungen für die kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse. Für den Austauschkoeffizienten führte er die einfache Beziehung

$$f(u) = a + b \cdot u \quad (13)$$

ein, wobei a und b statistisch ermittelte Koeffizienten und u die Windgeschwindigkeit sind. Außerdem ersetzte er die

Psychrometern und Windmessern in verschiedenen Höhen ausgestattet waren. In Braunschweig waren alle Meßfühler an einen Prozeßrechner angeschlossen, während wir uns in Ahrbergen mit einem Kompensographen begnügen mußten. Der Braunschweiger Versuch war mit zwei Lysimetern und zwei Wärmehaushaltsstationen doppelt angelegt. In den Jahren 1974 bis 1976 wurde der Einfluß unterschiedlicher Bewässerung des Maisbestandes, im (feuchten) Jahr 1977 bei gleichem Wasserangebot der Einfluß der unterschiedlichen Feldgrößen bzw. unterschiedlichen Bestandsdichte untersucht. Eine eingehende Beschreibung der Meßanlagen sei einer gesonderten Publikation vorbehalten.

3. Methodenvergleich

Der erste Test für die Verwendbarkeit der Wärmehaushaltsmethode bot sich für uns in dem Versuch in Ahrbergen. RENGER et al. (1975) zeigte die folgende Abbildung (Abb. 1) bereits auf der bodenkundlichen Tagung 1975 in Regensburg. Obwohl bei der uns damals zur Verfügung stehenden analogen Datenerfassung noch nicht die jetzt erreichte hohe Genauigkeit gewährleistet war, finden wir eine befriedigende Übereinstimmung mit den mit bodenphysikalischen Methoden gewonnenen Werten. Deutliche Differenzen zeigen sich an Niederschlagstagen mit geringen Feuchttemperatur-Gradienten und wenn Interceptionsverluste bei der bodenphysikalischen Methode nicht erfaßt werden konnten. Abgesehen von der frühsommerlichen Periode bis zum Bestandsschluß der Zuckerrüben wurden auch mit der Penmanmethode, allerdings erst nach der Korrektur nach der Methode von Rijtema, die Dr. Renger durchführte, erstaunlich gute Übereinstimmungen erzielt. Die mit der Haudeformel gewonnenen Ergebnisse der potentiellen Verdunstung lagen etwas näher an den Ergebnissen der aktuellen Verdunstung, als die unkorrigierten Penmanwerte.

Ihre Genauigkeit reicht für Zwecke der Berechnungssteuerung etc. aus, insbesondere dann, wenn sie durch stündliche Meßwerte und Berücksichtigung der Bodenfeuchte bzw. des Niederschlags verbessert wird (HEGER, 1978)

Zur Untersuchung der Wechselwirkungen der pflanzlichen Produk-

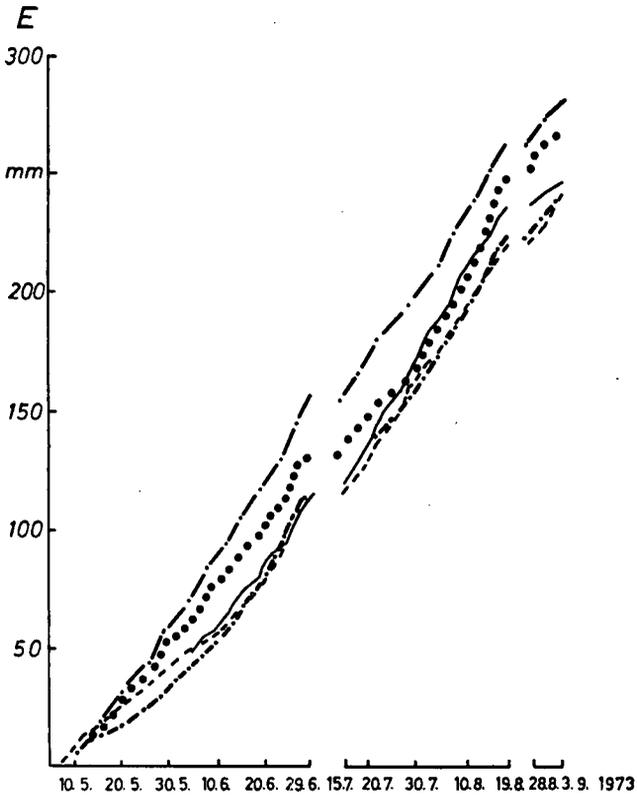


Abb. 1: Summenkurven der aktuellen bzw. potentiellen Verdunstung eines Zuckerrübenbestandes in Ahrbergen nach Penman (---), d. o. korrigiert nach Rijtema (-·-·-), aus Gammasonde-Tensiometermessungen (---), nach Haude (·), sowie aus dem Wärmehaushalt nach Sverdrup (—). Nach RENGGER et al. (1975).

tion mit dem Wasserhaushalt, insbesondere der Wirkung der stomatären Regelungsprozesse, sowie der Transportvorgänge für den Wasserdampf in der Bestandsatmosphäre und durch die darüber liegende Prandtlschicht, muß mit zeitlich hoch auflösenden Methoden gearbeitet werden. Hier versagen die statistischen Ansätze, selbst die weitgehend physikalisch aufgebaute Penmanformel.

Abb. 2 zeigt den Tagesgang von Verdunstungswerten, die mit Hilfe des Lysimeters, mit der Wärmehaushaltsmethode und mit der beschriebenen Methode der integrierten Profile errechnet wurden. Bei diesen kurzfristigen Meßergebnissen treten noch erhebliche Streuungen auf, insbesondere sind auch die Lysimeterwerte nicht hinreichend zuverlässig, da Wind und Niederschlag die Ergebnisse verfälschen. Dagegen bleiben nach Aufsummierung über die gesamte Vegetationszeit nur noch Abweichungen von wenigen Prozenten, wie Abb. 3 zeigt.

Die Ergebnisse aus der Wasserbilanz der Präzisionslysimeter für länger als einen Tag dauernde Meßperioden dürften zuverlässiger, d. h. nicht durch Turbulenzeffekte, ungenaue Niederschlags- oder Sickerwassermessungen verfälscht sein, so daß sie zur Beurteilung der mikrometeorologischen Methoden herangezogen werden können.

In der gesamten Meßperiode, der Hauptvegetationszeit des Mais, liefert die Sverdrupmethode erstaunlich zuverlässige Resultate. Die Standardabweichung der täglichen Differenzen zwischen den berechneten und mittels Lysimeter gemessenen Verdunstungswerten beträgt nur 0,6 mm/d. Dagegen zeigen die Ergebnisse der Austauschmethode an einzelnen Tagen stärkere Abweichungen ($G = 1,10$ mm/d), was sowohl auf die Nähe des Bestandsrandes (ca. 60 m), wie auf die große Oberflächenrauigkeit gegenüber der Meßhöhe zurückzuführen ist.

Auch BROOKS, PRUITT et al. (1966) fanden bei ähnlichen Vergleichsuntersuchungen, bei denen ebenfalls äußerst empfindliche wägbare Unterdrucklysimeter eingesetzt wurden, sehr geringe Abweichungen zwischen den Ergebnissen der Wärmehaushaltsmethode und den Lysimetern, während auch sie bei den Austausch-

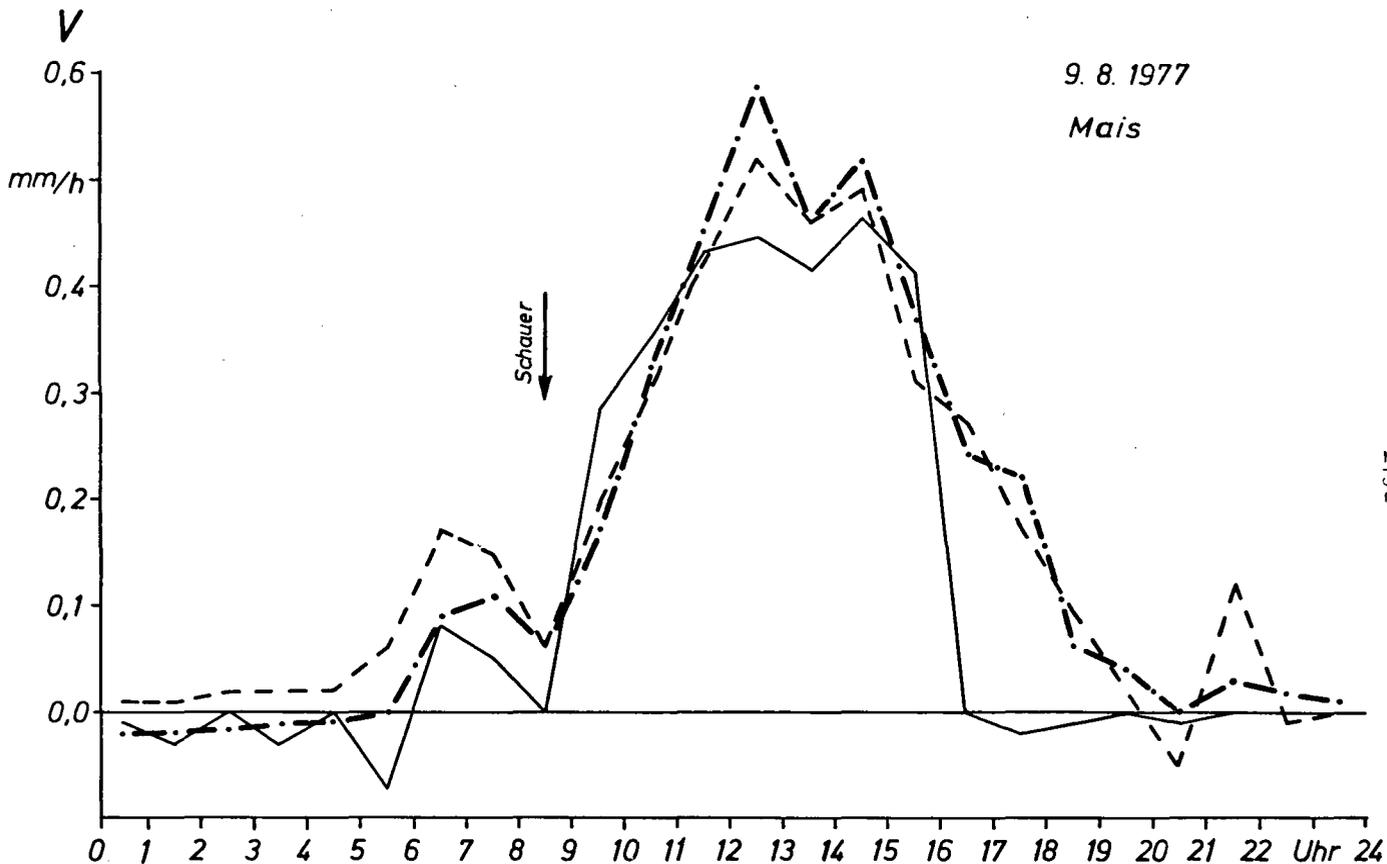


Abb. 2: Tagesgang der aktuellen Verdunstung eines Maisbestandes in Braunschweig gemessen mit dem Lysimeter (—), sowie berechnet nach der Wärmehaushaltmethode (---) und nach der Austauschmethode (integrierte Profile) (-·-·-).

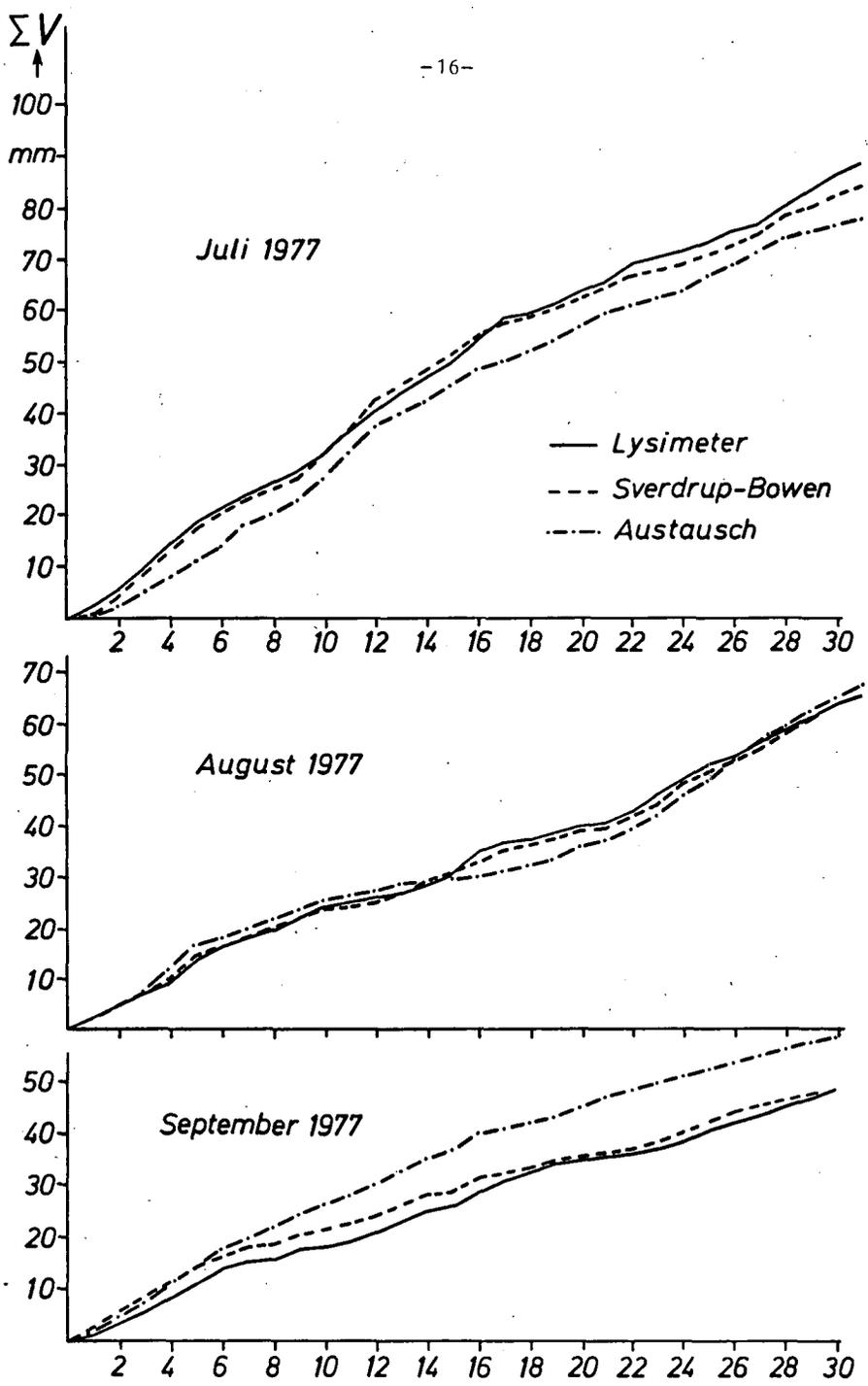


Abb. 3: Summenkurven der aktuellen Verdunstung eines Maisbestandes in Braunschweig.

methoden nur mit sehr komplizierten Korrekturen brauchbare Ergebnisse fanden.

Erste Vergleiche der Ergebnisse mit dem Gleichgewichtsansatz (erster Teil der Gleichung (12)) mit den Lysimeterwerten zeigen gute Ergebnisse bei homogen feuchter Umgebung, was im Jahr 1977 häufig auftrat. 1976 dagegen erreichte die aktuelle Verdunstung der bewässerten Parzelle, in der das Lysimeter eingebaut ist, bis zu 200 % der "Gleichgewichtsverdunstung". Das weist auf die Bedeutung der horizontal von der trockenen Umgebung herangewehten Wärme bei der Verdunstung der relativ kleinen Flächen in der Bewässerungswirtschaft hin. Die Voraussetzung der Homogenität im Feuchtenachschub von unten bzw. im Temperaturfeld über dem Bestand ist hier also nicht mehr erfüllt. DE VRIES (1958) errechnete für eine potentiell verdunstende Bewässerungsfläche innerhalb eines Trockengebietes Australiens die im Folgenden dargestellten Verdunstungsraten:

Abstand vom Luvrand	1	10	50	1.000	10.000 m
pot. Evapotranspiration	20	11	9	7	6 mm/d.

Ähnlich hohe Werte in der Nähe des Luvrandes bei hohen Differenzen in der Bodenfeuchte wurden auch in verschiedenen Braunschweiger Lysimeteruntersuchungen gemessen.

Horizontale Heranführung fühlbarer Wärme aufgrund horizontaler Inhomogenitäten führt zu einer Erhöhung der Verdunstung und wird deshalb von Lysimetern erfaßt. Die horizontalen Inhomogenitäten im Temperatur-, Wind- und Feuchtefeld in der Luftschicht über dem Bestand können darüber hinaus bei den mikrometeorologischen Methoden dann zu Fehlern führen, wenn nur die vertikalen Komponenten gemessen werden. Mit zunehmender Entfernung vom Bestandsrand bildet sich jedoch eine "angepaßte" Luftschicht mit nur vom Bestand beeinflussten Windprofilen aus, deren Höhe δ nach MUNRO und OKE (1975) gegeben ist durch

$$\delta = 0,1 \cdot x^{0,8} \cdot z_0^{0,2} \tag{15}$$

wobei x die Entfernung vom Luvrand und z_0 die sog. Rauigkeitshöhe ist. Für Mais liegt z_0 z. B. zwischen ca. 0,05 und 0,30 m. Bei einer Höhendifferenz der Meßstellen von 80 cm ist nach Gleichung (15) ein Fetch von 75 bis 130 m für die Austauschmethode und 40 bis 75 m für die Sverdrupmethode erforderlich.

Da die Messungen bei der Wärmehaushaltsmethode unmittelbar über den obersten Energieumsatzflächen beginnen können, ist der notwendige Fetch geringer als bei der Transportmethode. Unter der Voraussetzung eines nicht zu kleinen Meßfeldes, einer soliden Instrumentierung und Datenerfassung - die modernen Digital-Datalogger bieten sich hier geradezu an - ist die Wärmehaushaltsmethode bei nicht zu großem apparativem und rechentechnischen Aufwand eine brauchbare Feldmethode zur Bestimmung der aktuellen Verdunstung. Die Gebietsgröße, für die die Ergebnisse repräsentant sind, richtet sich dabei nach der Dimension der Meßeinrichtung. Lokale Inhomogenitäten in Boden oder Pflanzenbestand beeinflussen die Ergebnisse dabei weniger als dies bei bodenphysikalischen Methoden oft der Fall ist.

Die Untersuchungen wurden im Rahmen des Projektes "Ermittlung meteorologischer, bodenphysikalischer und pflanzenphysiologischer Kennwerte für die Steuerung der Wasserversorgung von Kulturpflanzen" von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziell gefördert. Dafür sei an dieser Stelle herzlich gedankt.

Zusammenfassung:

Es werden eine Wärmehaushaltsmethode (Sverdrup-Bowen), zwei Austauschmethoden (Thorntwaite-Holzman und Methode der Integrierten Profile) und zwei Kombinationsansätze (Combination equation und Penmanformel) zur Bestimmung der aktuellen Verdunstung vorgestellt. Die Ergebnisse werden unter verschiedenen Klimabedingungen und über verschiedenen Beständen untereinander verglichen bzw. Meßergebnisse gegenübergestellt, die mit bodenkundlichen Methoden (wägbare Lysimeter und Gamma-sonde-Tensiometermethode) gewonnen wurden. Dabei erweist sich die relativ geringen meßtechnischen Aufwand erfordernde Wärmehaushaltsmethode sowohl für kurzperiodische, wie für Dauermessungen als überlegen.

Literatur

- BERZ, G., 1969: Untersuchungen zum Wärmehaushalt der Erdoberfläche und zum bodennahen atmosphärischen Transport.- Univ. München, Met. Inst. Wiss., Mitt. 16.
- BROOKS, F.A., PRUITT, W.O. et al., 1966: Investigation of energy, momentum and mass transfer near the ground.- Final Report 1965, Grant No. DA-AMC-28-043-65-G12, Univ. of Calif.
- CHIDLEY, T.R.E., PIKE, J.G., 1970: A generalised computer-program for the solution of the Penman equation for evapotranspiration.- Journ. of Hydrol. 10.
- HEGER, K., 1978: Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration über verschiedenen landwirtschaftlichen Kulturen.- Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges., im Druck.
- v. HOYNINGEN-HUENE, J., In: Jahresbericht 1973/74 Sonderforschungsbericht 150, Wasserhaushalt und Bodennutzung.
- MUNRO, D.S. and OKE, T.R., 1975: Aerodynamic boundary-layer adjustment over a crop in neutral stability.- Boundary-Layer Meteorol. 9.
- PENMAN, H.L., 1948: Natural evaporation from open water, bare soil and grass.- Proc. Roy. Met. Soc., A. 193.
- RENGER, M., STREBEL, O., GIESEL, W. und v. HOYNINGEN-HUENE, J., 1975: Bestimmung der Wasserhaushaltskomponenten von Böden (Verfahrensvergleich).- Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. 22.
- ROTH, R., 1975: Der vertikale Transport von Luftbeimengungen in der Prandtl-Schicht und die Deposition-Velocity.- Met. Rundschau 28.
- SVERDRUP, H.U., 1936: Das maritime Verdunstungsproblem.- Ann.Hydr. u. marit. Meteor. 32.
- THORNTHWAITTE, C.W. und HOLZMAN, B., 1942: Measurement of evaporation from land and water surfaces.- US. Dep. Agric., Techn. Bull. No 817, Washington.
- DE VRIES, D.A., 1959: The influence of irrigation on the energy balance and the climate near the ground.- Journ. Meteor. 16.



Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration
über unterschiedlichen landwirtschaftlichen
Kulturen.

von
Heger, K.⁺

1. Einleitung

Die Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration über landwirtschaftlichen Kulturen ist deswegen so eminent wichtig, weil bei Kenntnis des unterschiedlichen Wasserverbrauchs der Pflanzenbestände kulturspezifische Beratungshinweise für die Feldeberegnung gegeben werden können. Zur Durchführung der Berechnungsberatung in verschiedenen Gebieten verfügt der Deutsche Wetterdienst nur an wenigen Stellen durch Messungen über aktuelle Angaben des Bodenfeuchtezustandes, so daß der Bodenwassergehalt indirekt über die Wasserbilanzgleichung des Wurzelhorizontes bestimmt werden muß:

$$(1) \quad ETP + N + S + A + \Delta St + \Delta F = 0$$

Wenn die Transpiration der Pflanzenbestände nicht durch äußere Einflüsse wie zu niedrige Bodenfeuchte eingeschränkt ist, ergibt sich die Bodenfeuchteänderung ΔSt aus der potentiellen Evapotranspiration, dem Niederschlag N , der Sickerung S , dem Oberflächenabfluß A und aus dem in den Pflanzen gespeicherten Wasser ΔF . Besser wird die Bilanzgleichung formuliert, wenn an Stelle der potentiellen Evapotranspiration die aktuelle ETA eingeführt wird.

$$(1 a) \quad ETA + N + S + A + \Delta St + \Delta F = 0$$

Zunächst soll die Frage beantwortet werden, warum hier von den Erfahrungen mit einer empirischen Verdunstungsformel berichtet wird, wenn theoretisch abgeleitete Formeln gute Ergebnisse liefern. Der Grund liegt in meßtechnischen Schwierigkeiten, denn im

⁺Deutscher Wetterdienst, 6500 Offenbach a.M., Frankfurter Str. 135

meteorologischen Routinebetrieb werden insbesondere die Gradienten meteorologischer Parameter in der bodennahen Luftschicht und die Strahlungsbilanz nicht erfaßt. Außerdem verlangt das hier behandelte Problem der Bodenfeuchtebestimmung nicht die hohe zeitliche Auflösung der aktuellen oder potentiellen Evapotranspiration, wie sie bei Betrachtungen der pflanzlichen Reaktionen auf atmosphärische Streßsituationen unbedingt nötig sind.

2. Potentielle Evapotranspiration über unterschiedlichen Kulturen

Allgemein bekannt ist die von HAUDE (1) angegebene Formel für die potentielle Evapotranspiration

$$(2) \text{ ETP} = \alpha \cdot (E-e)_{14} \quad (\text{mm} \cdot \text{d}^{-1})$$

in der das um 14.00 Uhr gemessene Sättigungsdefizit (E-e) mit einem Proportionalitätsfaktor α multipliziert wird. Physikalisch und biologisch interpretiert enthält dieser Faktor alle Einflüsse, die außer der Aufnahmefähigkeit der Luft für Wasserdampf bei der Transpiration eine Rolle spielen. Dieser Proportionalitätsfaktor läßt sich als Funktion der Kulturart bzw. ihres Entwicklungsstandes auffassen

$$(3) \alpha = \alpha (\text{Kultur, Entwicklungsstand})$$

und man kann durch zeitliches Variieren den unterschiedlichen Wasserverbrauch einer speziellen landwirtschaftlichen Kultur im Verlauf der Vegetationsperiode beschreiben. Die Abhängigkeit der Evapotranspiration eines Pflanzenbestandes von seinem Entwicklungsstand ist eine allgemein anerkannte Tatsache, die von zahlreichen Autoren durch Messungen belegt worden ist. In letzter Zeit haben aber Untersuchungen gezeigt, daß vollentwickelte Pflanzenbestände kulturspezifisch auf die meteorologischen Umweltbedingungen reagieren. Insbesondere bei großen Wasserdampfhunger der bodennahen Luft zeigen z.B. Messungen, die von HOYNINGEN-HUENE (2) in Braunschweig 1975 an Zuckerrüben- und Maisbeständen und über Gras durchgeführt

hat, ein unterschiedliches Transpirationsverhalten der drei Kulturen, wenn die Tagesgänge der potentiellen Evapotranspiration verglichen werden. Das um 14.00 Uhr gemessene Sättigungsdefizit stellt eine gewisse Willkür dar, weil die meteorologischen Verhältnisse zu diesem Zeitpunkt stellvertretend für die Verhältnisse eines ganzen Tages stehen müssen. Zwar erreicht das Sättigungsdefizit an ungestörten Strahlungstagen zu diesem Zeitpunkt in der Regel das Maximum, dies gilt aber bei einem wechselhaften Witterungsablauf nicht mehr. Sofern kontinuierliche Messungen der Lufttemperatur und der Luftfeuchte vorliegen, kann an Stelle des Ausdrucks (2)

$$(4) \quad ETP = \beta \cdot \sum_{i=1}^{24} (E-e)_i \quad (\text{mm} \cdot \text{d}^{-1})$$

treten, indem die stündlichen Werte des Sättigungsdefizits aufsummiert werden, um mit dem Proportionalitätsfaktor β multipliziert, den Tageswert der potentiellen Evapotranspiration zu ergeben. Der Proportionalitätsfaktor β wird wieder als Funktion der Pflanzenart und deren Entwicklungsstand angesetzt.

$$(5) \quad \beta = \beta (\text{Kultur, Entwicklungsstand})$$

Sowohl die HAUDE-Formel (2) als auch der Summenausdruck (4) liefern an sehr heißen und trockenen Tagen unrealistisch hohe Werte der potentiellen Evapotranspiration, weil die Aufnahmefähigkeit der Luft für Wasserdampf sehr groß ist. Andererseits kann man davon ausgehen, daß bei geringer Advektion von Energie die aus der Strahlung zur Verfügung stehende Energie nicht ausreicht, um derart hohe Verdunstungswerte zu ermöglichen. Es fehlt daher bei beiden Formeln eine auf energetischer Grundlage ableitbare obere Begrenzung, so daß man darauf angewiesen ist, willkürlich einen Höchstwert zu postulieren.

3. Berechnungsverfahren der Bodenfeuchte

In der Wasserbilanzgleichung (1a) tritt die aktuelle Evapotranspi-

ration ETA auf, die aber weder durch (2) noch durch (4) geliefert wird. Um ausgehend von ETP zu einer Annäherung an ETA zu gelangen, wird bei der Bodenfeuchteberechnungen ein Ansatz benutzt, der auf PFAU (3) zurückgeht. Es werden der augenblickliche Bodenfeuchtezustand St und die klimatische Wasserbilanz $ETP - N$ als Unterscheidungsmerkmale benutzt und zwar soll gelten:

- (6a) $ETA = ETP$ für $ETP - N > 0$
- (6b) $ETA = ETP$ für $St \geq 50 \% pnW$
- (6c) $ETA < ETP$ für $St < 50 \% pnW$
und $ETP - N < 0$

Im Fall (6c) wird der Ansatz

$$(7) \quad \frac{d St}{dt} = c \cdot St \frac{d (ETP - N)}{dt}$$

mit der Lösung

$$(8) \quad St = St_0 \cdot \exp\left(\frac{ETP - N}{pnW}\right) \quad \text{gewählt.}$$

Das im Exponenten auftretende pflanzennutzbare Wasser pnW ist dabei durch

$$(9) \quad pnW = \int_{Z=0}^{Z_0} (FK - WP) \cdot dz \approx \sum_{i=1}^n (FK_i - WP_i)$$

definiert, wenn im Wurzelraum der Mächtigkeit z_0 insgesamt n 10-cm-Schichten liegen. Mit FK_i und WP_i werden die Feldkapazität und der Welkepunkt der i -ten 10-cm-Schicht bezeichnet.

4. Ermittlung der kulturspezifischen Proportionalitätsfaktoren

Wenn bei dieser Bodenfeuchteberechnung die potentielle Evapotranspiration nach Formel (2) oder (4) verwendet werden soll, muß zunächst der Proportionalitätsfaktor $\alpha(\beta)$ kultur- und ent-

wicklungsspezifisch festgelegt werden. Für Gras hat HAUDE selbst die Größenordnung von α angegeben, für Kulturpflanzen wie Zuckerrüben, Getreide oder Mais fehlten aber zunächst entsprechende Angaben.

4.1. Proportionalitätsfaktoren für Gras

Die von HAUDE bestimmten Monatswerte des Proportionalitätsfaktors α sind von verschiedenen Autoren überprüft worden. An dieser Stelle seien die von SCHIFF (4) veröffentlichten Werte in Tabelle 1 mit denjenigen verglichen, die HAUDE auf Grund seiner Messungen mit Kleinlysimetern während des Jahres 1953 in Hannover-Langenhagen gewonnen hat.

Tabelle 1:

Proportionalitätsfaktoren α während der Hauptvegetationszeit

	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.
Haude	0,39	0,39	0,37	0,37	0,33	0,31
Schiff	0,31	0,37	0,37	0,37	0,30	0,24
für Bundes- gebiet	0,35	0,35	0,35	0,35	0,30	0,28

Dagegen konnte SCHIFF auf vierjährige Lysimetermessungen der in Hannover-Herrenhausen installierten Anlage zurückgreifen, die zu ähnlichen α -Werten führten, wie die zweite Zeile zeigt. Vergleiche zwischen berechneter und gemessener Bodenfeuchte haben an verschiedenen Orten innerhalb der Bundesrepublik Deutschland eine gute Übereinstimmung gebracht, wenn die Werte der dritten Zeile benutzt wurden. Die Brauchbarkeit der von HAUDE vorgeschlagenen Verdunstungsformel im mitteleuropäischen Raum konnte auch SABO (5) mit seinen Untersuchungen nachweisen, da er bei Verdunstungsmessungen in Wien und Umgebung nur geringe Abweichungen zu den α -Werten von HAUDE feststellte.

4.2. Proportionalitätsfaktoren für Winterweizen, Zuckerrüben und Mais

Ab 1972 wurden auf dem Versuchsgut der Universität Gießen in Groß-Gerau bei Frankfurt und auf den Versuchsflächen des Deutschen Wetterdienstes in Gut Neuhoef bei Gießen Beregnungsversuche bei Zuckerrübenbeständen durchgeführt. Neben der zweimaligen Bodenfeuchtemessung pro Woche wurden auch die täglichen Werte der meteorologischen Elemente gemessen, die zur Simulation der Bodenfeuchte nötig waren. Bei der anschließenden Auswertung des Meßmaterials wurde der Proportionalitätsfaktor α so lange variiert, bis Messungen und Berechnungen am besten übereinstimmten. Über die Ergebnisse dieser Versuche wurde bereits unter (6) berichtet.

Ähnlich wurde bei der Bestimmung von α für Wintergetreide verfahren, wobei die Bodenfeuchtemessungen des Deutschen Wetterdienstes benutzt wurden, die an einigen Meßplätzen seit 1961 durchgeführt worden sind.

Für die vorläufige Bestimmung der Monatswerte von β beim Mais lagen in der Hauptwachstumszeit des Jahres 1977 von Juli bis September Lysimetermessungen aus Braunschweig vor. Diese Messungen stammen von einer beregneten Parzelle, so daß bei ausreichender Bodenfeuchte die potentielle Evapotranspiration gemessen wurde. Im oberen Teil der Abb. 1 gibt die ausgezogene Kurve die Messungen wieder, die annähernd parallel folgende, gestrichelte Kurve gilt für die Berechnung, wenn die Summenformel (4) benutzt wird. Die für den Mais geltenden β -Werte unterscheiden sich kaum von denjenigen, die für Gras gefunden worden sind (vergl. Tabelle 2 oder 3).

Im unteren Teil der Darstellung ist ein Vergleich zwischen gemessenen täglichen Verdunstungsraten des Maises mit den berechneten Verdunstungsraten der Zuckerrüben angestellt worden. Es treten deutliche Unterschiede in den Monaten Juli und August auf, die einen geringeren Wasserverbrauch des Maises andeuten.

Tabelle 2:

Proportionalitätsfaktoren β für die Kulturen Grasland, Winterweizen, Zuckerrüben und Mais

Kultur	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.
Grasland	0,030	0,030	0,030	0,030	0,028	0,024
Winterweizen	0,029	0,037	0,041	0,037	-	-
Zuckerrüben	0,017	0,025	0,033	0,040	0,035	0,028
Mais	-	-	-	0,030	0,028	0,027

In den Tabellen 2 und 3 sind die Proportionalitätsfaktoren β und α zusammengefaßt worden, die sich in der Hauptvegetationsperiode für die Kulturen Grasland, Winterweizen, Zuckerrüben und Mais bei der Berechnung der potentiellen Evapotranspiration ETP auf Grund der geschilderten Untersuchungen ergeben haben. Die zeitweise recht erheblichen Unterschiede zwischen den β - bzw. α -Werten der einzelnen Kulturen weisen deutlich darauf hin, daß man die für Grasland recht gute Verdunstungsraten liefernde HAUDE-Formel nicht ohne weiteres auf Flächen übertragen kann, die mit anderen Beständen bewachsen sind.

Tabelle 3:

Proportionalitätsfaktoren α für die Kulturen Grasland, Winterweizen, Zuckerrüben und Mais

Kultur	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.
Grasland	0,35	0,35	0,35	0,35	0,30	0,28
Winterweizen	0,35	0,45	0,50	0,45	-	-
Zuckerrüben	-	0,30	0,40	0,48	0,42	0,34
Mais	-	-	-	0,35	0,33	0,31

5. Erfahrungen mit dem abgewandelten Haudeverfahren

Nachdem die Verfahren behandelt worden sind, nach denen sich die Proportionalitätsfaktoren α bzw. β pflanzen- und entwicklungs-spezifisch bestimmen ließen, sollen jetzt die Erfahrungen bei der Anwendung besprochen werden. Zu Beratungszwecken wurde die Bodenfeuchte an etwa 80 Stationen des Bundesgebietes für vier Bodentypen und die drei Kulturen Gras, Winterweizen und Zuckerrüben in den Jahren 1976 und 1977 fortlaufend berechnet. Wegen des zeitigen Starttermins Mitte April konnte nach der winterlichen Auffüllung davon ausgegangen werden, daß die Bodenfeuchte nicht viel von der Feldkapazität abweicht. Als Startfeuchte wurde daher $St = 100\%$ pnW gewählt. Einen Überblick liefert die Abb. 2, in der der Bodenfeuchteverlauf in Braunschweig für die drei genannten Kulturen in der Zeit von Mitte April bis Anfang Oktober 1977 eingezeichnet ist. Die ausgezogene Kurve gilt für die Messung, die gestrichelte für die Simulation, wobei die Bodenfeuchte F in Prozent des nutzbaren Wassers angegeben ist. Die Übereinstimmung kann in allen drei Fällen als befriedigend angesehen werden. Eine Einschränkung muß lediglich bei den Zuckerrüben gemacht werden, denn ab Anfang September verlaufen die beiden Kurven parallel im Abstand von etwa 15% pnW zueinander. Die abgewandelte Verdunstungsformel nach (4) liefert demnach eine dem Entwicklungsstand der speziellen Kultur angepaßte potentielle Evapotranspiration, die nach dem Ansatz von PFAU den aktuellen Verhältnissen angenähert wird, wenn die Bodenfeuchte unter 50% des pflanzennutzbaren Wasser absinkt.

Diese Aussage wird insbesondere für Grasland durch die nächsten drei Abbildungen bestätigt. Wir finden in ihnen die berechnete Bodenfeuchte mit der gemessenen korreliert, wobei die Angaben jeweils in $\%$ pnW erfolgen. An 9 Stationen im Bundesgebiet standen zum Vergleich Bodenfeuchtemessungen zur Verfügung, die zweimal wöchentlich unter Grad durchgeführt wurden. Die Abb. 3 enthält alle Wertepaare aus dem Zeitraum vom 19.04. bis zum 11.10.1977 für

die 30-cm-Schicht. Die Regressionsgerade weicht nur unwesentlich von der um 45 Grad geneigten Geraden durch den Nullpunkt ab. Die gestrichelten Kurven sind im Abstand der einfachen Streuung (9,3 % pnW) parallel zur Regressionsgeraden gezeichnet. Der Korrelationskoeffizient erreicht bei 231 Wertepaaren den hohen Wert von 0,93, der auch bei 0,1 % Irrtumswahrscheinlichkeit nach dem t-Test signifikant ist.

In den Abb. 4 und 5 wird nach Standorten mit leichteren und schwereren Böden unterschieden. Außerdem werden die Wertepaare aus gemessener und berechneter Bodenfeuchte nach Monaten zusammengefaßt. Es sollte damit untersucht werden, ob mit fortschreitender Berechnungsdauer der Zusammenhang mit den Messungen erhalten bleibt oder allmählich verloren geht. Beim leichten Boden blieben die Korrelationskoeffizienten nach Tabelle 4 nahezu konstant, auf dem schwereren Boden liegen sie ab Juli tiefer und deuten an, daß bei fortschreitender Länge der Berechnungszeit der Zusammenhang etwas lockerer wird, da sich die Fehler bei der Berechnung summieren.

Tabelle 4:

	Korrelationskoeffizienten			
	Gras leichte Böden	Gras schwere Böden	Winter- weizen	Zucker- rüben
Mai	0,96	0,97	0,85	0,86
Juni	0,89	0,97	0,84	0,79
Juli	0,94	0,83	0,74	0,67
Aug.	0,91	0,78	-	0,85
Sept.	0,93	0,83	-	0,80
Mai - Sept.	0,94	0,93	0,94	0,84

Eine Gegenüberstellung für die drei Kulturen zeigt die folgende Abb. 6, wenn die Wertepaare für einige Stationen - 4 bis 9 je nach Kultur - und für die gesamte Meß- bzw. Berechnungsperiode eingezeichnet werden. Die Abweichungen der Korrelationsgeraden

von der um 45 Grad geneigten Geraden ist in allen Fällen gering. Die einfache Streuung bewegt sich zwischen 8,7 % pnW bei Winterweizen und 11,3 % pnW bei Zuckerrüben. Diese Streuung muß auf dem Hintergrund der Tatsache gesehen werden, daß bei der Messung nach der gravimetrischen Methode, die den Vergleichsmessungen zu Grunde liegt, eine Genauigkeit unter 5 % Volumenprozent nicht zu erreichen ist. Damit liegt die Streuung von 8,7 bis 11,3 % bezogen auf das pflanzennutzbare Wasser fast in der gleichen Größenordnung wie die Meßgenauigkeit der Bodenfeuchte.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß auch die Korrelationsrechnung das gute Ergebnis bestätigt, das der zeitliche Bodenfeuchteverlauf bei den drei Kulturen Grasland, Winterweizen und Zuckerrüben in Braunschweig gebracht hat. Die vorgestellte Berechnungsmethode für die potentielle Evapotranspiration liefert demnach kulturspezifische Verdunstungsraten, die bei der Anwendung auf die Bodenfeuchtesimulation befriedigen.

6. Vergleich mit der potentiellen Evapotranspiration nach Thornthwaite

Zum Abschluß sei noch der Vergleich mit der empirischen Formel für die potentielle Evapotranspiration nach THORNTWHAITE (7) angefügt. Diese Formel nimmt auf die Luftfeuchtigkeit keine Rücksicht, sie enthält als aktuellen Parameter nur die Tagesmitteltemperatur und die astronomisch mögliche Sonnenscheindauer und fußt auf temperaturabhängigen Klimaindices. Es kann daher nicht überraschen, daß in trockenen Jahren die Verdunstungsraten zu niedrig, umgekehrt in feuchten Jahren zu hoch ausfallen.

Aufschlußreich ist die Abb. 7, die die Jahressummen der potentiellen Evapotranspiration des Zeitraums 1951 bis 1970 enthält. Die gestrichelten Säulen repräsentieren die Jahressumme nach HAUDE über Gras, die leeren Säulen die Jahressumme nach THORNTWHAITE. Ganz deutlich sind die Schwankungen bei der Verdunstung nach HAUDE größer: in trockenen Jahren wie 1959 ist die Jahresrate weitaus

höher, in feuchten Jahren wie 1968 erheblich niedriger. Die THORNTH-WAITE-Formel liefert viel gleichförmigere Ergebnisse, da sie auf die Feuchteverhältnisse nicht reagieren kann.

7. Zusammenfassung

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die potentielle Evapotranspiration nach der originalen Formel von HAUDE oder nach der Summenformel dem unterschiedlichen Verbrauch der Kulturen und ihrem Wachstumsstand angepaßt werden kann. Die gelieferten Tagesraten weisen offensichtlich eine so große Genauigkeit auf, daß sie den Vergleich mit Lysimetermessungen aushalten und daß sie eine Bodenfeuchteberechnung ermöglichen, die eine befriedigende Übereinstimmung mit Meßergebnissen ergibt.

Literaturnachweis

- (1) HAUDE, W.: Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. Mitt.d.Dt.Wetterdienst, Nr. 11 (1955)
- (2) HOYNINGEN-HUENE, J.v.: Heat and Water budget of corn crops under the climatic conditions of central Europe. WMO-No. 481 (1977)
- (3) PFAU, R.: Ein Beitrag zur Frage des Wasserhaushaltes und der Berechnungsbedürftigkeit landwirtschaftlich genutzter Böden im Raume der Europäischen Wirtschaftsgemeinschaft. Meteor. Rdsch. 19, 33-46 (1966)
- (4) SCHIFF, H.: Berechnung der potentiellen Verdunstung und deren Vergleich mit aktuellen Verdunstungswerten von Lysimetern. Arch.Met.Geoph.Biokl., Ser. B 23, 331-342 (1975)
- (5) SABO, P.: Vergleichende Berechnungen der potentiellen Verdunstung für das nordöstliche Alpenvorland. Wetter u. Leben 25, 29-33 (1973)
- (6) HEGGER, K.: Organisation der meteorologischen Beratung für die Feldberechnung in Deutschland. Z.f. Bewässerungswirtschaft 12 (2), 105-126 (1977)
- (7) THORNTHWALTE, C.W.: An approach toward a rational classification of climate. Geogr. Rev. 38, 55-94 (1948)

- Abb. 1: Tageswerte der potentiellen Evapotranspiration in Braunschweig im Jahr 1977.
Vergleich zwischen Lysimetermessungen und Berechnungen nach Formel (4) (Summation der Stundenwerte des Sättigungsdefizits $E - e$)
- Abb. 2: Gemessener und berechneter Bodenfeuchteverlauf in Braunschweig im Jahr 1977 unter Gras, Winterweizen und Zuckerrüben.
- Abb. 3: Korrelation zwischen gemessener (F_{gem}) und berechneter (F_{ber}) Bodenfeuchte unter Gras in der Zeit vom 19.04. bis 11.10.1977 an 13 Stationen.
- Abb. 4: Korrelation zwischen gemessener (F_{gem}) und berechneter (F_{ber}) Bodenfeuchte unter Gras auf leichten Böden in den Monaten Mai bis September 1977.
- Abb. 5: Korrelation zwischen gemessener (F_{gem}) und berechneter (F_{ber}) Bodenfeuchte unter Gras auf schweren Böden in den Monaten Mai bis September 1977.
- Abb. 6: Vergleichende Darstellung der Korrelationen zwischen gemessener (F_{gem}) und berechneter (F_{ber}) Bodenfeuchte unter Gras, Winterweizen und Zuckerrüben im Jahr 1977.
- Abb. 7: Jahressumme der potentiellen Evapotranspiration ETP in Gießen nach HAUDE (Proportionalitätsfaktor $\alpha = 0,35$) und nach THORNTHEWAITE im Zeitraum 1951 bis 1970.

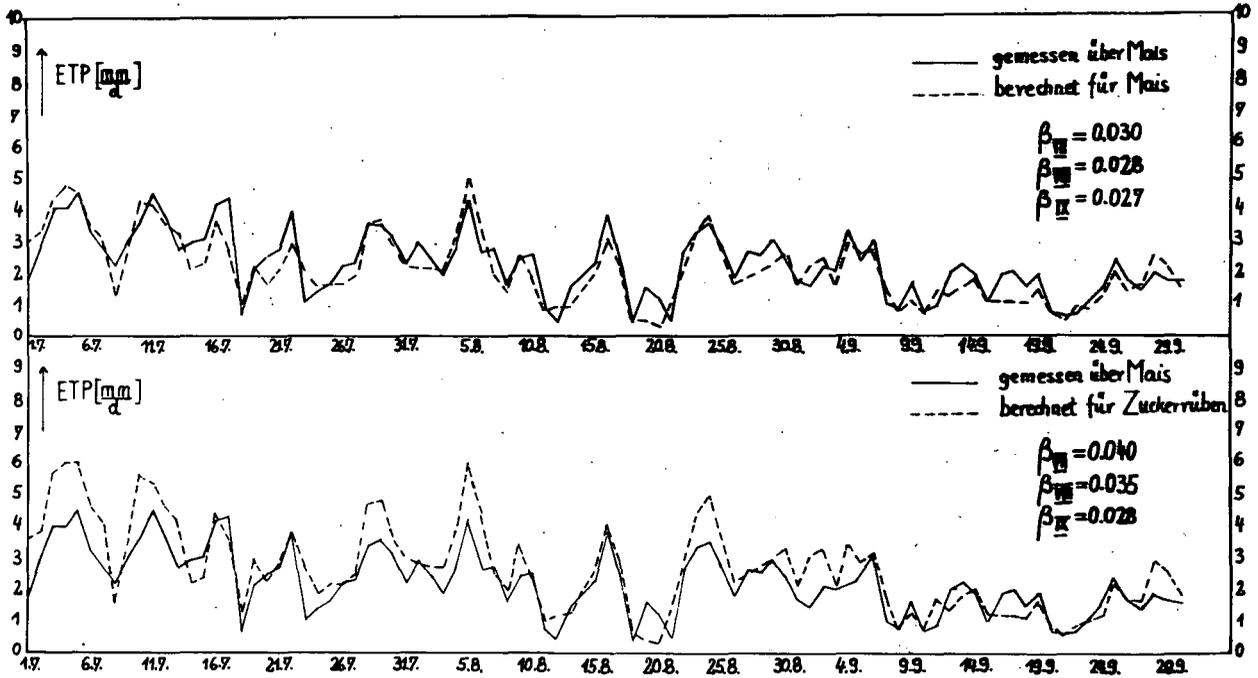


Abb. 1

Abb. 2

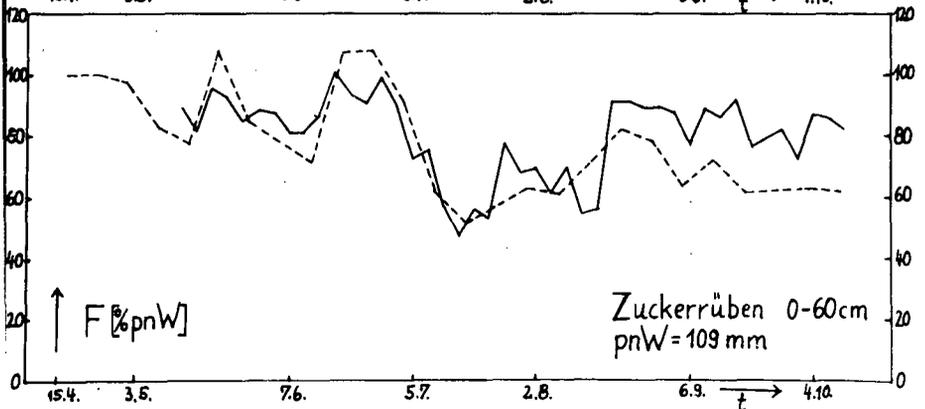
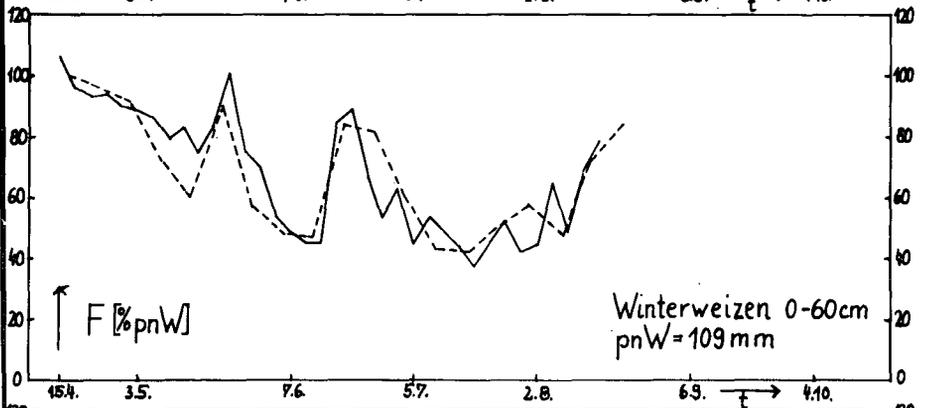
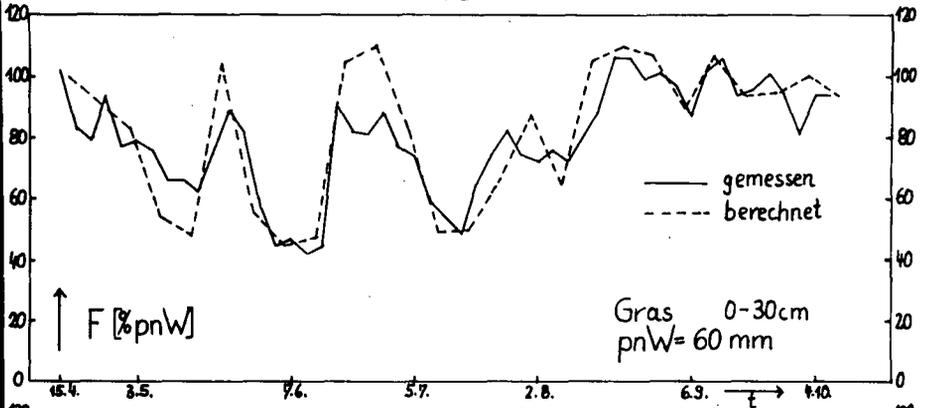
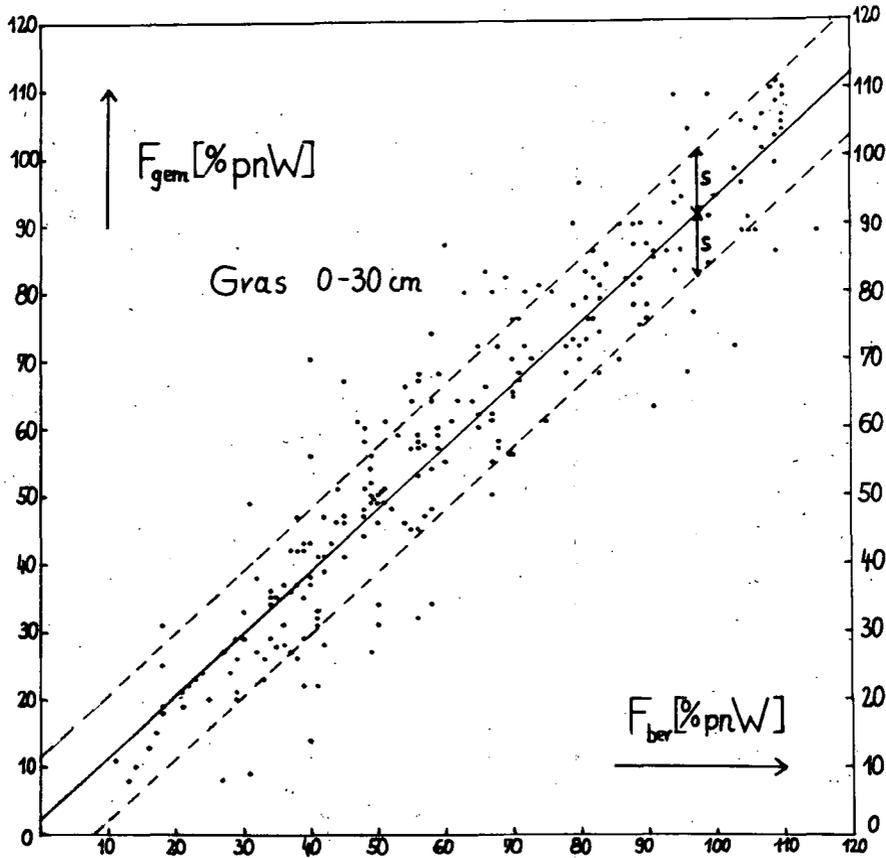


Abb.3



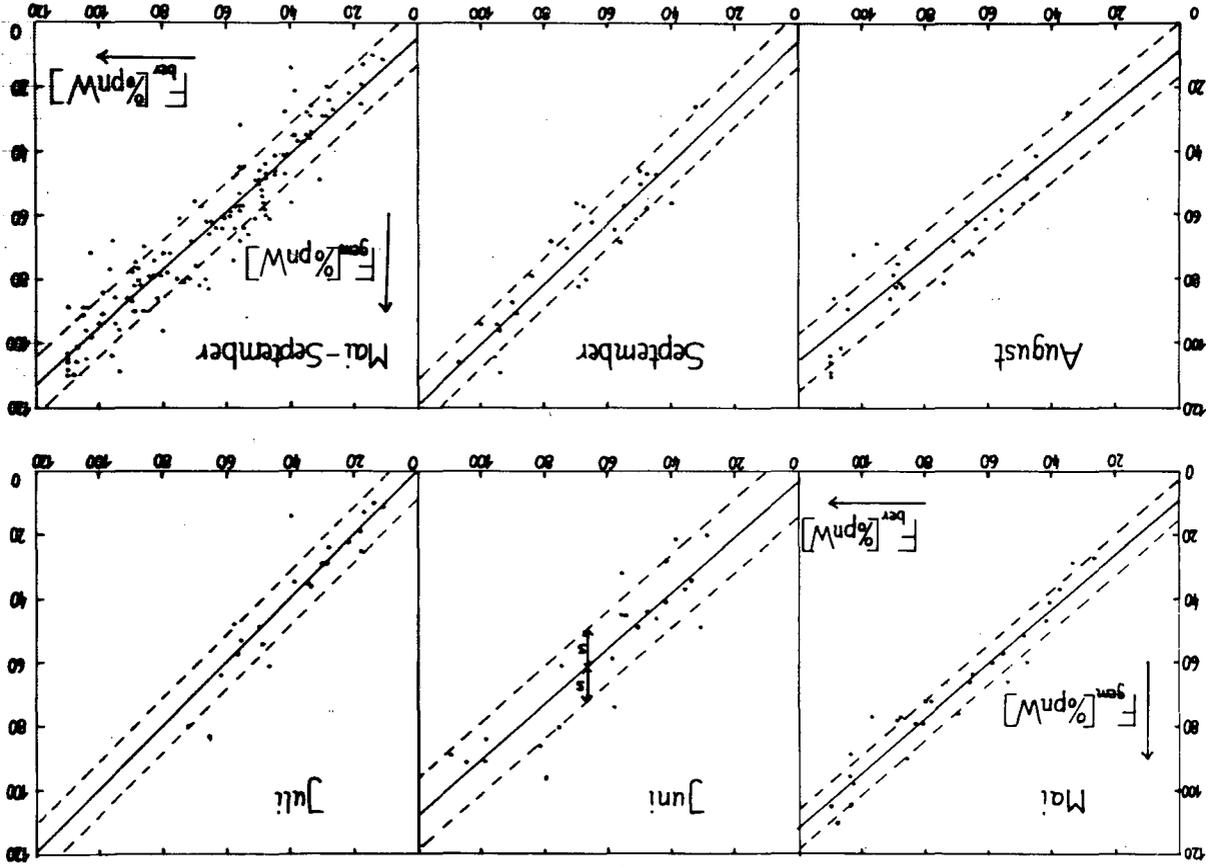
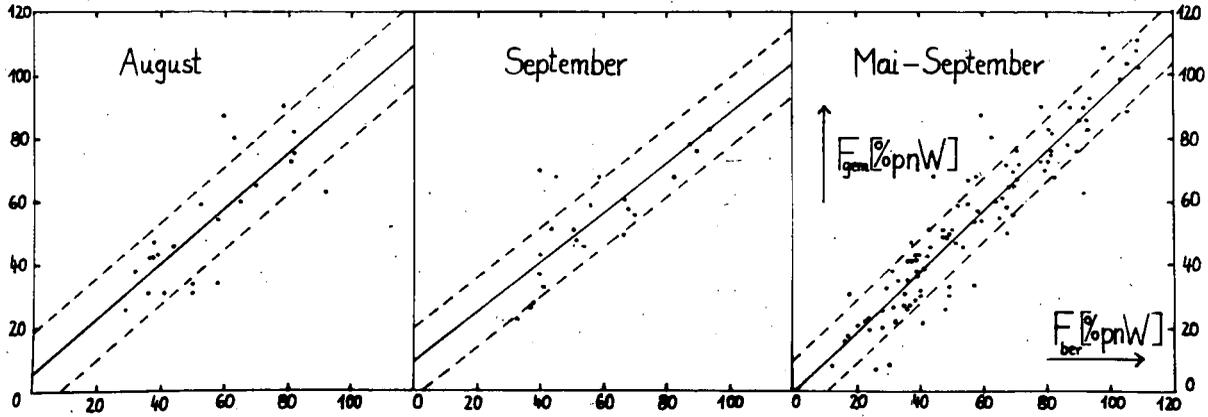
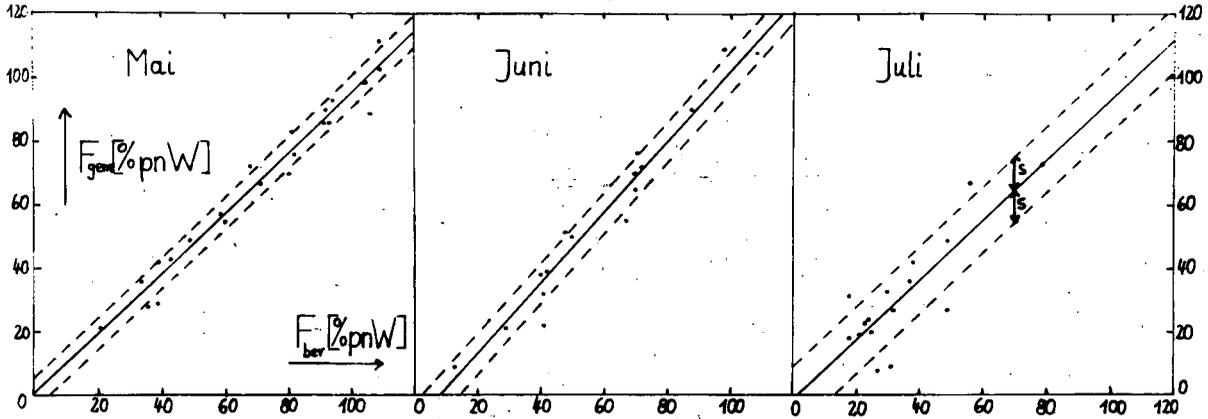


Abb 4

Abb.5



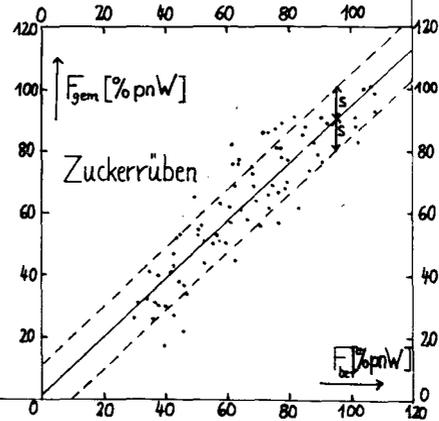
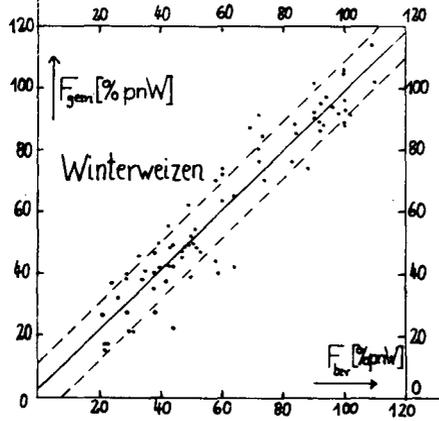
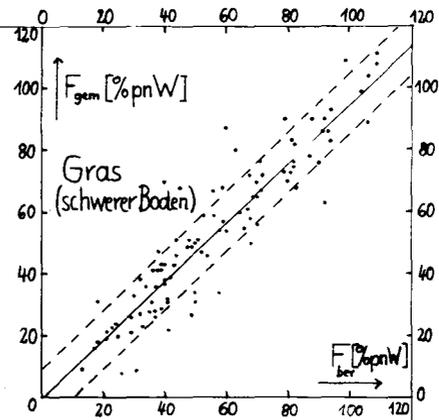
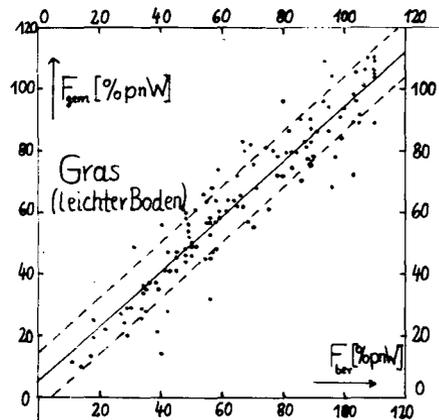
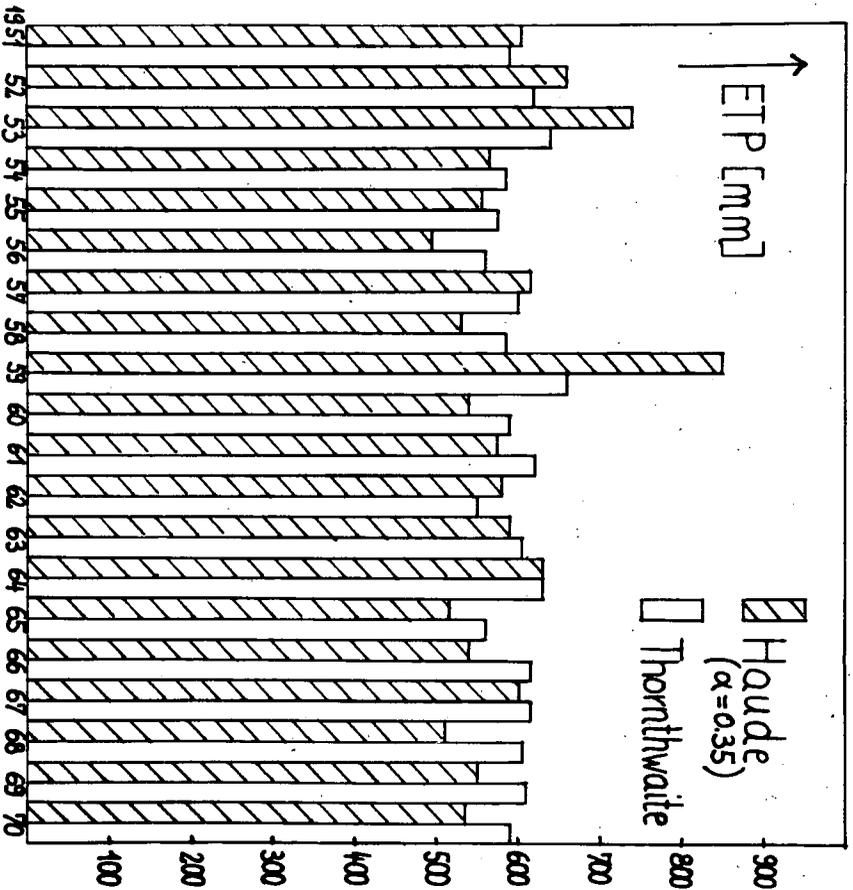


Abb. 6

Abb. 7



Schwankungen der Verdunstungen

in der bodennahen Luftschicht

von

G. Schröder und G. Schwerdtfeger

In Suderburg werden für die agrarmeteorologische Forschungsstelle in Braunschweig seit längerer Zeit Verdunstungen und Niederschläge gemessen. In diesem Bericht werden ausschließlich die Verdunstungen behandelt.

Als nach anfänglichen Messungen mit nur einer Verdunstungsscheibe nach Prof. Dr. Czeratzki (1) eine zweite hinzukam, stellten sich auf dem Gelände der Fachhochschule Suderburg auf ca. 100 Meter Entfernung recht große Unterschiede der Verdunstungswerte ein.

In den vergangenen Jahren ergab sich im Rahmen eines Forschungsvorhabens (2) die Möglichkeit, der Frage nach der Streuung der Verdunstung in der bodennahen Luftschicht nachzugehen. Dieses Forschungsvorhaben, das dankenswerterweise von der DFG mit einer Sachbeihilfe unterstützt wurde, ist von April 1975 bis September 1977 durchgeführt worden. Es waren bis zu sieben Verdunstungsscheiben und zwei Windwegmeßgeräte an einer Meßstelle eingesetzt. Diese liegt auf einem Humus-Eisen-Podsol mit altpleistozänen Sanden (3, S. 330). Durch die Zunahme der Zugkraft der Traktoren ist der Ap-Horizont auf über 30 cm vertieft worden (4).

Bei den anstehenden Mittelsanden entwickelt sich nur bei einem Humusgehalt über 2% ein stabiles Bodengefüge. In niederschlagsarmen Zeiten bleiben diese Böden verwehungsgefährdet. Daher ist die fortlaufende Überprüfung der klimatischen Wasserbilanz von

großer Wichtigkeit, um durch vorbeugende Maßnahmen Schäden durch Winderosion in Grenzen zu halten.

Normalerweise erhält man durch Ablesen am Standzylinder der Czeratzki-Scheibe nur Tageswerte, die scheinbar geradlinig über den ganzen Tag verteilt sind, wie aus Bild 1 und Bild 4 ersichtlich ist.

Durch den Umbau eines alten Regenschreibers konnten in den letzten 1,5 Jahren des Forschungsvorhabens auch Verdunstungswerte ermittelt werden, die nicht geradlinig über den Tag verteilt sind. Aus diesen Schreiberaufzeichnungen geht eindeutig hervor, daß im Sommer während der Nacht eine weitgehende Verdunstungsruhe eintritt. In diese Zeit fallen stets die Stunden zwischen 20.00 Uhr und 6.00 Uhr. In Ausnahmefällen kann aber auch in warmen Nächten mit relativ geringer Feuchtigkeit bis zu 1/3 des Tageswertes verdunsten. In der Regel liegen die Verdunstungswerte für die o.a. Nachtstunden aber unter 5% und sind weitgehend zu vernachlässigen.

Für die graphische Darstellung der Tagesverdunstungswerte wurden zwei Standorte gewählt, die sich beide im Einflußbereich einer Windschutzhecke befanden. Die Hecke ist fünf-reihig aufgepflanzt, ca. 25 Jahre alt und ungefähr fünf Meter hoch.

Die eine Verdunstungsscheibe stand unmittelbar in der Hecke auf der windabgewandten Seite. Die zweite Scheibe stand ungefähr fünf Meter entfernt auf der Ostseite der Hecke, ebenfalls im Windschattenbereich, in einem Zuckerrübenbestand.

Auf Bild 1 wird die Tagesverdunstung am 22. Mai 1977 in der Hecke mit 4 mm und auf dem Rübenfeld mit 6 mm ausgewiesen. Damit ergibt sich ein Unterschied der Verdunstung von 50% bezogen auf den niedrigeren Wert in der Hecke.

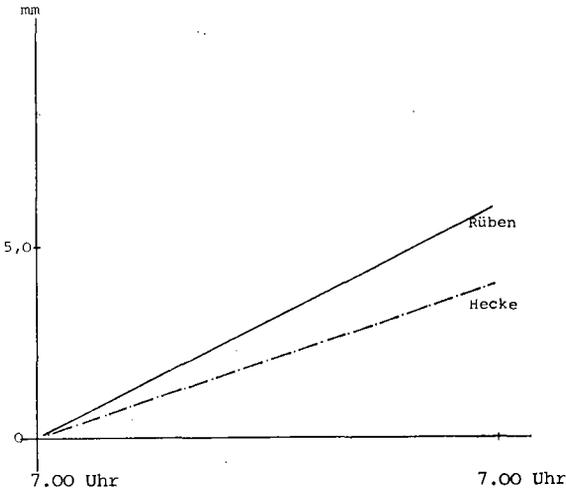


BILD 1: Verdunstungen am 22. Mai 1977

Wenn man die Verdunstungswerte vom 22. Mai 1977 in die fortlaufende Meßperiode (Pentade) einfügt, ergibt sich immer noch ein Unterschied von 30%. (Bild 2)

Übertragen auf den gesamten Monat Mai 1977 läßt sich eine Verdunstungsdifferenz von 20% feststellen, die auf diese kurze Entfernung doch recht beachtlich ist. Die Monatsdifferenz ist auf Bild 3 dargestellt. Außerdem ist auf Bild 3 wie auf Bild 6 zusätzlich noch die Windgeschwindigkeit als konstanter Wert geradlinig über den ganzen Tag verteilt angegeben. Diese Werte verdeutlichen sehr gut die enge Beziehung zwischen Windgeschwindigkeit und Verdunstung.

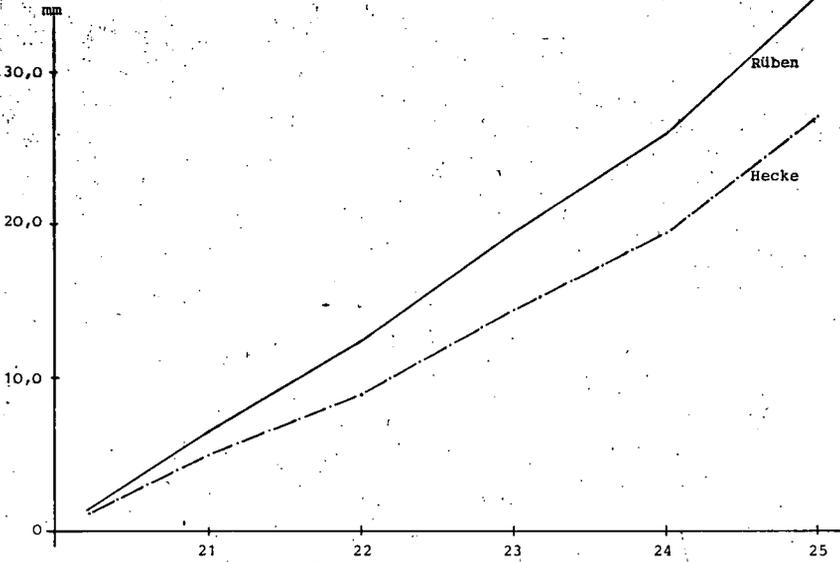


BILD 2: Verdunstungen vom 21. bis 25. Mai 1977

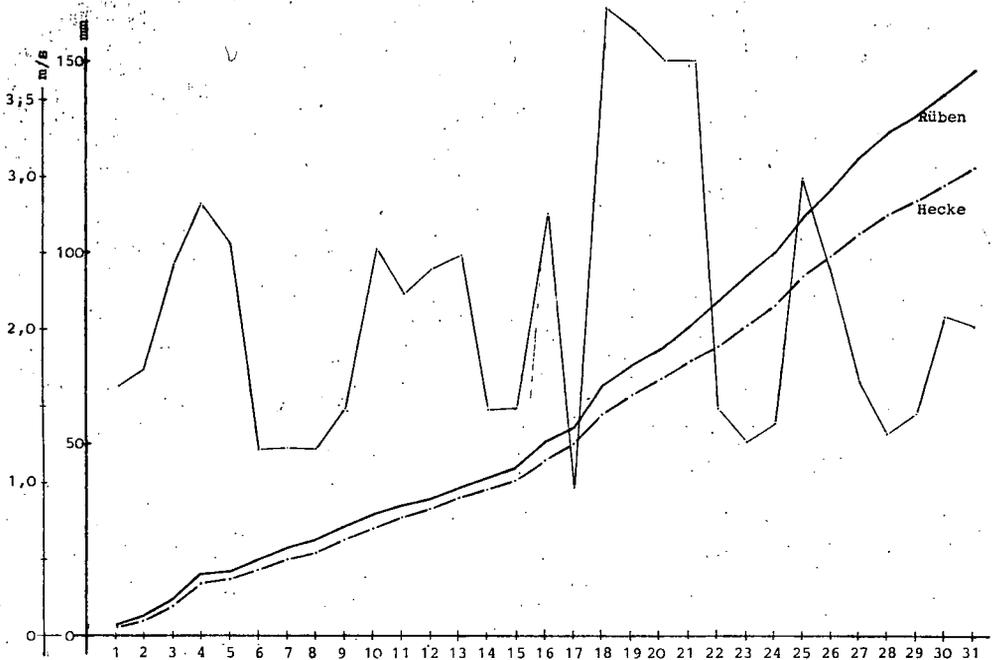


BILD 3: Verdunstungen und Windgeschwindigkeiten im Mai 1977

Aus den Diagrammen der Bilder 1 bis 3 geht hervor, daß die höheren Werte der Verdunstung auf dem Rübenfeld liegen, das im Mai noch keine geschlossene Pflanzendecke aufweisen konnte.

Ganz anders stellt sich die Verdunstung im September 1977 bei einem geschlossenen Rübenbestand dar:

Die Verdunstungswerte liegen in der Hecke z.T. bedeutend höher, als auf dem Feld.

Diese Umkehrung hat verschiedene Gründe.

Die Verdunstungsscheibe im Rübenfeld wurde so aufgestellt, daß sie immer mit den Rüben gewachsen ist, d.h., die Verdunstungsfläche befand sich immer in Blatthöhe. Durch die unmittelbare Umgebung des Blattes kommt es natürlich zu einer weiteren Beruhigung der Windturbulenzen, als in der Hecke schon geschehen und die Verdunstung wird reduziert. Außerdem setzte ab Mitte August 1977 starker Tau ein, und die Temperaturen sanken unter 10° C in der Nacht. Der Tau schlug sich auf den Rüben wesentlich stärker nieder, als in der Hecke, so daß die Verdunstung in der Hecke sehr viel früher einsetzen konnte, als bei den Zuckerrüben. In deren Umgebung herrschte entsprechend länger eine Luftfeuchtigkeit von nahe 100%. Auch dadurch wurde die Verdunstung nicht unwesentlich beeinflusst.

Die Mehrverdunstung in der Windschutzhecke beträgt im Extrem (am 15. September 1977) bis zu 133% der Verdunstung des Rübenfeldes an einem Tag. (s. Bild 4) Auf die Pentade übertragen ergibt sich ein Unterschied von 6 mm in den Rüben zu 12,5 mm in der Hecke; das sind 108% Unterschied. (s. Bild 5)

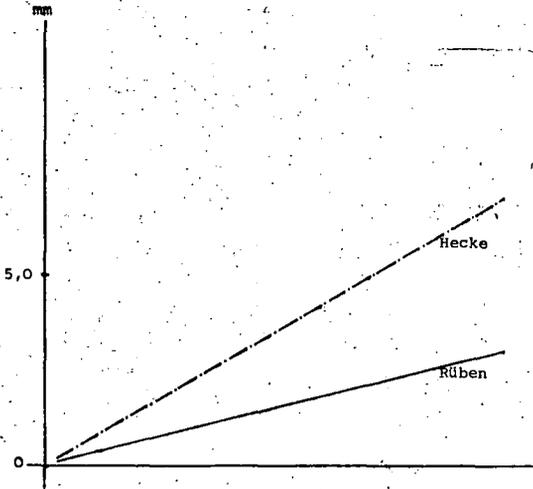


BILD 4: Verdunstung am 15. September 1977

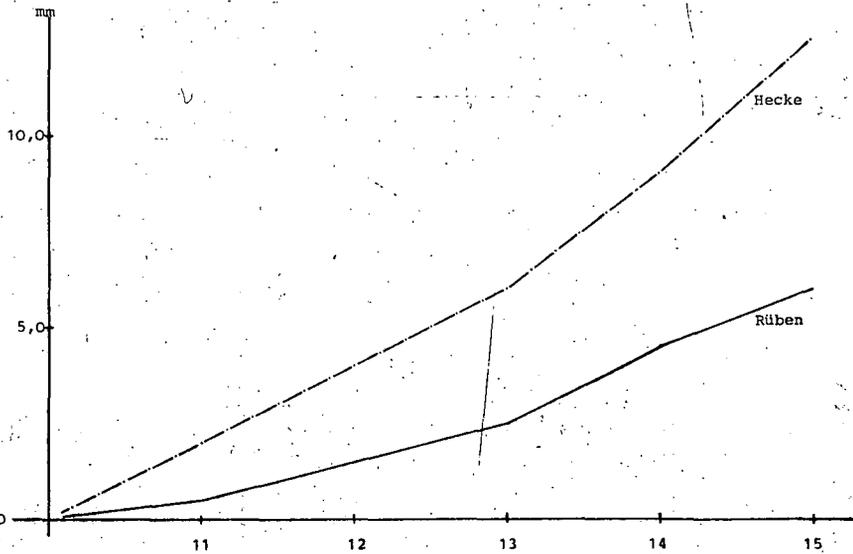


BILD 5: Verdunstungen vom 11. bis 15. September 1977

Im gesamten Monat September liegt dieser Unterschied noch bei 70%!

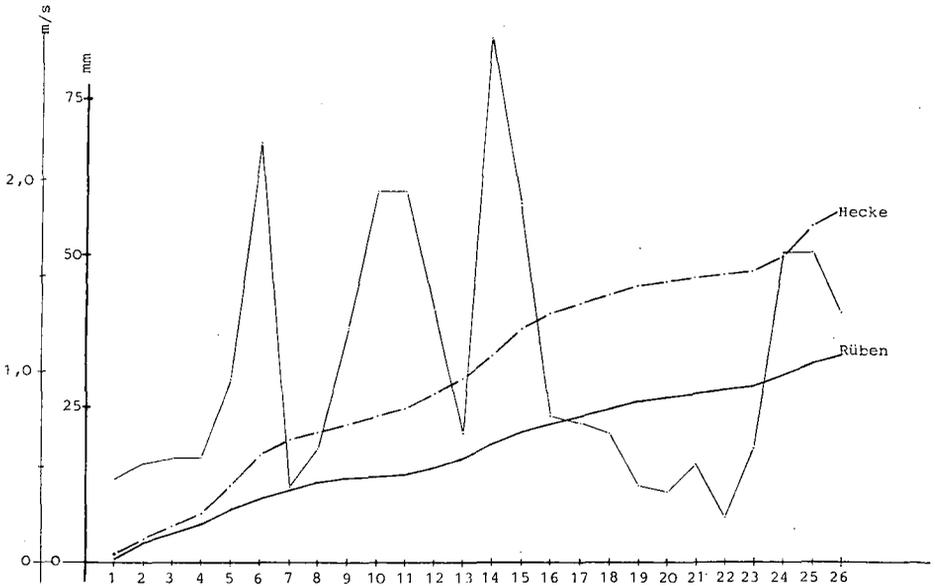


BILD 6: Verdunstungen un Windgeschwindigkeiten im September 1977

In diesen ganzen Komplex der unterschiedlichen Verdunstungen ist noch nicht der Unterschied von der empfohlenen Meßhöhe der Czeratzki-Scheibe von ca. 1,50 Meter über Gelände bezogen auf die unmittelbare Pflanzhöhe erhalten. Man wird sich aber nach den vorangegangenen Ausführungen vorstellen können, daß auch hier nochmals mit einer beachtlichen Verschiebung der Verdunstungswerte zu rechnen ist.

Wenn dieses Problem auch in einer neuen Versuchsreihe untersucht werden muß, so läßt sich doch eine Schlußfolgerung für die Übertragung von Ergebnissen der einzelnen Meßstellen auf

den Gebietswasserhaushalt ableiten.

Für den Einsatz der Feldberegnung, vorausschauende arbeitswirtschaftliche Planung bei Bestellung und Ernte (z.B. durch Maschinenringe) und viele andere von der Bodenfeuchte abhängige Maßnahmen, ist eine Auswertung von Verdunstungsmessungen zur Erstellung der klimatischen Wasserbilanz erwünscht.

(5). Hierbei ist eine Differenz von 20 bis 70% in den einzelnen Monaten zwischen zwei nahe gelegenen Meßstellen möglich. Das sind je nach Monatssumme 10 bis 25 mm. Die Genauigkeit der Aussagen für die Bilanz des Gebietswasserhaushaltes ist mit dieser Differenz, die im gewogenen Mittel um 30% schwankt, belastet. Verglichen mit anderen meteorologischen Vorhersagen ist das ein befriedigendes Ergebnis.

Zusammenfassung

Auf windgefährdeten Böden wird zur Ermittlung der klimatischen Wasserbilanz die Verdunstung gemessen. Diese Meßsysteme stehen auf engem Raum. Die Unterschiede der Verdunstung sind auf wechselnde Vegetation und die dadurch bedingten Abweichungen in den Windgeschwindigkeiten, sowie auf die Taubildung zurückzuführen. Die ermittelten Unterschiede betragen 20 bis 70%.

Literatur

- 1) Walter Czeratzki, Ein Verdunstungsmesser mit keramischer Scheibe, Landbauforschung Völknerode
- 2) G. Schwerdtfeger und G. Schröder, Windschutz auf leichten Böden
 1. Bericht: Geologische, vegetationskundliche und agrarhistorische Vorbereitungen für Winderosionsgefährdung Z.f.Kulturt.u.Flurn. 17, 349-357, 1976

- 3) W. Baden, H. Kuntze, J. Niemann, G. Schwerdtfeger und
F.-J. Vollmer, 1969 Bodenkunde
Lehrbuch für Ingenieurschulen
Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart
- 4) G. Schwerdtfeger, Genese und Nomenklatur krumenvertiefter
Ackerböden.
Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.
25, 633-638 (1977)
- 5) Bundesministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten
Berichte über Landwirtschaft
Band 55, Heft 4, 1977



Normal-Jahresgang, Streuung und Klassierung ökohydrologisch
wichtiger Klimagrößen. - Beispiel: Potentielle Evapotranspi-
ration im Raum Göttingen

(ferner: Jahresgang und Klassierung von Boden-Temperaturen)
von

FREDE, H.-G., B. MEYER u. E. PLUQUET⁺

PROBLEMSTELLUNG

Wer ökologische Freiland-Untersuchungen, z. B. landwirtschaftliche Feldversuche, durchführt oder aufgrund von Zeitmeßreihen bodenhydrologischer Größen über Modellrechnungen zu Wasserbilanzen gelangen will, benötigt im Hinblick auf Verallgemeinerungen witterungsstatistische Angaben. Es gilt nicht nur, die vorgefundenen Verhältnisse auf die sog. "vieljährigen klimatischen Mittelwerte", im folgenden als "Normal-" bezeichnet, zu projizieren, sondern auch das ökologische Verhalten bei bestimmten Abweichungen des Witterungsganges vom Normalklima zu charakterisieren, ja nach Möglichkeit die ökologischen Ergebnisse auf das "Standortsklima" zu beziehen, das durch Mittelwerte, Streuungen und Länge der Normalperiode gekennzeichnet wird. Dazu braucht man in erster Linie neben den vieljährigen Monats- und Jahresmitteln eine sinnvolle Klassierung der Witterungsdaten.

Für einfach und direkt zu messende Größen wie Niederschlag oder Temperatur liegen in Mitteleuropa in der Regel die Normal-Jahresgänge vor, aber schon bei der Klassierung der aktuellen Abweichungen beginnt die Suche nach allgemein verwendbaren Konzepten. Noch schwieriger gestaltet sich die Charakterisierung von Witterungsgängen im Hinblick auf abgeleitete meteorologische Größen wie die "potentielle Evapotranspiration, ETpot". Anhand einer statistischen Untersuchung dieser Größe für Göttingen (Messungen über 31 Jahre) sollen im folgenden Möglichkeiten einer ökologischen Charakterisierung diskutiert werden.

GRUNDDATEN

Ein Vergleich verschiedener ETpot-Parameter ist hier nicht beachtet. Wir verweisen auf BEESE et al. (1) und beschränken

⁺ Institut für Bodenkunde, von-Siebold-Str. 4, 34 Göttingen

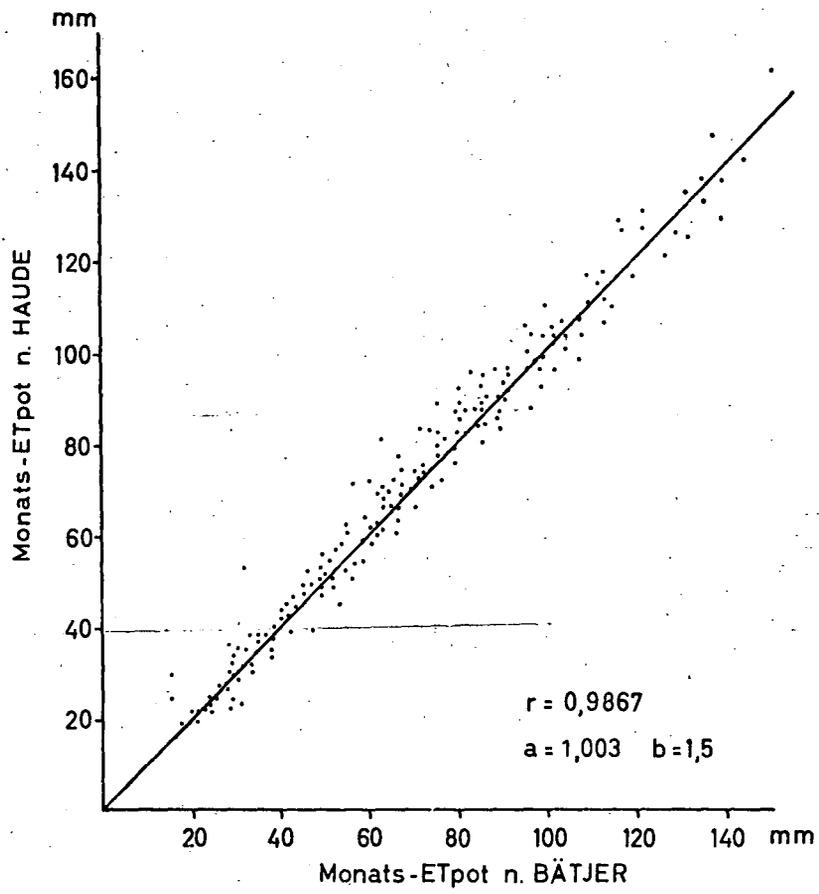


Abb.1 Beziehungen zwischen den nach BÄTJER und der HAUDE-Formel berechneten Monatswerten der ETpot

Tab. 2 Haude-ETpot-Werte aus Tageswerten errechnet

Monats- und Jahressummen sowie deren Mittelwerte, (Wetterstation Göttingen,
1946-1976, Angaben in mm Wasserhöhe)

Jahre	JAN	FEB	MÄR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	Σ
1946	15	12	29	92	88	70	95	82	60	26	14	8	591
1947	9	7	19	68	108	104	126	138	110	58	14	10	771
1948	14	13	37	85	93	106	83	70	62	40	17	13	633
1949	13	17	35	72	71	66	104	104	91	52	19	9	653
1950	11	17	24	44	89	121	92	99	43	31	13	8	592
1951	10	13	23	62	79	79	96	88	66	47	15	11	589
1952	7	9	22	95	80	87	106	104	36	21	10	7	584
1953	7	12	52	89	92	83	85	87	73	37	19	12	648
1954	10	12	31	56	106	100	45	67	54	29	19	10	539
1955	9	13	22	53	60	82	66	71	52	30	16	11	485
1956	10	7	30	44	102	54	73	61	50	24	13	11	479
1957	11	13	34	67	74	111	86	62	40	30	16	9	553
1958	10	16	18	46	69	72	73	84	63	31	10	10	502
1959	13	18	39	70	87	118	147	101	111	71	14	12	801
1960	10	14	29	64	81	103	77	58	50	25	18	8	537
1961	9	20	36	49	49	96	69	72	77	37	13	11	538
1962	14	13	18	58	49	86	58	70	59	39	15	9	488
1963	7	9	24	66	81	97	107	77	58	29	18	8	583
1964	8	16	22	71	99	138	126	94	73	33	13	12	705
1965	10	10	24	53	74	82	60	75	54	39	11	10	502
1966	12	18	23	49	90	90	71	78	55	39	11	10	546
1967	12	19	28	58	88	76	127	78	49	34	13	7	632
1968	9	13	36	96	76	88	88	86	49	32	17	8	598
1969	12	10	17	60	82	93	111	96	63	41	19	6	610
1970	10	9	21	37	75	129	78	86	54	23	20	9	551
1971	17	13	22	74	110	69	131	128	65	52	15	9	705
1972	10	20	45	50	77	83	90	67	46	41	14	16	559
1973	8	11	33	41	88	102	93	133	87	30	18	11	655
1974	14	17	35	82	70	70	61	96	63	16	19	13	556
1975	20	22	28	56	83	83	117	142	75	27	15	11	679
1976	11	15	27	66	115	135	161	125	50	36	15	11	767
\bar{x}	11	14	28	63	83	93	94	90	63	35	15	10	601

uns aus pragmatischen Gründen auf die ETpot-Tageswerte nach HAUDE (2), errechnet mit den beim Deutschen Wetterdienst verwendeten Faktoren (3). Wir benötigen vieljährige Mittelwerte, und die sind für die meisten mitteleuropäischen Klimastationen nur in Form der HAUDE-Werte errechenbar. Selbst gut ausgerüstete Wetterstationen wie die des Deutschen Wetterdienstes Göttingen gestatten z.B. noch nicht die Berechnung vieljähriger Mittelwerte nach PENMAN (4), da noch nicht lange genug die Windwege gemessen werden. Die enge Korrelation der HAUDE-ETpot mit der aktuellen Evapotranspiration wurde von uns in mehrjährigen Graskasten-Versuchen (5) festgestellt.

Für die Berechnung der HAUDE-ETpot wurden die Tagesdaten von 31 Meßjahren (1946-1976) verrechnet. Wie sich zeigte, liefert diese Beobachtungsdauer in Göttingen eine für die Berechnung von Monats- und Jahres-Normalen befriedigende Stichprobe - entsprechend einer Festlegung der "Normalperiode" von 30 Jahren durch die Weltorganisation für Meteorologie (vgl. SCHIRMER, 6).

BERECHNUNG

Objekte waren die Höhen (mm) der monatlichen ETpot als Elemente der Jahres-ETpot. Die Monats-ETpot wurde einmal — in üblicher Weise — als Summe der Tages-ETpot berechnet, indem für jeden Tag aus den 14.²⁰ Uhr-Werten von Temperatur und relativer Luftfeuchte das Wasserdampf-Sättigungsdefizit (7) unter Verwendung der HAUDE-Monatsfaktoren (3) die Tages-ETpot bestimmt wurde. Da dieses Verfahren sehr zeitaufwendig ist, wurde geprüft, ob auch die von BÄTJER (8) für den nordwestdeutschen Raum entwickelte vereinfachte Berechnungsweise — Ermittlung der Monats-ETpot aus Monats-14.⁰⁰Uhr-Durchschnitts-Temperatur und -Luftfeuchte unter Verwendung von anderen Faktoren — noch für die Region Südniedersachsen gültig ist. Abb. 1 zeigt, daß dies der Fall ist. Die Korrelation ist mit einem Koeffizienten von $r = 0,9867$ sehr eng.

Es könnte lohnen, für die einzelnen Regionen Mitteleuropas an repräsentativen Bezugsstationen die HAUDE/BÄTJER-Faktoren zu überprüfen oder zu modifizieren, um dazwischen liegenden Meßstellen eine rasche Ermittlung der ETpot-Monats- und Jahresnormale zu ermöglichen.

+

MEZ=14.00 OZ

ERGEBNISSE

Es kann der Nachweis geführt werden, daß die Verteilung der Monats- und Jahreswerte der Meßperiode in allen Fällen die Bedingungen einer Normal-Verteilung erfüllt, ein Hinweis auf ausreichenden Umfang der Stichprobe. Die arithmetischen Monats- und Jahresmittel sind mit den Standardabweichungen und Variationskoeffizienten in Tab. 1 dargestellt.

Tab. 1 Klassen der Monats- und Jahres-ETpot in Göttingen (mm)

MONAT	s	CV %	\bar{x} mm	KLASSEN MIT ETpot			
				NORMALER \pm mm	ÜBER-, UNTER- NORMALER \pm mm	HOHER, NIEDRIGER \pm mm	SEHR HOHER, SEHR NIE- DRIGER \pm mm
	1.)	2.)	3.)	4.)	5.)	7.)	
APR	16,4	26	64	6	7-17	18-32	>33
MAI	15,9	19	83	5	6-16	17-31	>32
JUN	20,7	22	93	7	8-21	22-40	>41
JUL	27,5	29	94	9	10-28	29-53	>54
AUG	27,7	31	90	9	10-28	29-54	>55
SEP	18,0	29	62	6	7-18	19-35	>36
OKT	11,5	33	35	12	6.)	13-22	>23
NOV	2,9	19	15	3		4-5	> 6
DEZ	2,1	21	10	2		3-3	> 4
JAN	3,9	35	11	4		5-7	> 8
FEB	3,9	28	14	4		5-7	> 8
MÄR	8,3	27	29	9		10-16	>17
JAHR	85,5	14	601	28	29-86	87-167	>168

1.) s = Signifikanz

2.) CV = Variationskoeffizient

3.) \bar{x} = Mittelwert

4.) $(\bar{x}+0,33s) \rightarrow (\bar{x}-0,33s)$

5. $(\bar{x}+0,33s) \rightarrow (\bar{x}+s)$

$(\bar{x}-0,33s) \rightarrow (\bar{x}-s)$

6. $(\bar{x}+s) \rightarrow (\bar{x}-s)$

7. $(\bar{x}+s) \rightarrow$ Signifikanzgrenze
 $(\bar{x}-s)$ $p = 5\%$

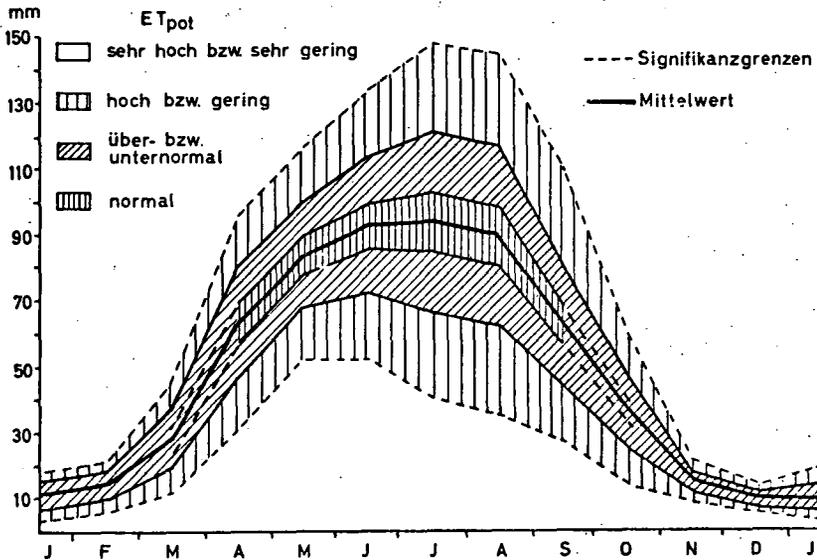


Abb.2 Jahrgang und Klassierung der ET_{pot} in Göttingen

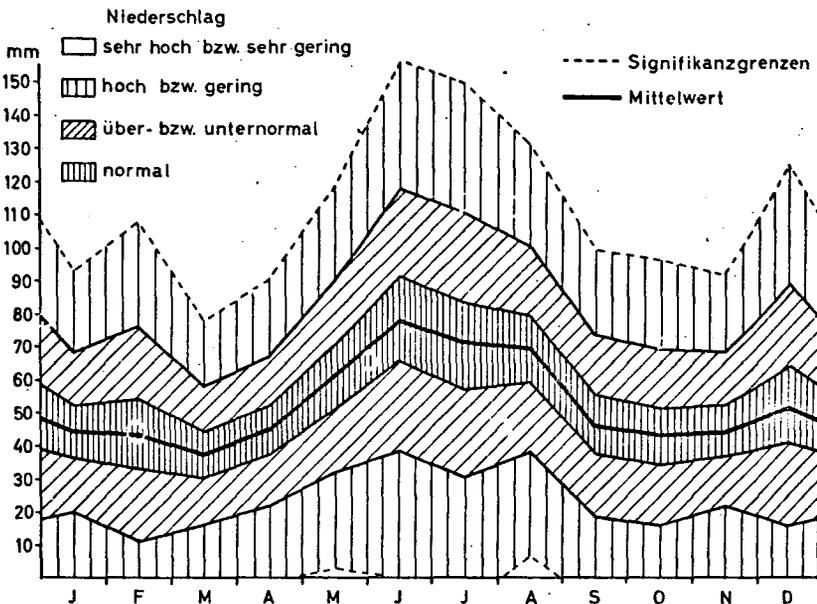


Abb.3 Jahrgang und Klassierung der Niederschläge in Göttingen (1946-1976)

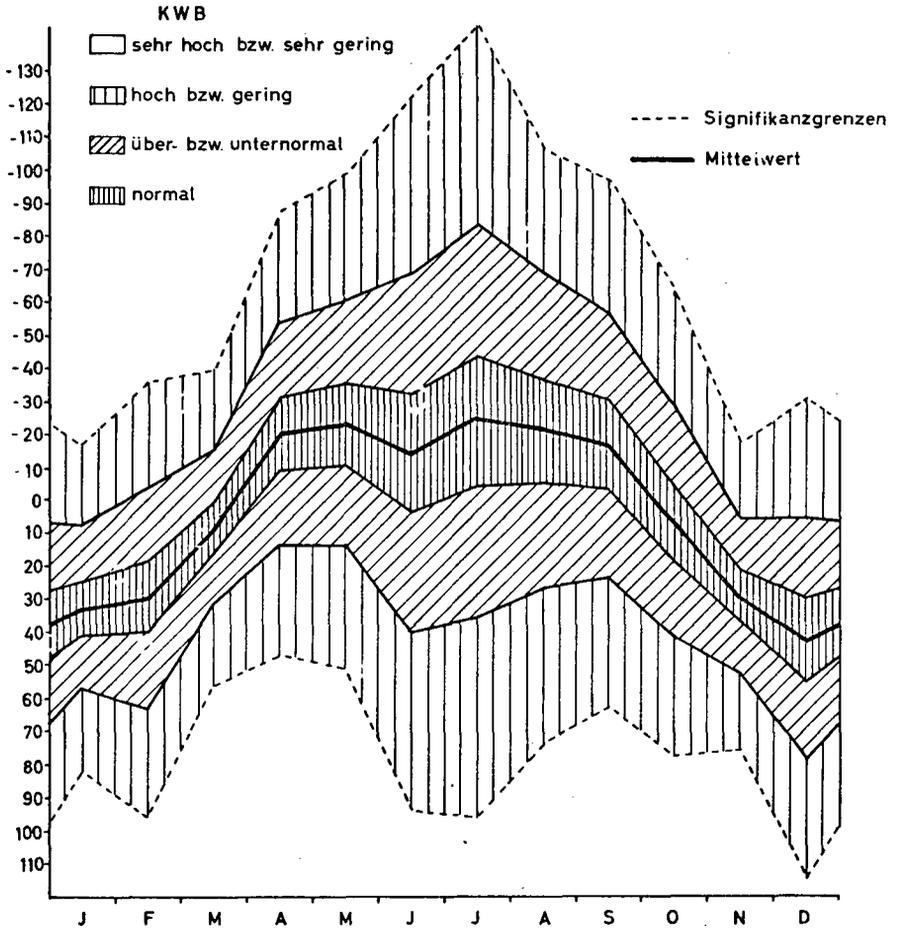


Abb. 4 Jahrgang und Klassierung der "Klimatischen Wasserbilanz" in Göttingen (1946-1976)

Abb. 2 gibt den Normalgang der ETpot sowie die Streubreite zwischen den Signifikanzgrenzwerten $\pm 95\%$ wieder. Die Unterschiede zwischen der großen Streubreite im Sommerhalbjahr und der geringen im Winterhalbjahr, die das ausschließliche Rechnen mit Mittelwerten gestattet, wird deutlich.

Man erkennt die Abhängigkeit der ETpot vom Jahresgang der Temperatur und — bei nur wenig schwankendem Variationskoeffizient CV ($\bar{x}=27\%$) — die Abhängigkeit der Streubreite von der Höhe der ETpot.

Für eine Klassierung der Monats- und Jahres-ETpot-Werte schlagen wir eine nicht lineare Klassenbildung vor, die sich an die Ordinaten — vgl. die in Tab. 1 angegebenen Grenzwerte und die in Abb. 2 dargestellten Grenzlinien — bei (1) $\bar{x}\pm 0,33s$, (2) $\bar{x}\pm s$ und (3) ungefähr $\bar{x}\pm 2s$ hält. Die Unterteilung in 7 Klassen soll jedoch nur für das Sommerhalbjahr gelten (APR-SEP). Im Winterhalbjahr (OKT-MÄR) werden 5 Klassen als ausreichend angesehen.

In der 31-jährigen Meßreihe lagen folgende Monate in der Klasse mit "sehr hoher" ETpot: MÄR 53, APR 68, MAI 76, JUN 64 u. 76, JUL 59 u. 76, SEP 47 u. 59. Jahre mit "sehr hoher" mittlerer ETpot waren 1947 und 1959. 1976 erreichte mit 767 mm knapp die Grenze zwischen "hoch" und "sehr hoch".

"Sehr geringe ETpot wurde nur zweimal, im MAI 1961 und 62 erreicht. Ein Jahresmittel unterhalb der unteren Signifikanzgrenze ist bislang noch nicht aufgetreten.

In gleicher Weise läßt sich mit den Niederschlägen und — als Differenz zwischen Niederschlag (Göttingen: 613 mm) und ETpot (Gött.: 601 mm) — der "Klimatischen Wasserbilanz" (Gött.: 12mm) verfahren.

BODENTEMPERATUREN

Da es bislang sehr wenige statistische Angaben zum Gang von Boden-Temperaturen gibt, wird die Gelegenheit witterungsstatistischer Betrachtungen genutzt, um in Abb. 5 den Normal-Jahresgang von Bodentemperaturen in verschiedenen Bodentiefen darzustellen.^{*)} Auch hier schlagen wir eine 4-stufige Klassierung vor, die auf ökologisch-phänologischen Beobachtungen und Überlegungen, so z.B. zum N-Umsatz, beruht. Die Grenzen sind so gewählt, daß der "Normal-Bereich" ein Zeitintervall von höchstens einer Dekade umfaßt.

^{*)} Die Auswertung von Meß-Daten wurde von HELMS (9) vorgenommen

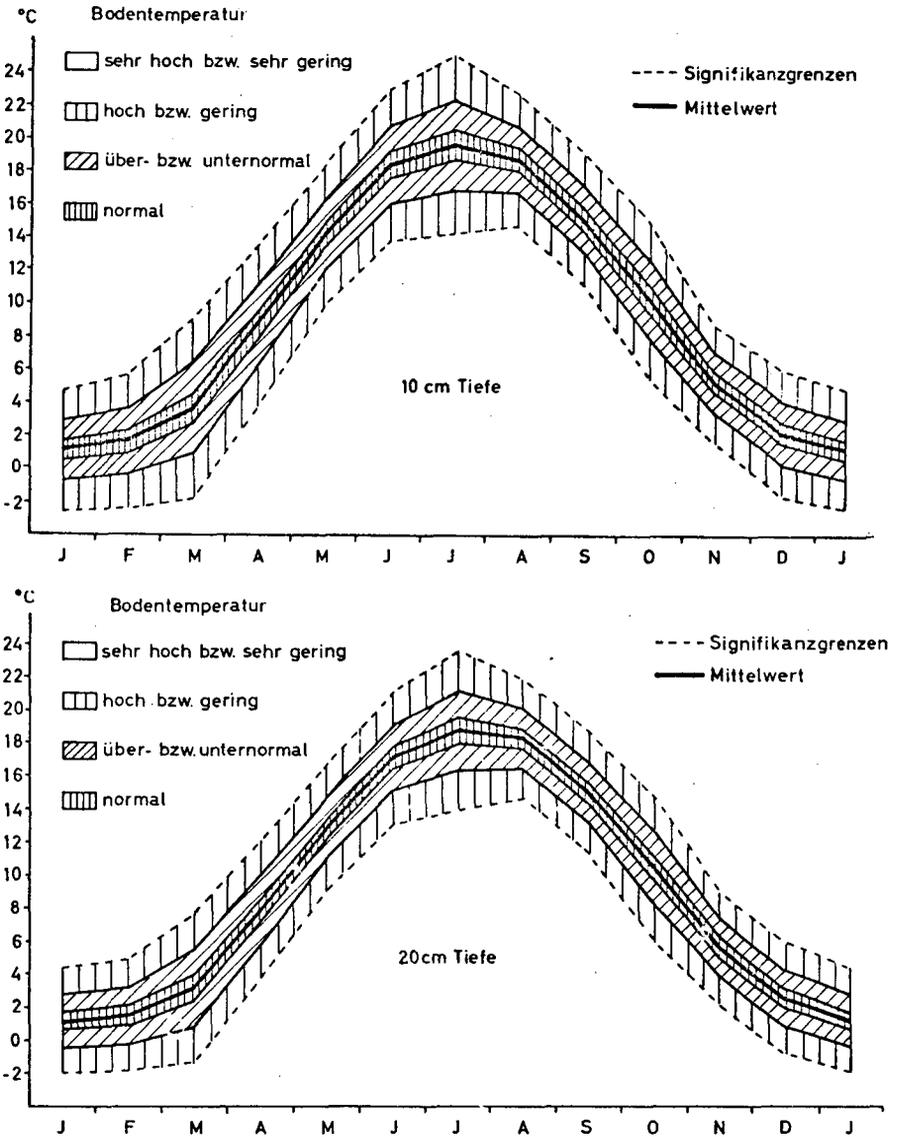
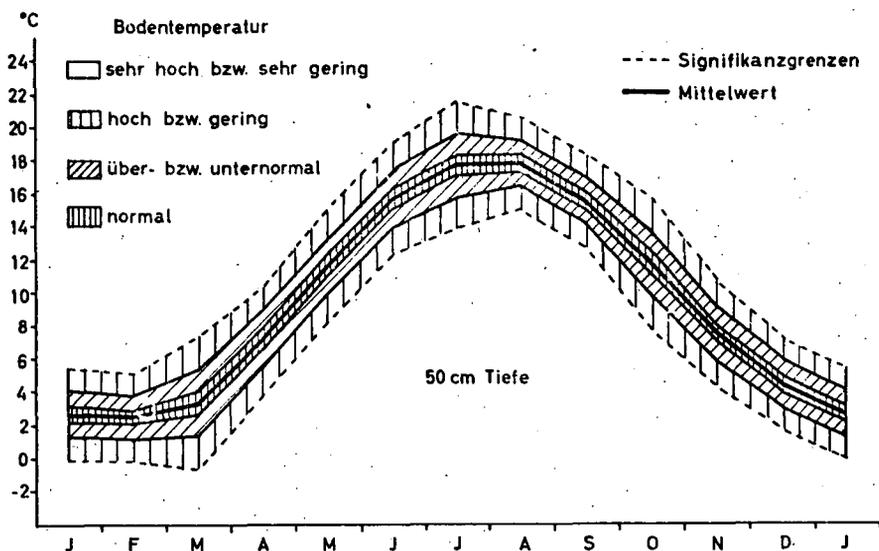


Abb. 5 Jahrgang und Klassierung der Bodentemperaturen unbewachsener Böden in Göttingen (1957-1976)



LITERATUR

- 1 Ploeg, R.R. van der, P. Benecke u. F. Beese, 1978: Die Evapotranspiration von Waldbeständen: Ein Methodenvergleich. (unveröff. Manuskript)
- 2 Haude, W., 1954: Zur praktischen Bestimmung der aktuellen und potentiellen Evapotranspiration und Evaporation. Mittlgn. d. Dtsch. Wetterdienstes 8, 3-22 (1954)
- 3 Baumann, H., 1962: Witterungslehre für die Landwirtschaft, Verl. P. Parey, Berlin/Hamburg
- 4 Penman, H.L., 1956: Evaporation. An introductory survey. Neth. J. Agric. Sci. 4, 9-29
- 5 Werhan, W., 1978: Vergleich von HAUDE-ETpot und vierjährigen Meßergebnissen der potentiellen Evapotranspiration von Graskästen, Diplomarbeit, Inst. f. Bodenkunde, Landwirtschaftl. Fakultät Göttingen
- 6 Schirmer, H., 1969: Langjährige Monats-Jahresmittel der Lufttemperatur und des Niederschlags in der Bundesrepublik Deutschland für die Periode 1931-1960. Ber. d. Dtsch. Wetterdienstes 1969
- 7 Deutscher Wetterdienst (Hrsgb.), 1963: Aspirations-Psychrometer-Tafeln, 4. Aufl., Verl. F. Vieweg, Braunschweig
- 8 Bätjer, D., 1968: Der Wasserhaushalt Nordwestdeutschlands, Serie: Aktuelle Fragen d. Landbaues, Schr.-R. Landw.-Kammer Weser-Ems, Verl. P. Parey, Berlin/Hamburg
- 9 Helms, H., 1977: Normal-Jahresgang und Streuungen der Bodentemperaturen in Göttingen, Diplomarbeit, Inst. f. Bodenkunde, Landwirtschaftl. Fakult. Göttingen

Flächenmässige Interpretation von Lysimeterdaten mit Hilfe
von Bodenfeuchtemessungen

von

Germann, P., Lang, H. und Schädler, B.*)

1. Einleitung

Im Rahmen des Projektes HYDREX der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH (VAW) wird der Wasserhaushalt im hydrologischen Einzugsgebiet des Rietholzbaches untersucht. Das Untersuchungsgebiet liegt zwischen 600 und 900 m ü.M. in den Voralpen des unteren Toggenburgs im Kanton St.Gallen. Die obere Süsswassermolasse bietet günstige Voraussetzungen dafür, dass sämtliche Abflüsse durch die Pegelmessstelle erfasst werden. Von der 320 ha umfassenden Oberfläche sind etwa 20% bewaldet, die übrige Fläche wird landwirtschaftlich genutzt.

Neben der Messung des Niederschlages und des Abflusses werden Parameter erfasst zur Berechnung der Verdunstung aus der Energiebilanz. Zudem werden Methoden der Fernerkundung zur flächenmässigen Beschreibung hydrologisch wichtiger Daten eingesetzt und geprüft. Bodenhydrologische Untersuchungen sollen Auskunft geben über die zeitliche und örtliche Veränderung des Bodenwassergehaltes, die im Zusammenhang mit dem Abflussverhalten des Vorfluters interpretiert werden soll. Nebst anderen Zwecken dient hiezu ein wägbares Lysimeter.

Das gesamte Projekt wird unter anderem vom Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung unter den Nummern 2.447-0.75 und 2.021-0.73 finanziell unterstützt.

*) Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH,
CH-8092 Zürich

2. Problemstellung

Bei der Interpretation der Ergebnisse von Lysimeteranlagen muss davon ausgegangen werden, dass sie den Wasserhaushalt des natürlich gelagerten und bewachsenen Bodens der unmittelbaren Umgebung nicht zum vornherein richtig erfassen. Unterschiede zum natürlich gelagerten Boden ergeben sich zum Beispiel durch die undurchlässige Schicht am unteren Rand des Lysimeters, durch die Verhinderung seitlicher Zu- und Abflüsse (ober- wie unterirdisch), durch Oaseneffekte, usw. Nach den Untersuchungen von ITEM (1974) ist mit einer deutlichen Verringerung der aktuellen Evapotranspiration gegenüber der potentiellen bereits bei Saugspannungen des Bodenwassers von etwa 100 bis 200 cmWS zu rechnen. Geringer Wasserstau oder eine etwas überdurchschnittliche Entwässerung im Boden des Lysimeters im Bereich dieser Saugspannungswerte könnte demnach bereits deutliche Unterschiede im Verlauf der aktuellen Evapotranspiration gegenüber dem natürlich gelagerten Boden zeigen. Es muss also damit gerechnet werden, dass durch die Erfassung des Bodenwasserhaushaltes mittels Lysimetern wichtige Komponenten der Wasserbilanz des Bodens beeinflusst werden. Daraus leitet sich die Notwendigkeit ab, Ergebnisse von Lysimetermessungen durch Messungen im natürlich gelagerten Boden zu überprüfen.

Ein wägbares Lysimeter erfasst den Wasserhaushalt des eingefüllten Bodens sehr genau. Die mit ihm gewonnene Erkenntnisse sollten aber auf eine grössere Fläche übertragen werden können. Hier stellt sich die Frage, auf welche Bodentypen sie überhaupt angewendet werden können und wie allfällige Uebertragungsfunktionen aussehen.

3. Methode

Etwa im Zentrum der Einzugsgebietes wurde 1975 ein wägbares Lysimeter nach PRIMAUT (1970) (modifiziert durch SEVRUK) eingerichtet. Sein Durchmesser beträgt 2.0 m und seine Höhe 2.5 m. Stündlich wird das relative Gewicht in (kp) mit einer Auflösung von 0.2 (kp) registriert. "Relatives Gewicht" deshalb, weil die elektronische Waage den Nullpunkt der Skala nicht erfasst. Der Boden wurde künstlich eingefüllt unter möglichst genauer Nachbildung der natürlichen Lagerung. Er kann als normaldurchlässige, lehmige Braunerde bezeichnet werden. Die Krautvegetation entspricht jener der Wiese in der Umgebung.

Im Lysimeterboden sowie an bisher 18 über das gesamte Einzugsgebiet verteilten Messorten wurden Aluminiumrohre bis höchstens 2.0 m Tiefe in den Boden eingebaut. Periodisch wurde in ihnen das Bodenfeuchteprofil mit einer Neutronensonde erfasst. (Typ: WALLINGFORD der Fa. Pitman Ltd, Weybridge, GB). Die hier dargestellten Bodenwassergehalte wurden aufgrund einer mittleren Eichgeraden aus den Zählraten der Neutronensonde berechnet. Eine Bearbeitung der Messdaten nach dem von GERMANN et al. (1977) vorgeschlagenen Eichverfahren steht noch bevor.

Aufgrund der vorläufigen Ergebnisse soll gleichwohl abgeschätzt werden, in welchen Böden die zeitlichen Wassergehaltsänderungen durch die Gewichtsänderung des Lysimeters erfasst werden. Die zu einem Zeitpunkt an jeder der 18 Messstellen ermittelten Wassergehalte werden über die Tiefe aufsummiert und auf die Volumeneinheit Boden bezogen. Sämtliche während der Vegetationsperiode 1977 derart erhaltenen mittleren Wassergehalte jeder Messstelle werden mit den jeweiligen relativen Lysimetergewichten durch lineare Regressionen zueinander in Beziehung gebracht.

4. Ergebnisse

Die Zusammenstellung der Regressionsparameter (Tabelle 1) ermöglicht eine vorläufige Unterteilung der Messorte: Die Gruppe 1 bis 9 umfasst sämtliche Nassstandorte (Böden mit ausgeprägten Stauwasserträgern oder eigentliche Moorböden). Sie weist sich aus durch niedrige, z.T. negative Korrelationskoeffizienten. Eine Ausnahme bildet lediglich der Standort 7. Dieser Messort liegt in einem Fichten-Tannenwald, der Boden ist eine etwas gehemmt durchlässige, schwach pseudovergleyte Braunerde (gleicher Boden wie die Messorte 10, 11 und 18). Der Messort 7 wurde aber so ausgewählt, dass die nächsten Bäume mindestens 5 m von ihm entfernt sind. Es darf demnach angenommen werden, dass der Boden hier kaum von Baumwurzeln erschlossen und die Transpiration sehr gering sei. Hieraus ergibt sich eine gewisse Ähnlichkeit zu den Nassstandorten. Die übrigen untersuchten Böden (Messorte 10 bis 18) sind als normal bis schwach gehemmt durchlässig zu bezeichnen. Es fällt auf, dass das Gewicht des Lysimeters mit seinem Bodenwassergehalt (0 - 140 cm Tiefe) nicht besonders gut korreliert. Dazu müssen noch verschiedene methodische Untersuchungen angestellt werden. (Z.B. Ueberprüfung der Eichgeraden der Neutronensonde, Wassergehaltsänderungen in der obersten Bodenschicht).

Die zeitliche Veränderung des gesamten Bodenwassergehaltes, wie er für ein Feuchteprofil durch das Lysimetergewicht und durch die entsprechenden Korrela-

tionen beschrieben werden kann, ist nur eine Komponente des Bodenwasserhaushaltes. Bodenhydrologisch von Bedeutung sind auch Angaben über die Wassergehaltsänderungen in einzelnen Bodenhorizonten. Damit wird es möglich, den Ort des Wasserentzuges durch die Vegetation, das momentane Speichervermögen der oberen Bodenschichten und vielleicht sogar Infiltrationsvorgänge näher zu beschreiben. Daher wurden die Wassergehalte der gleichen Bodentiefe sämtlicher Messorte für ein bestimmtes Datum miteinander verglichen (Abbildung 1). Die Messorte sind nach abnehmendem Wassergehalt in der Tiefe 20 cm geordnet. Links aussen befinden sich die Moorböden, gefolgt von den feuchteren Standorten. Die Lysimeterwerte liegen etwa in der Mitte der normaldurchlässigen Böden. Gegen die Tiefe hin wirken sich die auch morphologisch gut erkennbaren Unterschiede der einzelnen Bodenprofile aus: Verschiedene Lagerungsdichten, Skelettanteile usw.

5. Diskussion

Aus den dargestellten vorläufigen Ergebnissen über den Bodenwasserhaushalt im hydrologischen Einzugsgebiet Rietholzbach geht hervor, dass die im Rahmen der bisherigen Untersuchungen gefundenen Gewichtsänderungen des Lysimeters zur Beschreibung der zeitlichen Veränderung des Wassergehaltes in bestimmten natürlich gelagerten Böden herangezogen werden können. Zur Abgrenzung des räumlichen Geltungsbereiches des Lysimeters können die Böden im Einzugsgebiet unter Berücksichtigung der hydrologisch massgebenden Parameter nun kartiert werden.

Aufgrund der gefundenen Beziehungen innerhalb dieses Geltungsbereiches können hydrologisch wichtige Grenzwerte mit Hilfe des Lysimetergewichtes in ihrem zeitlichen Auftreten interpretiert werden. So ist vorgesehen, den maximal möglichen Sättigungsgrad eines Bodens mit dem Lysimetergewicht zu korrelieren. Daraus ergeben sich Hinweise darüber, bei welchem Gewicht des Lysimeters welcher Flächenanteil im Einzugsgebiet oberflächlich entwässert. Diese Aussage könnte dann aufgrund der Abflussganglinie eines Hochwasserereignisses überprüft werden.

Literatur:

- Germann, P. und Greminger, P. (1977) : Eichung einer Neutronensonde mit Hilfe einer Dichtetiefensonde und mit sondenspezifischen Kennwerten.
Mittteilg. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 25, 39-44.
- Item, H. (1974) : Ein Modell für den Wasserhaushalt eines Laubwaldes.
Mitt. eidg. Anst. forstl. Vers'wes. 50 /3, 137-331.

Primault, B. (1970): A large-scale electronic weighing lysimeter for agricultural meteorology. *Serving Science and Industry* 16 / 1, 10-11.

Tabelle 1: Zusammenstellung der Regressionsparameter für die Beziehung Bodenwassergehalt eines Messortes in Abhängigkeit des Lysimetergewichtes.
Form der Regression : $w = a \cdot G + b$
(w Bodenwassergehalt des Messortes in Volumenanteilen,
G Gewicht des Lysimeters)
Messperiode: April bis Oktober 1977 (Lysimeter erst ab 12.7.1977).

Messort Nummer	a	b	Korrelationskoeffizient r	Anzahl Wertepaare
1 ^o)	-2.27 · 10 ⁻⁴	1.04	-0.32	9
2 ^o)	-2.01 · 10 ⁻⁴	0.95	-0.45	7
3	-1.99 · 10 ⁻⁴	0.86	-0.52	5
4	-0.41 · 10 ⁻⁴	0.52	-0.32	10
5	0.10 · 10 ⁻⁴	0.45	0.10	5
6	-0.27 · 10 ⁻⁴	0.39	-0.34	5
7*)	0.54 · 10 ⁻⁴	0.29	0.60	7
8	0.71 · 10 ⁻⁴	0.23	0.14	5
9	0.98 · 10 ⁻⁴	0.19	0.26	11
10*)	1.07 · 10 ⁻⁴	0.17	0.96	8
11*)	1.07 · 10 ⁻⁴	0.15	0.73	16
12	1.28 · 10 ⁻⁴	0.11	0.95	18
13	2.06 · 10 ⁻⁴	-0.13	0.82	19
14	2.29 · 10 ⁻⁴	-0.15	0.94	19
15	2.45 · 10 ⁻⁴	-0.21	0.87	9
16	3.52 · 10 ⁻⁴	-0.43	0.94	13
17	3.81 · 10 ⁻⁴	-0.55	0.80	13
18*)	7.28 · 10 ⁻⁴	-1.19	0.90	5
Lysimeter	1.64 · 10 ⁻⁴	0.01	0.88	19

o) Moor, *) Wald

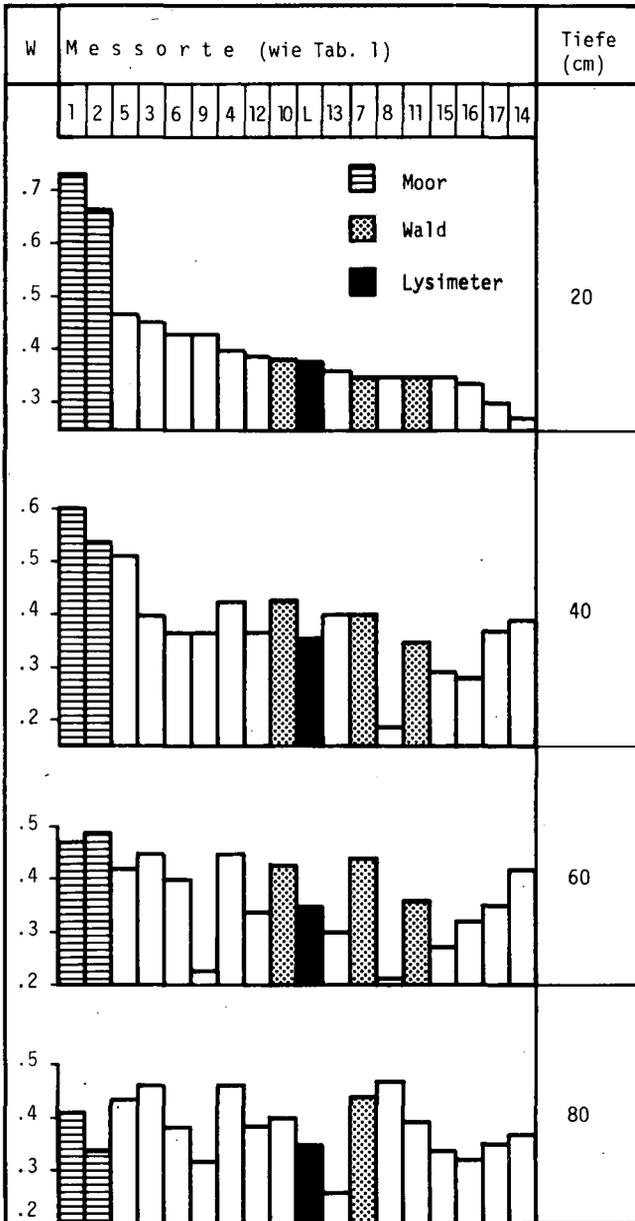


Abb. 1. Verteilung der Wassergehalte in vier Horizonten am 3. August 1977.

Ein Wasserhaushaltsmodell für
die "Senne" - Lysimeter.

von

Braun, G.⁺

Einleitung

Die Diskussion über die Verwertbarkeit der mit konventionellen Lysimetern gemessenen Daten des Wasserhaushaltes wird unter den Bodenkundlern nach wie vor mit Engagement geführt.

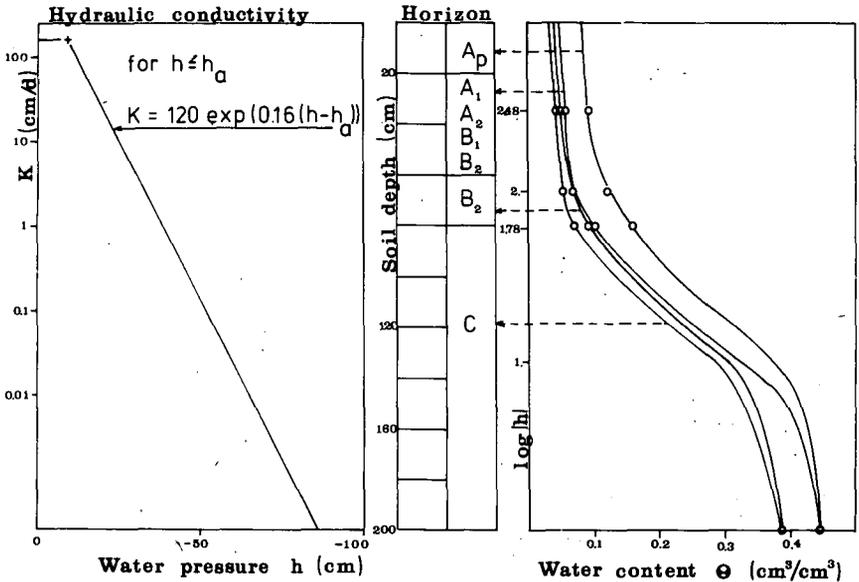
Da diese Diskussion eigentlich mit einem Hinweis auf neue Lysimeter-Technologien (Unterdrucklys., Grundwasserlys.) oder durch den Bau hinreichend großer Lysimeter (bei entsprechenden Herstellungskosten !) beendet werden kann, soll in diesem Beitrag das Für und Wider der Lysimetrie nicht weiter vertieft werden, sondern eine Möglichkeit aufgezeigt werden, die Meßreihen der bereits seit Jahren in Betrieb befindlichen Lysimeteranlagen so zu verwenden, daß sie - wenn auch indirekt - zur Berechnung repräsentativer Daten des Wasserhaushaltes unter natürlichen Bedingungen beitragen.

Diese Möglichkeit bietet ein deterministisches Simulationsmodell.

"Deterministisch" deshalb, weil in einem solchen Modell alle (auf und) im Lysimeter ablaufenden (Diffusions-) Prozesse k a u s a l miteinander verknüpft werden können und auch eine so spezielle Randbedingung, wie sie die Bodenplatte eines Lysimetergefäßes darstellt, (mit Worten: "Sickerwasser: ja" aber "kapillarer Aufstieg aus dem Grundwasser: nein") programmiert werden kann.

+) Inst. f. Physische Geographie

SENNE LYSIMETER 1



SENNE LYSIMETER 2

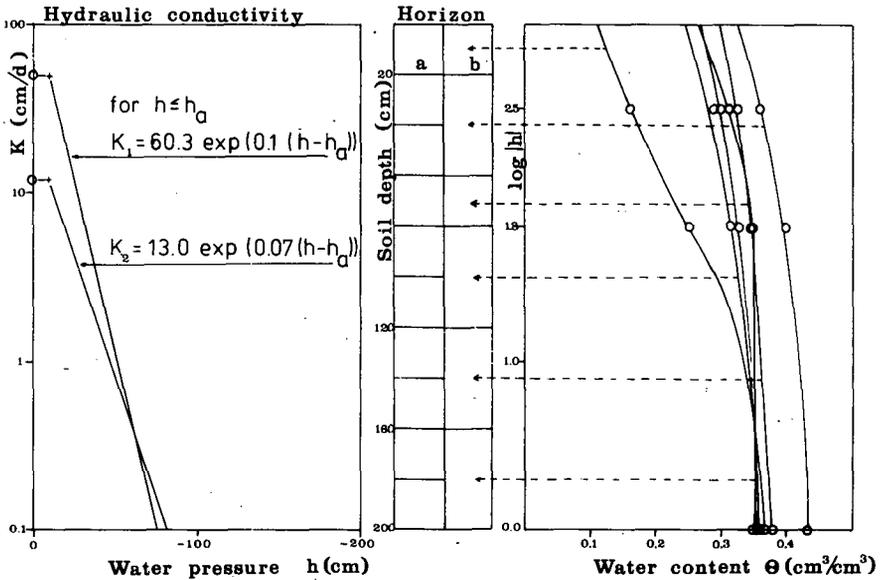


Abb. 1

Ist ein solches Modell erst einmal mit Hilfe der Lysimetermessungen überprüft und für gut befunden worden, so liefert es nach geringfügiger Modifikation - i.e. die Lysimeter-Randbedingung wird quasi durch den freien Grundwasserspiegel ersetzt - die gesuchten repräsentativen Wasserhaushaltsdaten.

Dieses so einfach wie elegante Verfahren bereitet jedoch unter Umständen Schwierigkeiten, wenn - wie in dem vorliegenden Fall der Lysimeteranlage Senne -

- a) die bodenphysikalischen Parameter nur unzureichend oder gar nicht gemessen wurden und eine nachträgliche Ermittlung den Bodenmonolithen zerstören würde und
- b) ein geeigneter Formalismus für die Berechnung einer bodenfeuchtespannungsabhängigen, aktuellen Evapotranspiration der jeweiligen Vegetation fehlt.

Im folgenden wird gezeigt, daß sowohl die Bodenphysik als auch eine Verdunstungsformel mit Hilfe von "trial and error" ermittelt werden können und damit gute Übereinstimmung mit gemessenen Werten erreicht werden.

Material und Methoden

Die Lysimeteranlage Senne wurde bereits von SCHROEDER (1973) ausführlich beschrieben. Sie umfaßt vier wägbare Friedrich-Franzen-Lysimeter, die eine Grasbedeckung tragen.

Wie aus der Abb. 1 zu ersehen ist, wird der Verlauf der jeweiligen pF -Kurven in dem Bereich, der für das kapillare Fließen im Boden zuständig ist, nur wenig oder gar nicht gestützt.

Gemessene Daten sind durch Zirkelpunkte dargestellt. Der durchgezeichnete Verlauf der pF -Wg-Charakteristik bzw. der Wasserleitfähigkeitsfunktion ergab sich aus dem genannten Iterationsverfahren.

Die Modellkonzeption wurde bereits an anderer Stelle erläutert (BRAUN, 1975, 1977). Sie beruht auf einer numerischen Lösung der Fokker-Planck-Gleichung mit Hilfe eines expliziten Differenzenverfahrens, welches u.a. auch VAN DER PLOEG (1974) verwendet.

Hierzu wird die Bodensäule des Monolithen in sogenannte Kompartimente unterteilt (Abb. 1), die dem Bodenprofil zugeordnet

werden. Ausgehend von dem bekannten Wassergehalt θ_1^n , d.h. im Kompartiment 1 zur Zeit n, wird der "neue" Wassergehalt θ_1^{n+1} , wie folgt, berechnet:

$$\theta_1^{n+1} = \theta_1^n + \Delta t / \Delta z \left(k^- \cdot (h_{i-1}^n - h_i^n + \Delta z) / \Delta z - k^+ \cdot (h_i^n - h_{i+1}^n + \Delta z) / \Delta z \right) \quad (1)$$

$$\text{mit } k^- = (k_{i-1}^n + k_i^n) / 2$$

$$k^+ = (k_i^n + k_{i+1}^n) / 2.$$

k := Wasserleitfähigkeit (cm/d)

h := Matrixpotential (cm)

t := Zeit (d)

z := Tiefe (cm)

Um ein mögliches Oszillieren der berechneten Wasserflüsse - dies äußert sich in einem Vorzeichenwechsel der Flüsse nach jedem Zeitschritt (Δt)- zu vermeiden, wird die Schrittweite auf Grund eines von VAN KEULEN (1971) angegebenen Stabilitätskriteriums automatisch gesteuert:

$$\Delta t \leq 0.5 (\Delta z)^2 / (k \, dh/d\theta + dk/d\theta \cdot \Delta z) \quad (2)$$

Für die mit Gras bewachsenen Lysimeter wird die aktuelle Evapotranspiration aET zunächst aus der von PENMAN (1963) angegebenen Formel, die nur für die Verdunstung einer freien Wasserfläche gilt, berechnet, wobei lediglich die Albedo von $a=0.05$ (für Wasser) auf $a=0.15$ (für "short green cover") erhöht wird.

Dieser Formalismus liefert eine recht gute Übereinstimmung der berechneten mit den über die Gewichtsveränderung des Lysimeters gemessenen Verdunstungswerten, wenn der Wurzelraum ausreichend mit Wasser versorgt ist, d.h. etwa bei $pF < 2$.

Bei zunehmender Bodenfeuchtespannung nimmt die aET jedoch im Vergleich zur potentiellen Verdunstung exponentiell ab.

Diese Reduktionsfunktion $aET = f(pET, h_1, h_2 \dots)$ ist zunächst noch unbekannt (Abb. 2). Ein geeigneter Formalismus kann jedoch gewonnen werden, wie die Ergebnisse zeigen.

Ergebnisse

a) Optimieren der bodenphysikalischen Parameter für den Sennesand (Lysimeter 1, Abb. 1 oben) durch Vergleich der gemessenen und berechneten Sickerwasserrate

1. durch Variation der Wasserleitfähigkeitsfunktion

für $h > h_a$ gilt $k = k_0$ (cm/d)

für $h \leq h_a$ gilt $k = k_0 \exp(c \cdot (h - h_a))$ (3)

mit h_a := Lufteintrittspunkt
angenommen bei -10 cm Spannung
 k_0 := Wasserleitfähigkeit bei Sättigung
 c := Konstante (bodenspezifisch)

Modifikation von k_0

k_0	c	Korr.-Koeffizient	Abb.
320	0.16	0.676	3 a
220	0.16	0.752	3 b
120	0.16	0.858	3 c

$k_0 = 120$ cm/d wird verwendet.

Modifikation von c

k_0	c	Korr.-Koeffizient	Abb.
120	0.10	0.465	4 a
120	0.13	0.716	4 b
120	0.16	0.858	3 c
120	0.19	0.906	4 c
120	0.21	0.915	nicht abgebildet

Die Iteration der Wasserleitfähigkeitsfunktion ist damit beendet, die im folgenden verwendete Funktion lautet

$$k = 120 \exp(0.21 (h - h_a)) .$$

2. ...durch Variation der pF-Kurve.

Parallelverschiebungen der Funktion $h = f(\theta)$ in Richtung der Ordinate werden durch Addition (oder Subtraktion) eines konstanten Wertes von einer gegebenen Funktion erreicht. Wegen der üblichen logarithmischen Darstellung $pF = \log(h)$ werden solche Verschiebungen nur etwa in dem Bereich $0 \leq pF < 1.5$ "sichtbar".

Durch systematische Variation wird nun für das Modell eine pF-Kurve gefunden, die zwischen der im Labor gemessenen Desorptionskurve und einer unbekanntenen Adsorptionskurve vermittelt.

Im vorliegenden Fall wird von der in Abb. 1 oben dargestellten Funktion ausgegangen:

k_0	c	Verschiebung	Korr.-Koeffizient	Abb.
120	0.21	$h \rightarrow h + 6$	0.880	5 a
120	0.21	$h \rightarrow h + 4$	0.909	5 b
120	0.21	$h \rightarrow h$	0.915	+))
120	0.21	$h \rightarrow h - 3$	0.898	5 c

+) diese Version wird in der Darstellung Abb. 6 in Zusammenhang mit einer Modifikation der Verdunstung gezeigt.

Wie aus den Abbildungen 3 - 5 zu ersehen ist, lassen sich offenbar bei relativ homogenen Böden die bodenphysikalischen Parameter gewissermaßen "in situ" mit Hilfe eines deterministischen Modells allein aus der Sickerwasserganglinie iterativ optimieren.

Das Endresultat der Iteration für Lysimeter 2 - Geschiebe - lehm, 6-Schichten-Fall - ist in Abb. 7 dargestellt, die dazugehörige Bodenphysik in Abb. 1 unten.

Unbeeinflusst von der Variation der bodenphysikalischen Größen bleiben offensichtlich in allen Abbildungen (3-5, 7) die Abweichungen zwischen gemessener und berechneter Sickerwasser-rate in den Monaten August bis Oktober 1967. Die Ursachen hierfür sind - wie folgt - im Formalismus der Verdunstung zu finden.

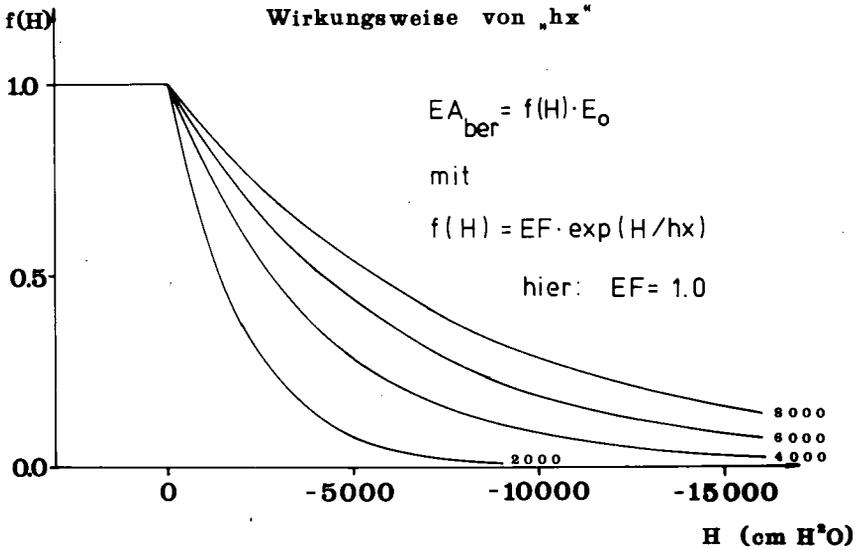


Abb. 2 a

DIE GRÖSSE aET ABHÄNGT VON DER TEMPERATUR ALS FUNKTION DER VERTEILTEN KLIMATISCHEN VERHÄLTNISSE
 ABHÄNGT VON DER NIEDERSCHEIDUNG IN CM \cdot J. UND VON DER VERTEILUNG DER NIEDERSCHEIDUNG
 ABHÄNGT VON DER NIEDERSCHEIDUNG IN CM \cdot J. UND VON DER VERTEILUNG DER NIEDERSCHEIDUNG
 GESAMTSTÄNDLICH KEINERLEI ABHÄNGIGKEIT VON DER NIEDERSCHEIDUNG
 NEGATIVE WERTE SIND NICHT ZULASSIG

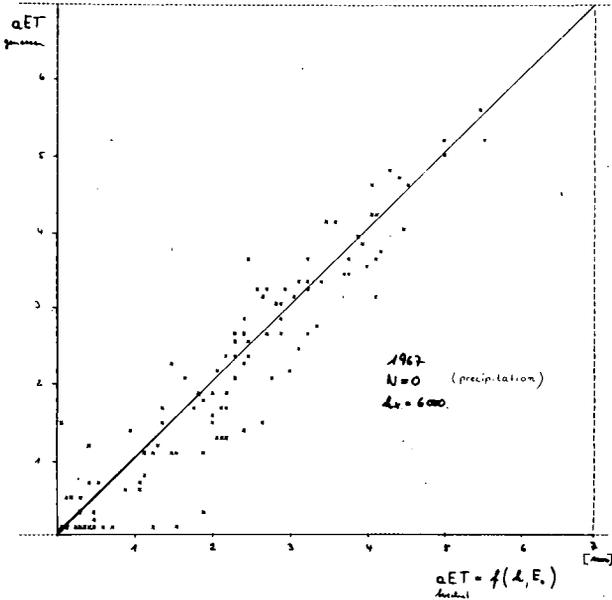
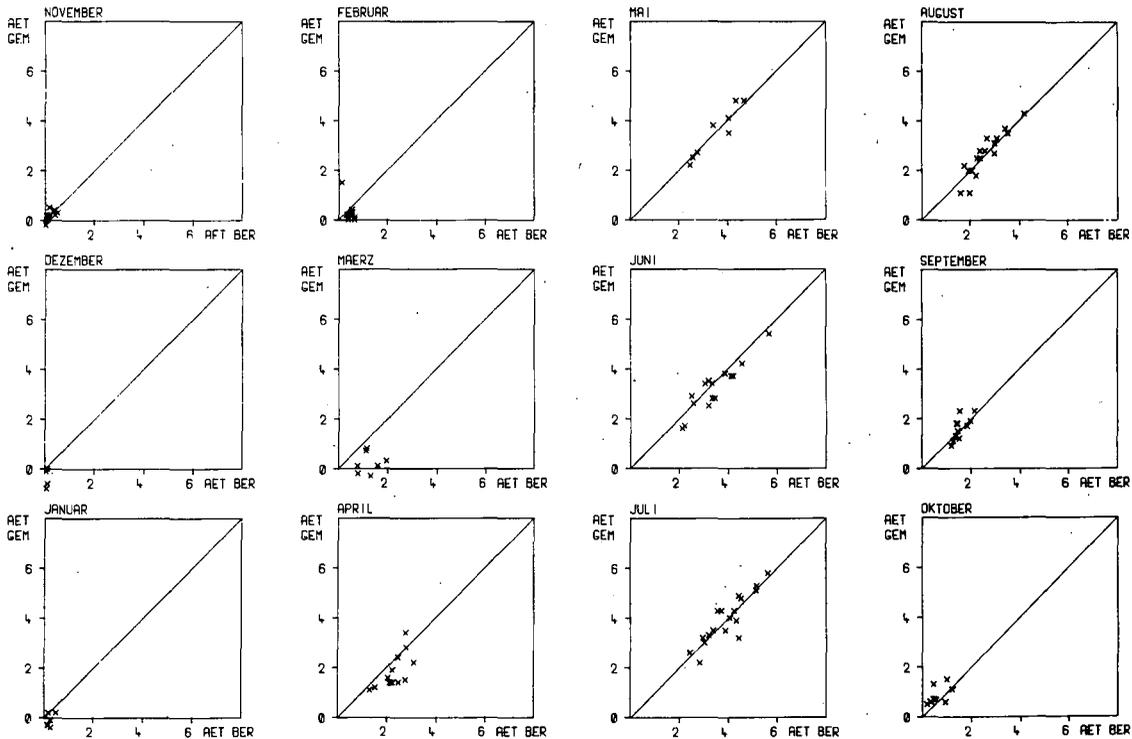


Abb. 2 b

SENNE LYTHNETER I (SHIND)
 VERGLEICH GEMESSENER UND BERECHNETER
 EVAPOTRANSPIRATION
 WASSERWIRTSCHAFTSJAHR 1967

Abb. 2 c



b) Optimieren der aktuellen Evapotranspiration als Funktion der potentiellen und der Bodenfeuchtespannung im durchwurzelten Bodenraum.

Dieses Verfahren, welches bereits an anderer Stelle beschrieben wurde (BRAUN, 1975,1977) und deshalb hier nur kurz erläutert werden soll, beruht auf der Iteration einer geeigneten Reduktionsfunktion, wobei als Kriterium der bestmögliche Zusammenhang zwischen der (mit dem Lysimeter an niederschlagsfreien Tagen) gemessenen Verdunstung aET_{gem} mit der berechneten aET_{ber} verwendet wird.

Eine weitere Analyse zeigt, daß diese Übereinstimmung (Abb.2b) im Falle des Gras-Lysimeters in der Senne zusätzlich noch von der Jahreszeit abhängig ist.

Für die Wasserwirtschaftsjahre 1966 bis 1972 wurde deshalb ein monatliches Korrelogramm erstellt (Beispiel in Abb. 2c), und jeweils die lineare Regression $aET_{gem} = a + b \cdot aET_{ber}$ bei vorgegebenen $a = 0$ berechnet.

LYS.1 SENNE 1966-1972
PFLANZENPHYS. VORFAKTOR DER PENMAN-VERD.

$$F = 0.65 + 0.4 \cdot \sin[\pi/6 (\text{monat} - 3.5)]$$

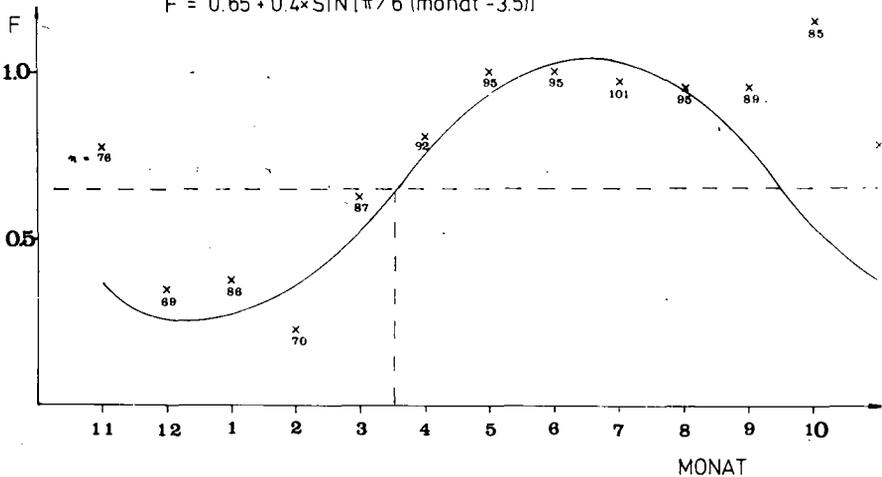


Abb. 2 d

Die so ermittelten "Steigungen b" sind in Abb. 2 d dargestellt. Die dort gezeigten Zahlen unter den jeweiligen Punkten beziehen sich auf die Anzahl der Meßpunkte, die sie repräsentieren.

Man ist - im Sinne einer "hypothesen-treuen Datenverarbeitung" - versucht, durch diese Punkte einen sinusartigen Jahresgang zu zeichnen und diesen als pflanzenphysiologischen Vorfaktor der PENMAN-Verdunstung zu interpretieren. Dies fällt umso leichter, zumal der Wendepunkt dieser periodischen Funktion "zufällig" mit der 8-Grad-Monatsmitteltemperatur in der Senne zeitlich zusammenfällt.

Bei den Berechnungen, die zu den Abb. 3 - 5 und 7 führten, wurde diese periodische Korrektur verwendet. Sie führt zu den bereits genannten negativen Ergebnissen in den Monaten August bis Oktober. Werden jedoch die in Abb. 2 d gezeigten Punkte - einschließlich des "Ausreißers Oktober", für den es noch keine Erklärung gibt - verwendet, so ergibt sich das in Abb. 6 gezeigte Resultat:

Die gemessene Sickerwasserrate, d.h. die Kontrollgröße des deterministischen Modells, korreliert mit der berechneten mit $r = 0.943$!

Literatur

- Braun, G., 1975, Entwicklung eines physikalischen Wasserhaushaltsmodells für Lysimeter. Leichtweiss-Institut für Wasserbau der TU Braunschweig, Mitteilungen H. 49, S. 1 - 84
- Braun, G., 1977, A water balance model for a weighable lysimeter. IFIP working conference on modeling and simulation of land, air and water resources systems ed. Vansteenkiste, in press, North Holland
- Penman, H.L., 1963, Vegetation and hydrology. Technical Communication No. 53, Harpenden
- Schroeder, M., 1973, Die wägbare Lysimeteranlage Senne. Schriftenreihe der Landesanstalt für Gewässerkunde und Gewässerschutz des Landes NRW, H. 34
- Van der Ploeg, R.R. and P. Benecke, 1974, Unsteady, unsaturated n-dimensional moisture flow in soil: a computer simulation program. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., Vol. 38
- Van Keulen, H. and C.G.E.M. van Beek, 1971, Water movement in layered soils: A simulation model. Neth. J. agric. Sci. Vol. 19

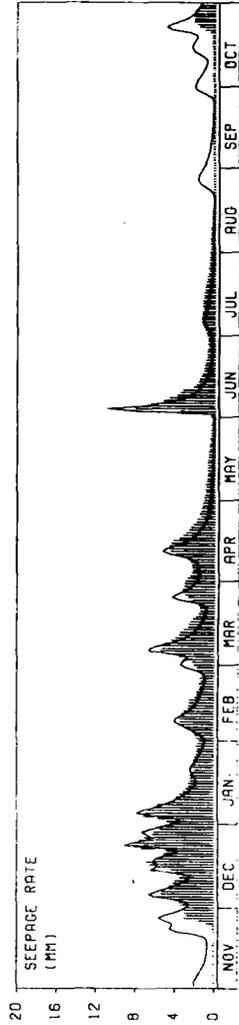
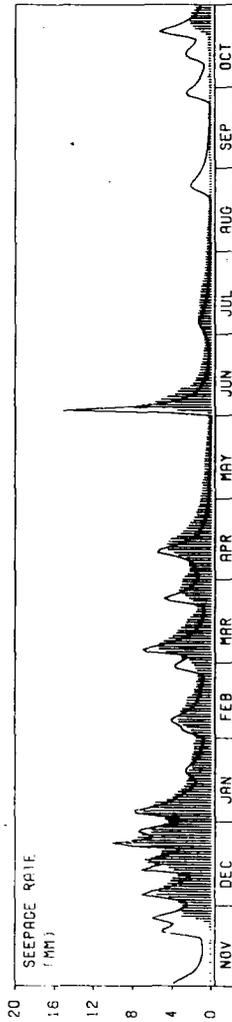
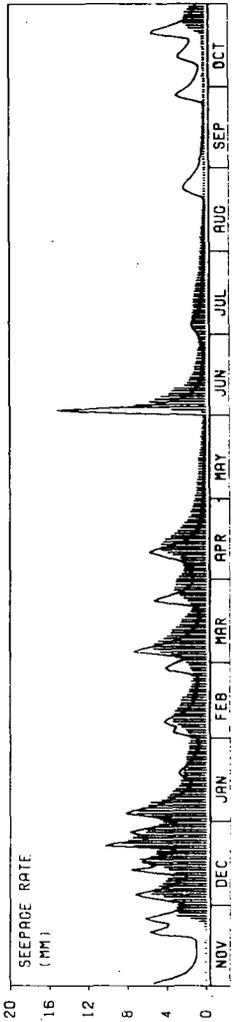


Abb. 3 a

Abb. 3 b

Abb. 3 c

Wasserwirtschaftsjahr 1967, Senne-Lysimeter 1
gemessene Werte sind als Säulen dargestellt,
berechnete mit Hilfe der durchgezogenen Linie

Abb. 4 a

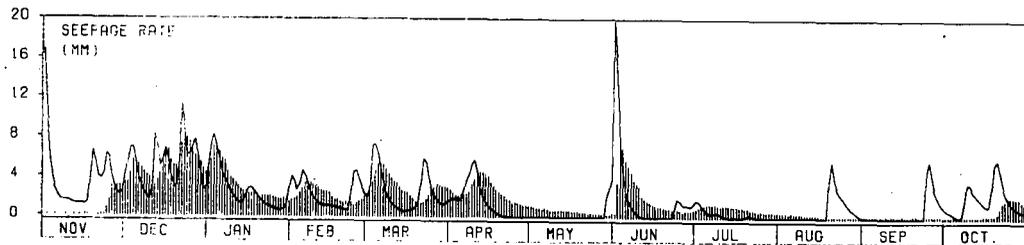


Abb. 4 b

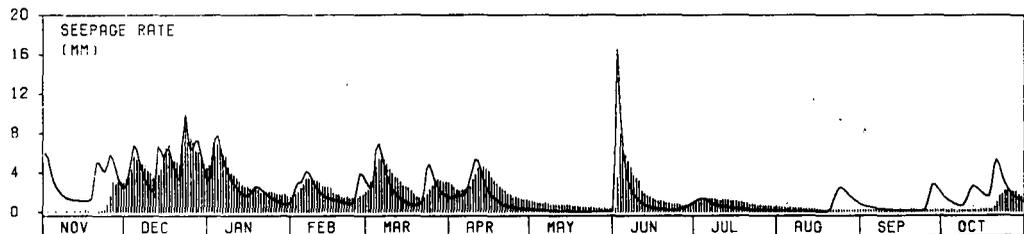


Abb. 4 c

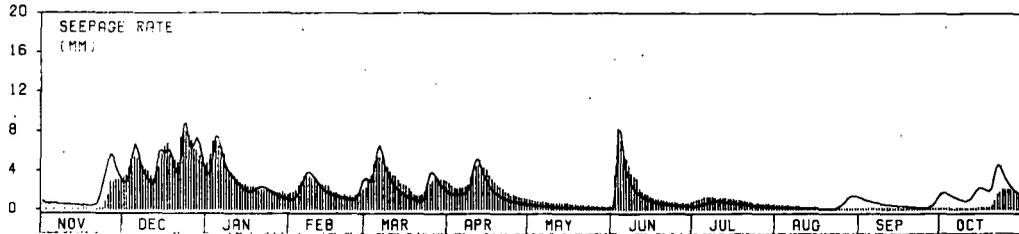


Abb. 5 a

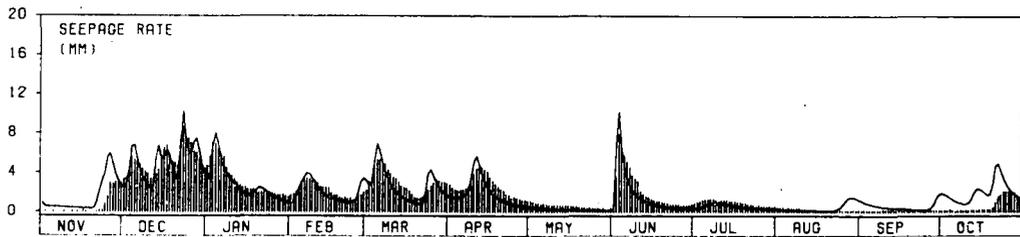


Abb. 5 b

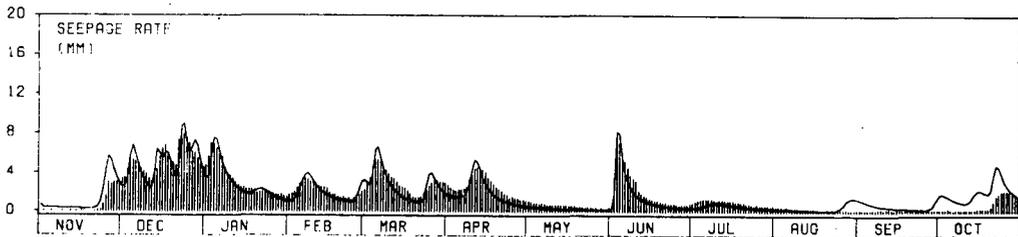
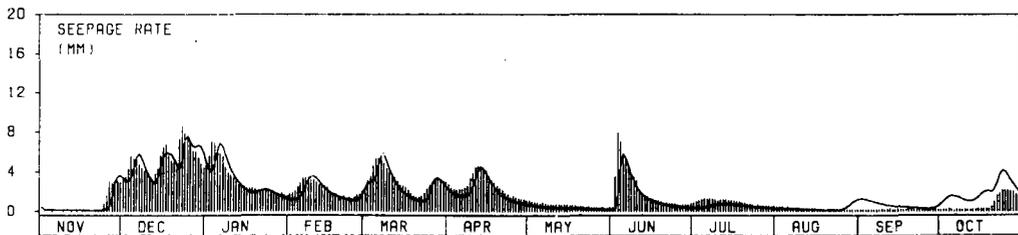


Abb. 5 c



SENNE LYSIMETER I
1967

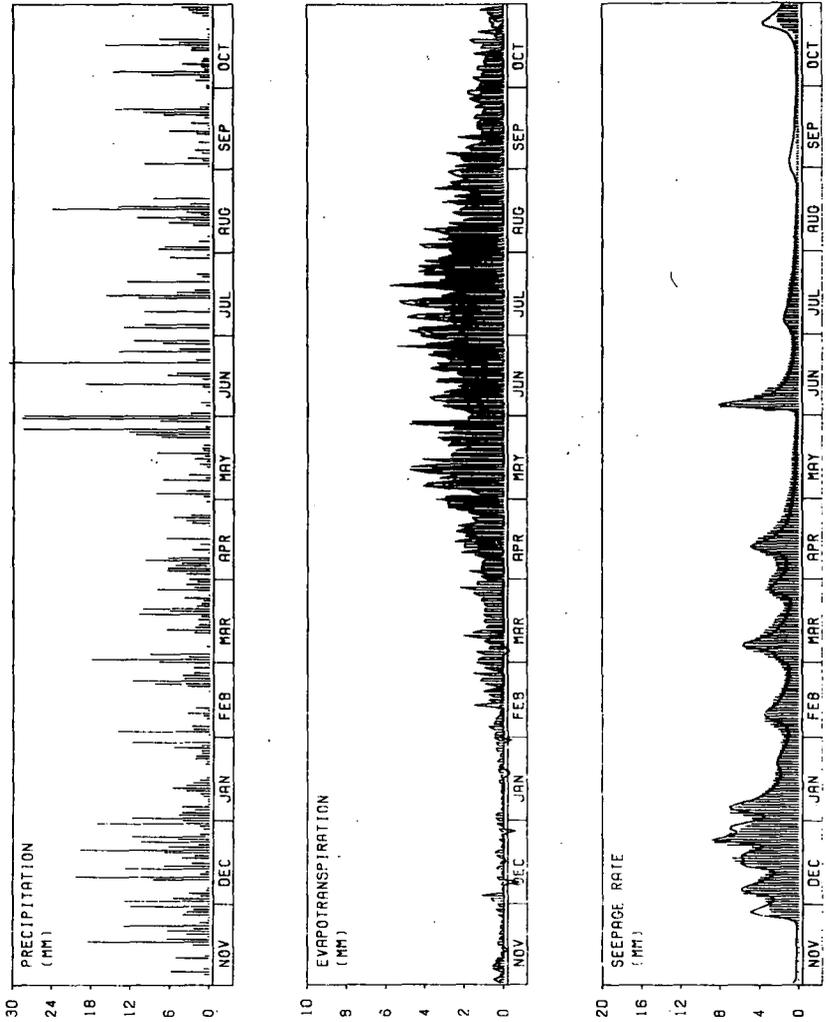


Abb. 6 Vergleich gemessener und berechneter Wasserhaushaltsgrößen
Senne - Lysimeter 1, Wasserwirtschaftsjahr 1967.
(gemess. Werte als Säulen dargestellt)

1967

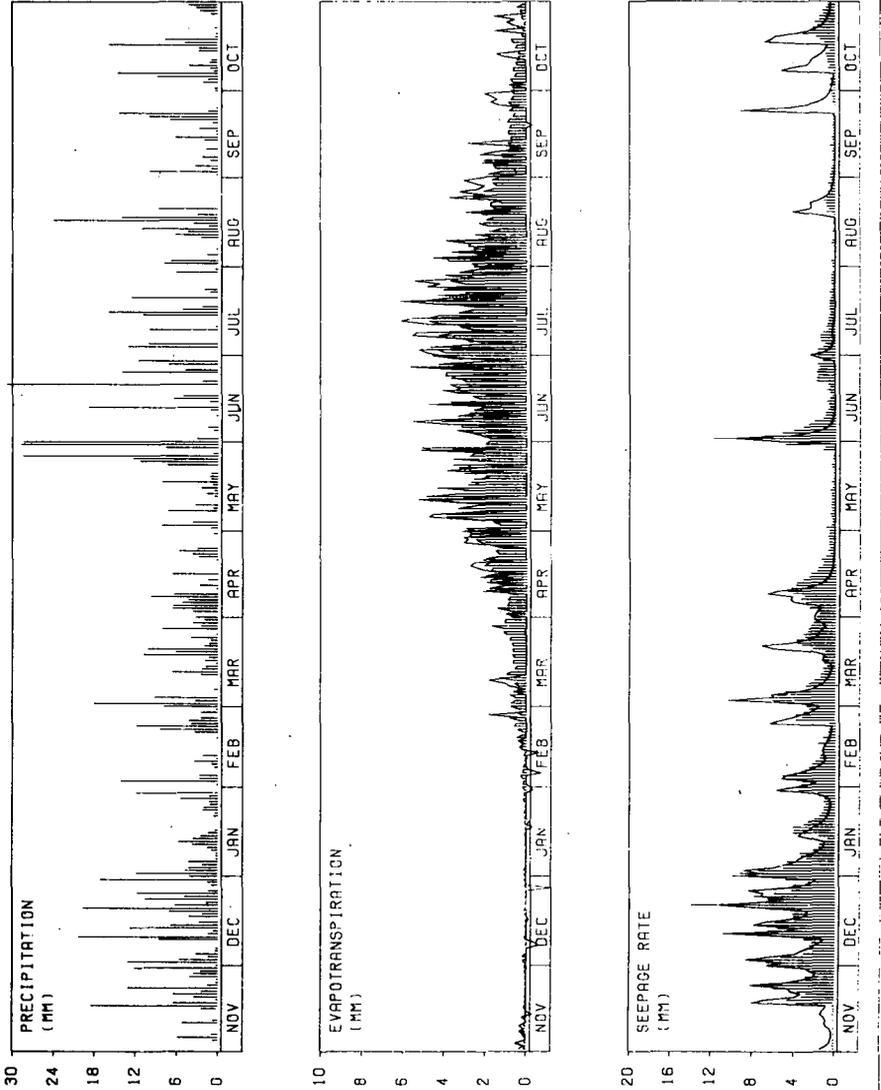


Abb. 7 Vergleich gemessener und berechneter Wasserhaushaltsgrößen
Senne - Lysimeter 2 (Geschiebelehm)
Wasserwirtschaftsjahr 1967
(gemess. Werte als Säulen dargestellt)

Eine Grundwasser-Lysimeter-Anlage zur Erfassung der Boden-Wasser-haushaltsbilanz und pflanzlichen Wasser-Versorgung bei unterschiedlichem Grundwasserstand.

von

FREDE, H:G., P. HUGENROTH u. B. MEYER⁺

Mit den folgenden Darstellungen einer meßtechnischen Einrichtung soll die Grundlage für die von FREDE et al. (2) in diesem Heft mitgeteilten Bilanzen geliefert werden.

Zweck der hier behandelten Lysimeter-Anlage soll sein, zu folgenden Fragen Daten zu liefern:

1. Veränderungen des Grundwasserspiegels durch landeskulturelle oder bautechnische Maßnahmen, bzw. unterschiedliche natürliche Grundwasserstände in ihrer Auswirkung auf die Wasserhaushaltsbilanz landwirtschaftlicher Ökosysteme,
2. Grundwasserstand und Wasserversorgung landwirtschaftlicher Pflanzenbestände - Gegenstand häufiger Schadensfall-Streitigkeiten
3. Grundwasserstand und Substanz-Flüsse in Boden und "ungesättigter Zone" - wichtig für a) bodengenetische Prozesse b) Standortshaushalt belasteter Ökosysteme c) Qualität des entstehenden Grundwassers.

Die früher von uns beschriebenen Monolith-Lysimeter (5) sind wegen ihrer leichten Herstellbarkeit und damit möglichen großen Zahl von Wiederholungen für diese Fragen zwar theoretisch geeignet, aber im Hinblick auf die Verfälschung der Ergebnisse durch Randeffekte zu klein.

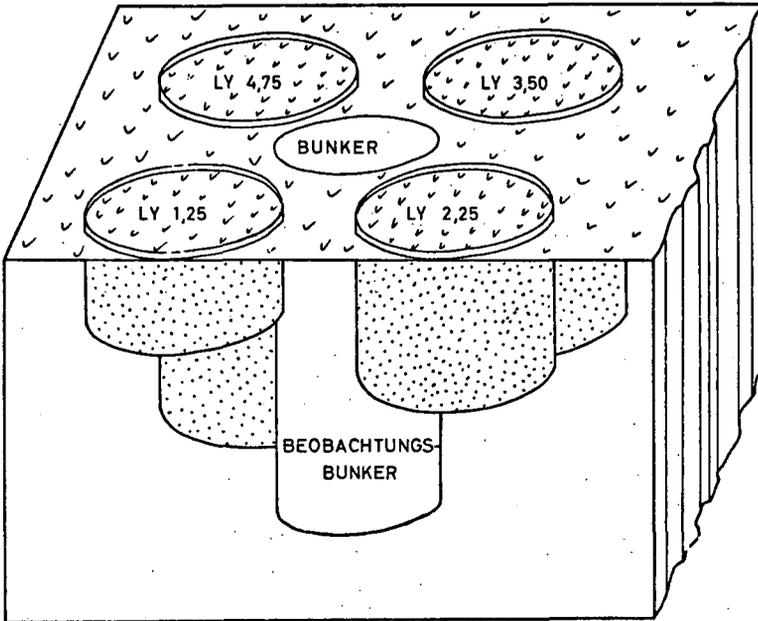
Die hier beschriebene Lysimeter-Anlage erlaubt dagegen eine exakte Bestimmung des Pflanzenertrages unter Berücksichtigung des Wasserverbrauchs, der Grundwasserspense und der Grundwasserqualität.

⁺ Institut für Bodenkunde, von-Siebold-Str. 4, 3400 Göttingen

Lysimeterbehälter

Die Anlage besteht aus vier Lysimeterbehältern aus glasfaser-
verstärktem Polyesterharz mit flachem Boden und verstärktem
oberen Rand (Herstellung nach Maßangabe von der Firma Formo-
Plast-Chemie, Nordholz) (Abb. 1). Die Innenwände der Behälter
sind mit einer glasfreien Innenschutzschicht ausgekleidet, die
- den Ausführungen des Lebensmittelschutzgesetzes entsprechend -
eine Abgabe von Fremdionen an das Bodenwasser unterbindet. Der
Boden der Behälter hat seitlich einen Ablauf-Flansch NW 50,
an den ein Ablaufrohr angeschlossen ist, das zum Beobachtungs-
bunker führt. Die Behälter stehen auf einem Betonfundament.
Sie wurden in eine ca. 3 cm mächtige, frische Estrich-Masse
spannungsfrei eingesetzt.

Abb.1 Blockbild der Lysimeteranlage



Die vier Lysimeterbehälter haben einen Durchmesser von je 3000 mm,
entsprechend einer Oberfläche von je $7,096 \text{ m}^2$.

Die weiteren Maße sind:

Bezeichnung	Ø	Lysim. Tiefe	Volumen	Grundwasser- stand m
Ly 1,25	3000 mm	1500 mm	10603 Ltr.	1,25
Ly 2,25	3000 mm	2500 mm	17672 "	2,25
Ly 3,50	3000 mm	3750 mm	26507 "	3,50
Ly 4,75	3000 mm	5000 mm	35343 "	4,75

Die Fläche, auf der die 4 Lysimeter quadratisch um einen Beobachtungsbunker angeordnet sind, beträgt 8 x 8 m. Auf der die Lysimeterfläche umgebenden Fläche wie auf der weiteren ca. 0,07 ha großen Umgebungsfläche wird die Fruchtfolge der Lysimeter eingehalten.

Befüllung

Die Lysimeterböden sind mit einer 4 cm starken Mittelkieslage (Korn Ø = ca. 1-2 cm) bedeckt. Darauf ist eine 2 cm mächtige Grobsandlage aufgebracht. Die weitere Füllung bis 5 cm unter Oberkante erfolgte mit Löss-C-Horizont-Material aus der Ziegeleigrube Meurer in Rosdorf ca. 5 km südwestlich von Göttingen. Dieses Bodenmaterial wurde als Modellmaterial für Löß und Lößböden gewählt, da es einerseits in seiner Körnung - abgesehen von Parabraunerde-B_t-Horizonten - als repräsentativ für einen Großteil der mitteldeutschen Lößvorkommen und Lößböden angesehen werden kann und andererseits wegen seines Kalkgehaltes eine höhere Beständigkeit der mechanisch erzeugten Füllboden-Struktur verspricht.

Tab. 1: Korngrößenzusammensetzung

Löß-C-Horizont-Material, Rosdorf (Gew.% carbonat- und humusfreie Substanz)

>200 µ	200-63	63-36	36-20	20-6	6-2	< 2
4,2	8,8	31,5	22,9	15,4	8,9	8,3
		54,4		24,3		

CaCO₃ = 8,6 %

C = 0,24 %

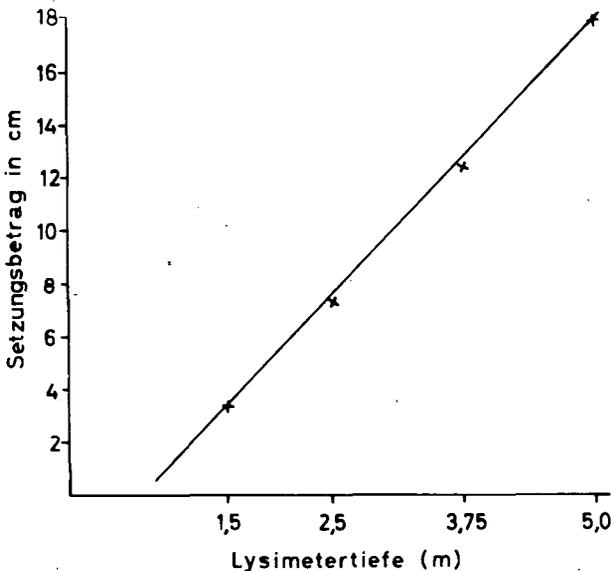
Auf die Löß-Füllung wurde kein Ah-Horizont-Material aufgebracht, weil die Absicht besteht, den Prozeß der Humus-Anreicherung und Krümentkalkung zu verfolgen.

Der Boden wurde im Herbst 1976 eingefüllt. Der Wassergehalt des C-Materials lag zu diesem Zeitpunkt infolge des trockenen Sommers 1976 bei \varnothing 25,9 Vol% H_2O , wodurch der Boden eine für die Verfüllung optimale krümelig-brüchige Konsistenz aufwies. Der Boden wurde in einem Erdwolf homogenisiert und zur Vermeidung von Schüttungskegeln über ein Schüttbrett in die Lysimeter gefüllt. Jeweils 3-5 cm mächtige Löss-Lagen wurden mit einem kreisrunden Stampfer (\varnothing 30 cm), der 14 kegelförmige 5 cm lange Spitzen mit einem Basisdurchmesser von 1,5 cm hatte, gleichmäßig verdichtet. Die kegelförmigen Spitzen bewirkten neben der vertikalen auch eine seitliche Verdichtung. Dieses Verfahren hatte sich in Vorversuchen als das geeignetste zur Herstellung einer möglichst lößtypischen Dichte, Porenverteilung und Homogenität erwiesen. Dichtemessungen in 50 cm-Tiefenabschnitten ergaben eine sehr einheitliche Dichte von $1,50 \text{ g/cm}^3$.

Setzungsverdichtung

Nach Ende der Befüllungsarbeit im November 1976 wurden die Lysimeter im Winter 1976/77 bis zum ersten Grundwasseraustritt mit destilliertem Wasser, dem $85 \text{ mg Ca}^{++}/\text{l}$ beigesetzt wurden, beregnet. Die im März 1977 ermittelten Setzungsbeträge (Abb. 2) ergaben, daß eine Setzung von 2,3 - 3,6% der Füllhöhe eingetreten war.

Abb. 2 Setzungsbetrag als Funktion der Füllhöhe



Wie Abb. 2 zeigt, nimmt der Setzungsbetrag mit der Lysimeter-tiefe linear zu. Dieses ist als Hinweis auf eine homogene Lagerungsdichte zu werten. Die Lysimeter wurden im Frühjahr 1977 mit Löß-C-Material wieder bis 5 cm unter Oberkante aufgefüllt. In den folgenden 6 Monaten wurden keine weiteren nennenswerten Setzungen mehr festgestellt.

Poren-Verteilung

In Tab. 2 sind in der mittleren stark umrandeten Zeile die Mittelwerte der Porengrößenverteilung dargestellt (n= 12, mittlere s= 1,8). Diese Werte wurden an Stechzylinderproben aus dem "trocken" (25,9 Vol.% H₂O) in die Lysimeter gefüllten Löß nach Wasser-Aufsättigung im Vakuumtopf des zwar verdichteten, aber noch nicht durch Kalkbrücken wieder verfestigten Lößmaterials be-

Tab.2 Porenverteilung im künstlich hergestellten Modell-Löß

nach SCHEFFER u. SCHACHTSCHABEL	GROB POREN				MITTELPOREN				FEIN- POREN			
	grob		eng									
	Luft-P. schnell		langsam dränend									
nach SCHEFFER u. MEYER	WEITPOREN			MITTELPOREN			ENGPOREN					
pF	<1,0	1,0 - 1,8	1,8 - 2,0	2,0 - 2,3	2,3 - 2,5	2,5 - 2,8	2,8 - 3,0	3,0 - 3,3	3,3 - 3,7	3,7 - 4,2	> 4,2	
bar × 10 ⁻³	< 10	10-62	62-98	98-196	196-310	310-619	619-981	981-1957	1957 - 4915	4915 - 15544	>15 bar	
Äquivalent-Poren- Ø µm	>300	300-50	50-30	30-15	15-10	10-5	5-3	3-1,5	1,5-0,6	0,6-0,2	< 0,2	
TD	GPV	% GESAMT - VOLUMEN										
1,48	44,2	0,7	6,8	1,8	5,5	0,9	5,2	4,4	4,2	3,0	1,7	10,0
VAKUUM- SÄTTIGUNG	15,7			18,5			10,0					
	9,3		16,0			18,9						
				NFK		19,4						
KAPILLARE SÄTTIGUNG	6,6	3,7	2,7	3,7	2,5	4,4	1,9	4,0	3,0	1,7	10,0	
	19,2			15,0			10,0					
	13,0		12,5			18,7						
				NFK		17,5						

stimmt. Dieses Material weicht von konsolidierten Lössen zunächst durch höhere Porengrößenanteile bei den groben Mittelporen ab. Bei kapillarer Wasseraufsättigung des Lößmaterials — und dies zeigt sich auch in Stechzylindern bei kapillarer Wiederaufsättigung des bis pF 3,0 entwässerten Lösses ohne Vakuum — führt die Bildung von Luftblasen zu Poren-Umverteilungen (siehe untere stark umrahmte Zeile in Tab. 2). Der Mittelporen-Anteil wird zugunsten der Grobporen verringert. Diese werden dann später durch Setzungsverdichtung unter Verminderung des GPV auf 41-42 Vol. % in ihrem Anteil reduziert.

"Mini-Rhizotrone"

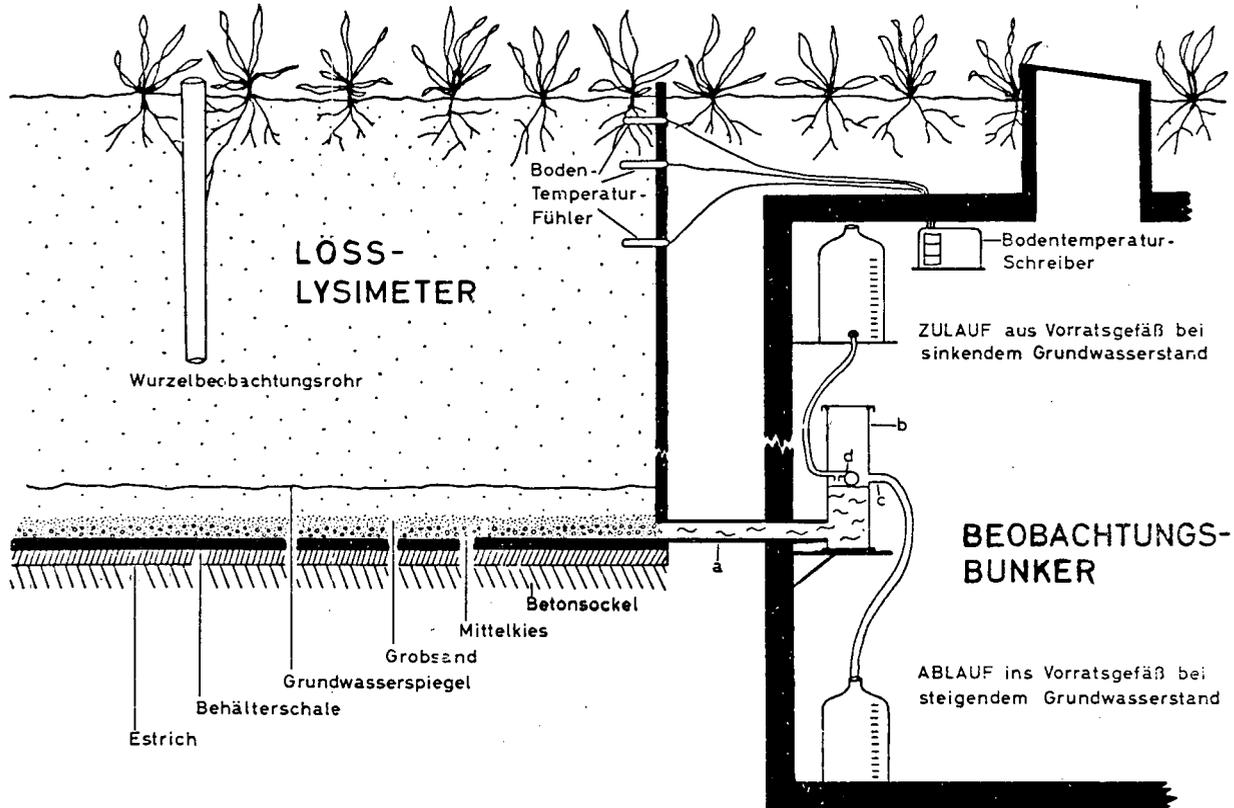
Beim Befüllen der 4 Lysimeter wurden je Lysimeter 2 Mini-Rhizotrone mit eingesetzt, Wurzelbeobachtungsrohre, die bis 150 cm Tiefe reichen. In solchen Mini-Rhizotronen kann die Wachstumsgeschwindigkeit und die Tiefenverteilung von Pflanzenwurzeln mit einem beleuchteten Spiegel beobachtet werden.

Ihre Herstellung und ihr Einbau wurden in Abänderung des von BÖHM (1) beschriebenen Verfahrens in der Weise vorgenommen, daß Plexiglasrohre ohne Markierung während des Befüllens der Lysimeter in die Löß-Schüttmasse mit eingebettet wurden, so daß ein von Störzonen freier Kontakt von Rohr und Boden gewährleistet war. Die Oberfläche des Beobachtungs-Spiegels ist so abgeklebt, daß er in jeder Stellung nur 1/4 der Rohrwand sichtbar macht. Eine Ablesung der Meßtiefe erfolgt an einer Skala auf der Spiegelführung. Weiterhin ist der Spiegel mit 2 12 V-Birnen anstelle von 6V-Birnen ausgestattet, deren Lichtstärke über einen Transformator stufenlos geregelt werden kann.

Grundwasser-Niveau-Einstellung (Abb. 3)

Das Ablaufrohr der Lysimeter (a) führt in einen 5,50 m tiefen Beobachtungsbunker, der aus 50 cm hohen Betonringen (\varnothing 2500 mm) einer Kleinkläranlage erstellt ist (OMS-Kläranlagen, Wiesbaden). Bei der Erstellung einer Lysimeteranlage im Grundwasser empfiehlt es sich jedoch, auch den Beobachtungsbunker aus doppelwandigem glasfaserverstärktem Polyesterharz herzustellen.

Abb.3 Schematisches Schnittbild durch Lysimeter und Beobachtungsbunker



Das Ablaufrohr ist an ein 60 cm langes, senkrecht stehendes Plexiglasrohr (\emptyset 142 mm) mit festem Boden (b) angeschlossen. In ihm wird der Grundwasserstand der Lysimeter nach dem Prinzip der kommunizierenden Röhren in 20 cm Höhe gehalten. Die Stauhöhe ist bis zu 60 cm stufenlos einstellbar. In 20 cm Höhe ist ein Auslauf (c) angebracht, über den das Sickerwasser in Speicherbehälter geführt wird. Fällt der Grundwasserspiegel infolge aufwärts gerichteter Wasserbewegung unter eine Höhe von 18 cm, so wird über einen Schwimmer ein Zulaufhahn geöffnet und der Grundwasserspiegel auf dieser Höhe gehalten. Das Wasser wird aus einem Vorratsgefäß (Fassungsvolumen 50 l) eingespeist.

Sickerwasser- oder Zulaufspende werden täglich abgelesen. Von den Sickerwassermengen werden regelmäßig Proben genommen, die auf ihren Bioelementgehalt hin untersucht werden.

Die Einspeisung von Grundwasser bei fallendem Grundwasserstand erfolgt mit entionisiertem Wasser, dem zur Vermeidung von Dispergierungsvorgängen 170 mg Ca^{++}/l und 20 mg Mg^{++}/l zugegeben wird. Diese Ca-Mg-Konzentrationen wurden in den Sickerwasser-Abläufen während des ersten halben Jahres gemessen.

Bodentemperaturen

Zwei der Lysimeter, Ly 1,25 und Ly 4,75 sind mit Quecksilber-Fern-Thermographen ausgerüstet, welche die Bodentemperaturen je in 10, 20 und 50 cm Tiefe registrieren. Die Registrierung erfolgt im Beobachtungsbunker. Die Geräte wurden vor der Installation gegeneinander geeicht.

Bodenhydrologische Ausrüstung

Die Lysimeter werden zur Verfolgung der hydraulischen Gradienten mit Tensiometern bestückt. Die Messungen der Wassergehalte erfolgen mit einer TROXLER-Neutronensonde, die sich für die gewählte Bodenfüllung als sehr gut geeignet erwiesen hat. Für ihre Eichung wurden 2 Getreidesilos von 1,70 m Höhe und 2,4 m \emptyset errichtet, die in gleicher Weise und mit dem gleichen LÖß-Material wie die Lysimeter befüllt wurden. Eines der Silos ist ständig abgedeckt, eines ist den Niederschlägen ausgesetzt und wird bei

Bedarf zusätzlich bewässert (Einhaltung der Feldkapazität).

Meteorologische Ausrüstung

Die meteorologische Ausrüstung wurde so gewählt, daß mit ihr die Bestimmung der ETpot nach HAUDE (4), PENMAN (6) und RIJTEMA (7) möglich ist. Besonderes Gewicht wurde auf die direkte Messung der ETpot mit Hilfe von Graskästen gelegt. Diese Methode ist seit 7 Jahren im Institut erprobt (3).

Zur Einbindung der Lysimeterstation in das klimatische Gefüge der Landschaft um Göttingen sind Vergleichs-Meßorte mit der gleichen meteorologischen Ausrüstung an bestimmten Punkten der Göttinger Umgebung verteilt (Dauergrünlandflächen im Leinetal südl. Göttingens und auf dem Muschelkalkplateau östl. Göttingens).

Zusammenfassung

Es wird eine Grundwasser-Lysimeteranlage beschrieben, in der bei konstanten Grundwasserständen zwischen 1,25 und 4,75 m die Wasserhaushaltsbilanz und die Stoff-Flüsse gemessen werden. Die Anlage ist ausreichend dimensioniert, um auch die Abhängigkeit der pflanzlichen Wasseraufnahme und des Ertrages von der Lage des Grundwasserspiegels zu messen. Zunächst werden Erfahrungen mit Lößmaterial mitgeteilt, für das eine geeignete Einfüll-Technik entwickelt wurde.

Literatur

- 1 BÖHM, W.: Mini-Rhizotrons for Root Observations under Field Conditions. Z. Acker- u. Pflanzenbau 140, 282-287 (1974)
- 2 FREDE, H.G., u. B. MEYER: Pflanzenertrag und Wasserbilanz bei unterschiedlichen Grundwasserständen.-Lysimeterversuche—, Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 26, (1978)
- 3 FREDE, H.G., B. MEYER, u. K. WEGENER: Direkte Messung der potentiellen Evapotranspiration mit Graskästen (in Vorbereitung)
- 4 HAUDE, W.: Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. Mitteilgn. des Dtsch. Wetterdienstes 2, H. 11, 1-24 (1955)
- 5 HOMEYER, B., K.O. LABENSKI, B. MEYER und A. THORMANN: Herstellung von Lysimetern mit Böden in natürlicher Lagerung (Monolith-Lysimeter) als Durchlauf-, Unterdruck- oder Grundwasserlysimeter. Zeitschr. Pflanzenernähr. u. Bodenkunde, 136, H. 3, S. 193-272 (1973)
- 6 PENMAN, H.L.: A general survey of meteorology in agriculture and an account of the physics of irrigation control. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 75, 293 (1949)
- 7 RIJTEMA, P.E.: An analysis of actual evapotranspiration. Institute for Land and Water Management Research, Proefschrift, Wageningen, 1965

Die Untersuchung des Wasserflusses im Boden mit
Hilfe der Tritium-Markierung im Vergleich zur
Tensiometer-Methode.

von

Kreutzer, K.⁺, O. Strebel⁺⁺ und M. Renger⁺⁺⁺

1. Einleitung

HTO ist für Wassermarkierungen ein nahezu idealer Tracer, da er sich annähernd wie H_2O verhält und in sehr geringen Konzentrationen nachgewiesen werden kann.

Über die Methode informieren mehrere Publikationen von Zimmermann, Münnich, Röther, Blume, Ehalt, Jakubik u.a. (1,2,3,4,5,6). Was uns interessierte, ist ein Vergleich der HTO-Methode mit jener Methode, die den Wasserfluß über die zeitlichen Änderungen der Potentialgradienten sowie der k_u/ψ -Beziehung und der zeitlichen Wassergehaltsänderungen herleitet (7,8). Sie wird im folgenden kurz Tensiometer-Methode genannt.

2. Vorgehen

Versuchsfläche

Der Vergleich wurde auf einer Versuchsfläche der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe durchgeführt (7). Sie befindet sich südlich von Hannover bei Ahrbergen. Der Boden der eben gelegenen Fläche ist eine Parabraunerde aus Löss über kiesigem Sand, der bei 150 cm Tiefe beginnt. Oberhalb des Grundwasserspiegels, der um 280 cm Tiefe liegt, hat das bewegte Bodenwasser nahezu keine laterale Komponente. Im Durchschnitt fallen auf

⁺ Institut f. Bodenkunde u. Standortslehre, D 8000 München 40, Amalienstr.52

⁺⁺ Bundesanstalt f. Geowissenschaften und Rohstoffe, Postfach 510153, D 3000 Hannover 51

⁺⁺⁺ Niedersächsisches Landesamt f. Bodenforschung, Postfach 510153, D 3000 Hannover 51

der Versuchsfläche rund 650 mm Niederschläge.

Während des Vergleichszeitraumes vom Februar 74 bis November 75 wurden auf der Versuchsfläche Sommerweizen (1974) und Rüben (1975) angebaut.

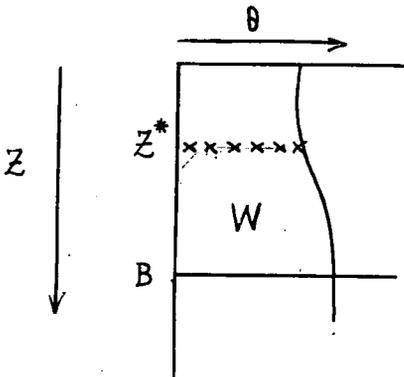
Hinweise zur angewandten HTO-Methode

Die Impfungen mit tritiiertem Wasser führten wir in mehreren Reihen mit der Impfsonde aus. Die Impftiefe betrug 60 cm. Wir nivellierten sowohl die Impftiefe wie die Tiefe der nachfolgenden Probenahmen ein, da anzunehmen war, daß die Bodenbearbeitung das Niveau der Oberfläche durch Lockerung veränderte.

Die Proben entnahmen wir in Abständen von einigen Wochen bis Monaten mit dem Pürckhauer-Bohrer jeweils an mehreren parallelen Stellen. Die Bohrerprofile wurden in 5 cm Tiefenstufen aufgeteilt. Aus diesen Bodenproben destillierten wir in einer Vakuum-Destille das Wasser ab und bestimmten seine Aktivität im Betaszint.

Der Wasserfluss durch eine bestimmte Bodentiefe B während einer Zeitperiode errechnete sich nach der HTO-Methode als Differenz ΔW aus dem Anfangs- und End-Wassergehalt in einem variablen Bodenraum, dessen eine Begrenzungsfläche in der festen Bezugstiefe B und dessen andere in der variablen Tiefe des Tracer-Medianwertes liegt. Wir bezeichnen dieses Kompartiment als Bezugsraum des Bodens für die HTO-Methode. Als Tracer-Medianwert diente der Mittelwert aus den Parallelbestimmungen. Die Wassergehalte wurden mit Hilfe der γ -Doppelsonde gemessen.

Zur Verdeutlichung diene folgende Darstellung;



- wobei θ = volumetrischer Wassergehalt
 Z = Bodentiefe
 Z^* = Tiefe des Tracer-Medianwertes
 B = Bezugstiefe

Es ergibt sich der Wassergehalt W im Bezugsraum des Bodens zum Zeitpunkt t_x nach

$$W_{t_x} = \left[\int_{Z_{t_x}^*}^B \theta dz \right]_{t_x} \quad (1)$$

Der Wasserfluss q innerhalb einer Periode ($t_{x+1} - t_x$) ist dann

$$\Delta W_{(t_{x+1} - t_x)} = W_{t_x} - W_{t_{x+1}} \quad (2)$$

Dabei ist berücksichtigt, daß der abwärts gerichtete Wasserfluß ein positives Vorzeichen hat.

3. Ergebnisse

In Tab. 1 ist der Methodenvergleich für die Flüsse in 90 cm Bodentiefe dargestellt. Vergleicht man zunächst die Flüsse nach der Tensiometer-Methode mit den unkorrigierten Flüssen nach der HTO-Methode, so zeigen sich für die Perioden außerhalb der Vegetationszeit recht gute Übereinstimmungen, während innerhalb der Vegetationszeit die Werte erheblich voneinander abweichen.

Dabei ergaben sich die unkorrigierten Wasserflüsse $\overline{\Delta W}$ als Mittelwerte der Wassergehaltsdifferenzen aus mehreren parallelen Probenahmen .

Tab. 1 Periodische Wasserflüsse in mm bei 90 cm Bodentiefe
(positive Wasserflüsse sind abwärts ↓, negative aufwärts ↑
gerichtet)

Entnahmezeit	Tensiometer-Methode	HTO-Methode		mittlere Streuung des Mittelwertes ($\pm \Delta W$)
	(q_{ges})	unkorrigiert (ΔW)	korrigiert (q_{ges})	
13.2.74 (Impfung)	+ 4,5 ↓	+ 3,6 ↓	+ 3,6 ↓	± 4,2
28.3.74	- 2,3 ↑	- 0,8 ↑	- 1,2 ↑	± 5,0
26.4.74	- 12,3 ↑	- 4,1 ↑	- 17,6 ↑	± 2,9
12.6.74	- 15,3 ↑	+ 5,0 ↓	- 14,9 ↑	± 1,4
23.7.74	- 5,0 ↑	+ 1,4 ↓	- 7,4 ↑	± 4,0
7.11.74	+ 104,9 ↓	+ 102,6 ↓	+ 102,6 ↓	± 7,0
22.1.75	+ 20,9 ↓	+ 21,0 ↓	+ 21,0 ↓	± 6,4
25.3.75	+ 67,3 ↓	+ 65,2 ↓	+ 65,3 ↓	± 5,7
21.5.75	- 48,3 ↑	- 36,3 ↑	- 55,3 ↑	± 9,0
10.11.75				

Die Abweichungen innerhalb der Vegetationszeit gehen wahrscheinlich auf den Wasserentzug durch die Transpiration zurück. Wenn nämlich Wurzeln im Bezugsraum des Bodens Wasser aufnehmen, entsteht dort eine Senke, auf die der Tracer nicht reagiert. Die periodischen Wassergehaltsdifferenzen $\overline{\Delta W}$ sind deshalb in solchen Fällen nicht mit den periodischen Wasserflüssen identisch. Vielmehr besteht dann folgende Beziehung innerhalb der einzelnen Zeitabschnitte:

$$\overline{\Delta W} = (q_k)_B - TE \quad (3)$$

Dabei bedeutet:

$(q_k)_B$ = kapillarer Wasserfluß durch die Bezugstiefe B

TE = Wasserentzug durch die Transpiration im Bezugsraum des Bodens.

Der gesamte Wasserfluß q_{ges} durch die Bezugstiefe B innerhalb der einzelnen Zeitabschnitte ergibt sich bei einem Vorliegen eines Wasserflusses über die Wurzeln als eine Summe:

$$q_{ges} = q_k + q_w \quad (4)$$

wobei q_w = Wasserfluß über die Wurzeln bedeutet.

Setzt man nach Umstellung Gleichung (3) in (4) ein, so folgt, bezogen auf eine bestimmte Bodentiefe und einen bestimmten Zeitabschnitt:

$$q_{ges} = q_w + \overline{\Delta W} + TE. \quad (5)$$

Zur quantitativen Erklärung der angesprochenen Abweichungen müßten also die Beträge für q_w und TE bekannt sein.

Die detaillierten Untersuchungen mit Hilfe der Tensiometer-Methode ermöglichten es, die q_w -Werte zu erfassen (8). Aus den q_w -Werten läßt sich auch der periodische Transpirationsentzug $TE(t_{x+1} - t_x)$ für den Bezugsraum des Bodens errechnen:

$$TE(t_{x+1} - t_x) = \int_{t_x}^{t_{x+1}} [(q_w)_{Z^*} - (q_w)_B] dt \quad (6)$$

wobei auch $Z^* = Z^*(t)$. (7)

Es bedeuten:

$(q_w)_{Z^*}$ = Wasserfluß über die Wurzeln in der Tiefe des Tracer-Medianwertes

$(q_w)_B$ = Wasserfluß über die Wurzeln in der Bezugstiefe

Zur näherungsweise Bestimmung des Transpirationseutzes kann man auch folgende Formel verwenden:

$$TE(t_{x+1} - t_x) = \left[(q_w)_{Z_m^*} - (q_w)_B \right] (t_{x+1} - t_x) \quad (8)$$

$$\text{wobei } Z_m^* = \frac{Z_{t_x}^* + Z_{t_{x+1}}^*}{2} \quad (9)$$

Setzt man (8) in (5) ein, so vereinfacht sich die Herleitung des Gesamtflusses durch die Bezugstiefe innerhalb einer Periode, wie folgt:

$$q_{\text{ges}} = \overline{\Delta W} + (q_w)_{Z_m^*} \quad (10)$$

Die Anwendung solcher Korrekturen im Näherungsverfahren führte uns zu den in Tab. 1 eingetragenen korrigierten Werten für die HTO-Methode. Es zeigt sich, daß die eingangs erwähnten Abweichungen offensichtlich in der Hauptsache auf die Transpirationseutze aus dem Bezugsraum des Bodens zurückgehen.

Die in Tab. 1 angegebenen Streuungen der HTO-Methode beruhen allein auf der Variabilität der Tracer-Medianwerte. Für die Flüsse über die Wurzeln konnten keine Streuungen berechnet werden, was bedeutet, daß diese Flüsse "fehlerfrei" in die Rechnung eingingen.

Summiert man die periodischen Wasserflüsse aus der Tensiometer-Methode und der korrigierten HTO-Methode auf, so ergeben sich die Zahlen in Tabelle 2. Man erkennt, daß sich die Werte der Tensiometer-Methode etwas unterhalb bzw. im unteren Bereich der mittleren Streuung des Mittelwertes der HTO-Methode befinden. Am Ende des 21-monatigen Untersuchungszeitraumes beträgt die Abweichung der HTO-Methode von der Tensiometermethode - 18,3 mm. Hätte

man keine Korrektur durchgeführt, so betrüge die Abweichung +43,2 mm. Die Streuungen sind bei den Summenwerten kleiner als bei den Periodenwerten in Tab. 1, da jeweils auf den Beginn des Versuches mit streuungsloser Impftiefe bezogen wurde.

Tab. 2 Summen der Wasserflüsse in mm durch 90 cm Bodentiefe vom Zeitpunkt der Impfung bis zum jeweiligen Entnahmeterrin

Impfung bzw. Entnahmedaten	Tensiometer-Methode	HTO-Methode (korrigiert)
13.2.74	-	Impfung
28.3.74	+ 4,5 ↓	+ 3,6 ↓ ± 7,2
26.4.74	+ 2,2 ↓	+ 2,4 ↓ ± 4,7
12.6.74	- 10,1 ↑	- 15,2 ↑ ± 2,4
23.7.74	- 25,4 ↑	- 30,1 ↑ ± 1,2
7.11.74	- 30,4 ↑	- 37,5 ↑ ± 7,8
22.1.75	+ 74,5 ↓	+ 65,1 ↓ ± 8,2
25.3.75	+ 95,4 ↓	+ 86,1 ↓ ± 3,4
21.5.75	+ 162,7 ↓	+ 151,3 ↓ ± 7,0
10.11.75	+ 114,4 ↓	+ 96,1 ↓ ± 7,5

Analog können auch die Evapotranspirationswerte verglichen werden.

4. Diskussion

Die Ergebnisse lassen erkennen, daß in dem untersuchten Boden außerhalb der Vegetationszeit in 90 cm Tiefe beide Methoden recht ähnliche Ergebnisse lieferten, während innerhalb der Vegetationsperiode erhebliche Abweichungen auftraten, die durch den Transpirationentzug über die Wurzeln erklärt werden konnten. Da der Transpirationentzug aus dem Bezugsraum des Bodens nicht mit der HTO-Methode bestimmt werden kann, ist zu folgern, daß die Anwendung der HTO-Methode auf folgende Fälle beschränkt werden sollte:

- a) vegetationsfreie Böden oder
- b) falls Vegetation vorhanden ist, auf die Zeit der Vegetationsruhe oder
- c) innerhalb der Vegetationszeit auf solche Tiefen, die ausschließen, daß aus dem Bezugsraum des Bodens Wasser in

nennenswerten Mengen über die Wurzeln entzogen wird.

Darüber hinaus ergeben sich weitere Einschränkungen bzw. Fehlerquellen, die z.T. die Unterschiede in unserem Methodenvergleich mitbestimmen:

- 1) Die HTO-Methode wird unsicher, wenn die substratbedingten Inhomogenitäten des Bodens quer zur Fließrichtung so groß sind, daß ein bahnenförmiges Voraussieilen bestimmter Sickerwasserbereiche zustande kommt. In solchen Fällen bewegt sich zwar das Wasser auch "schichtweise", jedoch ist die "Schicht" so stark ausgebeult, daß ein immenser Aufwand notwendig wird, um einen statistischen Durchschnittswert für die Wasserverlagerung zu ermitteln.
- 2) Sind zum Zeitpunkt der Impfung die Wasserspannungsgradienten im Bereich der Impftiefe auf kleinem Raum sehr verschieden, so wird die Impfflüssigkeit bereits im Zeitpunkt der Einbringung unterschiedlich verlagert. Daraus resultiert eine verschiedene Tiefenmarkierung von Anfang an. Dies kann vor allem bei Impfungen im Herbst in ungleichmäßig durchwurzelten Böden zu Fehlern führen.
- 3) Tiefenimpfungen mit Sonden sind bei ziemlich wassergesättigten Böden etwas problematisch, da häufig die Impfflüssigkeit nicht rasch genug vom Boden aufgenommen wird, so daß kein "Impfpunkt", sondern ein vertikaler Impfstreifen entsteht.
- 4) Bei weit auseinanderggezogenen Tracerwolken und großem Temperaturgradienten im Boden kann die unterschiedliche Verdunstung von H_2O und HTO den Medianwert des Tracers verfälschen.
- 5) Die Differenz ΔW basiert auf Wassergehalten, die an verschiedenen Stellen gemessen werden. Auch die Bodenraumgewichte werden an etwas anderen Stellen bestimmt als die Entnahmestellen für die Ermittlung der Aktivität.
- 6) Steinige und sandige Böden bieten Probleme bei der Probenahme besonders in größeren Tiefen, so daß oft kein ausreichend kontinuierliches Aktivitätsprofil gewonnen werden kann.

Bei unserem Methodenvergleich könnten vor allem die unter 3 und 5 genannten Gründe für die Abweichungen - wenn auch untergeordnet - mitverantwortlich sein.

Weniger problematisch sind hingegen Schwierigkeiten, die durch die Stromliniendispersion in größeren Poren entstehen; denn die transversale molekulare Diffusion und der Stromlinienversatz bedingen in der Regel einen ausreichend schnellen transversalen Ausgleich.

Auch spielt die Tracer-Aufnahme durch die Wurzeln keine Rolle; denn die Wurzeln unterscheiden nicht zwischen H_2O - und HTO -Molekülen. Infolgedessen wird die Tracerkonzentration im Bodenwasser auf diesem Wege durch die Pflanzenwurzeln nicht beeinflusst. Das heißt also, daß auch die Tracer-Verteilungskurve und damit die Medianwerte nicht beeinflusst werden, falls die Wasseraufnahme nicht auch zu einer kapillaren Bewegung führte.

5. Zusammenfassung

Auf einer Versuchsfläche südlich von Hannover im Fildesheimer Lößgebiet wurden zwei Methoden zur Ermittlung des Wasserflusses verglichen: Die Tritium-Tracer-Methode und die Tensiometer-Methode. Der Vergleich erstreckte sich über 21 Monate, vom Februar 1974 bis zum November 1975. Beide Methoden lieferten außerhalb der Vegetationszeit recht ähnliche Werte. Die Abweichungen innerhalb der Vegetationszeit konnten in der Hauptsache auf Transpirationentzüge über die Wurzeln zurückgeführt werden, die die Tracer-Methode nicht erfasst. Sie ist deshalb für jene Fälle ungeeignet, in denen ein nennenswerter Wasserfluß über die Wurzeln durch die Bezugsstiefe oder durch die Tiefe des Tracer-Medianwertes stattfindet.

6. Schriftennachweis

- 1) Zimmermann, U. 1966: Untersuchung der Grundwasserneubildung mit Wasserstoff-Isotopen.
Diplom-Arbeit. II. Physik. Institut Heidelberg
- 2) Zimmermann, U., K.O. Münnich, W. Roether 1967: Downward Movement of Soil Moisture traced by means of Hydrogen Isotopes.
Geophysical Monograph No. 11
Edited by Glenn E. Stout, American Geophysical Union, Washington, D.C.

- 3) Zimmermann, U., D. Ehalt and K.O. Münnich 1967: Soil Water Movement and Evätranspiration: Changes in the Isotopic composition of the water. International Atomic Energy Agency Wien 1967.
- 4) Blume, H.P., U. Zimmermann and K.O. Münnich 1967: Tritium Tagging of Soil Moisture: The Water Balance of Forest Soils. International Atomic Energy Agency Wien 1967.
- 5) Münnich, K.O. 1977: Isotope Studies on Groundwater Movement in the unsaturated and saturated Soil Zone. Symposium on Trace Elementes in Drinking Water, Agriculture and Human Life. Kairo. Jan. 1977.
- 6) Jakubik, A. 1972: Untersuchung der Wasserbewegung in teilweise gesättigten Böden - Tritium-Tracer-Methode zur Bestimmung der Grundwasserspense. Diss. Heidelberg, II. Physikalisches Institut.
- 7) Renger, M., W. Giesel, O. Strebel und J. Lorch 1970: Erste Ergebnisse zur quantitativen Erfassung der Wasserhaushaltskomponenten in der ungesättigten Bodenzone. Z. Pflanzenern. u. Bodenk. Bd. 126, S. 15-35.
- 8) Strebel, O., M. Renger und W. Giesel 1975: Bestimmung des Wasserentzuges aus dem Boden durch die Pflanzenwurzeln im Gelände als Funktionen der Tiefe und der Zeit. Z. Pflanzenern. u. Bodenk. S. 61-72.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danken wir für die Unterstützung der Arbeiten.

Bodenwasserbilanzen mittels Tracer

von

H.-P. Blume, H. Drewes und R. Horn⁺

Die Verwendung von Tracern zur Charakterisierung des Wasserhaushaltes von Böden beruht darauf, daß eine dünne, markierte Wasserschicht im Boden als quasi undurchlässige Membran aufgefaßt werden kann, die sich mit perkolierendem Wasser abwärts bewegt, dabei tiefer gelegenes Wasser verdrängt und vor sich herschiebt, ohne selbst von höher gelegenen Wasser überholt zu werden. Als Tracer ist dabei besonders tritiiertes Wasser geeignet, weil es sich dem Wasser ähnlich verhält und zudem mit einem Flüssigkeits-Szintillationsspektrometer leicht bestimmt werden kann (BLUME u.a. 1966, ZIMMERMANN 1966).

Befindet sich die Tracerfront bzw. die "undurchlässige Membran" unterhalb des Wurzelraumes eines Ökotops, so läßt sich die Gesamtverdunstung (V) für einen bestimmten Zeitraum aus dem Niederschlag (N) und der Differenz der Wassergehalte oberhalb der Tracerfront (T) am Anfang (B'_a) und Ende (B'_e) des Bilanzzeitraumes nach Gleichung

$$V = N + B'_a - B'_e$$

berechnen (Abb. 1). Die Sickerung (S) ergibt sich dann als Differenz von Niederschlag und Verdunstung, wobei Wassergehaltsänderungen (B_a und B_e) im Pedon zusätzlich zu berücksichtigen sind, nach Gleichung

$$S = N - V - \Delta B = N - V + B_a - B_e.$$

⁺Institut für Ökologie, FG Bodenkunde, Engler Allee 19,
1000 Berlin 33

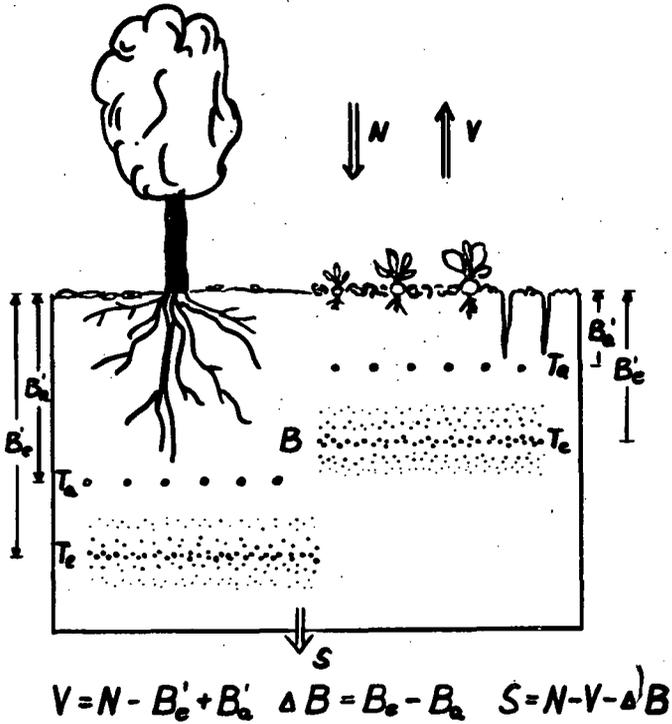


Abb. 1: Ermittlung der Gesamtverdunstung (V) und der Versickerung (S) eines Wald- und eines Acker-Ökotopts aus Niederschlag (N) und Bodenwassergehalt (B) mittels Tracer (T; Erläuterung s. Text)

Voraussetzung für eine richtige Bilanz ist also, daß Pflanzenwurzeln unterhalb der Tracerfront kein Wasser entziehen, womit die Methode grundsätzlich nur für grundwasserferne Standorte anwendbar ist (mögliche Anwendung bei grundwassernahen Standorten s. bei KREUTZER (1977) in diesem Heft). Außerdem dürfen kein Oberflächenabfluß und kein seitlicher Wasserzug erfolgt sein (es sei denn, der Zuzug vom Oberhang würde dem Abzug zum Unterhang entsprechen; s. hierzu BLUME u.a. 1969, S. 109).

Methodisch läßt sich dabei tritiiertes Wasser mittels einer Sonde entlang einer Linie unterhalb des Wurzelraumes im Abstand von 10-15 cm injizieren (T_a in Abb. 1). Gleichzeitig sind die Wassergehalte (in Vol.-%) bis zur Tracertiefe sowie des gesamten Pedons zu ermitteln. Während des Bilanzzeitraumes ist dann nur erforderlich, den Niederschlag quantitativ zu erfassen. Am Ende des Zeitraumes werden dem Pedon Bohrstockproben im Abstand von 10-15 cm entnommen, deren Wassergehalt und Tracerkonzentration bestimmt wird (Näheres zur Impfung und Analytik s. BLUME u.a. 1967).

Die Anwendbarkeit der Methode setzt voraus, daß eine quantitative Verdrängung des Bodenwassers durch die Tritiumfront erfolgt. In unserem Klimabereich mit in der Regel nur kurzen Starkregen ist das grundsätzlich für fein- und mittelkörnige Böden gegeben. So erfolgt bei einem Mittelsand mit 0.5 mm \varnothing aufgrund des Selbstdiffusionskoeffizienten reinen Wassers, der von ZIMMERMANN (1966) experimentell mit circa 1 cm² je Tag bestimmt wurde, innerhalb weniger Sekunden ein quasi vollständiger Austausch zwischen perkolierendem und gebundenem Wasser durch laterale molekulare Diffusion (ZIMMERMANN u.a. 1967). Diese Geschwindigkeit übertrifft im allgemeinen die vertikale Sickerung. Erst bei gesättigtem Fluß in grobporenen Böden wie Grobsanden oder Kiesen wird der Austausch unvollständig, so daß gebundenes Wasser überholt werden kann. Das braucht die (entscheidende) Lage des Tracermaximums nicht zu beeinflussen, da auch eine Dispersion der Stromlinien des perkolierenden Wassers stattfindet. Die Tracerfront wird dann allerdings stark gestreckt, was die Bestimmung des Maximums erschwert.

Auch sekundäre Grobporen wie Trockenrisse oder Wurmröhren lassen bei Starkregenerereignissen keinen vollständigen Austausch zu, wie BLUME (1968, S. 48) an Pseudogleyen aus Geschiebemergel sowie BLAKE u.a. (1973) an Pelosolen feststellten. Bei derartigen

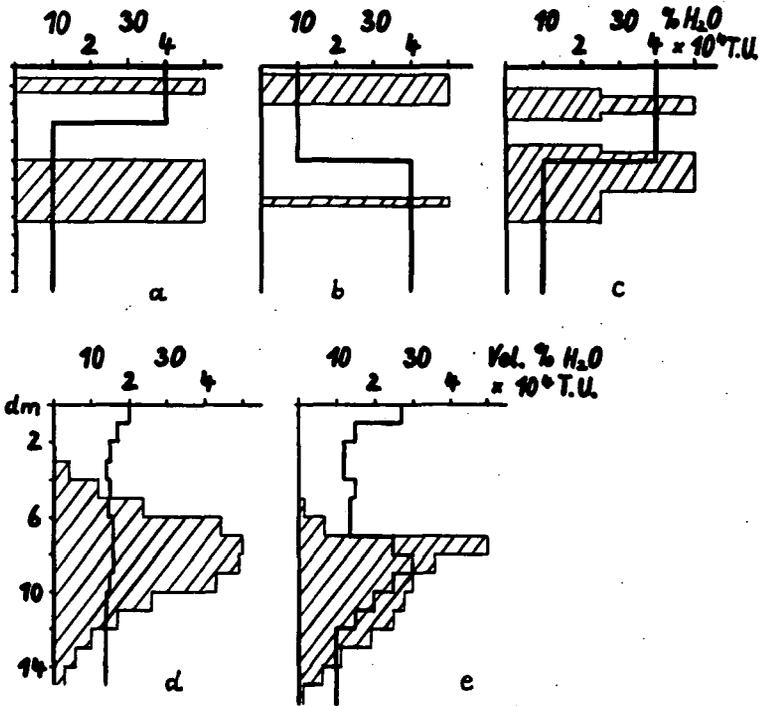


Abb. 2: Verzerrung der Tritiumverteilung (schraffiert) beim Passieren von Bodenlagen unterschiedlicher Wassergehalte (Tiefenlinie); a-c: theoretische Verzerrung ohne Dispersion, unten: reale Tracerkonzentrationen und Wassergehalte einer Braunerde (d) und Parabraunerde (e) (aus BLUME u.a. 1967)

Böden hat die Impfung des Tracers deutlich unterhalb dieser Gefügebesonderheiten zu erfolgen.

Besonders bei tonreichen Böden kann es zu einer Verzögerung der Tracerfront kommen, weil Tritium auch in Tonmineralzweischichten mit über 10000 at gebundenem Wasser eindringt und dann wenig beweglich ist (STEWART 1965). Eine derartige Verzögerung täuscht eine zu hohe Verdunstung vor. Eine Korrektur ist aber im allgemeinen nicht erforderlich, weil in derartigen Böden sich das Wasser oft so langsam bewegt, so daß auch hier ein weitgehender Rücktausch des stark gebundenen Tracers erfolgen kann.

Die genaue Lage des Tracermaximums läßt sich einfach ermitteln, wenn sich nach der Impfung durch molekulare Diffusion eine symmetrische Glockenkurve ergeben hat (Abb. 2, d). Die Glockenkurve wird zwar zunehmend breiter (nach einem Jahr um etwa 30 cm) und flacher, ermöglicht bei ausreichend hoher Anfangskonzentration des Tracers aber trotzdem eine genaue Bestimmung des Maximums für 1,5 - 2 Jahre. Ein Wechsel der Bodenwassergehalte mit der Tiefe bewirkt Streckung (a) bzw. Schrumpfung (b) der Tracerfront, ohne daß hiervon die Ermittlung des Maximums beeinträchtigt wurde. Nur dann, wenn sich das Tracermaximum bei Probenahme gerade im Bereich starker Wassergehaltsunterschiede befindet (wie sie insbesondere bei einem Wechsel der Bodenart gegeben sind), wird die Glockenkurve asymmetrisch (c) und erschwert die Maximumbestimmung. Gleiches kann sich ergeben, wenn sich der Tracer längere Zeit im Oberboden befindet und dann relativ stärker als Wasser verdunstet (durch die Asymmetrie von e mit verursacht).

Es folgen 2 Beispiele einer Wasserbilanz mittels Tritium als Tracer. Tabelle 1 zeigt einen Nutzungsartenvergleich auf einer Parabraunerde aus Löß, wobei sich eine deutlich höhere Verdunstung durch die Forsten ergab. Eine Versickerung (als solches wurde Wasser angesehen, das eine Bodentiefe von 1,2 m passiert hatte) fand praktisch nur unter landwirtschaftlicher Nutzung statt. Die für die Forsten ermittelte Verdunstung entsprach in etwa der potentiellen Verdunstung nach PENMAN.

Nutzung Zeit (1970)	Eiche/Hainb.		Fichte		Wiese		Rüben	
	9.3.-20.11.		9.3.-20.11.		9.3.-20.11.		9.3.-20.11.	
Niederschlag	425		425		425		425	
HTO-Max. 1. cm Bodenwasser	89	96	64	68	105	130	54	81
b. HTO-Max. bis 120 cm	325	292	215	228	435	565	153	251
	430	396	406	400	491	528	380	385
Bindung	-34		-6		+37		+5	
Versickerung	1		19		93		93	
Verdunstung	458		412		295		327	

Verdunstung n. PENMAN: 407

Tab. 1: Wasserbilanzen (in mm) einer Parabraunerde aus Löß der Filder bei Stuttgart-Plieningen unterschiedlicher Nutzung mittels Tritium als Tracer (aus BLUME und ZIMMERMANN 1975) sowie die potentielle Verdunstung nach PENMAN (1963) mittels Daten der Klimastation Stuttgart-Hohenheim

Die Berechnung der Verdunstung von a) freien Wasserflächen (potentielle Evaporation) bzw. b) mit Pflanzen bewachsenen Flächen (potentielle Evapotranspiration) erfolgt dabei über meteorologische Standard-Messungen, und zwar Strahlung (cal/cm^2 Tag), Temperatur ($^{\circ}\text{C}$), Windgeschwindigkeit (m/s), aktuellen und maximalen Dampfdruck (mm Hg) und aktuell und maximal mögliche Sonnenscheindauer (h) sowie festen Parametern (z.B. latente Verdampfungswärme $59 \text{ cal/mm H}_2\text{O}$, Steigung der Dampfspannungskurve bei der Temperatur t sowie der Psychrometerkonstante $0,668 \text{ mbar/}^{\circ}\text{C}$) auf der Grundlage des Energie-Bilanz-Ansatzes und des Aerodynamik-Ansatzes. Hierbei werden jedoch gewisse einschränkende und vereinfachende Annahmen getroffen. So wird zur Bestimmung der Nettostrahlung der unterschiedliche Anteil des durch Reflexion an der betrachteten Oberfläche verloren gehenden Anteils der kurzwelligen Strahlung sowie der Verlust an ausgehender langwelliger Strahlung je nach Oberflächenbeschaffenheit abgeschätzt. Die Reflexionskoeffizienten (Albedo) betragen für Wasser $0,05$, für grüne Vegetation $0,25$ und für unbedeckten Boden $0,1$. Bei den eigenen Berechnungen ist der Wert $0,25$ (grüne Vegetation) berücksichtigt worden.

Im Unterschied zur klimatischen Wasserbilanz ist es möglich, mit der Tracermethode auch Nutzungsunterschiede auf engem Raum zu erfassen. Zudem erfordert sie einen geringeren Zeitaufwand, da nur die Niederschläge kontinuierlich zu messen sind, Tracerkonzentrationen und Wassergehalte hingegen nur am Anfang und Ende des Bilanzzeitraumes bestimmt werden müssen.

Tabelle 2 zeigt eine benachbarte sandige Braunerde und lehmige Parabraunerde im Vergleich. Hier diente die Tritiummarkierung ursprünglich nicht einer Bilanzierung sondern dem Studium der Bewegung von Herbiziden im Boden: THO wurde daher nahe der Bodenoberfläche appliziert (DREWES und BLUME 1977). Trotzdem können die Ergebnisse für eine Bilanz verwendet werden, sofern die Tracerfront dem Wachstum der Pflanzenwurzeln vorausgeeilt ist: bei der Braunerde war das der Fall, da das Tracermaximum zur Zeit voller Wurzelentfaltung der Rüben im August bereits 114 cm tief verlagert war. Insgesamt wurde eine Verdunstung von nahezu 400 mm ermittelt: nach PENMAN ergaben sich für den benachbarten Grünlandstandort der Station Dahlem des Deutschen Wetterdienstes mit 350 mm ein ähnlicher Wert, nach HAUDE wurde deutlich weniger ermittelt. Ein völlig abweichendes Bild ergab sich aber bei jahreszeitlicher Differenzierung. Die klimatische Wasserbilanz ergab hohe Verdunstung für die Sommermonate, bei denen die Rüben aber noch nicht voll entwickelt waren, mithin die potentielle

Bodentyp Gestein Zeit (1974) Niederschlag	Braunerde Geschiebesand			Parabraunerde Geschiebemergel		
	25.6.-15.8.-10.11.			25.6.-18.8.-10.11.		
	113	257		113	257	
HTO-Max.i.cm	24	114	144	(7.5)	15	82
Bodenwasser						
b. HTO-Max.	56	56	31	19	16	71
bis 120 cm	121	58	28	261	193	98
Bindung	-63	-30		-68	-95	
Versickerung	63	5		(65) ^x	(150) ^x	
Verdunstung	113	282		116	202	

Verdunstung n. PENMAN: 238 112

Verdunstung n. HAUDE : 146 116

^xüberwiegend verdunstet, da Wurzeln unterhalb Tracerfront

Tab. 2: Wasserbilanzen (in mm) mit Tracern zweier Rübenfelder Berlin-Dahlems (Versuchsflächen der Biologischen Bundesanstalt) sowie mittels Klimadaten der Meßstelle der Freien Universität

Verdunstung nicht zu erreichen vermochten: im Herbst konnte dann der theoretische Wert noch überschritten werden, weil Nachbarparzellen geerntet waren, mithin eine nur mäßige Evaporation zuließen. Für die Parabraunerde wurde im Herbst eine hohe Sickerung errechnet; dieser Wert ist falsch, da sich ein wesentlicher Teil der Wurzeln unterhalb der Tracerfront von 16 cm im August befand: das scheinbar Versickerte wurde also ebenfalls weitgehend transpiriert; was auch aus einer starken Austrocknung des Bodens bis nahe an den Welkepunkt im November 1974 geschlossen werden kann.

Die Berechnung der potentiellen Evapo(transpi)ration nach HAUDE erfolgt über die Bestimmung der Differenz zwischen maximalem und aktuellem Dampfdruck (mm Hg) sowie Multiplikation mit einem Faktor, der den Einfluß von Windgeschwindigkeit und Strahlung etc. zahlenmäßig berücksichtigt. Diese Werte gelten jeweils für einen Monat und liegen zwischen 0.26 (Oktober) und 0.39 (April).

Schwierigkeiten treten bei horizontaler Inhomogenität eines Bodens auf. So versickerte in einer Parabraunerde aus Terrassensand das Wasser dort besonders schnell, wo sich der B_t -Horizont in dünne Bänder auflöste (Abb. 3). Seitliche Wasserbewegung bewirkte damit eine sehr unterschiedliche Versickerung zwischen 116 und 222 mm (b). Ähnliches ermittelte HOFFMANN (1976) bei einem Tracerversuch für eine Parabraunerde aus Geschiebemergel mit sandgefüllten Frostspalten im Unterboden. In solchen Fällen kann nur eine hohe Zahl an Parallelen zu befriedigenden Bilanzen führen.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß mit Hilfe der Tracermethode bei vielen Böden auf einfache Weise halbquantitative Wasserbilanzierungen durchgeführt werden können. Sie versagt bei hohen Grundwasserständen sowie grobporigen oder steinreichen Böden. Im Gegensatz zu Wasserbilanzen, die aus Tensions-Wassergehaltsmessungen abgeleitet werden (u.a. RENGGER et.al.) läßt sie sich auch bei sehr trockenen Böden ($pF > 3$) problemlos anwenden.

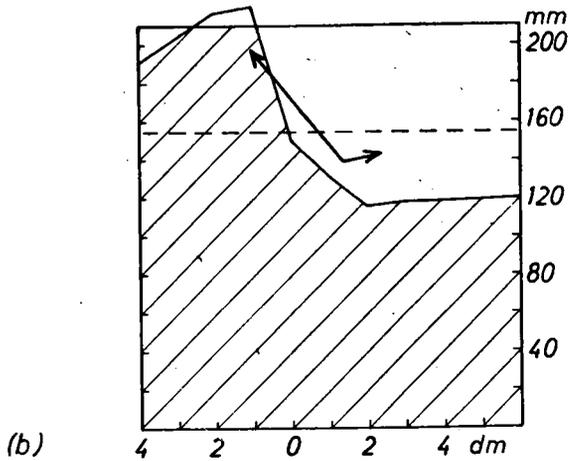
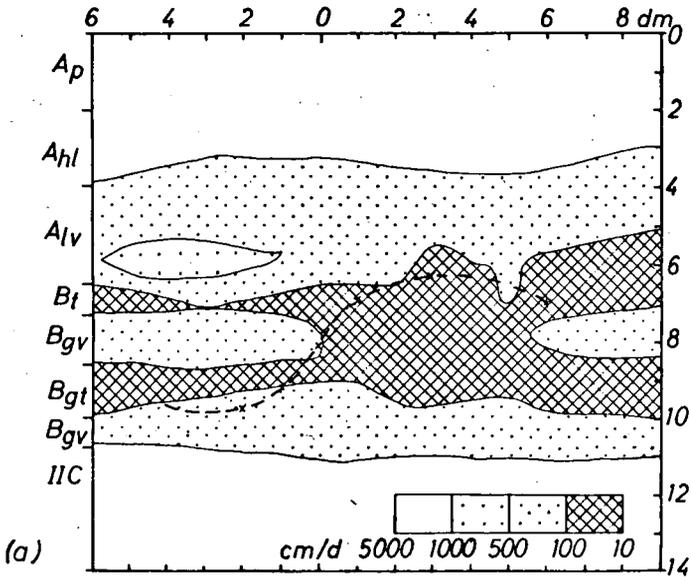


Abb. 3: Vertikale und laterale Unterschiede der Wasserleitfähigkeit (a) und der Wasserbewegung (b) einer sandigen Parabraunerde unter Weide bei Speyer (Lage der HTO-Maxima 3 Monate n. Impfung in 20 cm Tiefe im Bereich des Schnittes (---) und 50 cm westlich davon (...)); in b ist die durch 210 mm Niederschlag von der Tracerfront nach unten verdrängte Wassermenge von 116-222 mm schraffiert dargestellt (aus BLUME u.a. 1968)

Literatur

- Blake, G., E. Schlichting und U. Zimmermann: Water recharge in a soil with shrinkage cracks. Soil Sci. Soc. America Proc. 37 (1973) 669-672.
- Blume, H.-P.: Stauwasserböden. Eugen Ulmer, Stuttgart 1968.
- Blume, H.-P. und U. Zimmermann: Zum Einfluß landwirtschaftlicher und forstlicher Nutzung auf die Wasser- und Luftverhältnisse typischer Böden aus Löß Nordwürttembergs. Z. Pflanzenern., Bodenk. (1975) 541-550.
- Blume, H.-P., K.O. Münnich und U. Zimmermann: Untersuchung der lateralen Wasserbewegung in ungesättigten Böden. Z. Pflanzenern., Bodenk. 121 (1968) 231-245.
- Blume, H.-P., K.O. Münnich und U. Zimmermann: Das Verhalten des Wassers in einer Löß-Parabraunerde unter Laubwald. Z. Pflanzenern., Bodenk. 112 (1966) 156-168.
- Blume, H.-P., K.O. Münnich und U. Zimmermann: VI. Wasserbewegung und Wasserbilanz; in G. Schlenker (Red.): Untersuchungen über die Auswirkungen des Fichtenreinanbaus auf Parabraunerden und Pseudogleyen des Neckarlandes. Mitt. Verein Forstl. Standorts., Forstpflanzenzücht. 19 (1969) 72-114.
- Blume, H.-P., K.O. Münnich und U. Zimmermann: Tritium tagging of soil moisture, the water balance of forest soils. In isotope and radiation techniques in soil physics and irrigation studies; Internat. Atomic En. Agency, Wien 1967, 315-332.
- Drewes, H. und H.-P. Blume: Abbau, Bewegung und Sorption von Herbiziden in Böden. Landw. Forsch., Sonderheft 33/II (1977) 104-113.
- Haude, W.: Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. Mitt. Dtsch. Wetterdiens 2 (1955), 1-23.

- Hoffmann, R.: Genese und Ökologie polygenetischer Parabraunerden mit Periglazialerscheinungen. Diss. TU Berlin 1976.
- Kreutzer, K.: Die Untersuchung des Wasserflusses im Boden mit Hilfe der Tritiummarkierung. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 26 (1977).
- Penman, H.L.: Vegetation and Hydrology. Tech. Comm. No. 53. Commonwealth Bureau of Soils, Harpenden., 1963.
- Renger, M., O. Strebel und W. Giesel: Beurteilung bodenkundlicher, kulturtechnischer und hydrologischer Fragen mit Hilfe von klimatischer Wasserbilanz und bodenphysikalischen Kennwerten. 4. Bericht. Zeitschr. Kulturtechnik u. Flurber. 15 (1974), 353-366.
- Stewart, G.L.: Experiences using tritium in scientific hydrology. Proc. 6th int. Conf. C-14 on T-Dating, Pullman, Wash. June 7-11 (1965) USAEC Conf. 650652, 643.
- Zimmermann, U.: Untersuchung der Grundwasserneubildung mit Wasserstoffisotopen. Diplomarbeit, Heidelberg 1966.
- Zimmermann, U., K.O. Münnich und W. Roether: Downward movement of soil moisture traced by means of hydrogen isotopes. Geophysical Mon. 11 (1967) 28-36.

Wassergehalts- und Wasserspannungsmessungen im
Felde zur Bilanzierung des Bodenwasserhaushalts

von

W. Ehlers *

1. Einleitung

Im Jahresablauf verändert sich der Wassergehalt des Bodens ständig. Evaporation, Transpiration und Versickerung zehren an dem im Profil gespeicherten Wasservorrat, doch mit dem Niederschlag wird das Vorratsdefizit immer wieder ergänzt. Da sich das Wasser in allen Schichten des Bodenprofils stets im Zustand dynamischer Bewegung befindet, wird man bei alleiniger Betrachtung der Wassergehaltsänderungen die im Boden simultan ablaufenden Fließvorgänge nicht getrennt erfassen können. Die quantitative Aufteilung der Flüsse ist aber das Ziel jeder Wasserhaushaltsbilanzierung. Die Bilanzierung soll darüber Auskunft geben, wieviel Wasser in einer bestimmten Zeitspanne von den Pflanzen verbraucht wurde und wieviel Wasser für die Grundwasserspense aus dem Boden versickerte. Solche Bilanzierungen sind für den Bodenkundler, den Hydrologen und den Pflanzenbauwissenschaftler von großem Interesse, wenn z.B. Fragen nach der Ökonomie der Wassernutzung beantwortet werden müssen oder wenn der Stoffaustrag aus dem Boden quantifiziert werden soll.

Ein Ansatz zur Bilanzierung hat ferner der Tatsache Rechnung zu tragen, daß bei Böden mit Grundwassernähe nicht zu allen Zeiten Sickerwasser aufzutreten braucht, daß vielmehr ein Teil des von den Pflanzen transpirierten Wassers aus dem Grundwasser kapillar nachgeliefert werden kann. Auch bei grundwasserfernen Standorten kann Wasser kapillar aus tieferen Bodenschichten aufsteigen, wenn die Bodenfeuchte im durchwurzelten Bodenraum stark erschöpft wurde.

*) Institut für Pflanzenbau und Pflanzenzüchtung der Universität Göttingen, von Siebold-Str. 8, 34 Göttingen

Im folgenden soll gezeigt werden, wie im Vergleich zu anderen Methoden mit relativ einfacher instrumenteller Ausrüstung der Wasserhaushalt im Felde bilanziert werden kann. Zunächst werden wir die weniger komplizierten hydraulischen Verhältnisse unter Brache darstellen und dann die Betrachtung auf bewachsene Flächen ausdehnen. Eigene Untersuchungen an Löß-Parabraunerden dienen der Veranschaulichung der theoretischen Ausführungen. Diese Felduntersuchungen sollen auch auf die Variabilität der gewonnenen Daten und damit auf die notwendige Anzahl von Parallelbestimmungen hinweisen.

2. Die Wasserhaushaltsbilanzierung unter Brache

Wir betrachten einen Boden in ebener Lage, bei dem seitlicher Wasserzu- und-abzug im Profil sowie Oberflächenwasserabfluß vernachlässigt werden kann. Das Bodenwasser bewegt sich nur in vertikaler Richtung.

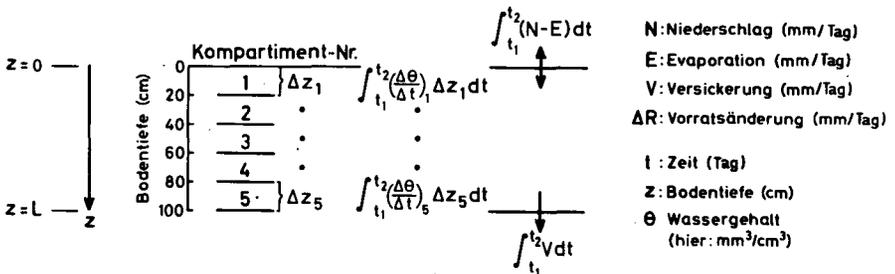
Gleichung (1) in Übersicht 1 stellt dann die vollständige Wasserhaushaltsgleichung dar. Sie besagt, daß Wassergehaltsänderungen im Boden durch Niederschlag, Evaporation und Versickerung hervorgerufen werden. Gleichung (2) zeigt, daß alle Größen der Haushaltsgleichung zeitabhängige Variable darstellen und

ÜBERSICHT 1

Wasserhaushaltsgleichung:

$$N - E - V = \Delta R \quad (1)$$

$$\int_{t_1}^{t_2} [(N-E) - V] dt = \int_{t_1}^{t_2} \int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial t} dz dt \quad (2)$$



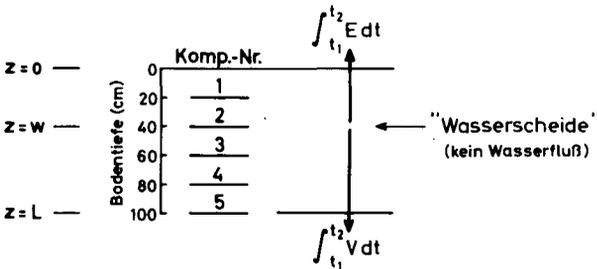
$$\int_{t_1}^{t_2} [(N-E) - V] dt = \int_{t_1}^{t_2} \left[\sum_{i=1}^{i=5} \left(\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \right)_i \Delta z_i \right] dt \quad (3)$$

daß die Wassergehaltsänderung auf einen bestimmten Tiefenabschnitt des Bodenprofils bezogen werden muß. Das Profil hat die Tiefenausdehnung von $z=0$ bis $z=L$.

In der Übersicht 1 ist der Boden von 0-100 cm Tiefe in 5 "Kompartimente" von jeweils 20 cm Schichtdicke (Δz)_i eingeteilt. In dem Zeitintervall von t_1 bis t_2 lassen sich dann die Größen links vom Gleichheitszeichen in Gleichung (2) bestimmen, wenn die Wassergehalte in den 5 Kompartimenten zu beiden Zeitpunkten bestimmt wurden (Gleichung 3). Die in die Kompartimente 1...5 eingesetzten Formeln stellen die Wassergehaltsänderungen in dem jeweiligen Kompartiment dar. Mit Gleichung (3) sind wir dem Ziel, zu einer Trennung der Bilanzgrößen links vom Gleichheitszeichen zu gelangen, aber noch nicht näher gekommen. Denn wir können bisher lediglich die *D i f f e r e n z* aus Nettofluß (N-E) durch die Bodenoberfläche $z=0$ und dem Versickerungsfluß (V) in Tiefe $z=L$ berechnen.

Übersicht 2 verdeutlicht die Situation in einer Periode ohne Niederschlag. Dann entwickelt sich im Boden eine "Wasserscheide", die mit zunehmender Bodenabtrocknung langsam in die Tiefe wandert. In der Tiefe der Wasserscheide ($z=w$) und nur

ÜBERSICHT 2



$$-\int_{t_1}^{t_2} (E+V) dt = \int_{t_1}^{t_2} \int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial t} dz dt = \int_{t_1}^{t_2} \int_0^w \frac{\partial \theta}{\partial t} dz dt + \int_{t_1}^{t_2} \int_w^L \frac{\partial \theta}{\partial t} dz dt \quad (4)$$

$$-\int_{t_1}^{t_2} (E+V) dt = \int_{t_1}^{t_2} \left[\sum_{i=1}^{i=2} \left(\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \right)_i \Delta z_i \right] dt + \int_{t_1}^{t_2} \left[\sum_{i=3}^{i=5} \left(\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \right)_i \Delta z_i \right] dt \quad (5)$$

$$\int_{t_1}^{t_2} E dt = -\int_{t_1}^{t_2} \int_0^w \frac{\partial \theta}{\partial t} dz dt \quad (6)$$

$$\int_{t_1}^{t_2} V dt = -\int_{t_1}^{t_2} \int_w^L \frac{\partial \theta}{\partial t} dz dt \quad (7)$$

hier befindet sich das Wasser in Ruhe. Darüber fließt es aufgrund der Evaporation aufwärts in Richtung Bodenoberfläche, darunter bewegt es sich abwärts und verläßt als Sickerwasser das betrachtete Profil in der Tiefe $z=L$.

Gleichung (4) zeigt in allgemeiner differentieller Schreibweise, Gleichung (5) am Beispiel unseres Bodenprofils, daß sich die in den einzelnen Kompartimenten gemessene Wassergehaltsänderung in eine Gesamtwassergehaltsänderung oberhalb der Wasserscheide und eine Gesamtwassergehaltsänderung unterhalb der Wasserscheide aufsummieren läßt. Die Wassergehaltsänderung oberhalb der Wasserscheide entspricht der Evaporation im Zeitabschnitt von t_1 bis t_2 (Gleichung 6), die Wassergehaltsänderung unterhalb der Wasserscheide entspricht der Versickerung (Gleichung 7).

Nun ist die Frage zu beantworten, wie die Position der Wasserscheide im Profil zu lokalisieren ist. Abbildung 1 zeigt schematisch das Ergebnis von Wasserspannungsmessungen mit Tensiometern, die in den Tiefen $z=20, 40, 60, 80, 100$ und 120 cm installiert wurden. In der linken Darstellung ist die mit einem negativen Vorzeichen versehene Wasserspannung, das sogenannte Matrixpotential ψ , als Funktion der Tiefe aufgezeichnet. In der rechten Darstellung ist das hydraulische Potential H als Funktion der Tiefe aufgetragen, das aus ψ und z berechnet wurde ($H=\psi-z$). Das höchste hydraulische Potential befindet sich mit -165 cm in der Tiefe 60 cm. Wasser fließt stets vom Orte mit hohem zum Orte mit niedrigem hydraulischen Potential. In der 60 cm Tiefe ist deshalb die "Wasserscheide" lokalisiert. Hier in Tiefe $z=w$ ist der hydraulische Gradient ($\partial H / \partial z$) gleich null.

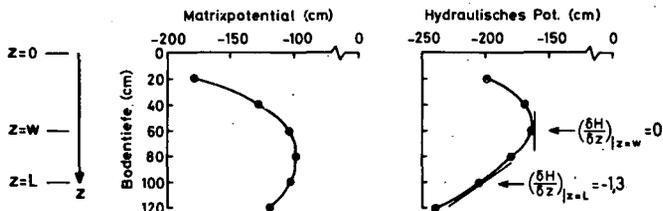
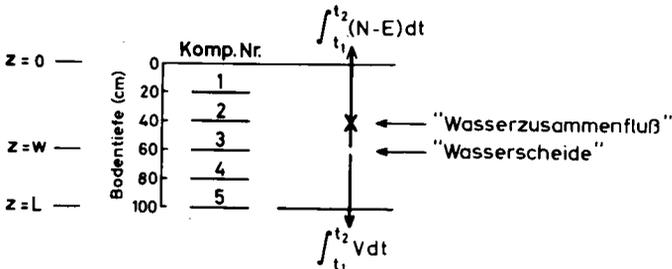


Abbildung 1:

Schema zur Ermittlung der Tiefenlage der Wasserscheide

Übersicht 3 beschreibt den Fall, daß während des Betrachtungszeitraums Niederschlag fällt, die Wasserscheide aber in 60 cm Tiefe erhalten bleibt. Ein Teil des Niederschlages versickert in den Boden, und trifft in 40 cm Tiefe auf den von der Wasserscheide ausgehenden aufsteigenden Wasserfluß. Gleichzeitig verdunstet Wasser an der Bodenoberfläche, ohne daß eine zweite oberflächennahe Wasserscheide aus Tensiometermessungen ermittelt werden kann. Am Beispiel unseres Profils können (N-E) minus V gemäß Gleichung (8) berechnet werden, (N-E) allgemein nach Gleichung (9). Wurde der Niederschlag registriert und konnten die mehr oder weniger intensiven Wassergehaltsänderungen über der Wasserscheide genau gemessen werden, läßt sich E nach Gleichung (10) ermitteln. V ergibt sich wieder gemäß Gleichung (7).

ÜBERSICHT 3



$$\int_{t_1}^{t_2} [(N-E) - V] dt = \int_{t_1}^{t_2} \left[\sum_{i=1}^{i=3} \left(\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \right)_i \Delta z_i \right] dt + \int_{t_1}^{t_2} \left[\sum_{i=4}^{i=5} \left(\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \right)_i \Delta z_i \right] dt \quad (8)$$

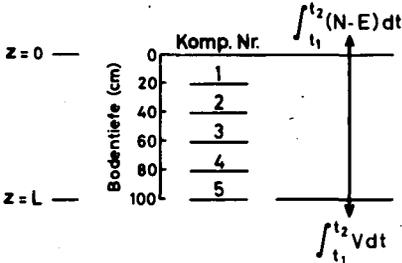
$$\int_{t_1}^{t_2} (N-E) dt = \int_{t_1}^{t_2} \int_0^W \frac{\partial \theta}{\partial t} dz dt \quad (9)$$

$$\int_{t_1}^{t_2} E dt = - \int_{t_1}^{t_2} \int_0^W \frac{\partial \theta}{\partial t} dz dt + \int_{t_1}^{t_2} N dt \quad (10)$$

In Übersicht 4 gelangte durch heftigen Regenfall soviel Wasser in den Boden, daß im gesamten Profil eine nach unten gerichtete Wasserbewegung auftritt, die Wasserscheide also aufgelöst wurde. Damit ist gemäß Gleichung (11) der in Übersicht 1 geschilderte Fall eingetreten, daß nur die Differenz von Flüssen aus den Wassergehaltsänderungen berechnet werden kann. Sollen die Flüsse getrennt berechnet werden, so muß zunächst der hydraulische Gradient aus Tensiometermessungen in der Tiefe z=L bekannt sein (vgl. Abbildung 1, rechte Darstellung). Außer-

dem muß die Leitfähigkeit K als Funktion von γ oder θ in der Tiefe $z=L$ bestimmt werden. Dann ist V mit Hilfe der Darcy-Gleichung nach Gleichung (12) festgelegt, und $(N-E)$ nach Gleichung (13) ausgewiesen. In Anlehnung an Gleichung (10) kann E unter Berücksichtigung des gemessenen Niederschlages gesondert berechnet werden.

ÜBERSICHT 4



- K : hydraulische Leitfähigkeit (cm/Tag)
- H : Hydraulisches Potential (cm)
- Ψ : Matrixpotential (cm)
- $\left(\frac{\delta H}{\delta z}\right)_{z=L}$: Hydraulischer Gradient in Tiefe $z=L$ (cm/cm)

$$\int_{t_1}^{t_2} [(N-E) - V] dt = \int_{t_1}^{t_2} \left[\sum_{i=1}^{i=5} \left(\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \right)_i \Delta z_i \right] dt \quad (11)$$

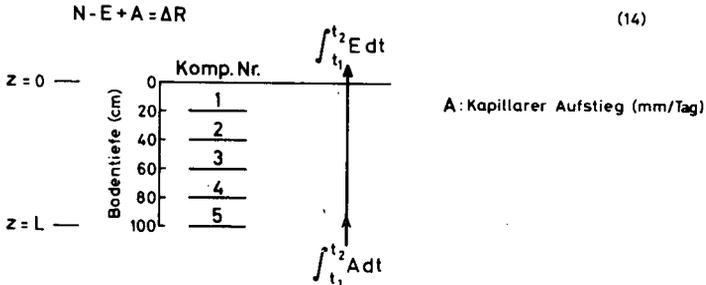
$$\int_{t_1}^{t_2} V dt = \int_{t_1}^{t_2} \left[-K \left(\frac{\delta H}{\delta z} \right)_{z=L} \right] dt \quad (12)$$

$$H = \Psi - z$$

$$\int_{t_1}^{t_2} (N-E) dt = \int_{t_1}^{t_2} \int_0^L \frac{\delta \theta}{\delta t} dz dt + \int_{t_1}^{t_2} \left[-K \left(\frac{\delta H}{\delta z} \right)_{z=L} \right] dt \quad (13)$$

Anstelle einer Versickerung kann es auch zum kapillaren Aufstieg in das betrachtete Bodenprofil kommen. Dann lautet die Wasserhaushaltsgleichung wie durch Gleichung (14) in Übersicht 5 beschrieben. Um im Falle von Niederschlagfreiheit die Höhe der Evaporation berechnen zu können, müssen neben den Wassergehaltsänderungen im Bodenprofil (Gleichung 15), Leitfähigkeit und Gradient in Tiefe $z=L$ bekannt sein, um nach Gleichung (16) die Höhe des kapillaren Aufstiegs bilanzmäßig erfassen zu können. E ergibt sich dann aus Gleichung (17). Ist Niederschlag zu berücksichtigen, verfährt man gemäß Gleichung (13) und Gleichung (10).

ÜBERSICHT 5



$$\int_{t_1}^{t_2} (A - E) dt = \int_{t_1}^{t_2} \left[\sum_{i=1}^{i=5} \left(\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \right)_i \Delta z_i \right] dt \quad (15)$$

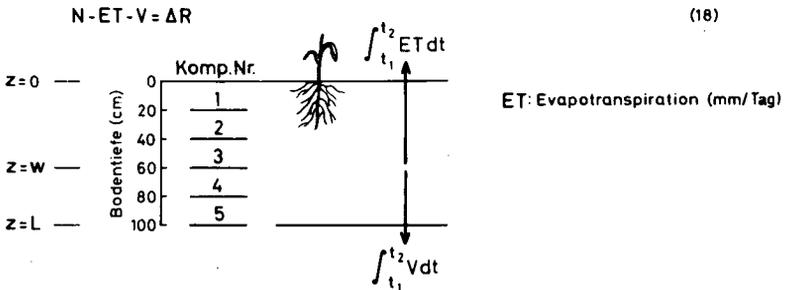
$$\int_{t_1}^{t_2} A dt = - \int_{t_1}^{t_2} \left[-K \left(\frac{\partial H}{\partial z} \right) \Big|_{z=L} \right] dt \quad (16)$$

$$\int_{t_1}^{t_2} E dt = - \int_{t_1}^{t_2} \int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial t} dz dt - \int_{t_1}^{t_2} \left[-K \left(\frac{\partial H}{\partial z} \right) \Big|_{z=L} \right] dt \quad (17)$$

3. Die Wasserhaushaltsbilanzierung unter Vegetation

Im Falle eines mit Pflanzen bestandenen Feldes wird in der Wasserhaushaltsgleichung der Ausdruck für Evaporation (E) durch einen Ausdruck für Evapotranspiration (ET) ersetzt (Übersicht 6, Gleichung 18). Liegt die Wasserscheide unterhalb des durchwurzelten Bodens, können wir in Anlehnung an Gleichung (4) bzw. Gleichung

ÜBERSICHT 6



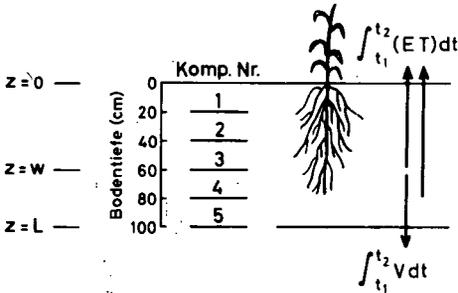
$$- \int_{t_1}^{t_2} (ET + V) dt = \int_{t_1}^{t_2} \left[\sum_{i=1}^{i=3} \left(\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \right)_i \Delta z_i \right] dt + \int_{t_1}^{t_2} \left[\sum_{i=4}^{i=5} \left(\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \right)_i \Delta z_i \right] dt \quad (19)$$

$$\int_{t_1}^{t_2} ET dt = - \int_{t_1}^{t_2} \int_0^w \frac{\partial \theta}{\partial t} dz dt \quad (20)$$

chung (5) die Gleichung (19) formulieren. ET wird dann mit Gleichung (20) berechnet, und V ergibt sich gemäß Gleichung (7).

Übersicht 7 beschreibt die Situation, bei der die Wasserscheide innerhalb des durchwurzelten Bodens lokalisiert ist. In diesem Falle entziehen die Pflanzenwurzeln nicht nur Bodenwasser oberhalb, sondern auch unterhalb der Wasserscheide (Gleichung 21). Die Wassergehaltsänderung unterhalb der Wasserscheide entspricht dann nicht der Versickerung. Die Versickerung muß daher unter Einbeziehung der hydraulischen Leitfähigkeit und des hydraulischen Gradienten wie in Übersicht 4 geschehen gesondert berechnet werden. Mit Kenntnis der Versickerung kann ET nach Gleichung (22) kalkuliert werden.

ÜBERSICHT 7



$$-\int_{t_1}^{t_2} (ET+V) dt = \int_{t_1}^{t_2} \left[\sum_{i=1}^{i=5} \left(\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \right)_i \Delta z_i \right] dt \quad (21)$$

$$\int_{t_1}^{t_2} ET dt = - \int_{t_1}^{t_2} \int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial t} dz dt - \int_{t_1}^{t_2} \left[-K \left(\frac{\partial H}{\partial z} \right) \Big|_{z=L} \right] dt \quad (22)$$

4. Zusammenfassung der theoretischen Grundlagen

Unter Brache läßt sich dann der Bodenwasserhaushalt auf recht einfache Art bilanzieren, wenn im Bodenprofil eine Wasserscheide vorhanden ist. Die Anwesenheit und Tiefenlage der Wasserscheide kann aus Tensiometer-Messungen abgeleitet werden (Renger et al. 1970, Benecke 1972, Arya et al. 1975).

Ausgehend von dieser Wasserscheide werden über die Bodenwassergehaltsänderungen die Raten für Evaporation und Versickerung berechenbar (Richards et al. 1956). Solche Berechnungen sind von Ehlers und van der Ploeg (1976) ausführlich dargelegt worden. Zur Messung der Wassergehalte können entweder Bohrstock-

proben entnommen oder stationäre Meßrohre für den Einsatz von Neutronen- oder Gammasonden installiert werden.

Fehlt eine Wasserscheide oder liegt sie bei mit Pflanzen bestandenen Flächen innerhalb des durchwurzelten Bodenraumes, muß zusätzlich zu den gemessenen Wassergehalten und Wasserspannungen die Leitfähigkeitsfunktion in größerer Bodentiefe bekannt sein. Unter Pflanzenbestand muß sie unterhalb des Wurzelraumes bestimmt werden. Aus der Leitfähigkeit und den hydraulischen Gradienten läßt sich dann mit Hilfe der Darcy-Gleichung die Versickerung gesondert berechnen.

Die in solchen Fällen benötigte Leitfähigkeitsfunktion läßt sich ohne weiteren Meßaufwand (!) auf dem brach gehaltenen Boden ermitteln (Richards et al. 1956, Rose et al. 1965, van Bavel et al. 1968, Renger et al. 1970, Hillel et al. 1972, Arya et al. 1975, Ehlers und van der Ploeg 1976, Flühler et al. 1976). Für ihre Berechnung nutzt man entweder die Zeiträume ohne Niederschlag, in denen eine Wasserscheide im Profil festzulegen ist, oder aber man nutzt Niederschlagsperioden, die in bestimmten Profilabschnitten zu "steady-state"-Bedingungen führen. Derartige Berechnungen finden sich bei Ehlers und van der Ploeg (1976) ebenfalls in ausführlicher Darstellung. Häufig wird die Leitfähigkeitsfunktion auch gesondert im Labor bestimmt (Klute 1972, Ehlers 1976c). Mit ihrer Kenntnis ist dann in allen beschriebenen Situationen eine vollständige Wasserbilanz auf bewachsenen und unbewachsenen Flächen möglich (Ehlers 1976b).

Die dargelegten Bilanzierungsmethoden setzen voraus, daß sowohl Wassergehalte als auch Wasserspannungen als Funktion der Tiefe und der Zeit bekannt sind. Trotzdem wird bei Felduntersuchungen häufig auf die Messung einer Größe verzichtet, um auf diese Weise den Meßaufwand zu reduzieren (Arya et al. 1975, Germann 1976). Dann muß die andere Größe über eine gesondert bestimmte pF -Kurve mit Hilfe der gemessenen Größe interpoliert werden. Bei diesem Vorgehen ist jedoch zu berücksichtigen, daß sich Labor- und Feld- pF -Kurven nicht entsprechen müssen (Richter 1974, Ehlers 1976a, Flühler et al. 1976) und daß infolge Hysterese die Beziehung zwischen Wasserspannung und Wassergehalt zusätzlich verändert werden kann (Beese und van der Ploeg 1976).

5. Beispiel für eine Bilanzierung auf Löß-Parabraunerde

Auf einer brach gehaltenen, konventionell mit Pflug und Folgegeräten bearbeiteten Löß-Parabraunerde wurden 1971 täglich die Wasserspannungen in verschiedenen Bodentiefen bis zu einer Maximaltiefe von 180 cm mit Tensiometern registriert. In Abbildung 2 ist für 3 Termine das Profil des hydraulischen Potentials aufgezeichnet. Am 3.6. befand sich die Wasserscheide in 30 cm, vier Tage später in 60 cm Bodentiefe. Am 9.6. fielen 60 mm Regen, die die Wasserscheide am 10.6. auflösten. Zu diesem Termin bewegte sich das Bodenwasser im gesamten Profil abwärts.

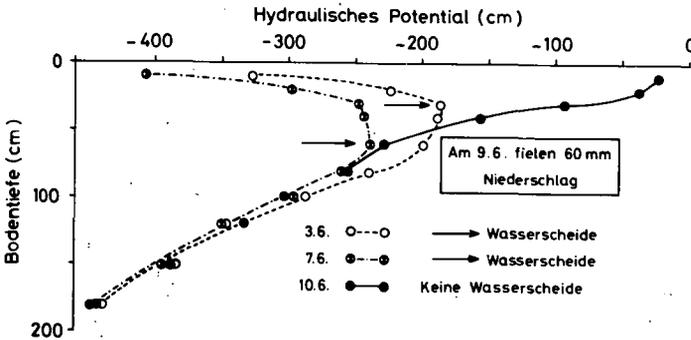


Abbildung 2:

Hydraulisches Potential als Funktion der Tiefe zu drei Terminen unter Brache

Abbildung 3 zeigt die Veränderung der volumetrischen Wassergehalte zwischen dem 3.6. und 7.6.. Die volumetrischen Wassergehalte wurden aus den anhand von Bohrstockproben ermittelten gravimetrischen Wassergehalten und den gesondert bestimmten Trockenraumdichten berechnet. Die Abbildung zeigt noch einmal die Position der Wasserscheide zu den beiden Terminen, aus denen sich eine für die Zeitspanne mittlere Position in 40 cm Tiefe festlegen ließ. Ausgehend von dieser Mittelposition wurde entsprechend den Wassergehaltsänderungen die Evaporation mit 3,4 mm, die Versickerung mit 1,0 mm für den Zeitraum von 4 Tagen berechnet.

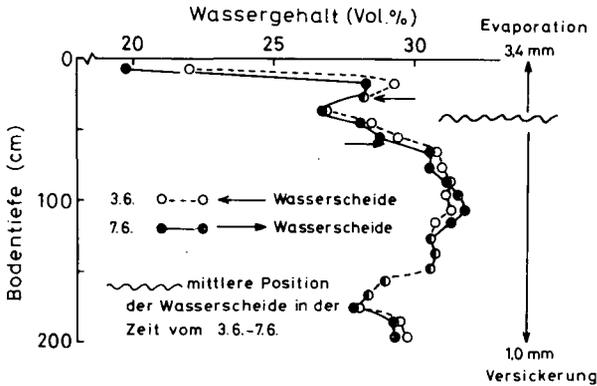


Abbildung 3:

Veränderung der Wassergehalte unter Brache während einer Vier-tagesperiode

6. Die Variabilität der Meßergebnisse

In Abbildung 4 ist der Gang der Wasserspannungen in vier Bodentiefen einer mit Hafer bestandenen Lößparabraunerde für die Zeit vom 10.5. bis 10.6. 1976 dargestellt. Die Wasserspannungen wurden täglich abgelesen und aus 10 Tensiometer-Werten pro Tiefe gemittelt. Deutlich ist der Einfluß der Niederschläge auf den Gang der Wasserspannung in den oberflächennahen Tiefen (10 und 40 cm) zu erkennen. Auch wird der Wasserentzug durch die Haferwurzeln die Wasserspannungswerte in diesen Tiefen beeinflußt haben. Die 80 cm Tiefe allerdings war bis zum 10.Juni von den Wurzeln noch nicht erreicht worden.

Neben den Mittelwerten ist das 95 %ige Vertrauensintervall der gemessenen Wasserspannungen eingezeichnet. Mit zunehmender Bodentiefe wird es aufgrund abnehmender Streuung s(Tabelle 1) enger. Außerdem ist besonders in 10 cm Bodentiefe der Einfluß der Höhe der Wasserspannung auf das Vertrauensintervall zu erkennen. Es wird sehr breit, wenn sich die Wasserspannung der Meßgrenze der Tensiometer nähert oder wenn nach starker Durchfeuchtung die Spannungswerte sinken.

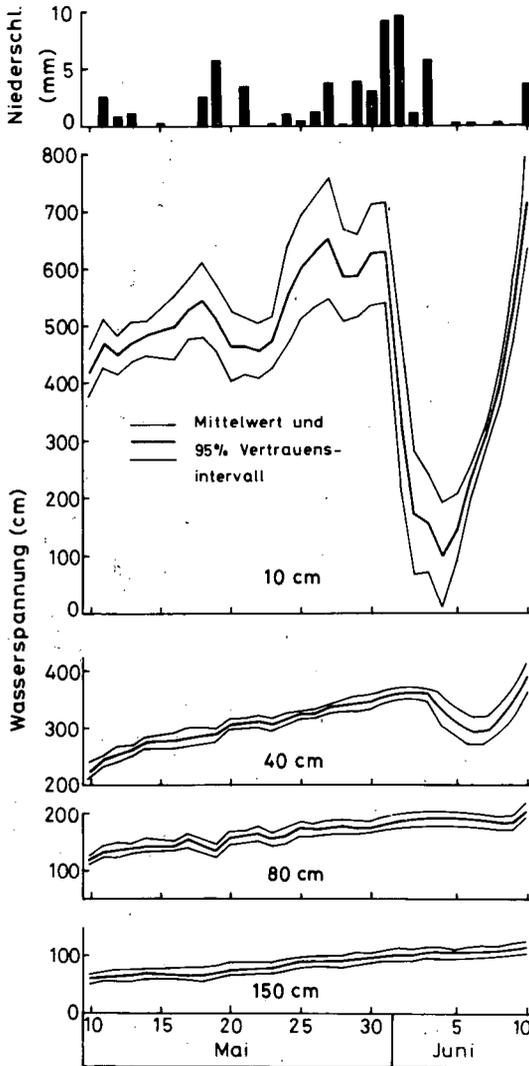


Abbildung 4:

Zeitliche Änderung der Wasserspannung in vier Bodentiefen unter Hafer

Tabelle: Streuung s und Variationskoeffizient $s\%$ der Wasserspannung und der Wassergehalte in verschiedenen Bodentiefen und die notwendige Anzahl von Parallelbestimmungen für festgelegte Grenzen des 95%igen Vertrauensintervalls

Wasserspannung

Tiefe (cm)	ϕs (cm)	$\phi s\%$	— Vertrauensgrenze (cm) —			
			± 10	± 20	± 50	± 100
			— Anzahl der Tensiometer —			
10	90	25,7	337	84	14	4
40	20	6,5	17	5	1	1
80	17	9,7	12	3	1	1
150	14	16,1	9	2	1	1

Wassergehalt

Tiefe (cm)	ϕs (Gew.%)	$\phi s\%$	— Vertrauensgrenze (Gew.%) —			
			$\pm 0,25$	$\pm 0,5$	± 1	± 2
			— Anzahl der Probenahmen —			
0-10	1,19	8,2	106	27	7	2
30-40	0,74	4,1	41	11	3	1
70-80	0,43	2,1	14	4	1	1
140-150	0,81	4,2	49	13	4	1

Einen ähnlichen Verlauf wie die Wasserspannungen zeigen die Werte für die Wassergehalte in Abbildung 5. Die Wassergehalte wurden aus jeweils 6 Bohrstockproben gemittelt, die alle 2 bis 3 Tage entnommen wurden. Die Meßwerte zeigen in viel größerem Ausmaß als die Wasserspannungswerte Veränderungen von Termin zu Termin auf, die nicht immer mit tatsächlichen zeitlichen Änderungen in der Bodentiefe erklärt werden können. Vielmehr ist bei den Bohrstockproben mit einer größeren örtlichen Variabilität zu rechnen als bei den stationär installierten Tensiometern. Deshalb wurden für die Perioden mit nicht auf Wassergehaltsänderungen zurückzuführenden drastischen Wassergehaltsschwankungen die Meßwerte durch eine kubische Regression geglättet. Ohne eine solche Glättung der Daten ist eine wie in Abbildung 3 dargestellte Bilanzierung nicht durchführbar.

Während bei den Wasserspannungen das Vertrauensintervall zur Tiefe stark abnimmt (Abbildung 4), bleibt es bei den Wassergehalten auch in größeren Bodentiefen im Vergleich zur 0-10 cm Bodenschicht relativ groß (Abbildung 5).

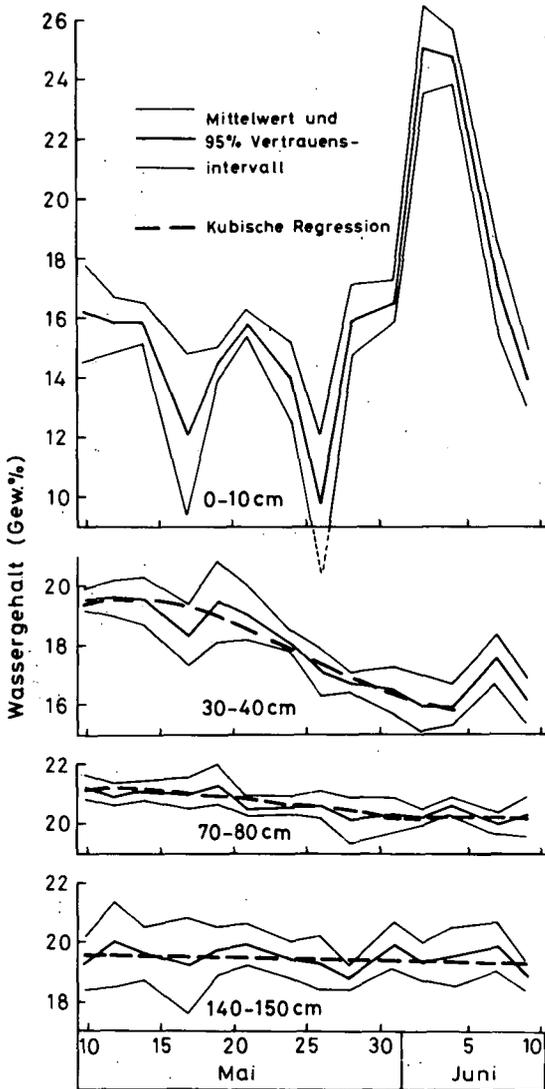


Abbildung 5:

Zeitliche Änderung der Wassergehalte in vier Bodenschichten unter Hafer

Mit Kenntnis der Streuung der Meßwerte (Tabelle 1) kann die notwendige Anzahl von Vergleichsbestimmungen berechnet werden, um das 95 %ige Vertrauensintervall auf einen vorgegebenen Wert einzuengen. Die Formel (Bätz et al. 1972) lautet:

$$n = \left(\frac{t_{\alpha} \cdot s}{V_g} \right)^2$$

n ist die notwendige Anzahl von Wiederholungen, t ist der T-Wert, α ist die Irrtumswahrscheinlichkeit (hier 5%), s ist die Streuung und V_g die einseitige Vertrauensgrenze des Intervalls. In Tabelle 1 ist das Ergebnis der Berechnungen zusammengestellt. Bei den Tensiometern scheint in den für die Bilanzierung entscheidenden größeren Meßtiefen mit 10 Parallelen eine ausreichende Genauigkeit auf den im Vergleich zu anderen Bodentypen recht homogenen Parabraunerden erreicht zu sein. Sie schränken das Vertrauensintervall auf ± 10 bis ± 20 cm ein. Andererseits wird bei den Wassergehalten in den Tiefen unterhalb 30 cm durch sechs Probenahmen das Vertrauensintervall auf $\pm 0,5$ bis $\pm 1,0$ Gew. % eingeengt.

Während die Tensiometer ohne allzu großen zeitlichen Aufwand täglich abgelesen werden können, ergibt sich bei den Wassergehalten die Frage, ob bei dem höheren Arbeitsaufwand für die Entnahme von Bohrstockproben nicht größere Zeitabstände zwischen den Probenahmeterminen gewählt werden sollten. Bei Wahl größerer Zeitintervalle würden sich in größeren Bodentiefen **s i g n i f i k a n t e** Unterschiede im Wassergehalt dann nachweisen lassen, wenn die Wassergehaltsänderung nur langsam aber stetig erfolgt (Abbildung 5, Tiefe 70-80 und 140-150 cm).

Nach einer von Mudra (1958) angegebenen Gleichung kann berechnet werden, wie groß die Anzahl der Probenahmen sein muß, wenn bei vorhandener Streuung eine als signifikant nachzuweisende Differenz zwischen zwei Mittelwerten vorgegeben wird. Die Gleichung lautet:

$$n \geq \frac{2 \cdot s^2 \cdot (t_{\alpha} + t_{\beta})}{d^2}$$

n ist die notwendige Anzahl der Parallelbestimmungen, s ist die Streuung, t ist der T-Wert, α ist die Irrtumswahrscheinlichkeit (hier 5%), β ist die Wahrscheinlichkeit für den Fehler 2. Art

(hier 10%) und d ist die als signifikant nachzuweisende Differenz.

Die Ergebnisse der Berechnung sind in Tabelle 2 wiedergegeben. Bei einer Streuung der Wassergehalte von 0,8 Gew. % in größeren Bodentiefen (Tabelle 1) müßten 39 Bohrstockproben entnommen werden, um eine Differenz von 0,6 Gew. % als signifikant nachweisen zu können. Wollte man diese Wassergehaltsänderung abwarten, müßte man in 70-80 cm Bodentiefe 10 bis 15 Tage, in den Tiefen darunter einen noch größeren zeitlichen Abstand zwischen die Probenahmetermine legen (Abbildung 5). Da aber in diesen langen Zeiträumen stets mit unerwarteten drastischen Wassergehaltsänderungen aufgrund von Starkregen gerechnet werden muß, ist es unter Umständen günstiger, engere Zeitabstände bei reduzierter, aber immer noch möglichst hoher Probenzahl zu wählen. Die kurzfristigen Änderungen von Termin zu Termin müssen dann durch Interpolation geglättet werden, wie in Abbildung 5 dargestellt.

Tabelle 2: Notwendige Anzahl von Probenahmen zur Wassergehaltsbestimmung bei vorgegebener Streuung s und als signifikant nachzuweisender Differenz d zwischen zwei Mittelwerten

s (Gew.%)	d (Gew.%)					
	0,2	0,4	0,6	1,0	1,5	2,0
0,4	86	23	11	6	3	2
0,8	342	86	39	15	8	6
1,2	770	189	86	32	15	10
1,6	1344	336	152	55	26	16
2,0	2100	525	233	86	40	23

7. Zusammenfassung

Ausgehend von der Wasserhaushaltsgleichung werden verschiedene Ansätze zur Bilanzierung des Bodenwasserhaushaltes beschrieben. Die Ansätze müssen den jeweiligen hydraulischen Situationen angepaßt sein. Diese Situationen werden verändert durch Niederschlag, durch Vorhandensein einer sogenannten Wasserscheide, durch Versickerung bzw. durch kapillaren Aufstieg und durch Präsenz wasserverbrauchender Pflanzenbestände. Während in vielen Fällen die Messung der zeit- und tiefenabhängigen Wassergehalte und Wasserspannungen für die Bilanzierung ausreicht, ist bei

besonderen Situationen auch die Kenntnis der Leitfähigkeitsfunktion in größerer Bodentiefe erforderlich. Untersuchungen an Löß-Parabraunerden dienen als Beispiel, wie die Bilanzierung mit Hilfe von Felddaten durchgeführt wurde. Sie zeigen aber auch die große Streuung der Meßergebnisse, mit deren Hilfe die notwendige Anzahl von Parallelbestimmungen kalkuliert werden kann.

Literatur

- Arya, L.M., D.A. Farrell und G. R. Blake, 1975. A field study of soil water depletion patterns in presence of growing soybean roots: I. Determination of hydraulic properties of the soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 39: 424-430.
- Bätz, G. und Autorenkollektiv, 1972. Biometrische Versuchsplanung. VEB Deutscher Landwirtschaftsverlag Berlin. p. 83-84.
- Beese, F. und R.R. van der Ploeg, 1976. Influence of hysteresis on moisture flow in an undisturbed soil monolith. Soil Sci. Soc. Am. J. 40: 480-484.
- Benecke, P. 1972. Die Ermittlung der Tiefensickerung aus Pseudogleyen. Pseudogley und Gley. Verlag Chemie, Weinheim/Bergstraße, p. 443-452.
- Ehlers, W. 1976a. Water infiltration and redistribution in tilled and untilled loess soil. Gött. Bodenkdl. Ber. 44: 137-156.
- Ehlers, W. 1976b. Evapotranspiration and drainage in tilled and untilled loess soil with winter wheat and sugarbeet. Z. Acker- und Pflanzenbau 142: 285-303.
- Ehlers, W. 1976c. Rapid determination of unsaturated hydraulic conductivity in tilled and untilled loess soil. Soil Sci. Soc. Am. J. 40: 837-840.
- Ehlers, W. und R.R. van der Ploeg, 1976. Evaporation, drainage and unsaturated hydraulic conductivity of tilled and untilled fallow soil. Z. Pflanzenern. Bodenk. 139: 337-386.
- Flühler, H., P. Germann, F. Richard und J. Leuenberger, 1976. Bestimmung von hydraulischen Parametern für die Wasserhaushaltsuntersuchungen im natürlich gelagerten Boden. Ein Vergleich von Feld- und Laboratoriumsmethoden. Z. Pflanzenern. Bodenk. 139: 329-342.

- Germann, P. 1976. Wasserhaushalt und Elektrolytverlagerung in einem mit Wald und einem mit Wiese bestockten Boden in ebener Lage. Mitteilungen Eidgenössische Anstalt für das forstliche Versuchswesen Nr. 52. Birmensdorf, Schweiz.
- Hillel, D., V.D. Krentos und Y. Stylianou, 1972. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. Soil Sci. 114, 395-400.
- Klute, A. 1972. The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils. Soil Sci. 113: 264-276.
- Mudra, A. 1958. Statistische Methoden für landwirtschaftliche Versuche. Paul Parey, Berlin und Hamburg. p. 145.
- Renger, M., W.Giesel, O.Strebel und S. Lorch, 1970. Erste Ergebnisse zur quantitativen Erfassung der Wasserhaushaltskomponenten in der ungesättigten Bodenzone. Z. Pflanzenernähr. Bodenkunde 126: 15-35.
- Richards, L.A., W.R. Gardner und G. Ogata, 1956. Physical processes determining water loss from soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 20: 310-314.
- Richter, W. 1974. Bestimmung "natürlicher" pF-Charakteristiken an einer LÖB-Parabraunerde. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges. 18: 58-65.
- Rose, C.W., W.R. Stern und J.E. Drummond, 1965. Determination of hydraulic conductivity as a function of depth and water content for soil in situ. Aust. J. Soil Res. 3:1-9.
- Van Bavel, C.H.M., G.B. Stirk und K.J. Brust, 1968. Hydraulic properties of a clay loam soil and the field measurement of water uptake by roots: I. Interpretation of water content and pressure profiles. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 32, 310-317.

ISSN 0343-107X

Ueberlegungen zum Einfluss der bodenphysikalischen
Parameter $k(S)$ und i auf die Berechnung der Tiefen-
sickerung und auf die Wasserbilanz.

von
Borer F.*

Die Wasserbilanz eines von einem Wurzelsystem beeinflussten Bodenkörpers kann allgemein mit dieser aus Darcy- und Kontinuitätsgleichung kombinierten Formel beschrieben werden:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial H}{\partial z} \right) + U(x, y, z, t)$$

Die sogenannte Tiefensickerung TS ist dabei im dritten Summanden, der vertikalen Flusskomponenten, enthalten. Der Gradient $i = \frac{\partial H}{\partial z}$ beeinflusst die Tiefensickerungsrate direkt proportional, ebenso wie der zweite Faktor in der Darcy-Gleichung, hier $k_z = f(S)$.

Bei Wasserhaushaltsuntersuchungen kann die TS-Betrachtung auf zwei grundsätzlich verschiedene Arten durchgeführt werden:

1. auf Grund analytischer Daten des untersuchten Bodens wird gutachtlich entschieden, ob eine nennenswerte TS-Rate auftritt oder nicht (Dichteprofile, $k(S)$ -Werte etc.). Als Folge wird die TS entweder vernachlässigt, d.h. = 0 gesetzt oder mittels bodenphysikalischer Methoden berechnet.
2. die TS wird grundsätzlich berechnet, ohne vorherige Abwägung einer eventuell zu vernachlässigenden TS-Rate.

Im allgemeinen wird einer Berechnung, verglichen mit einer gutachtlichen Annahme, grössere Genauigkeit zugebilligt.

Im folgenden soll daher anhand eines praktischen Feldversuchs auf die Schwierigkeiten hingewiesen werden, die bei der "genaueren" Berechnung eines Flusses, hier der TS, entstehen können.

Versuchsanlage und verwendete Parameter

Grundlage der folgenden Berechnungen bildet eine Untersuchung 'Ueber den Wasserhaushalt eines Einzelbaums in einem Waldbestand' mit Ausschnitten aus den Mess-

* Professur für Bodenphysik, ETH Zürich, Zürcherstrasse 111, CH-8903 Birmensdorf

erhebungen während der Vegetationsperioden 1975/1976. (vgl. BORER 1977)

Für diesen Versuch kann die Bilanzierungsgleichung, aufgelöst nach der Unbekannten ET, wie folgt geschrieben werden:

$$ET = N' + \frac{(Z - A)}{LF} - TS \cdot F \cdot \Delta V$$

wobei:

ET : Evapotranspiration

N' : durchtropfender Niederschlag=Freilandniederschlag - Interzeption

Z : lateraler Zufluss

A : lateraler Abfluss

LF : lateraler Fluss=Resultierende aus (Z - A)

TS : Tiefensickerung

ΔV : Vorratsänderung

Für die Berechnung von LF und TS wird das Darcy-Gesetz angewendet, die Berechnung der Vorratsveränderung ΔV erfolgt mit der S(w)-Beziehung.

Für die Funktionen k(S) und S(w) standen die Werte aus den nachfolgend aufgeführten Bestimmungsmethoden zum Teil vollständig, z.T. nur für einige Horizonte zur Verfügung:

k-Wert (k(S)-Funktion):

- 1 Labormethode nach Richards (Doppelmembranmethode) unter (theoretisch) stationären Bedingungen
- 2 Ausflussmethode unter quasistationären Bedingungen (vgl. GERMANN et al. 1978).
- 3 Berechnung der k(S)-Funktion aufgrund von im Feld ermittelten Wassergehalt/Saugspannungs-Wertepaaren. Voraussetzung: Vorhandensein einer Wasserscheide (Gradient=0) im Profil. (vgl. EHLERS, W. und VAN DER PLOEG, R.R. 1976)

Desorptionskurve (S(w)-Funktion):

- 1 Labormethode. Mit Druckapparatur nach kapillarer Sättigung.
- 2 Feldmethode. Ermittlung von Wassergehalts/Saugspannung-Wertepaaren mittels Neutronensonde und Tensiometern.

Zur Gegenüberstellung der drei k(S)-Bestimmungsmethoden sind als Beispiel in Abb. 1 die drei entsprechenden Kurven für den 150 cm-Horizont "Möhlin" dargestellt. Dabei fällt einerseits die um mehr als eine Zehnerpotenz nach oben verschobene Lage der Laborkurve gegenüber den Kurven der Ausfluss- resp. Feldmethode auf. Andererseits laufen die beiden zuletzt erwähnten Kurven, beginnend bei einer Saugspannung von ca. 75 cmWS ziemlich genau ineinander über.

Die obigen Hinweise beinhalten, dass je nach Wahl der k(S)-Funktion sich für diesen dargestellten Horizont unter Annahme eines gleichbleibenden Gradienten unterschiedliche Flussraten bis in den Bereich von Faktor 10 ergeben könnten.

Bezüglich der Desorptionskurven sei die in (BORER 1977) gemachte Feststellung wiederholt, wonach bei Anwendung der Labor-Desorptionskurven für die Bestimmung des ΔV die Wassergehaltsbestimmung nach intensiven Niederschlä-

gen, d.h. bei tiefen Saugspannungen, zu hohe Werte liefert, somit einen verfälschten ΔV -Wert ergibt, und sich als Fehler vollumfänglich in der ET-Berechnung fortsetzt. (Vgl. dazu Abb. 2)

Eine Verallgemeinerung dieser Aussage kann nicht gemacht werden, immerhin gibt es Hinweise aus andern Untersuchungen dafür, dass diese Verfälschung in tonhaltigen Böden (Quellung) allgemein zu beobachten ist.

Varianten der Bilanzierungsrechnung

In Variante 1 wird die Bilanzierung mit den im Labor bestimmten Parametern $k(S)$ und $S(w)$ durchgeführt (Methoden 1/1)

Die Berechnung bezieht sich, wie auch in den folgenden Varianten auf eine Messperiode von 35 Tagen zwischen dem 2.6. und dem 7.7. 1975. Niederschläge, sowie Entwicklung des Saugspannungs- und Potentialprofils sind in Abb. 3 dargestellt. Die Tiefensickerung TS wird zwischen den Messhorizonten von 250cm, resp. 350 cm Tiefe berechnet, wobei jeweils der kleinere und somit entscheidende k -Wert der beiden Messpunkte für die Flussberechnung verwendet wird.

Auffallendstes Merkmal der dargestellten Bilanzierung (s. Abb. 4) ist die Evapotranspirationsrate im Zeitraum vom 13.6.-16.6., die durch die oben erwähnten Nachteile der Labor-Desorptionskurven erklärt werden kann. Aber auch die übrigen ET-Raten sind meist unwahrscheinlich hoch für mitteleuropäische Klimaverhältnisse (nämlich 5-7 mm). Die TS ist angenähert gleich gross, wie der durch den LF entstehende Wasserverlust (0.28, resp. 0.26 mm).

Für die Variante 2 wird mit dem gleichen Datensatz, jedoch mit Feld- $k(S)$ und Feld- $S(w)$ Parametern die Bilanzierung erstellt (Abb. 5). (Methoden 3/2)

Die anscheinend den wirklichen Verhältnissen näherstehende Feld-Desorptionskurve eliminiert den Ausreisser der ET aus Variante 1. Daneben erfolgt jedoch noch eine weitere Veränderung: der LF sinkt auf ca. 25% des vorherigen Werts, währenddem die TS um das ca. 4-fache auf den Betrag von 1.15 mm ansteigt, also rund 40% des mittleren Niederschlags in dieser Messperiode. Entsprechend reduziert sich die durchschnittliche tägliche ET-Rate auf einen Wert von 1.9 mm.

Die Anwendung der Feldparameter bewirkt somit eine relativ starke Aenderung der Werte der Bilanzierungsglieder.

Der Vergleich der errechneten TS mit den morphologischen Kennzeichen im Profil des untersuchten Bodens sowie den Analysedaten zeigt einen Widerspruch: Eine eindeutig identifizierte Kalkgrenze in einer Profiltiefe von ca. 250 cm Tiefe

kann nur durch eine stark gehemmte Durchlässigkeit in diesem Horizont erklärt werden und wird durch das Saugspannungsprofil (Abb.3) bestätigt.

Unter Annahme eines solchen Stauhorrizonts liegt die berechnete TS-Rate von 1.15 mm/Tag zu hoch.

Da die Berechnung der TS im Bilanzierungsprogramm über die Messpunkte 250cm/350cm erfolgt, wird ein Gradient i_1 als repräsentativ für die TS errechnet, der nicht den tatsächlichen Tiefensickerungsverhältnissen entspricht (vgl. Abb.6). Der tatsächlich repräsentative Gradient i_2 muss für dieses Beispiel zwischen den Messpunkten 275cm/350cm ermittelt werden. Dies allein ergibt für das dargestellte Beispiel eine Abnahme des Gradienten auf ca. 40% des vorherigen Werts. Mit dieser Änderung ist eine weitere Verminderung der TS-Rate infolge der unterschiedlichen k-Werte für die 250cm/resp. 275cm Feld-k-Wertkurven verbunden.

Nach Berücksichtigung dieser Korrektur ergibt Variante 3 der Bilanzierung die für diese Versuchsanordnung wirklichkeitsnahesten Werte für die Bilanzierungsglieder des Wasserhaushalts dieses Einzelbaums: (Abb. 7)

Die mittleren Tageswerte der Wasserhaushaltsgrößen liegen somit für N' bei 3.04 mm mit einem LF von 0.08 mm, einer TS von nur noch 0.22 mm und einer mittleren Evapotranspirationsrate ET von 2.84 mm.

Die TS erreicht noch 8% des Betrags der ET oder 7% des N'.

Der Gesamtwassergehalt des Wurzelraums bleibt dabei ziemlich genau erhalten und liegt bei 33.7%.

Für die gleiche Periode, jedoch im darauffolgenden Jahr 1976, während der extremen Trockenheit, sieht die Bilanzierung folgendermassen aus: (Abb. 8)

N': 0.03 mm; LF: 0.07 mm; TS: 0.13 mm; ET: 2.17 mm (durchschnittl. Tageswerte).

Die verminderte TS gegenüber 1975 beruht auf der stärkeren Austrocknung in den untern Horizonten. Der LF bleibt etwa gleich und die ET-Rate erreicht noch 76% des Wertes der gleichen Periode 1975.

Während der Wasserverbrauch 1975 voll durch die Niederschläge gedeckt wurde, werden die wasserzehrenden Komponenten LF, TS und ET während der Vergleichsperiode 1976 vollständig auf Kosten des Wasservorrats im Wurzelraum versorgt. Das hat dann auch eine Abnahme des Vorrats von 33.2% auf 30.7% zur Folge.

Folgerungen

allgemein: Durch die Wahl des für die Tiefensickerung TS entscheidenden Parameters $k(S)$, sowie des dazugehörigen Gradienten i können für den gleichen Boden und gleiche Messperioden sehr unterschiedliche TS-Raten errechnet werden.

Die Spanne liegt in den soeben erläuterten Beispielen zwischen 0.22 und 1.15 mm durchschnittlichem täglichen Wert.

Durch das Fehlen eines überbestimmten Systems müssen die der Wirklichkeit am ehesten entsprechenden Parameter durch Interpretation anderer bodenphysikalischen Werte (Morphologie, Analyse) erarbeitet, oder noch eleganter, mittels eines meteorologischen Verfahrens berechnet werden, falls die erforderlichen meteorologischen Daten zur Verfügung stehen.

speziell: Wenn immer möglich sollten für Felduntersuchungen auch Feldparameter bestimmt und verwendet werden. Die meist kleinere Streuung der Labor-kurve täuscht eine Genauigkeit vor, die kein Mass ist für die Tauglichkeit des Parameters, die bodenphysikalischen Vorgänge unter natürlichen Verhältnissen richtig zu beschreiben.

Bei der Wahl der für die Bestimmung der TS entscheidenden Messpunkte gibt ein in vertikaler Richtung eng gestaffeltes Saugspannungsprofil wertvolle Hinweise auf die Lage des entscheidenden Gradienten und der repräsentativen $k(S)$ -Funktion.

Literatur:

- BORER, F. 1977. Ueber den Wasserhaushalt eines Einzelbaums innerhalb eines Waldbestands. Erste Ergebnisse.
Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 25, 133-138, 1977.
- EHLERS, W. and VAN DER PLOEG, R.R. 1976. Evaporation, drainage and unsaturated hydraulic conductivity of tilled and untilled fallow soil.
Z. Pflanzenern. Bodenk., Heft 3: 373-386.
- GERMANN, P., VOGELSANGER, W., LÜSCHER, P. und LASER, H.P., 1978. Kontinuierliche Ausflussmethode zur Bestimmung der Desorptionskurve und der Wasserleitfähigkeit im ungesättigten Boden.
Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 26, 1978

MÖHLIN WALD
DESORP. KURVEN FELD/LABOR
20-25 cm

VERGLEICH k(S) MÖHLIN 150 CM

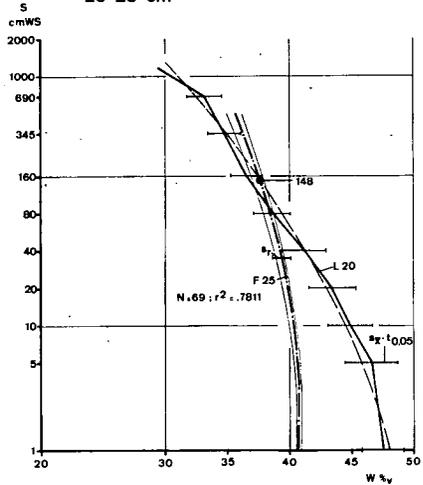
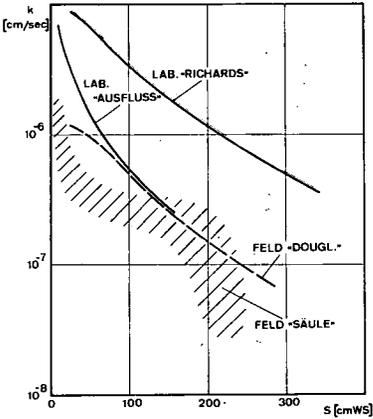
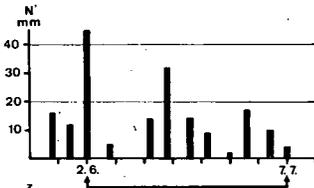


Abb. 1: Vergleich von 3 k(S)-Bestimmungsmethoden für den gleichen Horizont.

Abb. 2: Gegenüberstellung einer im Feld und einer im Labor bestimmten Desorptionskurve für den gleichen Horizont.



MÖHLIN DOUGLASIE
PERIODE 2.6.-7.7. 1975
KF-TENS-BLOCK I

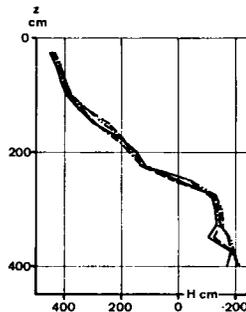
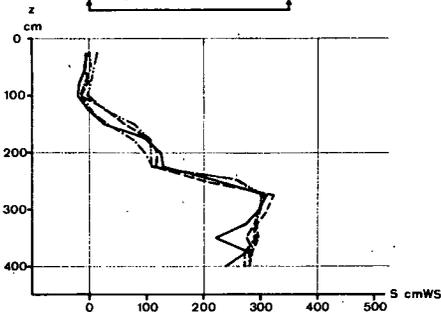


Abb. 3: Darstellung des Saugspannungs- und des Potentialprofils für die Untersuchungsperiode vom 2.6. - 7.7. 1975 über die Tiefe von 25-400 cm.

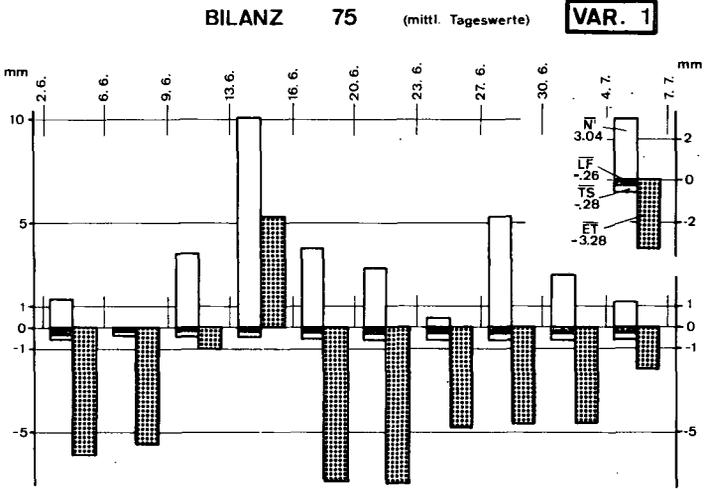


Abb. 4: Bilanzierung Variante 1 (mit Labor-k(S) und -S(w)-Funktionen).

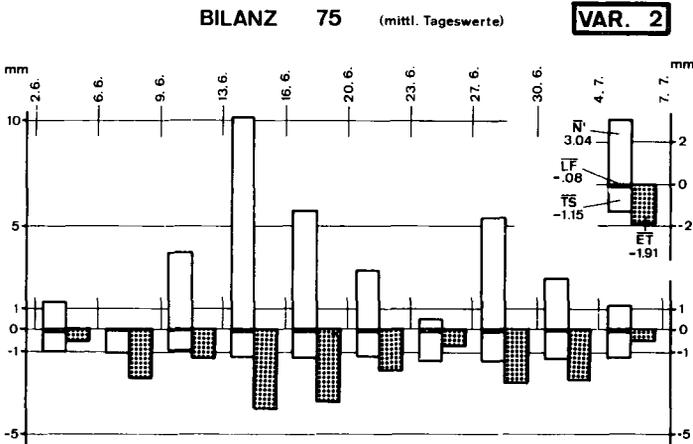


Abb. 5: Bilanzierung Variante 2 (mit Feld-k(S) und -S(w)-Funktionen).

GRADIENTEN-BESTIMMUNG FÜR TS

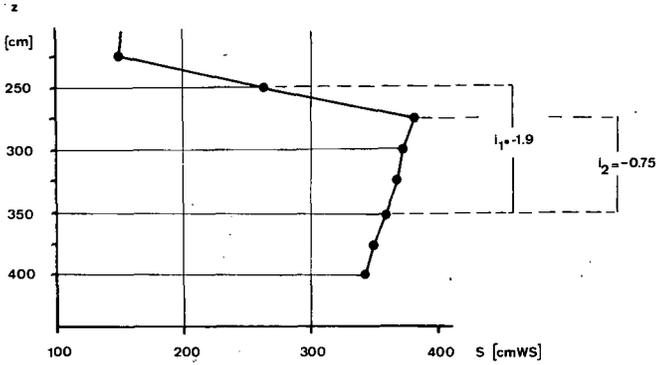


Abb. 6: Gradientenkorrektur für die Bestimmung der TS

BILANZ 75 (mittl. Tageswerte)

VAR. 3

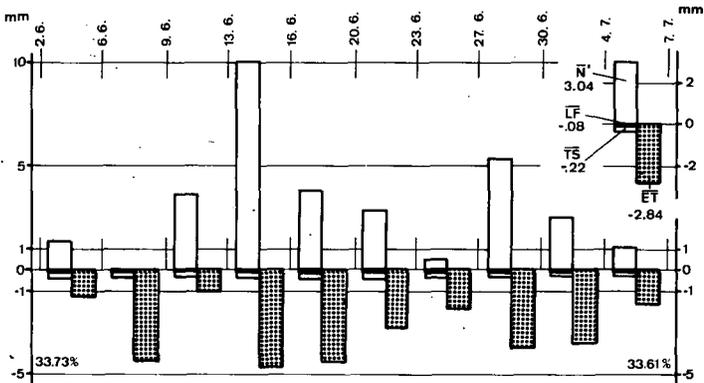


Abb. 7: Bilanzierung Variante 3 (mit Feldparametern und Gradientenkorrektur).

BILANZ 76

(mittl. Tageswerte)

VAR. 3

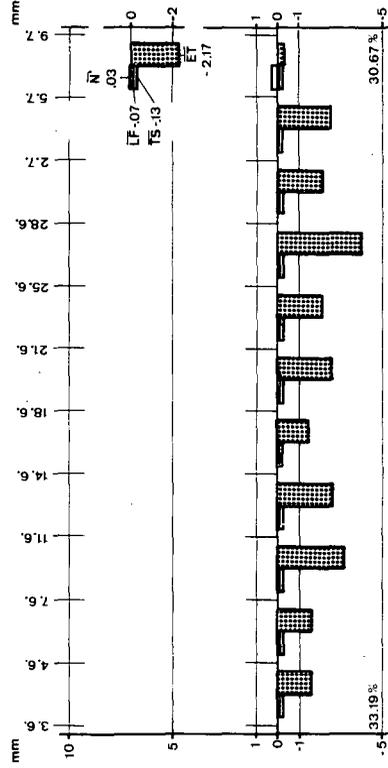


Abb. 8: Bilanzierung für die Periode vom 3.6. - 9.7. 1976 mit Var-
iate 3.

Wasserhaushaltsuntersuchungen in der
Gleidinger Senke

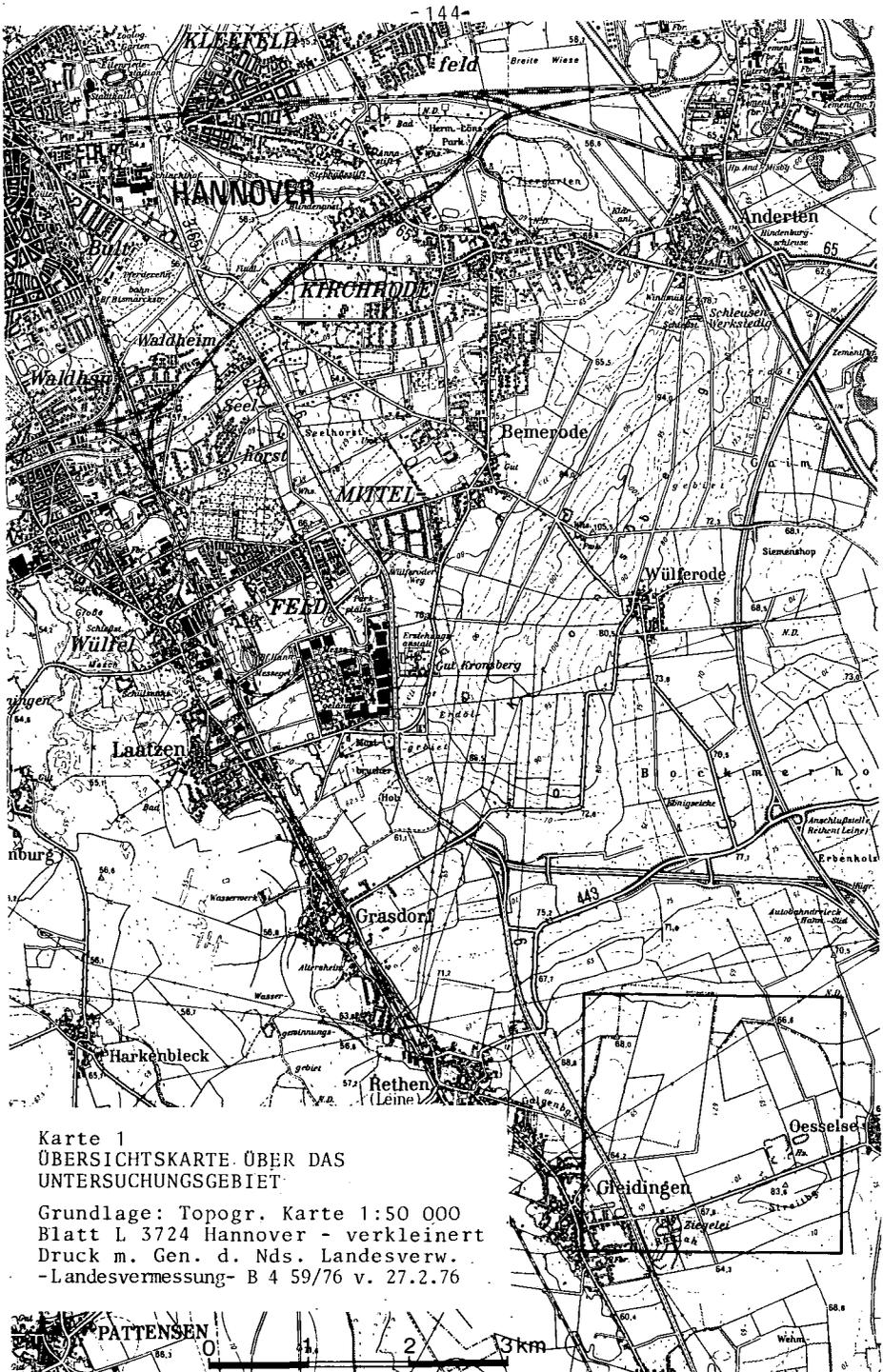
von

Jordan, E. ⁺⁾

Die Betrachtungsdimension bestimmt bei Untersuchungen hydrologischer Einzugsgebiete die anzuwendenden Methoden wie auch die grundsätzlich möglichen Ergebnisse. Bei der kleinmaßstäbigen Untersuchung, d.h. der Bearbeitung ganzer Flußsysteme, werden zwar große und damit wirtschaftlich bedeutsame Wassermengen erfaßt, doch wegen der unüberschaubaren Raum-, Zeit- und Faktorenvarianz sind über klimatologisch-hydrologische Zusammenhänge hinausgehende kausale Erkenntnisse nur äußerst beschränkt möglich. Zur Erfassung der multifaktoriell kausalen Zusammenhänge des Wasserhaushaltes sind daher großmaßstäbige Untersuchungen in kleinen, überschaubaren, repräsentativen Einzugsgebieten notwendig. Macht man sich weiterhin klar, daß eine menschliche Einflußnahme auf den Wasserhaushalt auf meteorologisch-klimatologischem Wege bisher so gut wie nicht möglich ist, das Wasser aber in dicht besiedelten Industriestaaten zu einem der kostbarsten Rohstoffe geworden ist und damit eine gesteuerte Bewirtschaftung zur zwangsläufigen Notwendigkeit wird, wozu wiederum die ursächliche Funktion der anthropogen beeinflussbaren Wasserhaushaltskomponenten in ihrer größtmöglichen Spannweite bekannt sein muß, so wird deutlich, daß derartige Repräsentativgebiete in der faktoriell-kausalausgerichteten Hydrologie zur regionalen Wasserhaushaltserfassung eine Schlüsselstellung einnehmen.

In der Gleidinger Senke ist es dabei gelungen, ein Repräsentativgebiet mit ganz besonderen Vorzügen zu finden, ja möglicherweise sogar von

⁺⁾ Geographisches Institut der TU Hannover
D 3000 Hannover, Schneiderberg 50

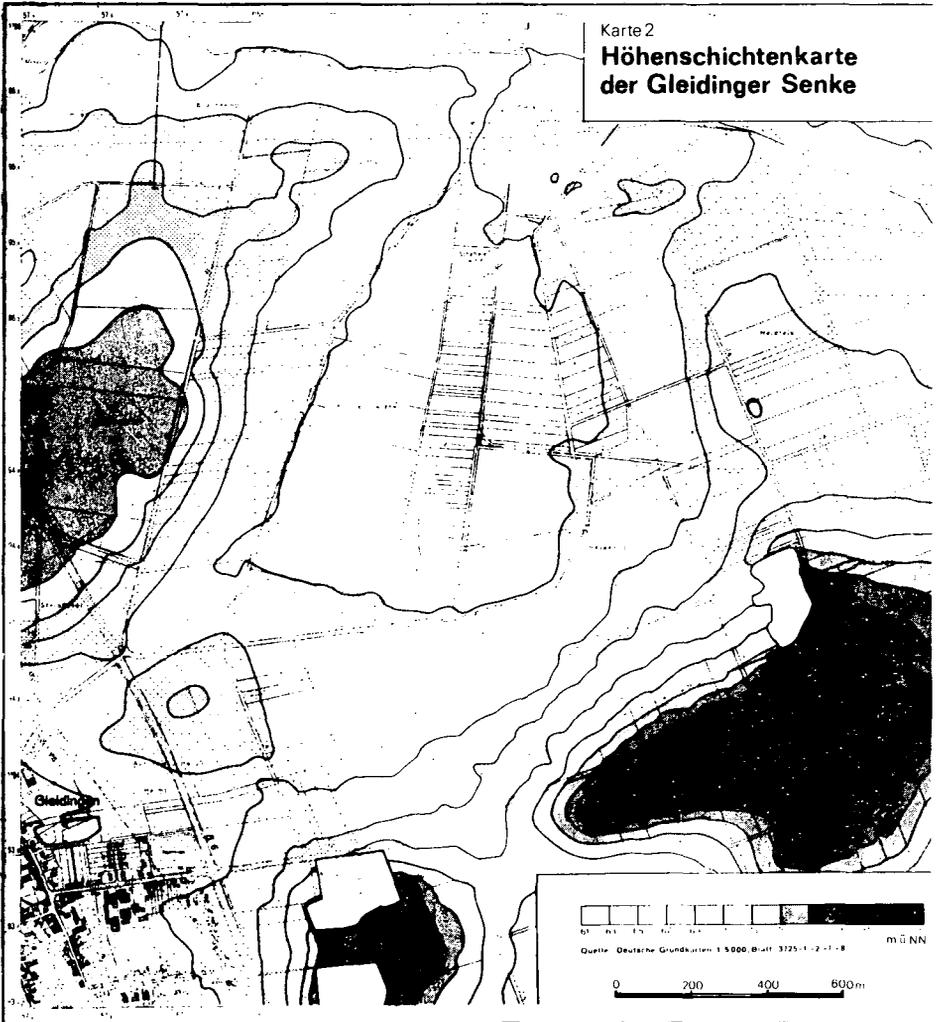


Karte 1
ÜBERSICHTSKARTE ÜBER DAS
UNTERSUCHUNGSGEBIET

Grundlage: Topogr. Karte 1:50 000
Blatt L 3724 Hannover - verkleinert
Druck m. Gen. d. Nds. Landesverw.
-Landesvermessung- B 4 59/76 v. 27.2.76

einmaliger, natürlicher Ausstattung. Sie liegt südöstlich von Hannover unmittelbar am Stadtrand (vgl. Karte 1).

Schon das Höhenlinienbild zeigt eine schüsselförmige Vertiefung mit einer schmalen Auslaufnase (Karte 2). Darüber hinaus konnte durch intensive Bohrungen nachgewiesen werden, daß diese Senkenform auch im präpleistozänen Untergrund ausgeprägt ist. Da dieser aus undurch-



lässigen Kreidetonen besteht, lassen sich für Wasserhaushaltsuntersuchungen die immer problematischen Sickerwasserverluste völlig ausschließen. Der gesamte Wasserumsatz vollzieht sich also ausschließlich in der 0,5 bis 3 m mächtigen Quartärdecke und über den Abfluß des nur 2,45 qkm großen Einzugsgebietes. Diese überschaubaren Dimensionen machen daher in der allgemein bekannten Wasserbilanzgleichung

$$N = A + V + (R - B)$$

Niederschlag = Abfluß + Verdunstung + (Rücklage - Verbrauch)

mit Hilfe der durch die Bodenphysik in den letzten Jahrzehnten erarbeiteten Grundlagen trotz aller Problematik jederzeit die Bestimmung von $R - B$ möglich, und es bedarf nicht, wie sonst in der Hydrologie üblich, mindestens zehnjähriger Meßreihen zur Eliminierung dieses Gliedes.

Dazu wurden innerhalb der Gleidinger Senke zunächst Pedohydrotope - d.h. Areale gleichen bodenwasserhaushaltlich wirksamen pedophysikalischen Aufbaus - ausgeschieden; denn, am Nordrande der geschlossenen Lößverbreitung gelegen, weist das Einzugsgebiet sowohl substratmäßig wie auch genetisch unterschiedliche Flächen auf. Durch die kartographische Darstellung mit Eintragung der Isolinien der Quartärmächtigkeit konnte bei den Speicherkapazitätsberechnungen sowohl den genetisch-substratbedingten wie den mächtigkeitsabhängigen Veränderungen Rechnung getragen werden. In diesen Pedohydrotopen wurden Untersuchungspunkte ausgewählt, an denen neben Profilaufnahmen die bodenphysikalischen Kennwerte: Körnung, Porenvolumen und Porenvolumenverteilung bestimmt und kontinuierlich von September 1970 bis April 1972 in 1-2 wöchentlichem Abstand Wassergehaltsbestimmungen nach der Bohrstockmethode durchgeführt wurden. Daneben wurde in geschlitzten Peilrohren, die bis auf die Tonsohle hinabgeteuft waren, die Wasserstandshöhe gemessen. Die auf Volumenprozent umgerechneten Bodenwassergehalte wurden schließlich als Bodenwasserisoplethen dargestellt, die zumindest theoretisch für jedes beliebige Zeitintervall eine Standortwasserhaushaltskalkulation zulassen. Die dazu notwendigen Niederschlagshöhen wurden am Rande der Senke mit einem Regenschreiber und die Abflüsse an einem verrohrten Brückendurchlaß am einzigen Ausfluß wenig außerhalb der Senke in Kombination von Schreibpegel und OTT-Laborflügelmessungen erfaßt.

Die wasserhaushaltliche Bilanzierung erfolgte aufgrund der starken Porenvolumeninhomogenitäten innerhalb der Gleidinger Senke über die Bodenwassergehaltsdifferenzen zur besseren Vergleichbarkeit in den, in der Hydrologie üblichen, konventionell festgelegten Zeiträumen, wobei der Sommer vom 1.5. - 31.7. und 1.8. - 31.10. nochmals unterteilt und die Jahresbilanz jeweils bis zu Beginn des Sommerhalbjahres berechnet wurde. Dabei wurde unter der vereinfachenden Annahme gleicher Abflussspende für die Gesamtfläche der Senke diese von der Niederschlagsmenge subtrahiert und dieser Wert je nach Tendenz der Bodenwassergehaltsänderung und die Bodenwassergehaltssäulensummendifferenz bei Leerung weiter erhöht und bei Auffüllung erniedrigt und so nach der Wasserhaushaltsformel die Verdunstung für den jeweiligen Meßpunkt berechnet.

Hierbei ergibt sich, daß die einzelnen Pedohydrotope zwar eine deutlich unterscheidbare Wasserspeicherfähigkeit haben und auch unterschiedliche Porenfüllungsgrade aufweisen, die berechneten Verdunstungswerte aber wesentlich prägnantere Differenzen zwischen verschiedenen Pflanzenbeständen als zwischen den Pedotopen erkennen lassen.

Daraus dürfte sich ableiten lassen, daß bei Böden mit einer nutzbaren Feldkapazität > 150 mm der klimatisch-vegetationsabhängige Verdunstungsanspruch unter der herrschenden Temperatur- und Niederschlagskonstellation des norddeutschen Tieflandes bis auf ganz wenige extreme Witterungsperioden befriedigt werden kann.

Bei der bis auf einen Korbweidenbestand ausschließlich ackerbaulichen Nutzung der Gleidinger Senke erschien deshalb bei den hier vorherrschenden schweren Böden mit hohen nutzbaren Bodenwasserkapazitäten eine Differenzierung nach den Anbauarten Zuckerrüben, Getreide, Grünland, Korbweiden angebracht. Bei der Kalkulation des 2. Sommerquartals ist auch noch die Berücksichtigung der Zwischenfrucht sinnvoll. Die aktuelle Jahresevapotranspiration der verschiedenen Pflanzenbestände zeigt eine ähnliche Abstufung, wie sie F. BEESE für den Borsumer Raum ermitteln konnte; mit den höchsten Werten bei den Korbweiden und den niedrigsten bei Grünland (Tab. 1). Die Differenzen sind am größten in dem warm-trockenen Sommer 1971, kaum ausgeprägt im kühl-feuchten Sommer 1972. Letzteres mag bei der angewandten Berechnungsmethode auf den nivellieren-

Bilanzzeitraum	II 1971	III 1971	Sommer 1971	Jahr 1971/72
Niederschlag	222,7	114,4	337,1	493,2
Abfluß	31,8	2,3	34,1	66,6
(in % des N)	14,3%	2,0%	10,1%	13,5%
Gebietsverdunstung	272 - 291	111	387 - 411	456 - 483

Verdunstung der
Pflanzenbestände

Zuckerrüben	275 - 300	130 - 135	405 - 435	480 - 520
Getreide	270 - 290	90 - 100	370 - 395	435 - 460 (455-480)
Grünland	280	87	365	455
Korbweiden	310	169	478	560
Zwischenfrucht (Wicken)		136		+30

Bilanzzeitraum	II 1972	III 1972	Sommer 1972	Jahr 1972/73
Niederschlag	265,8	141,0	406,8	570,5
Abfluß	15,5	29,8	45,3	116,2
(in % des N)	5,8%	21,1%	11,1%	20,4%
Gebietsverdunstung	260 - 272	88	354 - 363	425 - 434

Verdunstung der
Pflanzenbestände

Zuckerrüben	278	107	385	455
Getreide	255 - 275	75 - 80	340 - 355	410 - 425 (430-445)
Grünland	248	103	356	436
Korbweiden	265	108	373	453
(im Spätherbst 1972 gerodet)				

Tabelle: 1 Die Wasserhaushaltswerte der Gleidinger Senke für die Bilanzjahre 1971 und 1972 sowie die aktuellen Verdunstungsdaten (ET+I) der verschiedenen Pflanzenbestände (alle Angaben in mm - ausführliche Erläuterungen im Text)

den Einfluß des 1972 ganzjährig vorhandenen Grundwassers zurückzuführen sein. Wegen des weitgehenden Fehlens von Grundwasser dürften die für den Sommer 1971 ermittelten Werte grundsätzlich auch zutreffender sein. Eine bemerkenswerte Tatsache ergibt die Betrachtung der realen Verdunstungsgrößen der beiden Sommerquartale. Auffällig ist der starke Abfall der Evapotranspiration in der 2. Sommerhälfte, der einerseits durch das Fehlen einer Vegetationsdecke z. B. nach der Getreideernte, andererseits aber offensichtlich auch auf einen wachstumsphasenabhängigen verminderten Vegetationswasserverbrauch zurückzuführen ist. Während der durch die Berechnungen der pET nach Penman und Haude in Annäherung ausgedrückte klimatische Verdunstungsanspruch nämlich im 1. Sommerquartal in der Regel von allen Pflanzenbeständen übertroffen wird, erreichen im 2. Sommerquartal die Korbweiden nur 1971 diese Werte.

Aufgrund der Erkenntnisse aus dem Vergleich der Untersuchungspunkte wurden für die Berechnung der Gebietsverdunstung der gesamten Senke nicht die Flächen der Pedohydrotope, sondern die aus genauen Anbaukartierungen ermittelten Vegetationsflächen in ihrer unterschiedlichen Verdunstungshöhe herangezogen. Je nach Witterungscharakter des Jahres ergeben sich dabei Jahressummen von 1971/72 = 465-483 mm und 1972/73 = 425-434 mm, und die Gesamtbilanz ist im trockenen Jahr negativ mit einem Aufbrauch von 1971 um 40 mm (30-57) und im feuchten Jahr positiv mit einer Rücklage 1972 um 25 mm (21-30). Rücklage und Aufbrauch sind dabei nicht nur vom Feuchtegrad des Jahres, sondern mehr noch von der Wahl des Bilanzzeitraumes abhängig und dürften sich in ihrer Schwankung noch reduzieren lassen, wenn das hydrologische Jahr für die Jahresbilanzen jeweils vom 1.4. - 31.3. gewählt würde.

Der Hauptausgleich unterschiedlicher Niederschlagshöhen in der Jahresbilanz erfolgt eindeutig durch die Änderung des Abflußanteiles. Die Änderung des Abflußanteiles im Jahresverlauf unterliegt jedoch einer komplizierten Wechselwirkung von Niederschlagsverteilung und evapotranspirationsbedingter Bodenwasserzehrung, wobei sich besonders während der Vegetationsperiode die Größen Niederschlag und Grundwasserstandshöhe nicht streng mit der erarbeiteten Abflußmengenganglinie korrelieren lassen. Überdies sind wegen der besonderen Untergrundverhältnisse der Gleidinger Senke die Abflußmerkmale etwas abweichend von anderen Einzugsgebieten.

Die fehlende Tiefe des Speicherraumes ergibt eine direktere und schnellere Einflußnahme der Witterungsabläufe. So reagiert der Abfluß sehr schnell auf Niederschlagsereignisse und zeigt zumindest in trockenen Jahren während der Hauptevapotranspirationsperiode des Sommers geringere, im Winter dagegen teilweise höhere Abflußspenden und damit eine eindeutig größere Amplitude. Nicht ganz einfach ist der Vergleich bezüglich des Jahresgesamtabflusses, weil hierfür der Untersuchungszeitraum zu kurz ist. Auf jeden Fall ist er aus verständlichen Gründen innerhalb der zwei Bilanzjahre erheblich geringer als der der im gewässerkundlichen Jahrbuch erfaßten Nachbareinzugsgebiete.

Diese Abweichungen mindern aber keineswegs die Aussagefähigkeit dieses hydrologischen Repräsentativgebietes. Es sind vielmehr lokale Besonderheiten, wie sie fast jeder Landschaftsausschnitt aufweist und wie sie zudem für viele Bereiche der Hildesheimer Feuchtschwarzerden in gleicher Art Gültigkeit besitzen.

Schließlich bedarf es sicher keiner besonderen Betonung, daß ein derart geschlossenes hydrologisches Einzugsgebiet auch für stoffliche Bilanzierungen einmalige Vorteile bietet, für die zwar Vorarbeiten, aber noch keine Auswertungen durchgeführt sind.

Die Hauptschwierigkeiten der kausalen Verknüpfungen und der vorgestellten Bilanzierungen liegen natürlich im Detail. Sie lassen sich in dem dargestellten Überblick leider nicht gebührend diskutieren.

Wenn auch die ausgeführten Untersuchungen nur einen Kompromiß der instrumentell und personell seinerzeit gegebenen Möglichkeiten darstellen und sicher zur Erzielung höherer Genauigkeiten erweiterungsbedürftig wären, so bilden sie doch einen Ansatz, punktuell gewonnene bodenhydrologische Ergebnisse innerhalb eines überschaubaren, natürlichen Landschaftsausschnittes miteinander und mit über den Raum integrierenden Meßdaten zu verknüpfen. Den Problemen, die sich hierbei durch die Erfassung der flächenhaft-räumlichen Dimension zusätzlich ergeben, ist ja ein eigener Themenkreis dieser Tagungsveröffentlichungen gewidmet. Mein primäres Anliegen ist es, durch diesen Beitrag auf ein Gebiet aufmerksam zu machen, daß es meines Erachtens aufgrund seiner einmaligen,

natürlichen Ausstattung wie kaum ein anderes verdient, zum Experimentierfeld verfeinerter bodenphysikalischer, hydrologischer und geländeklimatologischer Methoden zu werden und dabei gleichzeitig deren Flächenrepräsentanz zu überprüfen.

Literatur:

1. BEESE, Fritz, 1972: Der Wasserhaushalt von Feucht Schwarzerde- und Griserde-Landschaften im niedersächsischen Löß-Vorland der Mitteldeutschen Schwelle.
Diss. Göttingen 1972, 134 S.
2. JORDAN, Ekkehard, 1976: Landschaftshaushaltsuntersuchungen im Bereich der nördlichen Lößgrenze bei Hannover
Jb. d. Geogr. Ges. z. Hannover, Sonderheft 9, 1976, 231 S. + Kartenband.

Computermodelle in der Bodenhydrologie
- Praktische Ansätze -

von

Beese, F. und R.R. van der Ploeg⁺

In diesem Referat soll kein Überblick über bestehende und mögliche Modelle des Bodenwasserhaushalts vorgestellt werden. Vielmehr soll ein Modell-Ansatz beschrieben werden, der sich bereits in der bodenhydrologischen Praxis, d.h. unter Feldbedingungen als brauchbar erwiesen hat. Die in das Computer-Modell eingehenden Funktionen und Parameter sollen vorgestellt, mögliche Ergänzungen und Änderungen des Modells sollen diskutiert werden.

Das Haupt-Anliegen bei der Entwicklung des Rechenmodells war dessen Verwendbarkeit unter Feldbedingungen. Diesem Anspruch hatte sich alles unterzuordnen. Dies hatte zur Folge, daß die in das Modell eingehenden Informationen und Größen mit einem vertretbaren Aufwand im Felde ermittelt werden konnten. Größen, die nur durch aufwendige Messungen oder durch den Einsatz von Spezialgeräten ermittelt werden können, wurden weitgehend außer acht gelassen. Die daraus zwangsläufig resultierende Vereinfachung und teilweise Vergrößerung des Modells war von vornherein eingeplant und gewollt.

Modellentwicklung

In der Abb. 1 ist schematisch ein Ausschnitt aus dem System Atmosphäre - Pflanze - Boden dargestellt. Die Faktoren - Witterung, Bestand, Boden - steuern den Wasserumsatz im System

⁺ Institut für Bodenkunde und Waldernährung (Direktor Prof. Dr. B. Ulrich), Büsgenweg 2, 3400 Göttingen

und bestimmen die Größe der auftretenden Wasserflüsse. Für einen bewachsenen Boden in ebener Lage läßt sich der Wasserhaushalt mit der folgenden Gleichung beschreiben:

$$P = I + E + T + R + S \quad (1)$$

Dabei bedeuten P die Niederschlagsrate, I die Rate der Vorratsänderung des Interceptionswassers, E die Evaporationsrate, T die Transpirationsrate, R die Rate der Vorratsänderung des Bodenwassers und S die Sickerwasserrate. Bisher wurden die oberen 200 cm des Bodens betrachtet und in die Kalkulation einbezogen, es kann aber jede beliebige Tiefe angenommen werden.

Da keine der Komponenten der Wasserhaushaltsgleichung nur von einem Faktor bestimmt wird, sondern nur in Kombination mit den anderen Faktoren erklärt werden kann, ergibt sich die Notwendigkeit einer systemaren Lösung zwangsläufig. Damit steht der Bodenkundler, der am Wasserhaushalt des Bodens interessiert ist, vor der Aufgabe, sich Informationen von der Mikrometeorologie (Agrarmeteorologie), vom Pflanzenbau und der Botanik zu beschaffen. Auf die dabei auftretenden Schwierigkeiten soll später eingegangen werden. Zuerst soll der Boden betrachtet werden. Zentraler Teil des von uns entwickelten Modells ist die allgemeine Flußgleichung des Bodenwassers für den ungesättigten Bereich.

$$\partial \theta / \partial t = \partial (k \partial H / \partial z) / \partial z \quad (2)$$

Dabei bedeuten:

θ = Vol. Wassergehalt (cm^3/cm^3)

t = Zeit (d)

k = Hydraulische Leitfähigkeit (cm/d)

H = Hydraulisches Potential des Bodenwassers (cm)

z = Tiefe (cm)

Mit dieser Gleichung lassen sich Vorratsänderungen des Wassers im Boden aufgrund physikalischer Gesetzmäßigkeiten berechnen. Falls Wasserentzüge durch Pflanzenwurzeln mit in das Modell einbezogen werden sollen, muß diese Gleichung noch um einen Senkenterm erweitert werden. Mit einer Methode endlicher Differenzen kann die

Gleichung numerisch gelöst werden. Das Prinzip ist in einigen Publikationen dargelegt worden und soll hier nicht weiter erläutert werden (VAN DER PLOEG, 1974; VAN DER PLOEG und BENECKE, 1974).

Als bodenphysikalische Funktionen werden für diesen Teil die pF-Kurven und die Leitfähigkeitsbeziehungen für den Boden benötigt. Bei horizontalen oder geschichteten Böden müßten für jeden Abschnitt die Funktionen ermittelt und eingesetzt werden. Ein Beispiel für eine LÖB-Parabraunerde zeigt die Abb. 2. Probleme, die hierbei auftreten, sind die räumliche Variation der einzusetzenden Beziehungen sowie Hystereseerscheinungen (BEESE und VAN DER PLOEG, 1976). Modellrechnungen könnten zur Klärung der Frage beitragen, inwieweit sich eine Änderung der bodenphysikalischen Eingabegrößen auf die Wasserumsätze im Boden auswirken.

Bei dem von uns entwickelten Modell geht die Pflanze mit drei Kenngrößen ein. Es sind dies die Entwicklung des Blattflächenindex und der Pflanzenhöhe sowie die Entwicklung der Wurzelverteilung. In Abb. 3 wird ein Beispiel für einen Haferbestand gezeigt, in der Abb. 4 die Wurzelverteilung für einen W-Weizenbestand. Aufgrund der bisherigen Erfahrungen mit Modellen zur Beschreibung des Wasserhaushalts lassen sich folgende Fragen an die Pflanzenbauer oder Botaniker richten:

- 1) Ist es denkbar, für eine Reihe verbreiteter Böden und für die wichtigsten Kulturarten Verteilungsmuster der Wurzelentwicklung zu ermitteln. Dabei könnte von der Annahme ausgegangen werden, daß bei intensiv betriebener (sprüh gedüngter) Landwirtschaft neben den Pflanzeigenschaften besonders physikalische Faktoren (Wärme, Wasser, Bodenwiderstand) die Wurzelentwicklung beeinflussen.
- 2) Ist es denkbar, einige Muster für die Entwicklung des Blattflächenindex bzw. des Höhenwachstums für verschiedene Kulturarten zu ermitteln.
- 3) Ist es denkbar, Muster für die Lebensfunktionen der Pflanze in Abhängigkeit vom Alter der Pflanzen zu ermitteln.

Ein erweiternder Kenntnisstand über diese die Verdunstung beeinflussenden Parameter würde eine breitere Anwendung der Modelle ermöglichen.

Soll der zeitabhängige Gang der Komponenten der Wasserhaushaltsgleichung modellmäßig ermittelt werden, müssen die Anfangs- und Randbedingungen definiert sein. Als Anfangsbedingung geht das Saugspannungsprofil oder das Wassergehaltsprofil des Bodens, wie es im Gelände gemessen wird, in das Modell ein. Als untere Randbedingung wird an der Untergrenze der Betrachtungseinheit ein konstantes hydraulisches Potential eingesetzt. Als obere Randbedingung wird die Beziehung P-I-E-T eingesetzt. Davon ist P meßbar, I bedingt meßbar, E und T sind nicht direkt meßbar und müssen berechnet werden.

Betrachtet man den Niederschlag, so meint man, hier eine sichere Größe zu kennen, die in das Modell eingeht. Dieser Optimismus muß leider genommen werden. Abb. 5 zeigt die Beziehungen zwischen dem Niederschlagsinput in 1 Meter Höhe und an der Bodenoberfläche. Gemessen wurde auf einer Brachfläche mit jeweils drei Parallelen. Die Regenmesser an der Bodenoberfläche waren mit einem 30 cm tiefen Graben und Schaumstoffplane umgeben. Es zeigte sich, daß der Input an der Bodenoberfläche durchgehend höher war. Für den Beobachtungszeitraum betrug er + 7,2% - eine Größe, die schon erhebliches Gewicht hat. Erstaunlich waren auch die Variationskoeffizienten, die zwischen 1 und 44% betrugen. Diese Ergebnisse decken sich mit denen von NEFF, 1977, der Unterschiede zwischen 5 und 15% angibt.

Frage: Können hier die Meteorologen Korrekturen anbieten, um die 1-m Werte sicher auf den tatsächlichen Input umzurechnen?

Ein weiterer Punkt, der unser Interesse verdient, ist die Interception von Kulturpflanzen. Bisher ist nur wenig darüber bekannt, und Beziehungen zwischen Blattflächen und Interception sind nicht verfügbar. In Abb. 6 ist eine Funktion zwischen der Niederschlagsrate in 1 m Höhe und der Bestandesinterception für Hafer mit einem Blattflächenindex 2 dargestellt. Die Interceptionswerte liegen etwas über den von RIJTEMA, 1960 beschriebenen Werten für Gras. Die Abb. ist das Ergebnis einer Meßperiode und kann nur als Anfang für weitere Messungen gesehen werden. Damit sind

die meßbaren bzw. bedingt meßbaren Größen der oberen Randbedingung P-I-E-T genannt.

Schwieriger wird es noch bei der Erfassung von E + T.

Als Grundlage für die Ermittlung dieser Größe sollte die potentielle Evapotranspiration herangezogen werden. Dabei stellte sich die Frage, ob eine der empirischen Formeln herangezogen werden sollte oder eine auf physikalischer Gesetzmäßigkeiten fußende Gleichung. Aus folgenden Gründen entschlossen wir uns für den letztgenannten Weg:

- 1) Diese Gleichungen haben eine größere Übertragbarkeit und nicht nur lokale Bedeutung.
- 2) Auch abgeleitete Größen dieser Gleichungen sind besser übertragbar. Dieser Umstand spart evtl. die jeweilige Eichung.
- 3) Die potentielle ET wird nicht als absolute Größe definiert, die für ein Gebiet gilt, sondern sie ist auf den jeweils untersuchten Bestand bezogen.

Nach anfänglichen Arbeiten mit der Penman-Gleichung (3)

$$LE = \frac{(\Delta / \gamma) R_n + Ea}{\Delta / \gamma + 1} \quad (3)$$

wurde mit der VAN BAVEL (1966)-Gleichung (4) gearbeitet.

$$(IET)_P = \frac{(\Delta / \gamma) R_n + LB (e_s - e)}{\Delta / \gamma + 1} \quad (4)$$

Für eine Erklärung der Symbole wird auf die Arbeit von Van der Ploeg et al., 1978, hingewiesen. Die Van Bavel-Gleichung unterscheidet sich von der Penman-Gleichung durch die Einführung des Terms B. Dieser Term ersetzt die von Penman empirisch ermittelten Größen durch physikalisch abgeleitete Beziehungen, die auf der Windprofil-Hypothese aufbauen.

PENMAN:

$$Ea = 0.35(0.5 + 0.54 u_2) (e_s - e) \quad (6)$$

VAN BAVEL:

$$B = \frac{P \epsilon k^2}{P} \frac{Ua}{[\ln(z_a/z_o)]^2} \quad (7)$$

Als neue Größe geht hier die Rauigkeit des Bestandes (z_o) in die Gleichung ein. MONTEITH (1973) gibt an, daß sich z_o für praktische Belange hinreichend genau mit $z_o = 0.13 h$ beschreiben läßt, wobei h die Bestandeshöhe darstellt. Abb. 7 zeigt die Rauigkeitsentwicklung für Hafer. Es wird deutlich, daß die gemessenen Rauigkeitswerte kleiner als nach der oben angeführten Gleichung sind und daß darüber hinaus eine Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit feststellbar ist. Hier ist es erforderlich, daß für die wichtigsten Kulturarten systematische Untersuchungen über die Abhängigkeit der Rauigkeit von der Bestandentwicklung und von der Windgeschwindigkeit durchgeführt werden.

Unter Einbeziehung der Interception erhält man dann die Gleichung (8)

$$(ET)_P = \frac{(\Delta/\gamma) (Rn-I) + LB (e_s - e) - I}{\Delta/\gamma + 1} \quad (8)$$

als Berechnungsbasis für die potentielle Evapotranspiration.

Nach RITCHIE, 1972, läßt sich der Anteil der potentiellen Evaporation an der ET_{pot} im Bestand nach folgender Beziehung berechnen:

$$E_p = \left[\Delta / (\Delta + \gamma) \right] Rn \exp(-0.398 L_{ai}) \quad (9)$$

Hierbei wird das Windglied vernachlässigt, und E_p ist im wesentlichen von der den Boden erreichenden Strahlungsenergie abhängig. E_p wird jedoch nicht immer voll ausgenutzt. In Abhängigkeit von der Saugspannung des Oberbodens verändert sich der Anteil der aktuellen Evaporation an der potentiellen Evaporation.

Ein Beispiel für einen Lößboden wurde von BEESE et al. 1977 beschrieben und ist in der Abb. 8 dargestellt.

Mit dieser Beziehung läßt sich aus E_p die aktuelle Evaporation E_a errechnen. Die potentielle Transpiration läßt sich dann nach der folgenden Gleichung ermitteln:

$$T_p = (ET)_p - E_a \quad (10)$$

Was von T_p tatsächlich für die Transpiration gebraucht wird, hängt von der schon gezeigten Wurzelentwicklung und den Bodeneigenschaften ab. Bei vorgegebener Wurzelverteilung und vorgegebener T_p hängt die Transpiration von der Wassernachlieferung zur Wurzel ab. Diese Nachlieferung kann einmal durch empirisch ermittelte Funktionen gesteuert werden, wie das von BEESE et al. 1978 beschrieben wird. Dabei wurde eine von EHLERS, 1976 gefundene Beziehung zwischen dem Verhältnis aktueller zu potentieller Wurzelentzug und Saugspannung eingesetzt (Abb. 9).

Ein anderer Ansatz, der von VAN DER PLOEG et al., 1978 beschrieben wird, benutzt ein gleichmäßig verteiltes Wurzelsystem, in dem der Wasserfluß durch den Boden aufgrund von Potentialgradienten erfolgt.

Mit beiden Ansätzen wurden gute Resultate erzielt.

Eine Schwierigkeit, die sich beim Einsatz des beschriebenen Modells ergibt, ist die Eingabe der Nettostrahlung - eine Größe, die von den Wetterstationen nur selten zu erhalten ist. Für viele Fragestellungen läßt sich die Strahlungsbilanz mit hinreichender Genauigkeit aus der Globalstrahlung oder aus der Sonnenscheindauer berechnen. In jedem Fall geht bei derartigen Berechnungen der Reflektionskoeffizient ein. Eine Möglichkeit, diesen Parameter in ein Modell einzubeziehen, wird in den Abb. 10 und 11 gezeigt.

Abb. 10 zeigt die Abhängigkeit des Reflektionskoeffizienten vom Wassergehalt für drei verschiedene Böden (IDSO et al., 1975; EAGLESON, 1970).

Abb. 11 zeigt die Abhängigkeit des Reflektionskoeffizienten vom Blattflächenindex für einen Boden.

Durch Verknüpfung dieser beiden Beziehungen mit dem Bodenwassergehalt und der Bestandesentwicklung läßt sich diese Größe dynamisch in ein Modell einbauen.

Abschließend soll gezeigt werden, wie das Ergebnis einer Modellrechnung aussieht. In Abb. 12 sind die Ergebnisse für eine Winterweizenparzelle dargestellt. Da sich die Sickerwasserrate und die Vorratsänderung ebenfalls errechnen lassen, liefert unser Modell den zeitabhängigen Gang aller Komponenten der Wasserhaushaltsgleichung. Ein weiterer Vorteil ist darin zu sehen, daß sich zu jeder Zeit die Wasserflüsse durch jede beliebige Ebene im Profil berechnen lassen und daß die Wasserentzüge aus jedem gewünschten Kompartiment bestimmt werden können. Dies ist besonders im Hinblick auf eine mögliche Kalkulation der Stoffauswaschung oder Nährstoffaufnahme durch die Pflanzen von Bedeutung.

Zusammenfassend läßt sich feststellen:

Die Begrenzung des Einsatzes von Computermodellen bei bodenhydrologischen Untersuchungen liegt heute nicht in einem mangelnden Kenntnis der die Evaporation und Transpiration steuernden physikalischen Prozesse. Sie liegt auch nicht - wie gezeigt werden konnte - in der Unmöglichkeit, eine große Zahl von sich beeinflussenden Abläufen modellmäßig zu beschreiben. Die Hauptursache liegt in Fehlern von übertragbaren gemessenen Parametern, welche die steuernden Faktoren unter den verschiedensten Bedingungen beschreiben.

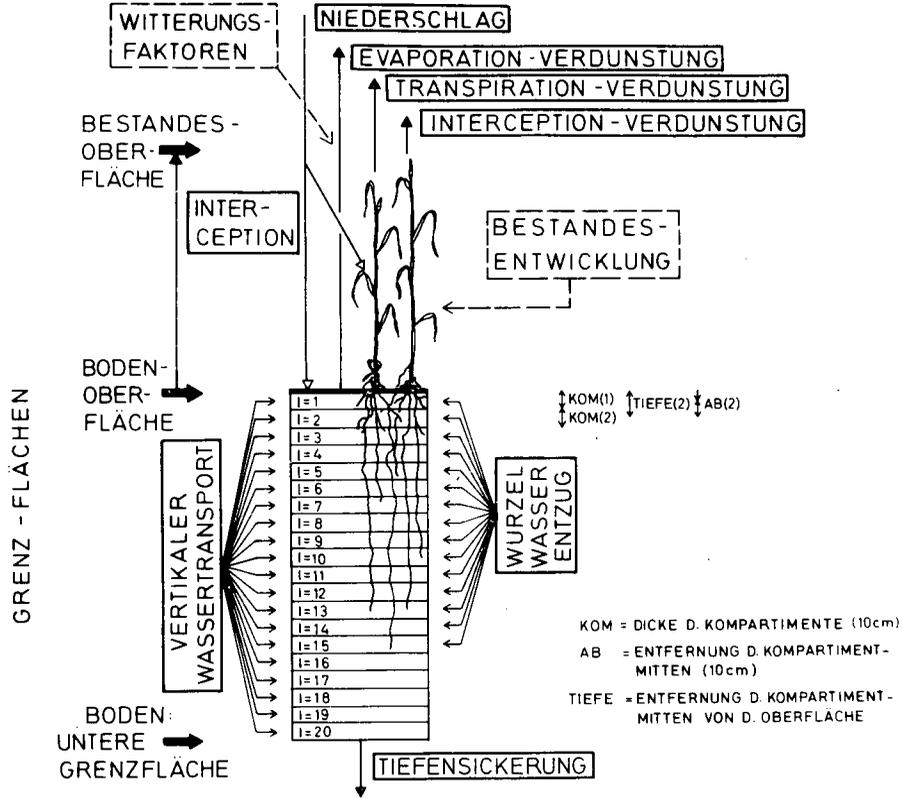
Die kritischen Punkte sind im Referat bereits hervorgehoben worden. Es bleibt zu hoffen, daß auf einem physikalisch begründeten Fundament in Zukunft mehr übertragbare Parameter ermittelt werden.

Literatur

- Beese, F., R.R. van der Ploeg and W. Richter, 1977a. Test of a soil water model under field conditions. Soil Sci. Soc. Amer. J. 41, 979-984.
- Beese, F., R.R. van der Ploeg und W. Richter, 1977b. Der Wasserhaushalt einer Löß-Parabraunerde unter Winterweizen und Brache: Computermodelle und ihre experimentelle Verifizierung. Z. Acker- und Pflanzenbau 146, 1-19.
- Eagleson, P.S., 1970. Dynamic Hydrology. McGraw-Hill Book Company, New York.
- Ehlers, W., 1976. Evaporation und Drainage in Tilled and Untilled Loess Soil with Winter Wheat and Sugarbeet. Z. Acker- und Pflanzenbau 142, 285-303.
- Idso, S.B., R.D. Jackson, R.J. Reginato, B.A. Kimball and F.S. Nakayama, 1975. The dependence of bare soil albedo on soil water constant. Journal of Applied Meteorology 14, 109-113.
- Monteith, J.L., 1973. Principles of Environmental Physics. Edward Arnold (Publishers) Limited, London.
- Neff, Earl, L., 1977. How much rain does the rain gage gage? Journal of Hydrology 35, 213-220.
- Rijtema, P.E., 1966. Derived meteorological data: Transpiration. Institute for Land and Water Management Research, Wageningen. Miscellaneous Reprints No. 67.
- Ritchie, Joe, 1972. Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. Water Resour. Res. 8, 1204-1213.
- Van der Ploeg, R.R., 1974. Simulation of moisture transfer in soils: one-dimensional infiltration. Soil Sci. 118, 349-357.
- Van der Ploeg, R.R. and P. Benecke, 1974. Unsteady, unsaturated n-dimensional moisture flow in soil: a computer simulation program. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 38, 881-885.

Van der Ploeg, R.R., F. Beese, O. Strebelt and M. Renger, 1979.

The water balance of a sugar beet crop: a model and some experimental evidence. Zeitschr. Pflanzenernährung und Bodenkunde (im Druck).



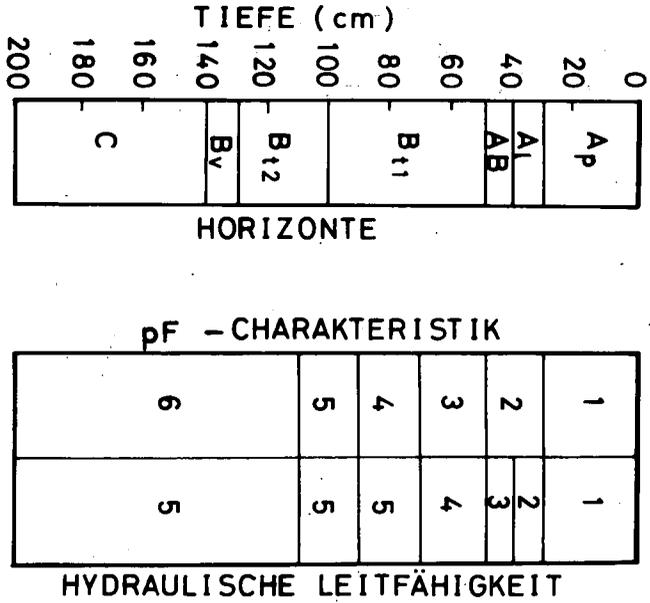


Abb. 2

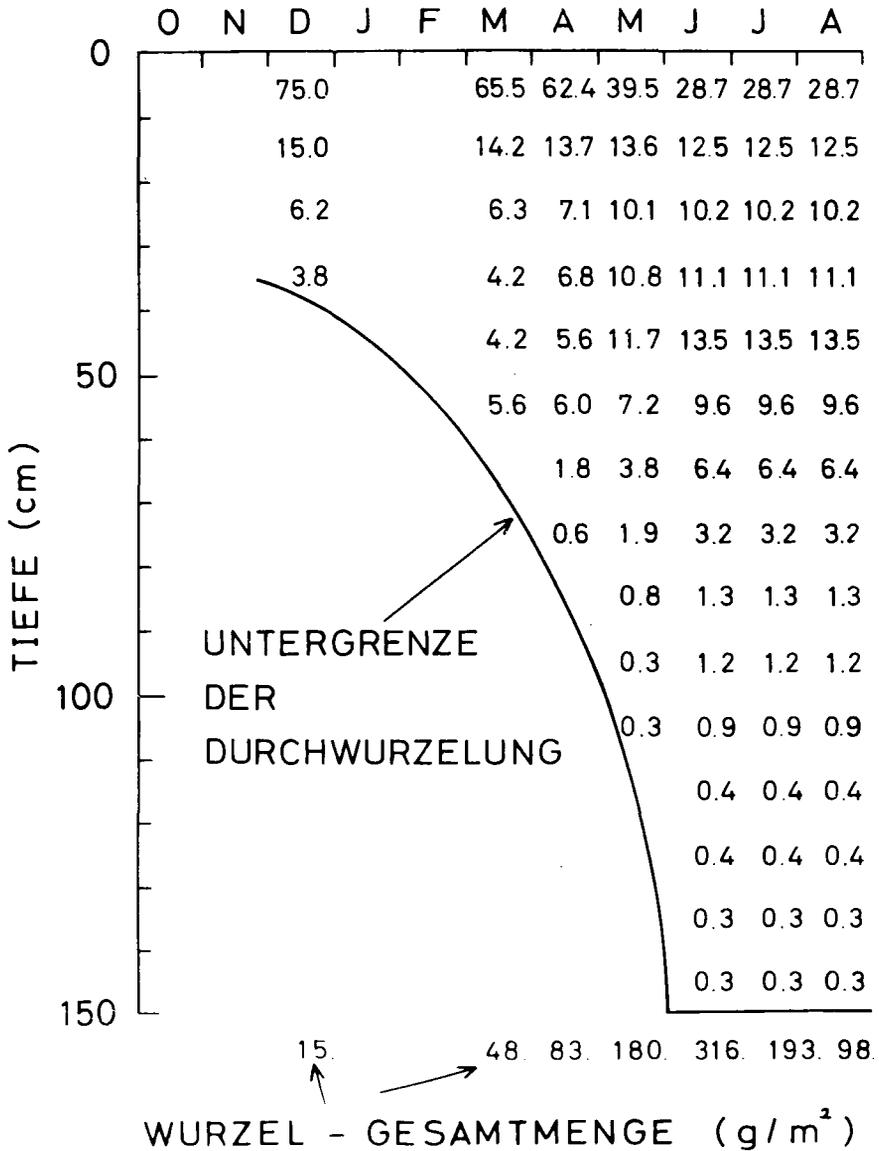


Abb. 3

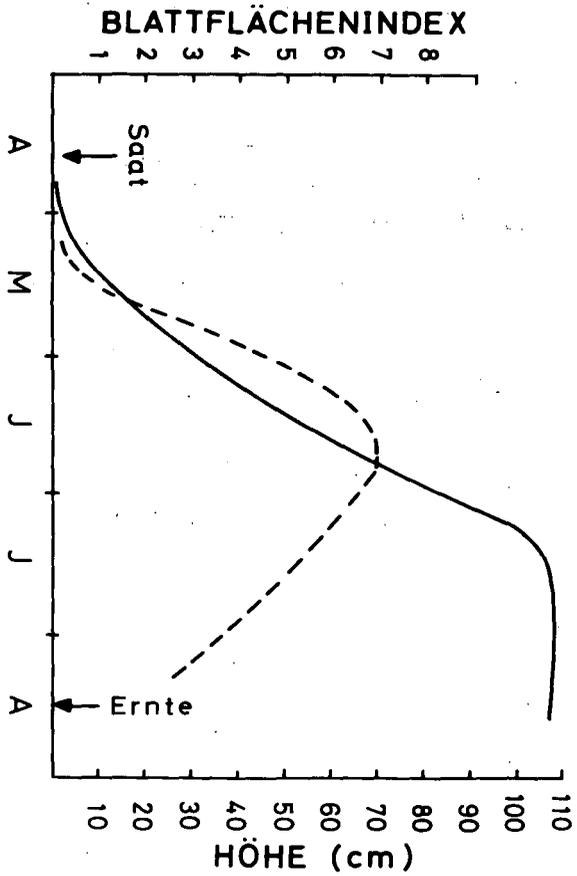


Abb. 4

1.5 - 15.10.1977 „HOFFMEISTERSCHLAG“ Göttingen

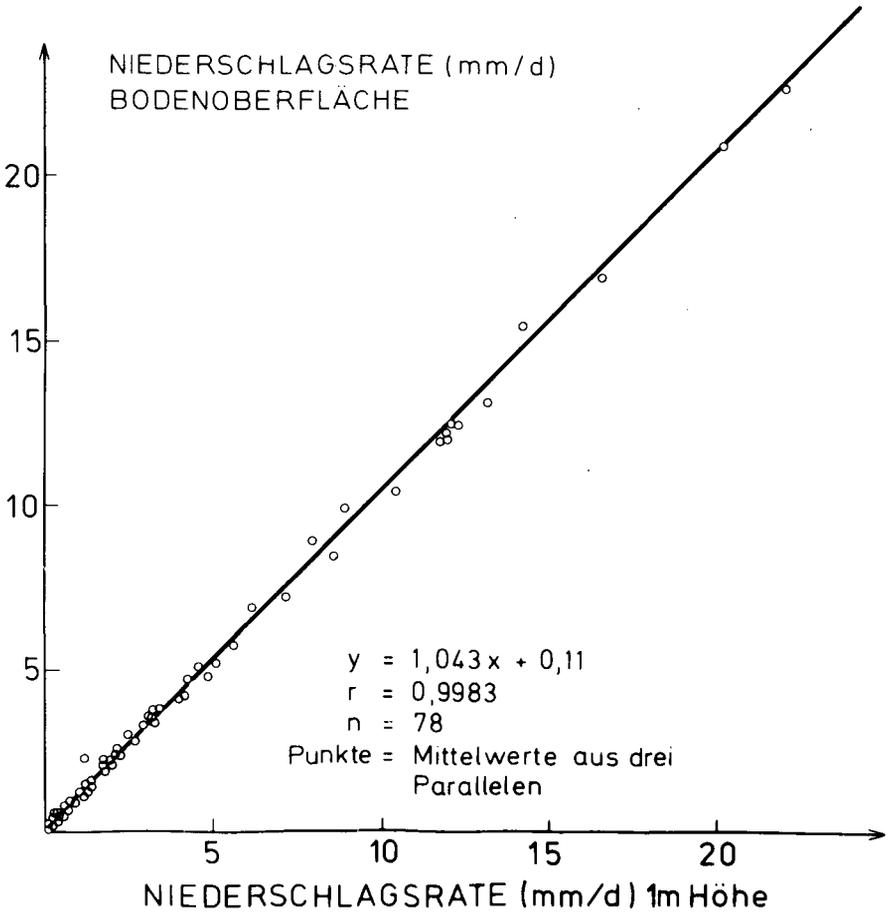


Abb. 5

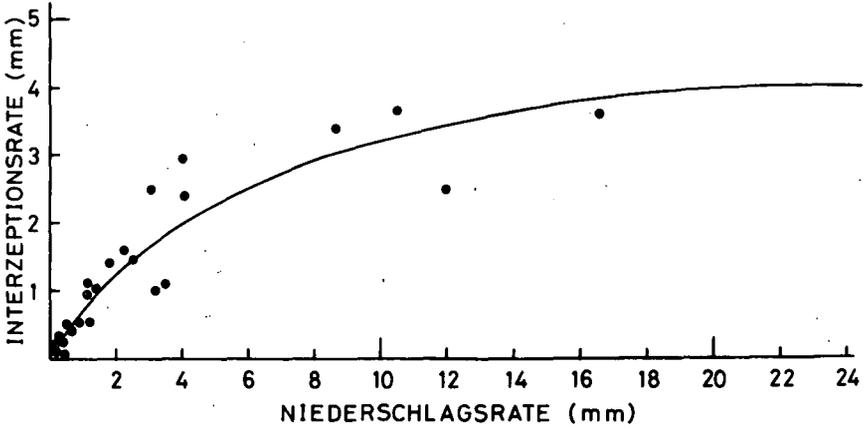


Abb. 6

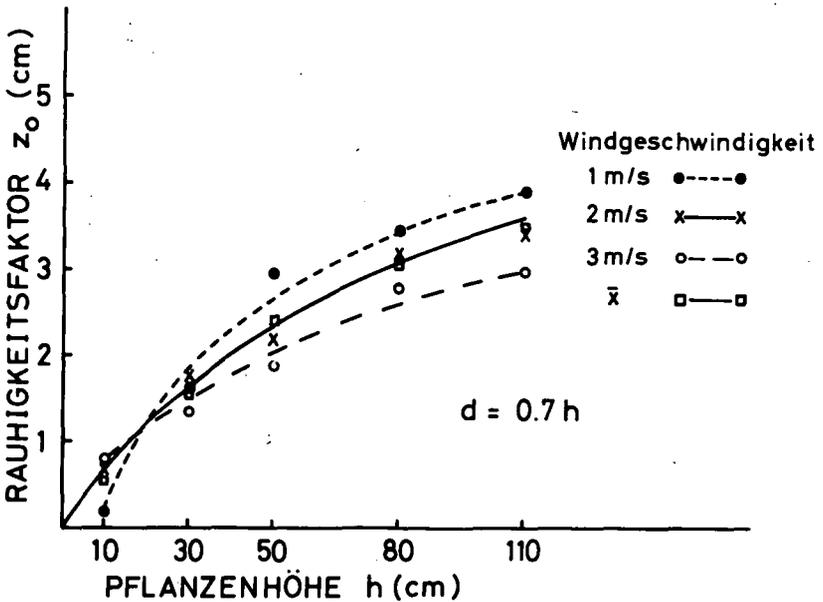


Abb. 7

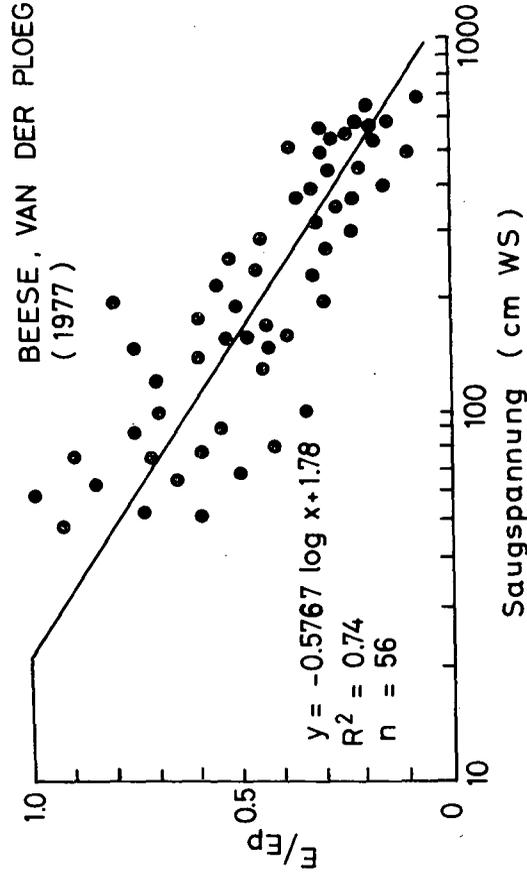


Abb. 8

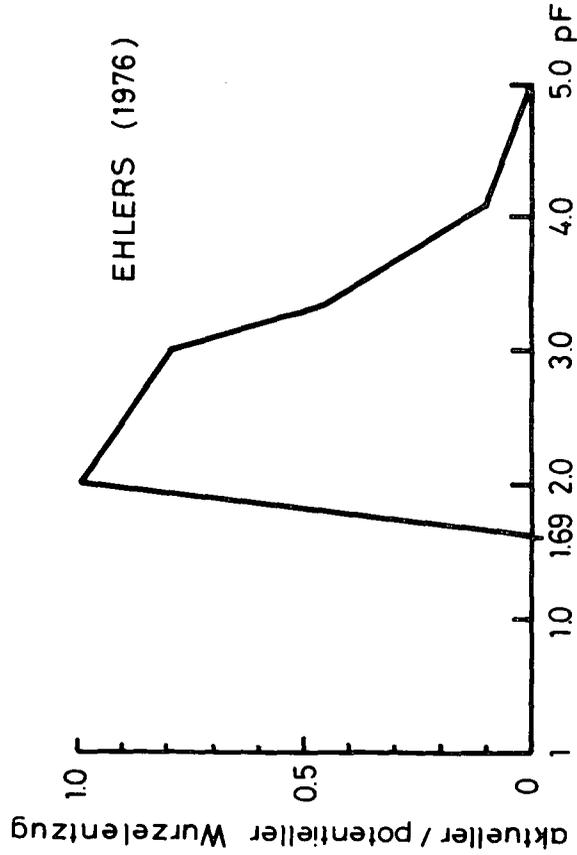


Abb. 9

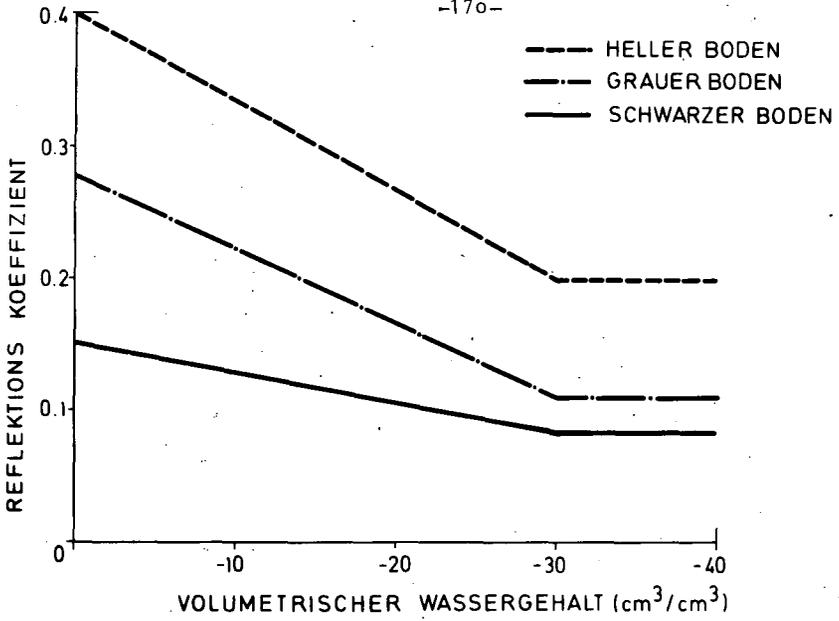


Abb. 10

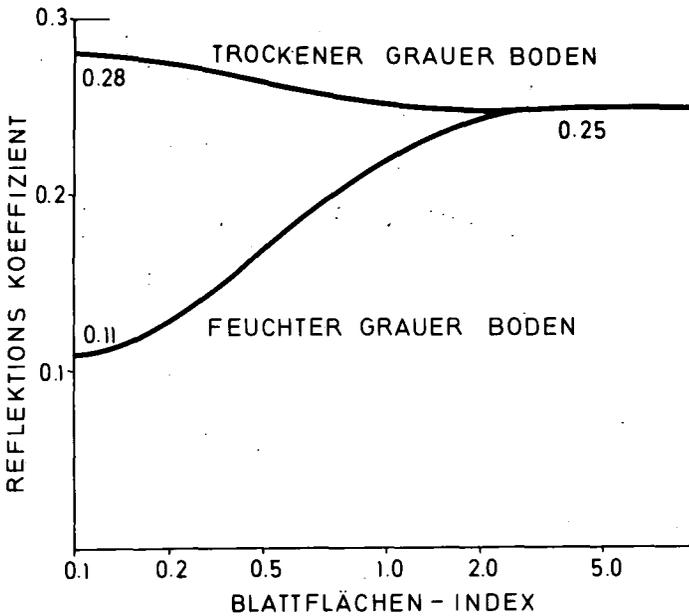


Abb. 11

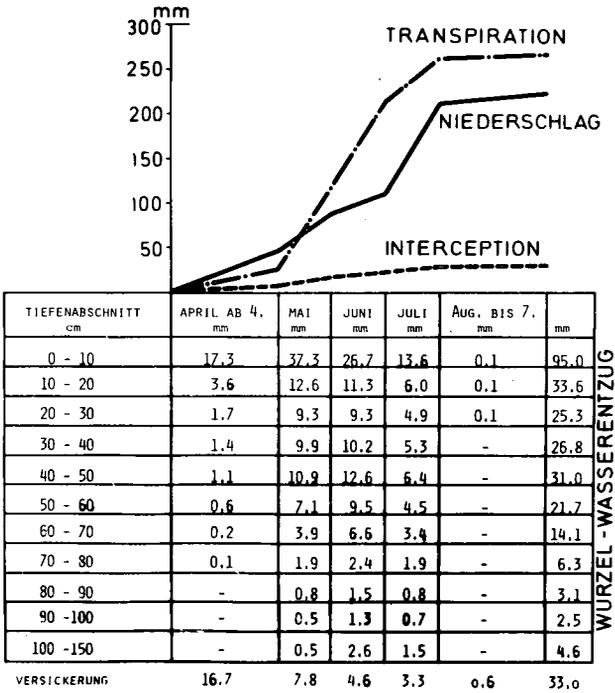


Abb. 12

ISSN 0343-107X

Numerische Methoden für die Bodenwasser-
bewegung: Ein Überblick

von
van der Ploeg, R.R.⁺, G. Braun⁺⁺ und G. Büttner⁺

Kurzfassung

Numerische Lösungen der Bodenwassergleichung (für ein-dimensionales Fließen in wasserungesättigten Böden) wurden besprochen. Der Überblick beschränkte sich auf numerische Lösungsmethoden, die bereits Anwendungen gefunden haben. Die Methode der finiten Elemente, die für ein-dimensionales Fließen bis jetzt kaum benutzt worden ist, wurde außer Betracht gelassen. Im Referat wurden dementsprechend ausschließlich Differenzenmethoden besprochen. Ein Überblick allgemeiner Lösungsmethoden (Einschritt-Methoden), die benutzt werden können, wenn die partielle Differentialgleichung transformiert ist in ein System von gewöhnlichen Differentialgleichungen, wurde zuerst behandelt. Es wurde darauf hingewiesen, daß diese Methoden sich meistens leicht programmieren lassen auf den üblichen Großrechenanlagen, daß sie aber auch zeitaufwendig sind und leicht Stabilitätsschwierigkeiten aufweisen. Auf eine neue Mehrschritt-Methode, von Hornung (1977) in Münster entwickelt, wurde ebenfalls hingewiesen.

Anschließend wurden Methoden besprochen, die speziell für partielle Differentialgleichungen ersten Grades, zweiter Ordnung, entwickelt worden sind, wie die Crank-Nicolson-Methode und die Douglas-Jones-Methode. Auf Vor- und Nachteile der unterschiedlichen Methoden wurde hingewiesen. Keine der bis jetzt entwickelten Methoden ist völlig zufriedenstellend. Es wurde die Vermutung ausgesprochen, daß in der nächsten Zukunft mit neuen Entwicklungen zu rechnen ist.

⁺ Institut für Bodenkunde und Waldernährung der Universität Göttingen, Büsgenweg 2, 3400 Göttingen

⁺⁺ Institut für Physische Geographie der Universität Berlin, Grunewaldstr. 35, 1000 Berlin 41

Genauigkeit von expliziten und impliziten Verfahren
zur numerischen Simulation von Infiltration.

von
Hornung, U.⁺

Auf die nichtlineare Fokker-Plancksche Differentialgleichung

$$(1) \quad \frac{\partial}{\partial t} \theta = \operatorname{div} (K \operatorname{grad} (\psi + z)) ,$$

die instationäre Wasserflüsse in porösen Böden beschreibt, vgl. Philip [7], sind bereits eine Fülle von numerischen Methoden angewendet worden, siehe z.B. Remson et al. [8] und Haverkamp et al. [3]. Bei einer Gegenüberstellung dieser Methoden begegnet man hauptsächlich folgenden Schwierigkeiten: Erstens ist ein direkter Vergleich mit experimentellen Daten problematisch, da hierbei sowohl der eingeschränkte Gültigkeitsbereich des physikalisch-mathematischen Modells in Form einer partiellen Differentialgleichung als auch die Meßgenauigkeit der funktionalen Zusammenhänge zwischen ψ , θ und K eine Rolle spielen. Zweitens verursacht der außerordentlich große Schwankungsbereich der Leitfähigkeit K besondere Ungenauigkeit, die ggf. durch spezielle Interpolationsmethoden ausgeglichen werden können, vgl. Wind/van Doorne [9]. Drittens artet bei Sättigung oder Annäherung an Sättigung die Differentialgleichung (1) aus, was sich z.B. darin äußert, daß dann die Stabilitätskriterien für explizite Verfahren verletzt sind, vgl. Bear [2, S. 340]. Allen numerischen Methoden gemeinsam sind die unvermeidlichen räumlichen und zeitlichen Diskretisierungsfehler.

⁺ Institut für Numerische und instrumentelle Mathematik,
Roxeler Straße 64, 4400 Münster

In dieser Arbeit wird auf die Bedeutung des Diskretisierungsfehlers bzgl. der Zeitvariablen t näher eingegangen, und zwar in dem Falle, daß sich während des zeitlichen Ablaufes im gesamten Bereich Sättigung einstellt. Um einen Genauigkeitsvergleich zuverlässig durchführen zu können, wird als Modell-Problem einer der wenigen Fälle herangezogen, in denen die mathematisch exakte Lösung der Gleichung (1) bekannt ist, vgl. auch Hornung [6]. Hierbei handelt es sich um den Fall konstanter Leitfähigkeit $K=1$ und einer θ - ψ -Beziehung

$$(2) \quad \theta = \theta_s - \frac{1}{3} (-\psi)^3$$

im Bereich $\psi^* \leq \psi \leq 0$, in dem die Lösung verläuft; siehe Abb. 1.

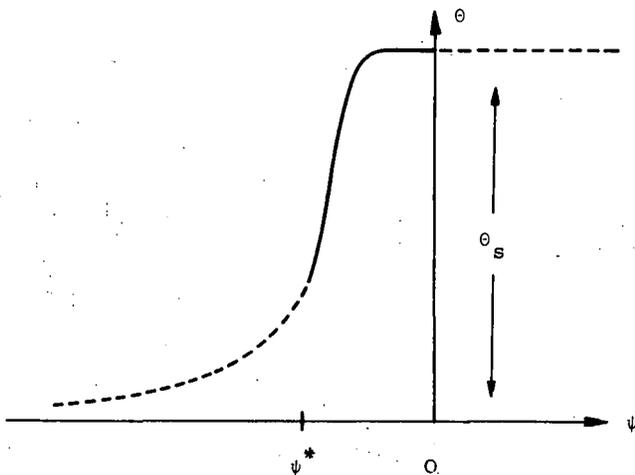


Abb. 1

In diesem Bereich gilt also $C(\psi) = \frac{d\theta}{d\psi} = \psi^2$. Für die spezielle Anfangsfunktion

$$\chi(x) = -2 \cdot K(45^\circ) \cdot \text{cn}(K(45^\circ) \cdot x, 45^\circ), \quad -1 \leq x \leq 1,$$

wobei cn eine elliptische Funktion und K ein vollständiges elliptisches Integral 1. Gattung ist, vgl. Abramowitz/Stegun [1, S. 567 ff.], besitzt die Anfangsrandwertaufgabe

$$(3) \quad \left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial}{\partial t} \Theta(t, x) = \frac{\partial^2}{\partial x^2} \psi(t, x), \quad 0 < t, \quad -1 < x < 1, \\ \psi(t, \pm 1) = 0, \quad 0 \leq t, \\ \psi(0, x) = \chi(x), \quad -1 \leq x \leq 1, \end{array} \right.$$

die Lösung

$$\psi(t, x) = \begin{cases} \sqrt{1 - t/2} \cdot \chi(x), & 0 \leq t < 2, \\ 0, & 2 \leq t, \end{cases}$$

deren Profil für die Zeitpunkte $t=0$ und $t=1$ in der Abb. 2 dargestellt ist.

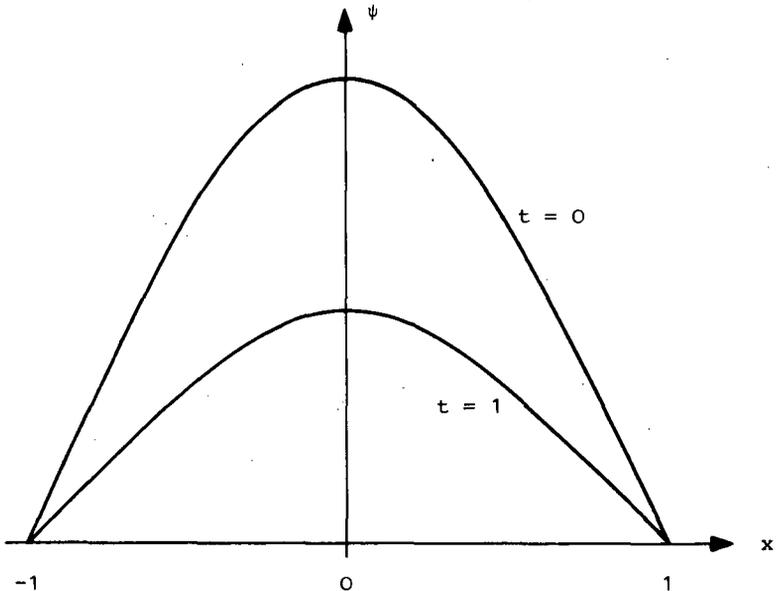


Abb. 2

Verwendet man im Intervall $-1 \leq x \leq 1$ ein äquidistantes Punktgitter mit der Maschenweite Δx , so entspricht dem Differential-

quotienten $\frac{\partial^2}{\partial x^2}$ der zweite Differenzenquotient δ^2 mit

$$(\delta^2 \psi)(x_i) = \frac{1}{(\Delta x)^2} (\psi(x_{i-1}) - 2\psi(x_i) + \psi(x_{i+1}))$$

Die so durchgeführte räumliche Diskretisierung ist allen folgenden Verfahren gemeinsam:

$$(A) \quad C^j \frac{\psi^{j+1} - \psi^j}{\Delta t} = \delta^2 \psi^{j+1},$$

(B) Prädiktor

$$C^j \frac{\psi^{j+1/2} - \psi^j}{\Delta t} = \frac{1}{2} \delta^2 \psi^{j+1/2},$$

Korrektor

$$C^{j+1/2} \frac{\psi^{j+1} - \psi^j}{\Delta t} = \frac{1}{2} \delta^2 (\psi^j + \psi^{j+1}),$$

$$(C1) \quad \frac{1}{\Delta t} (\theta^{j+1} - \theta^j) = \delta \psi^{j+1},$$

$$(C2) \quad \frac{1}{\Delta t} (3\theta^{j+1} - 4\theta^j + \theta^{j-1}) = 2\delta^2 \psi^{j+1}$$

und

$$(C3) \quad \frac{1}{\Delta t} (11\theta^{j+1} - 18\theta^j + 9\theta^{j-1} - 2\theta^{j-2}) = 6\delta^2 \psi^{j+1}.$$

Bei den Verfahren (A) und (B) handelt es sich um die von Haverkamp et al. [3] benutzten Modelle 3 und 4, bzw. um die wegen der konstanten Leitfähigkeit K hiermit übereinstimmenden Modelle 5 und 6. Die Verfahren (C1), (C2) und (C3) entsprechen den rückwärtigen Differentiationsformeln der Ordnungen 1, 2 und 3 von Curtiss/Hirshfelder, vgl. Hornung [4]. Während bei den Methoden (A) und (B) lineare Gleichungssysteme für ψ^{j+1} entstehen, müssen bei den voll impliziten Methoden (C1), (C2) und (C3) wegen der Kopplung zwischen θ^{j+1} und ψ^{j+1} nichtlineare Gleichungssysteme aufgelöst werden. Dies kann durch das Newtonsche Iterationsverfahren effektiv durchgeführt werden. In allen Fällen werden als Anfangswerte die exakten Lösungswerte benutzt.

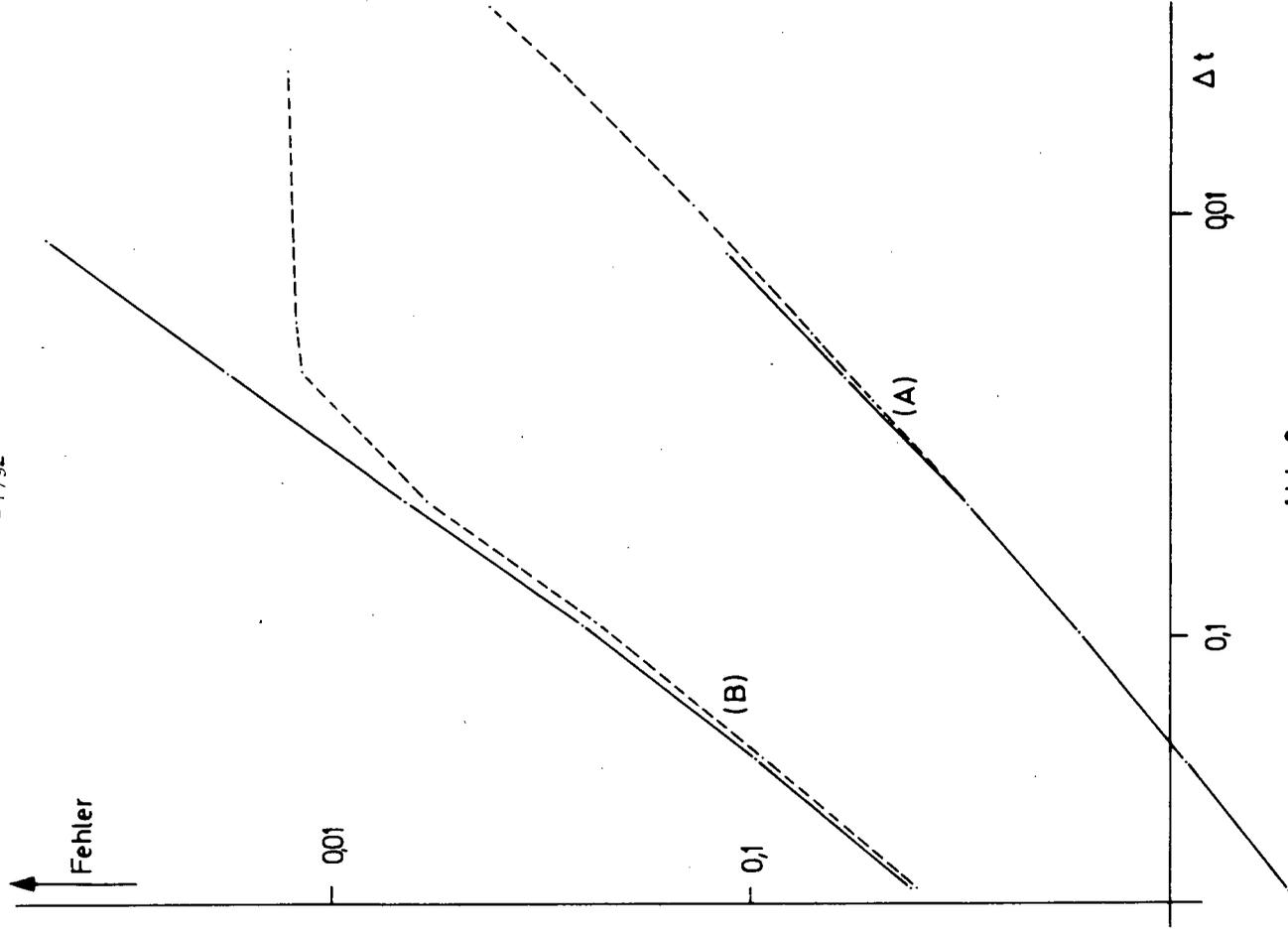


Abb. 3

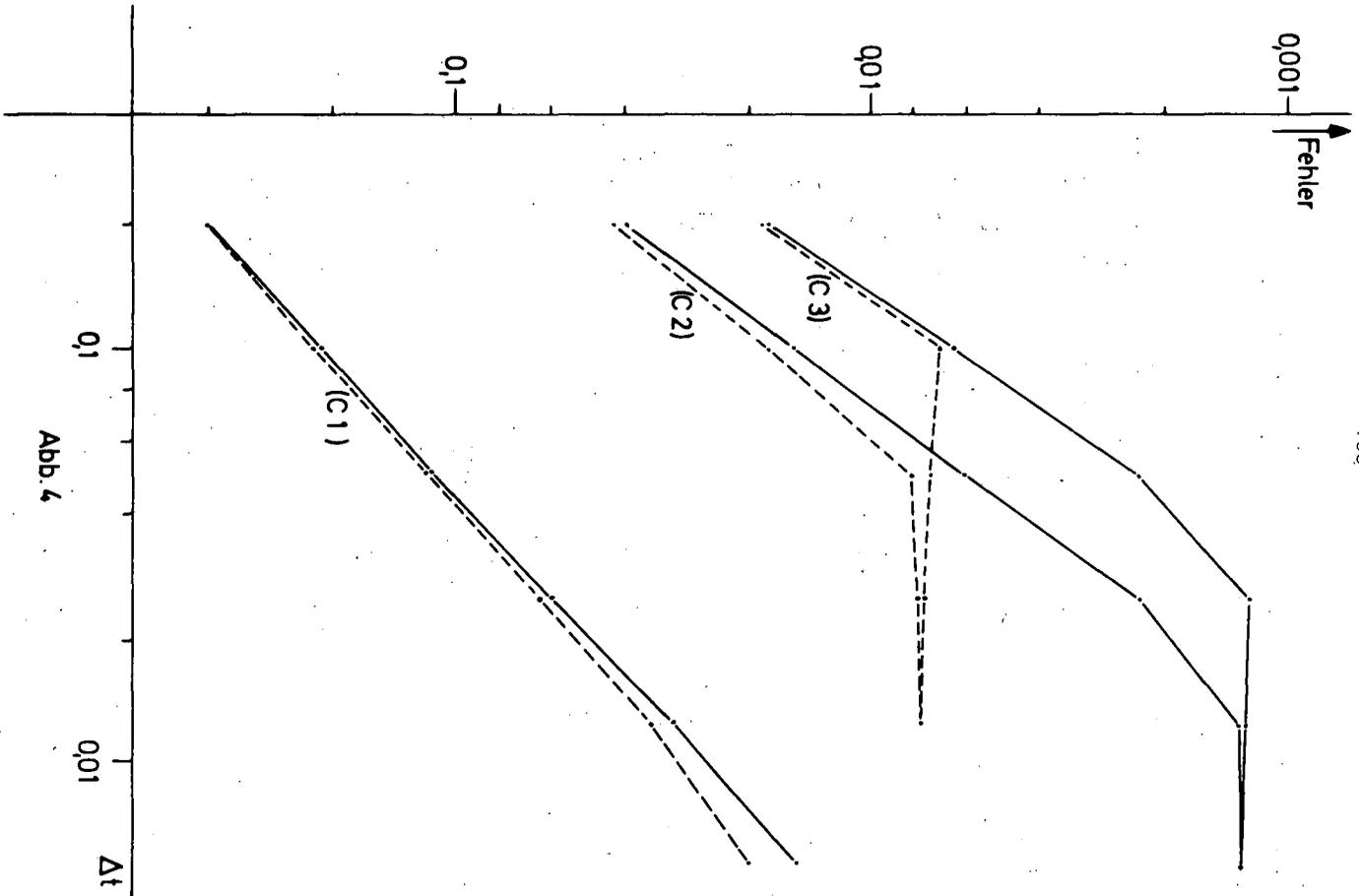


Abb. 4

In den Abbildungen 3 und 4 sind die maximalen absoluten Fehler der Variablen θ (Ordinate) über alle Gitterpunkte und das gesamte Intervall $0 \leq t \leq 2$ aufgetragen, und zwar in Abhängigkeit von der Zeitschrittweite Δt (Abszisse) und der Raumschrittweite Δx als zusätzlichem Parameter (gestrichelte Linien für $\Delta x=0.05$, durchgezogene Linien für $\Delta x=0.02$). Zur Verdeutlichung der quantitativen Beziehungen ist ein doppelt logarithmischer Maßstab gewählt worden.

Es zeigt sich anhand der Abb. 3, daß das Verfahren (B) gegenüber (A) eine erhebliche Verbesserung darstellt. Dies kann dadurch erklärt werden, daß (B) für eine linearisierte Differentialgleichung dem Crank-Nicholson-Verfahren entspricht, welches bekanntlich die Konvergenzordnung 2 besitzt, während (A) nur die Ordnung 1 hat. Aus Abb. 4 geht hervor, daß die Genauigkeit der Methoden (C1) bis (C3) mit zunehmender Ordnung größer wird, und zwar im Falle (C3) in nennenswertem Maße auch gegenüber (B). Der bei den Verfahren vom Typ (C) für die Auflösung der nichtlinearen Gleichungssysteme erforderliche Aufwand zahlt sich also bei höherer Ordnung aus; hierbei ist zu beachten, daß der Rechenaufwand bei diesen drei Verfahren im wesentlichen gleich ist.

Ein erheblich günstigerer Wirkungsgrad kann dadurch erzielt werden, daß rückwärtige Differentiationsformeln verschiedener Ordnungen von 1 bis 5 miteinander kombiniert und durch eine automatische Schrittweitenkontrolle gesteuert werden, wie dies in Hornung [5] beschrieben wurde.

Anmerkung Der Autor dankt Herrn W. Messing für die Durchführung der Programmierarbeiten.

Literatur

- [1] M. Abramowitz, I.A. Stegun: Handbook of Mathematical Functions. Dover Publications. New York, 1965.
- [2] J. Bear: Dynamics of Fluids in Porous Media. American Elsevier. New York, London, Amsterdam, 1972.
- [3] R. Haverkamp, M. Vauclin, J. Touma, P.J. Wierenga, G. Vachaud: A Comparison of Numerical Simulation Models for One-Dimensional Infiltration. Soil Science Soc. Amer. J. 41(1977) 285-294.
- [4] U. Hornung: A Numerical Method for the Simulation of Unsteady Ground Water Flow in both Saturated and Unsaturated Soils. Soil Science 124 (1977) 140-144.
- [5] U. Hornung: Numerische Simulation von gesättigt- ungesättigten Wasserflüssen in porösen Medien. In J. Albrecht, L. Collatz, G. Hämmerlin (Hrsg.): Numerische Behandlung von Differentialgleichungen mit besonderer Berücksichtigung freier Randwertaufgaben. ISNM 39, Birkhäuser. Basel, Stuttgart, 1978, 214-232.
- [6] U. Hornung: Die longitudinale Linienmethode für die ausgeartete nichtlineare Fokker-Planksche Differentialgleichung. Habilitationsschrift. Münster, 1978.
- [7] J.R. Philip: The Theory of Infiltration 1. The Infiltration Equation and its Solution. Soil Science 83 (1957) 345-357.
- [8] I. Remson, G.M. Hornberger, R.D. Molz: Numerical Methods in Subsurface Hydrology. Wiley. New York, 1971.
- [9] G.P. Wind, W. Van Doorne: A Numerical Model for the Simulation of Unsaturated Vertical Flow of Moisture in Soils. J. Hydrology 24 (1975) 1-20.

Lokale und regionale Untersuchungen zur
Bestimmung der Wasserhaushaltskomponenten
im Küstenraum. (Holtlander Sielacht)

von

BIELENSKI, W.,⁺ M. RENGER⁺⁺ u. O. STREBEL⁺⁺⁺

1. Einführung und Aufgabenstellung

In einem abgeschlossenen Einzugsgebiet eines tidebeeinflussten Gewässers des Leda-Jümme-Raumes wurden gemeinsam vom Wasserwirtschaftsamt Aurich, Außenstelle Leer und dem Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung Untersuchungen zur Bestimmung der Wasserhaushaltskomponenten durchgeführt.

Vom Wasserwirtschaftsamt erfolgten: Abflußmessungen, Grundwasserstandsmessungen und Niederschlagsmessungen. Außerdem wurden die Entnahmemengen eines im Einzugsgebiet liegenden Wasserwerkes ermittelt.

Das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung führte an 8 Meßstellen Wassergehalts- und Wasserspannungsmessungen als Funktion der Zeit und der Tiefe durch. Anhand dieser Messungen wurde die reale Evapotranspiration während des Sommerhalbjahres bestimmt.

Das Ziel der Untersuchungen war unter anderem ein Ergebnisvergleich der verschiedenen Verfahren. Das Wasserwirtschaftsamt war vor allem an den Ergebnissen der realen Evapotranspiration und der Speicherwirkung in der ungesättigten Bodenzone interessiert, die mit Hilfe der bodenphysikalischen Verfahren erzielt worden sind.

Das besondere Interesse des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung lag dagegen an einem Vergleich der an den "ein-

+ Wasserwirtschaftsamt Aurich, Außenstelle Leer,
2950 Leer/Ostfr., Georgstraße 24;

++ Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung und

+++ Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe,
3000 Hannover 51, Stilleweg 2

zelenen Meßstellen" erzielten Ergebnissen mit den "Gebietswerten" der hydrologischen Messungen.

Die Größe "Evapotranspiration" (E) kann bei dem hydrologischen Verfahren nur als Differenz der übrigen Wasserhaushaltskomponenten bestimmt werden (näheres s. Abschn. 3)

$$E = N - (A_o + A_u + AE + \Delta S + (R - B) + \Delta AgW.$$

Voraussetzung ist dabei, daß alle Größen mit genügender Genauigkeit bestimmt werden können. Im tidebeeinflußten Küstenraum ist die Bestimmung des Abflusses mit besonderen Schwierigkeiten verbunden, auf die in diesem Rahmen nicht eingegangen werden kann.

Zuvor einige Erläuterungen zum Gebiet selbst.

2. Gebietsbeschreibung

2.1 Lage und Entwässerungssystem (Abb. 1)

Die Holtlander Sielacht liegt am Nordwestrand des Wasserwirtschaftlichen Rahmenplanungsraumes Leda-Jümme. Das topographische Einzugsgebiet F_{Et} der Holtlander Sielacht ist rd. 72 km^2 groß. Davon entwässern rd. 54 km^2 im Sielzug durch das Siel Holtland. Rd. 18 km^2 werden nur durch die Pumpen des im gleichen Gebäude untergebrachten Schöpfwerkes entwässert. Etwa 18 km flußaufwärts ist eine Stauanlage mit rd. 1 m Wasserstandsunterschied. Hier endet der Tideeinfluß. Das Gebiet oberhalb kann ständig frei entwässern.

Es kommen also die drei für den Küstenraum typischen Entwässerungsarten vor:

Siel-, Schöpfwerk- und freie Entwässerung.

Die Situation mit den Meßstellen, den Grenzen der Teilniederschlagsgebiete und dem Entwässerungssystem ist aus Abb. 2 zu ersehen.

2.2 Geologie

Das Gebiet der Holtlander Sielacht wurde seinerzeit als Modellgebiet für die hydrologische Untersuchung ausgewählt, weil die topographisch bedingten Wasserscheiden an der Oberfläche und die hydrologisch bedingten Wasserscheiden fast übereinstimmten.

Dies geht aus den geologischen Schnitten hervor, deren Lage in Abb. 3 eingetragen ist.

Als Beispiel mag der Schnitt BB' (Abb. 4) dienen; die beiden anderen sind ähnlich. Der Grundwasserleiter liegt meist unter einer fünf bis zehn Meter mächtigen Deckschicht aus Geschiebelehm. Er besteht aus Fein- bis Mittelsanden, die durch einige Grobsandbänder durchzogen werden und wird im Untergrund von Fein- bis Feinstsanden, die z.T. schluffig sind in etwa 80 m bis 120 m Tiefe begrenzt. Südostwärts des Ehetals liegt ein mächtiges Lauenburger Tonvorkommen. Darüber liegen Hochmoore. Der geologische Aufbau ist wenig homogen.

Besonders ist auf den Entnahmebrunnen IV des Wasserwerkes Hasselt hinzuweisen. Hier sind 2 Filterstrecken angeordnet, die durch ein Tonband getrennt sind. Trotz der Tonlinsen kann der Aquifer als hydraulisch zusammenhängend betrachtet werden.

2.3 Böden

Im Untersuchungsgebiet Holtlander Sielacht kommen sehr verschiedene Böden vor. Auf den durchlässigen höher gelegenen Sanden haben sich Podsole entwickelt. Sie sind teilweise durch Plaggenauftrag aufgehöhht worden. Bei den tiefer gelegenen Flächen gehen die Podsole infolge des Grundwassereinflusses in Podsol-Gleye und Gleye, stellenweise auch in Pseudogley-Gleye über. Bei den in den Niederungen gelegenen Flächen überwiegen die Niedermoore.

3. Bestimmung der Wasserhaushaltskomponenten

Für jedes Teilgebiet der Sielacht, das durch eine Meßstelle im Gewässer erfaßt wird, wurden die einzelnen Komponenten der Wasserhaushaltsgleichung bestimmt. In der Prinzipskizze (Abb. 5) sind die einzelnen Komponenten dargestellt.

3.1 Der Niederschlag (N)

Der Gebietsniederschlag wurde täglich von den 2 Klimastationen mit Regenschreiber und 4 Meßstellen mit Hellmannschen Meßbecher gemessen und nach Thiessen für die Teilgebiete ermittelt.

3.2 Die Evapotranspiration (E)

Die reale Evapotranspiration (E_{real}) wurde an 8 Meßstellen, davon 3 im Betrachtungsgebiet Hasselt, im Sommer durch Wassergehalts- und Wasserspannungsmessungen ermittelt (RENGER et.al. 1970). Für E_{real} der Wintermonate wurde der Haude-Wert herangezogen. Die Bestimmung der dazu erforderlichen Daten erfolgte an 2 Meßstellen.

3.3 Abflüsse (A)

Der Abfluß am Siel wurde je Tide nach einem in Leer entwickelten Sielzugmeßverfahren bestimmt, die Pumpwassermengen für das Schöpfwerk aus dem Pumpenkennlinien ($Q-H_{\text{geod}}$) und den Betriebsaufzeichnungen. An Dreieckswehren und Brücken des Obergebietes wurde der tägliche Abfluß aus Schlüsselkurven aufgrund durchgeführter Flügelmessungen und Messungen mit Meßbehältern errechnet.

Die Entnahmemengen des Wasserwerkes (A_E) wurden aus den Betriebsaufzeichnungen entnommen.

3.4 Wasserspeicherungsänderung (ΔS)

Die Wasserspeicherungsänderungen der ungesättigten Bodenzone wurden an 8 Meßstellen anhand von Wassergehaltsmessungen in verschiedenen Tiefen ermittelt.

3.5 Grundwasservorratsänderung (R - B)

Die Änderung des Grundwasserspiegels wurde anfänglich an rd. 80, am Ende an rd. 140 Grundwassermeßstellen z.T. wöchentlich, sonst monatlich beobachtet. An 4 Grundwasserbrunnen waren auch Schreibpegel eingesetzt. Als nutzbares Porenvolumen wurde ein Mittelwert von 10 % angenommen.

3.6 Grundwasserzu- und -abstrom (AgW)

Da genauere Unterlagen noch nicht vorliegen, wurde vereinfachend angenommen, daß der unterirdische Zu- und Abstrom (AgW) sich im gesamten Sielachtsgebiet etwa gleichförmig parallel zur Holtlander Ehe vom Nordgeorgsfehnkanal bis zur Jümme bewegt.

4. Ergebnisse

Die Ergebnisse der zweijährigen gemeinsamen Messungen sind für das Teilgebiet Hasselt als Beispiel für alle Teilgebiete in Abb. 6 in Form von monatlichen Ganglinien der einzelnen Wasserhaushaltskomponenten graphisch aufgetragen.

Die Abflüsse (A) und die Wasserspeicherungsänderung (ΔS) in der ungesättigten Bodenzone sind besonders durch Schraffur und Punktierung hervorgehoben. Die Meßstäbe sind gleich gewählt, um die Größen der einzelnen Komponenten vergleichen zu können. Alle Werte sind als flächenbezogene Werte in mm angegeben.

Als Verdunstung E wurde der ermittelte lokale Wert für die Meßstelle VIII der realen Evapotranspiration eingetragen. Ebenso bezieht sich ΔS hier nur auf die Meßstelle VIII.

Um einen gleichwertigen Vergleich mit den hydrologisch ermittelten Gebietswerten zu erhalten, wurden die Meßwerte der bodenphysikalischen Meßstellen nach den anteiligen Bodeneinheiten gewichtet. Für das Teilgebiet Hasselt und für das Teilgebiet Filsumer Western (Schöpfgebiet) sind die nach den verschiedenen Verfahren ermittelten E-Werte als Summenlinien aufgetragen und in Abb. 7 und 8 dargestellt.

In der Tabelle 1 sind die potentiellen und realen Evapotranspirationen sowie die auf hydrologischem Wege ermittelte Evapotranspiration E zusammengestellt.

5. Vergleich der lokalen und regionalen Meßergebnisse

Als Antwort auf die eingangs gestellten Fragen wird der Vergleich in Gestalt von Summenkurven für die Teilgebiete Hasselt und Filsumer Western (Abb. 7 und 8) herangezogen. In der nachfolgenden Tabelle sind die nach den verschiedenen Verfahren ermittelten Jahressummen der Evapotranspiration aufgeführt. Das Ergebnis der Jahressummen zeigt die gute Übereinstimmung zwischen den "Regionalen" hydrologisch ermittelten Werten, mit denen nach anteiligen Bodenarten gewichteten "Lokalen" Werten aus den bodenphysikalischen Messungen.

Tabelle 1: Zusammenstellung der Ergebnisse
für die Evapotranspiration E (in mm)

Verfahren	Zeit- raum	E potentiell		E real		E * Hydrolog. Gebietsw.
		Penman	Haude	1 Meßst.	3 Meßst.	

Abflußj. 1975 Monat - Teilgebiet Hasselt F_{Et} = 10,1 km² -

Winter	11 - 4	87	116	116	116	109,2
Sommer	5 - 10	499	552	391	423,4	416,8
Jahr	11 - 10	586	668	507	539,4	526,0
(Haude)	11 - 3	47	68	68	68	71,2
(Tens.Mess.)	4 - 10	539	600	439	471,4	454,8

- Teilgebiet Filsumer Western F_{Et} = 18,0 km² -

Winter	11 - 4	105	117	117	116	99,5
Sommer	5 - 10	486	473	363	402	411,1
Jahr	11 - 10	591	590	480	518	510,6
(Haude)	11 - 3	61	71	71	69	59,7
(Tens.Mess.)	4 - 10	530	519	409	449	450,9

Abflußj. 1976 Monat - Teilgebiet Hasselt F_{Et} = 10,1 km² -

Winter	11 - 4	119	135	128	119,5	106,8
Sommer	5 - 10	510	572	331	406,9	398,0
Jahr	11 - 10	629	707	459	526,4	504,8
(Haude)	11 - 3	60	67	67	67	56,2
(Tens.Mess.)	4 - 10	569	640	392	459,4	448,6

- Teilgebiet Filsumer Western F_{Et} = 18,0 km² -

Winter	11 - 4	113	116	108	117	102,0
Sommer	5 - 10	533	484	379	392	388,0
Jahr	11 - 10	646	600	487	509	490,0
(Haude)	11 - 3	58	58	58	65	42,0
(Tens.Mess.)	4 - 10	588	542	429	444	448,0

		Lokale Werte			Gebietswerte	
--	--	--------------	--	--	--------------	--

Tabelle 2: Jahreswerte der Evapotranspiration (in mm)

Verfahren	Hasselt		Filsumer Western	
	1975	1976	1975	1976
1. nach Penman	586	629	591	646
2. nach Haude	668	707	590	600
3. für die Einzelmeßstelle	507	459	480	487
4. für mehrere Meßstellen anteilig nach Bodenein- heiten ermittelt	539	526	518	509
5. nach den hydrologischen Messungen als Gebiets- wert ermittelt	527	505	511	490
Differenz zwischen (4) und (5) $\left\{ \begin{array}{l} \text{in mm:} \\ \text{in \% :} \end{array} \right.$				
	- 12	+ 21	+ 7	+ 19
	2,4	4,1	1,4	3,8

Bei der Betrachtung der Monatswerte ergeben sich größere Abweichungen, die auf Meßfehler und auf die Änderung des Grundwasserzu- und -abstroms AgW zurückgeführt werden können. Die Streuung im Vergleich der Monatswerte (4) bis (5) ergibt folgende Standardabweichungen (s) und Korrelationskoeffizienten (r).

Abflußjahr	Filsumer Western		Hasselt	
	S	r	S	r
1975	± 10,4 mm	0,9724	± 11,2 mm	0,9708
1976	± 16,6 mm	0,9237	± 14,2 mm	0,9761

6. Zusammenfassung

Als Ergebnis der im Küstenraum in einem Wassereinzugsgebiet durchgeführten 2-jährigen hydrologischen Messungen bleibt festzuhalten,

1. die Ergebnisse von punktuellen Messungen können unter gebührender Beachtung der räumlichen Niederschlagsverteilung und der Flächenanteile der einzelnen Bodeneinheiten auf Gebiete übertragen werden und
2. die Speicherungsänderung in der ungesättigten Bodenzone hat einen erheblichen Anteil bei der Ermittlung der Evapotranspiration, wenn Abflußjahre (von November bis Oktober) miteinander verglichen werden sollen.

7. Literatur

RENGER, M., W.GIESEL, O.STREBEL u. S.LORCH: Erste Ergebnisse zur quantitativen Erfassung der Wasserhaushaltskomponenten in der ungesättigten Bodenzone. - Z.Pflanzenernährg.u.Bodenkde. 126, H.1, S.15-35, Weinheim (1970)

Abb. 1 Übersichtskarte Ostfriesland mit Holtlander Sielacht

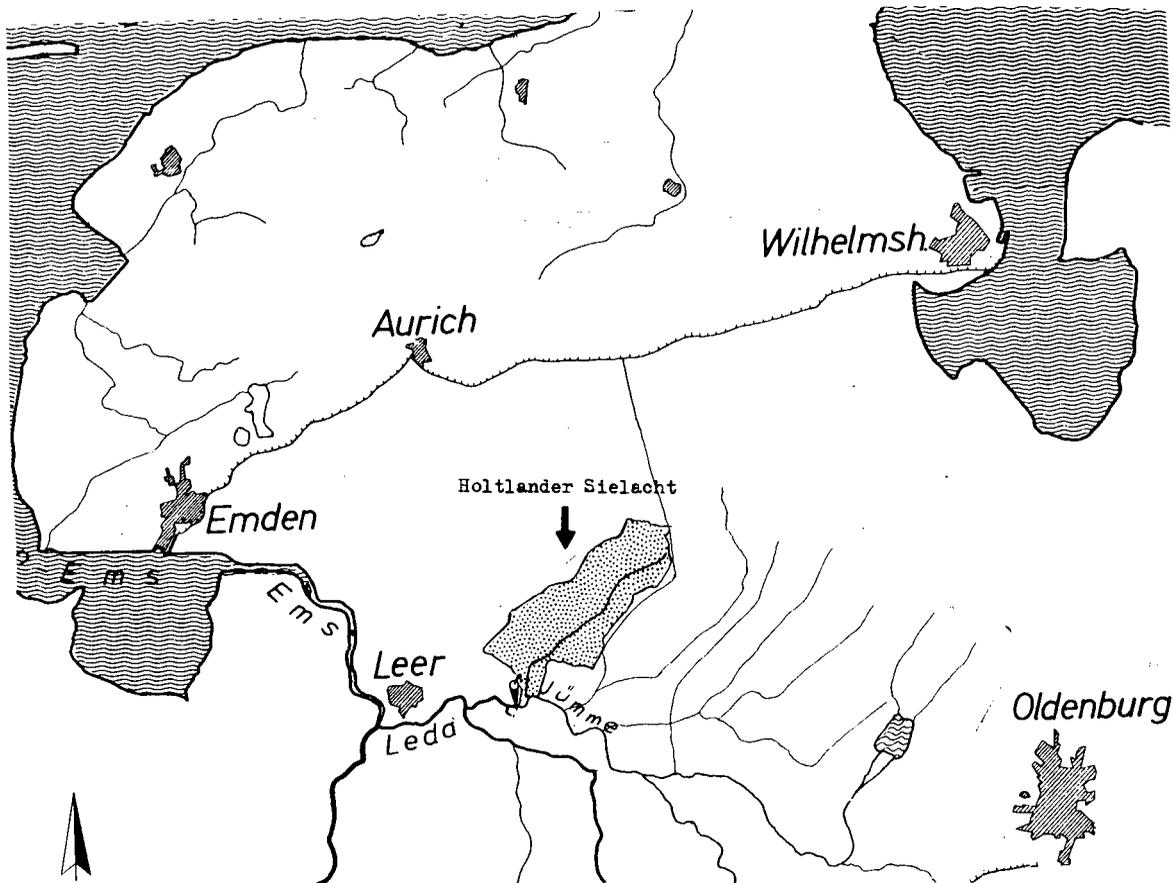


Abb. 2 Lageplan der Sielacht mit Vorflutsystem und Meßstellen

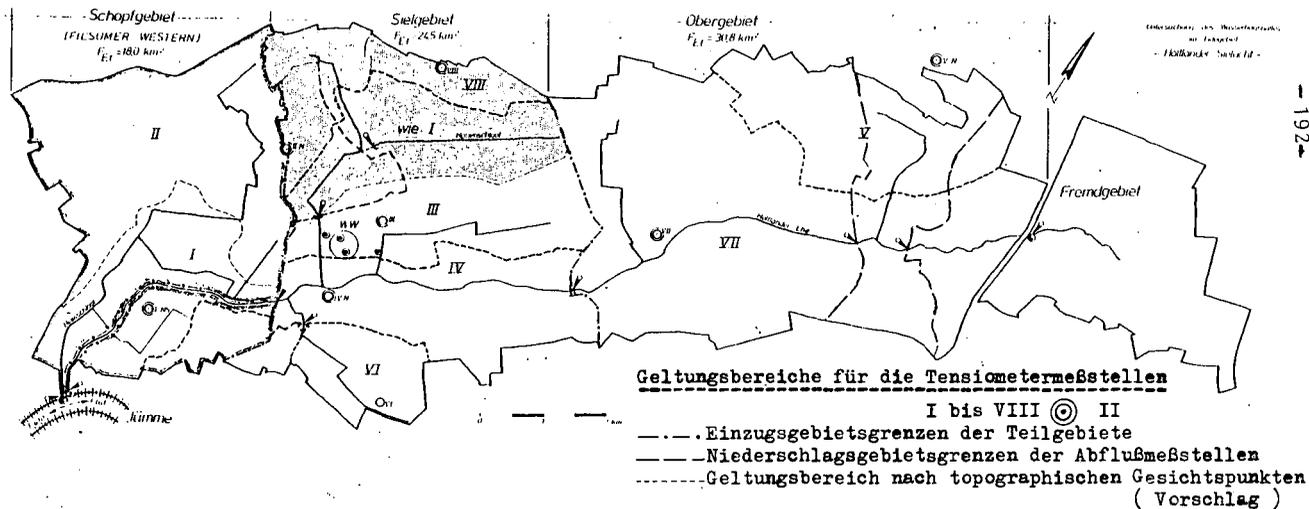
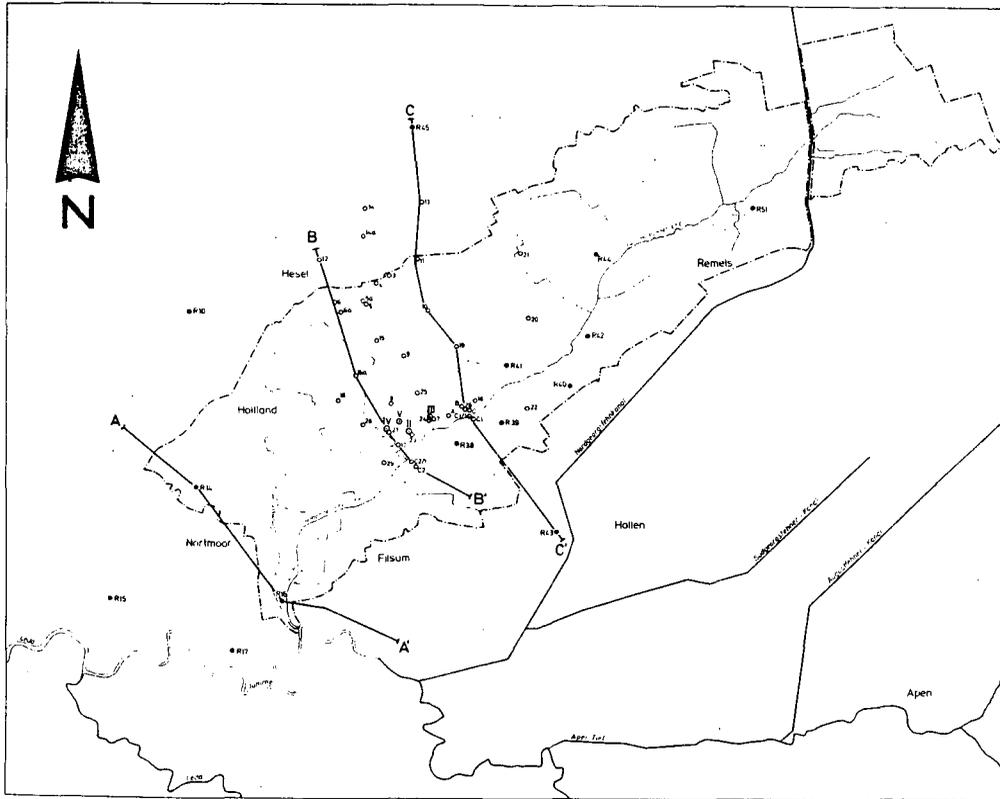


Abb. 3 Lageplan der geologischen Schnitte



- Aufschlußbohrungen z. Grundw.-Meßst. ausgebaut (WWA Aurich - Außenstelle Leer)
- Brunnen
- ◐ Grundw.-Meßst. } WWK Hasselt

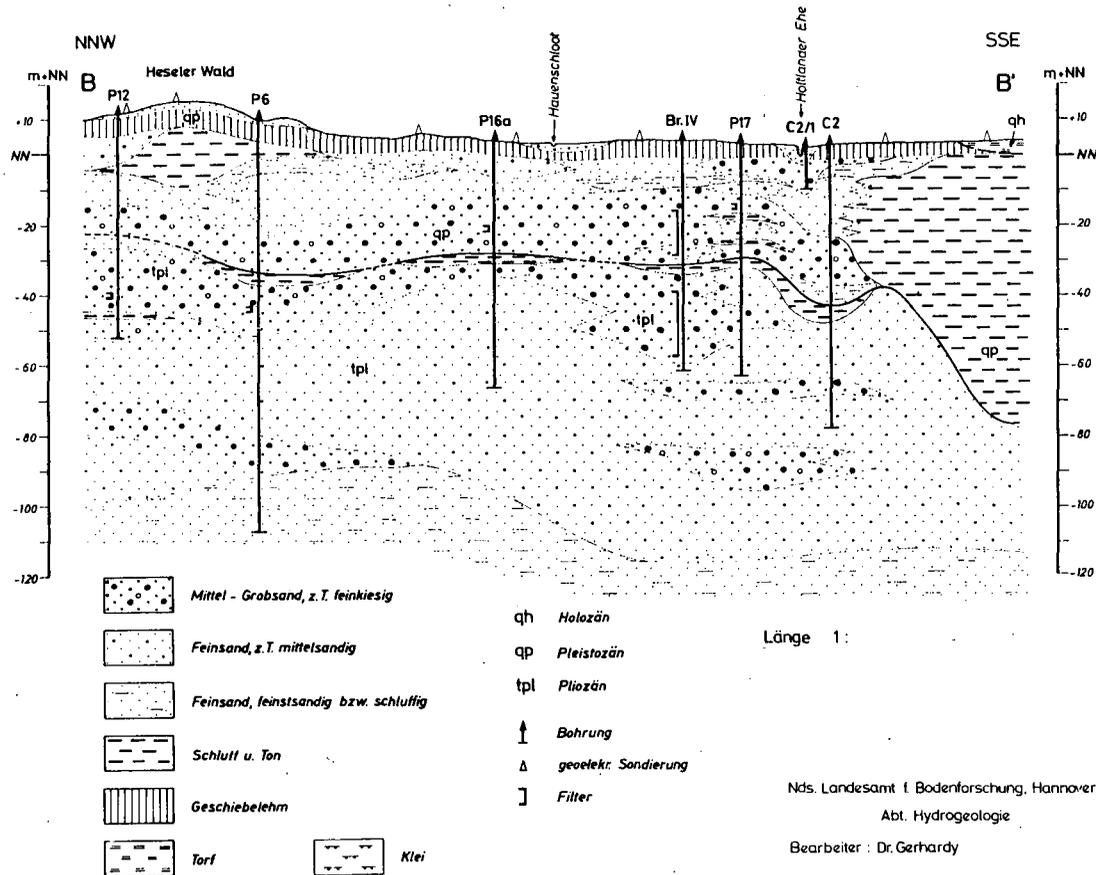
A—A' Geologischer Schnitt

--- Grenze des Niederschlagsgebietes der Hötter Sietacht

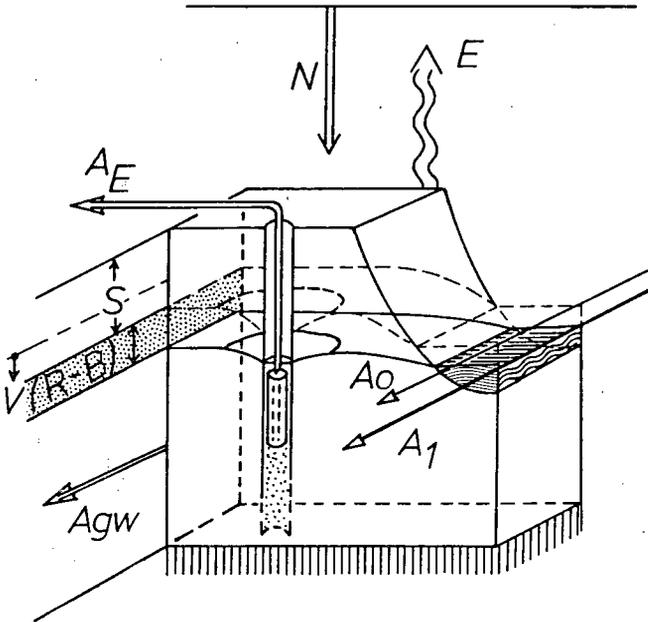


Nied Landesamt f. Bodenforschung Hannover
 Abt. Hydrogeologie
 Bearbeiter: Dr. Gerhardy

Abb. 4 Geologischer Schnitt BB'



Prinzipskizze



$$E = N - (A_0 + A_u + A_E + \Delta S + (R-B) + \Delta A_{gw})$$

unter der Annahme

$$A_0 + A_u = A \quad \text{und} \quad \Delta A_{gw} = 0$$

ergibt sich

$$E = N - (A + A_E + \Delta S + (R-B))$$

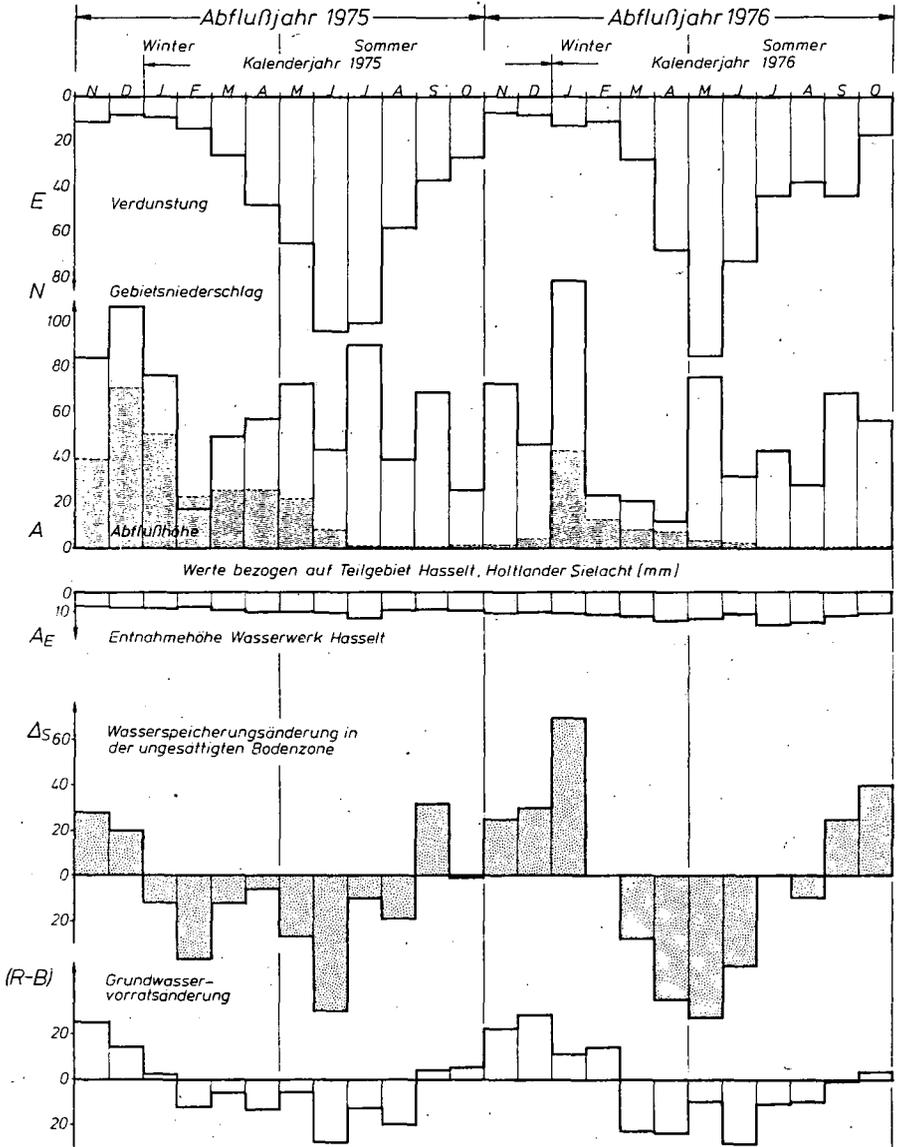
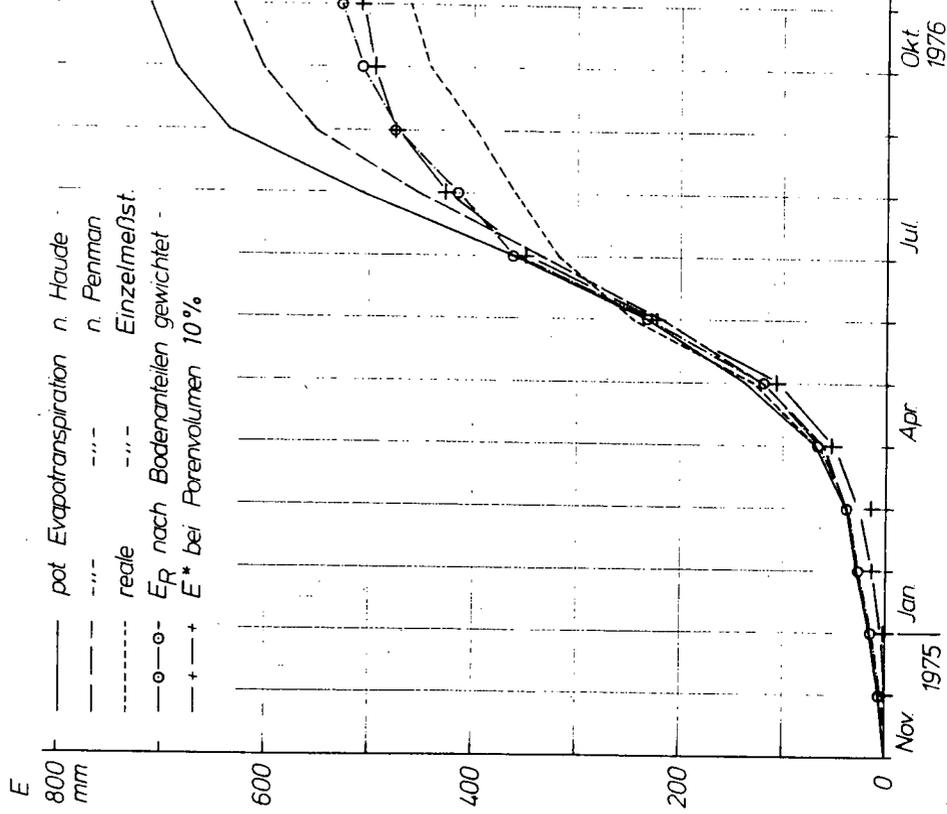


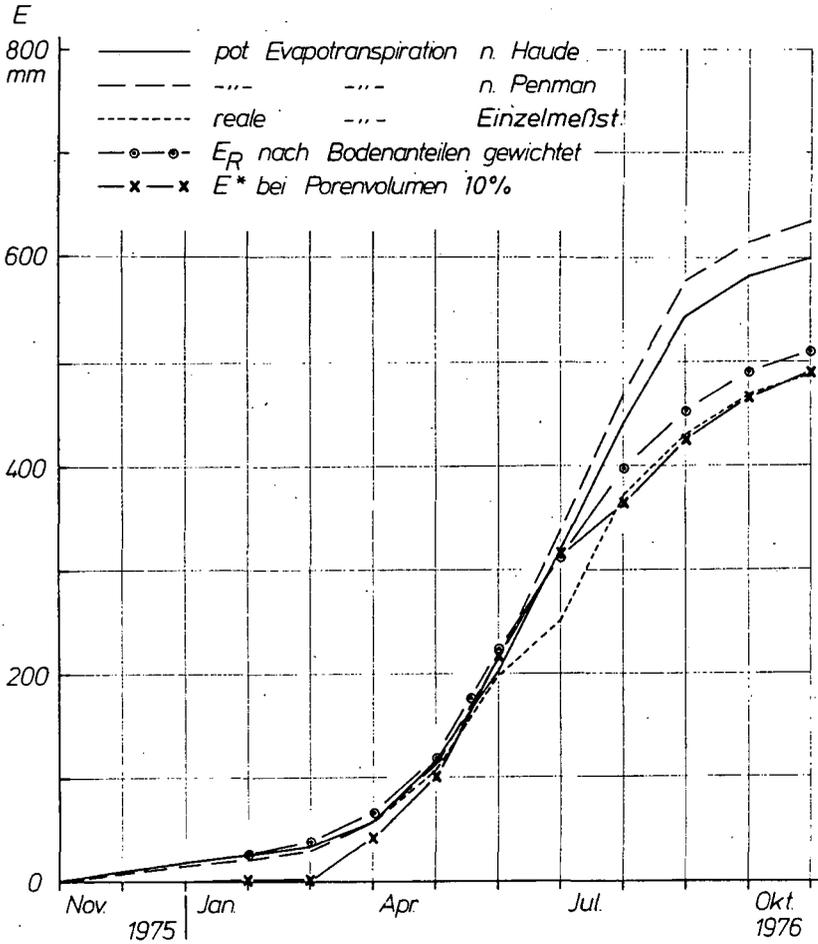
Abb. 6 Ganglinien der Wasserhaushaltskomponenten

Abb. 7

Abflußjahr 1976



Abflußjahr 1976



Summenkurve E Holtlander Sielacht — Filsumer Western

Einfluß der Beregnung auf den regionalen
Wasserhaushalt

von

M.Renger⁺ und Strebel, O.⁺⁺

1. Einleitung

In den letzten Jahren hat die Beregnung in Niedersachsen sehr stark zugenommen (Abb. 1). Nach Schätzung der Landwirtschaftskammer Hannover beträgt die Beregnungsfläche zur Zeit (ohne Abwasserberegnung) 120.000 ha. Bei einer mittleren Beregnungsmenge von 100 mm/Jahr errechnet sich daraus ein jährlicher Beregnungswasserbedarf von 120 Mill. m³. Davon werden über 90 % aus dem Grundwasser entnommen. Aus offenen Gewässern stehen nennenswerte Wassermengen für die Beregnung nur aus dem Elbeseitenkanal zur Verfügung. Die genehmigte Menge von 5 m³/sec wird in Zukunft für etwa 15.000 ha ausreichen. Da sich die Beregnung auf bestimmte Gebiete in Niedersachsen konzentriert, spielt der Faktor Beregnung für den regionalen Boden- und Grundwasserhaushalt eine entscheidende Rolle. Wenn mehrere Interessenten bei der Nutzung des Grundwassers (z.B. Trinkwasser und Beregnungswasser) auftreten, kommt es bereits heute zu Konfliktsituationen. Zur Lösung solcher Konflikte sind Daten über die reale Evapotranspiration und Grundwasserneubildung mit und ohne Beregnung erforderlich. Im folgenden Bericht wird für 2 Gebiete der Einfluß der Beregnung auf Evapotranspiration und Grundwasserneubildung näher untersucht.

2. Bestimmung der Evapotranspiration und Grundwasserneubildung

Die Bestimmung der realen Evapotranspiration (Ereal) erfolgte nach RIJTEMA (1968) mit Hilfe eines Simulationsmodells (RENGER, STREBEL

⁺ Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung und

⁺⁺ Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe,
3000 Hannover 51, Postfach 510153

u. BRUNKE 1977). Um möglichst langfristig gültige Mittelwerte zu erhalten, wurden die Berechnungen für den Zeitraum 1957 bis 1976 auf täglicher Basis durchgeführt.

Die jährliche Grundwasserneubildungsrate ergibt sich aus Niederschlag minus E_{real} .

3. Ergebnisse

Die reale Evapotranspiration (einschließlich Interzeption) von Beregnungsflächen ist im wesentlichen von folgenden Faktoren abhängig:

1. Kulturart
2. Pflanzenverfügbare Wassermenge
3. Beregnungssteuerung.

Der Einfluß der Kulturart auf die reale Evapotranspiration (einschließlich Interzeption) mit und ohne Beregnung für den Raum Hannover-Fuhrberg ist aus Abbildung 2 zu erkennen. Die dargestellten E_{real} -Werte sind Mittelwerte der Jahre 1957 bis 1976 und beziehen sich auf einen Standort mit einer pflanzenverfügbaren Bodenwassermenge (W_{pfl}) von 85 mm. Die Beregnung erfolgte in den von SCHMIDT und SIEGERT (1977) vorgeschlagenen kritischen Wasserbedarfszeitspannen bei jeweils 40 % nutzbarer Feldkapazität (nFK). Die jeweilige Beregnungsgabe betrug 35 mm.

Beim Grünland treten zwischen den beregneten und nicht beregneten Flächen Unterschiede in der realen Evapotranspiration von ≈ 150 mm auf: Die geringsten Unterschiede sind bei Wintergerste und Kartoffeln (≈ 80 mm) festzustellen. Auffallend sind die geringen E_{real} -Unterschiede zwischen den einzelnen Kulturen ohne Beregnung. Die Ursache liegt in der geringen pflanzenverfügbaren Bodenwassermenge (s. STREBEL und RENGER 1977/78).

In Abbildung 3 sind die reale Evapotranspiration und die Grundwasserneubildung (Niederschlag N minus E_{real}) für Winterweizen in Abhängigkeit von der pflanzenverfügbaren Bodenwassermenge und der Beregnungssteuerung dargestellt. Ohne Beregnung nimmt E_{real} mit steigender W_{pfl} zu. Bei Beregnung ist E_{real} davon abhängig, bei welchem Austrocknungsgrad (% nFK) die Beregnung erfolgt. Je später die Beregnung einsetzt, umso geringer ist der Wasserbedarf und damit E_{real} .

Bei regionalen Betrachtungen müssen zusätzlich der Anteil der Beregnungsfläche an der Gesamtfläche und die Bodennutzung berück-

sichtigt werden. Für den Fuhrberger Raum ergeben sich dabei die in Abbildung 4 dargestellten Beziehungen. Bei Böden mit z.B. 100 mm W_{pfl} und den angegebenen Nutzungsverhältnissen liegt die Gebietsverdunstung E_{real} bei ≈ 500 mm/Jahr und die Grundwasserneubildung bei 130 mm/Jahr. Die Evapotranspiration des Waldes wurde aufgrund von Ergebnissen eigener Geländeuntersuchungen dabei im Mittel um $\approx 15\%$ höher angesetzt als die von Ackerstandorten. In diesem Gebiet werden zusätzlich durch das Wasserwerk Fuhrberg im Mittel ca. 155 mm/Jahr für Trinkwasser aus dem Grundwasser entnommen. Die Zahlen zeigen, daß die mittlere Grundwasserneubildung des Gesamtgebietes geringer ist als die Trinkwasserentnahme. Die Folge ist eine laufende Vergrößerung des Absenkungstrichters. Bei der mittleren Niederschlagshöhe (1957 bis 1976) von 630 mm hält sich das Grundwasserdefizit (Grundwasserneubildung minus Grundwassernutzung) jedoch noch in Grenzen. Wesentlich größere Probleme treten in Gebieten mit geringeren Niederschlägen auf.

In Abbildung 5 sind für das niederschlagsarme Gebiet Lüchow-Dannenberg E_{real} und Grundwasserneubildung bei Winterweizen dargestellt. Man erkennt, daß auf den berechneten Flächen E_{real} bereits den Niederschlag übersteigt. Bei den in Abbildung 6 angenommenen Nutzungsverhältnissen ergeben sich bei 100 mm W_{pfl} im Mittel Gebietswerte für E_{real} von ≈ 530 mm/Jahr. Die Grundwasserneubildung liegt bei nur ≈ 30 mm/Jahr. Wenn in solchen Gebieten zwei Interessenten für das Grundwasser auftreten, kommt es sehr schnell zu harten Auseinandersetzungen, entsprechende Beispiele sind in Niedersachsen bereits bekannt. In solchen Fällen gilt es zunächst den Bedarf der Interessenten und die Grundwasserneubildung zu ermitteln. Z.B. sollte bei der Planung von Wasserwerken auch der Beregnungswasserbedarf für die Landwirtschaft mitberücksichtigt werden. Auf der Grundlage dieser Daten sollte anschließend die Lösung des Konfliktes erfolgen. Die Landwirte sind unter bestimmten Boden- und Klimabedingungen auf die Beregnung angewiesen, die Möglichkeiten der Wassereinsparung bei der Beregnung müssen aber stärker ausgeschöpft werden. Einsparungen allein werden nicht immer ausreichen. In bestimmten Fällen wird man ohne Festlegung von Höchstmengen und zugehörige Kontrollen nicht auskommen. Wenn man die notwendigen Maßnahmen rechtzeitig einleitet, sind Auswirkungen, wie sie im Rhein-Maingebiet aufgetreten sind, zu vermeiden. In diesem Gebiet hat man innerhalb von 15 Jahren den Grundwasserflurabstand von 1,5 auf 8 m unter GOF abgesenkt. Heute

müssen 120 Mill DM/Jahr aufgewendet werden, um die Schäden einigermaßen zu beheben.

Die aufgeführten Ergebnisse sollten zeigen, daß die Bodenhydrologie bei der Lösung derartiger Probleme einen entscheidenden Beitrag leisten kann.

4. Literatur

RENGER, M., O. STREBEL u. H. BRUNKE: Auswirkungen von Absenkungen des Grundwassers auf Evapotranspiration und Grundwasserneubildung. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., Bd. 25, H. 1, S. 89-100 (1977)

RIJTEMA, P. E.: On the relation between transpiration, soil physical properties and crops production as a basis for water supply plans. - Techn. Bull. 58, Inst. for Land and Water Management Research, Wageningen, 30 S. (1968)

SCHMIDT, E. und E. SIEGERT: Die Beregnungsbedürftigkeit landwirtschaftlicher Nutzflächen ausgewählter Standorte Niedersachsens. - Z. f. Bewässerungswirtschaft 12 (H. 1), S. 3-60 (1977)

STREBEL, O. und M. RENGERT: Einfluß von Vegetations- und Bodenunterschieden auf den Bodenwasserhaushalt. - Berichte über Landwirtschaft, Bd. 55, H. 4, S. 646-651 (1977/78)

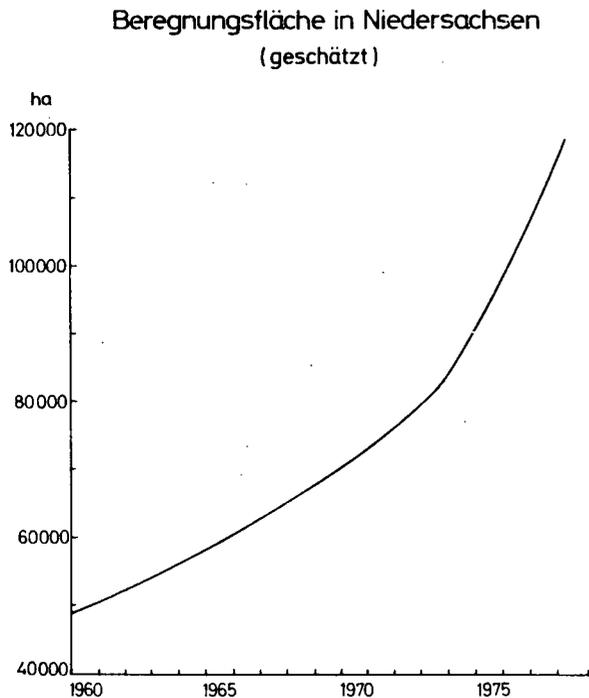


Abb. 1 Zunahme der Beregnungsfläche in Niedersachsen im Zeitraum 1960 - 1977

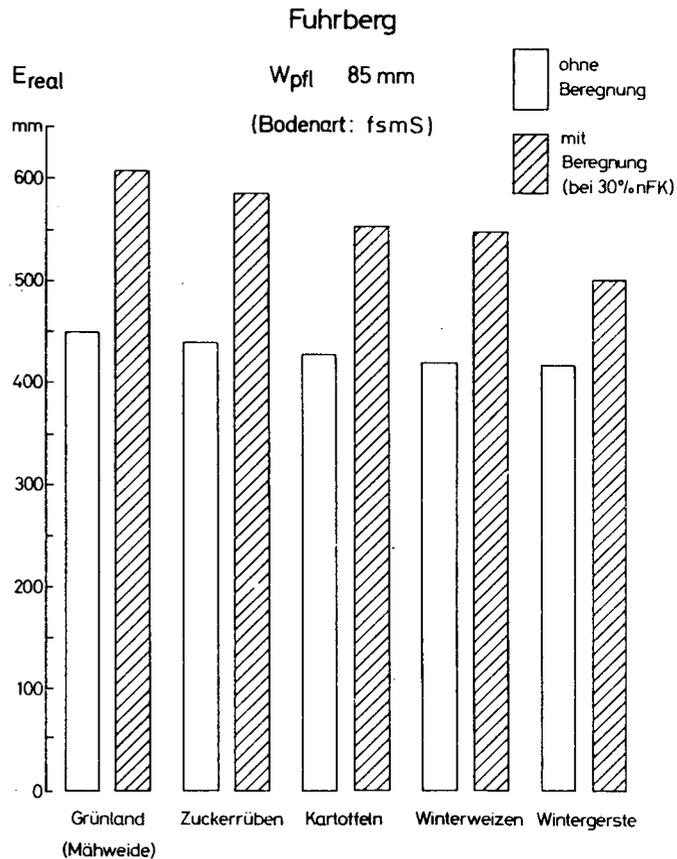


Abb. 2 Evapotranspiration (einschließlich Interzeption) verschiedener Kulturarten

Fuhrberg

Kulturart: Winterweizen

Mittelwerte der Jahre 1957-76

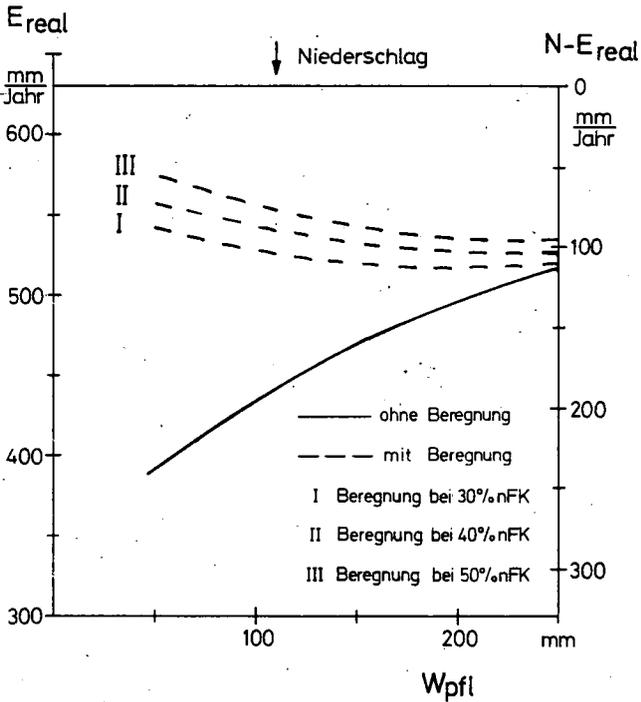


Abb. 3 Beziehung zwischen pflanzenverfügbarem Bodenwasser W_{pfl} und Evapotranspiration bzw. Grundwasserneubildung für Winterweizen im Raum Fuhrberg

Fuhrberg

Nutzung: 45 % Forst
55 % Landwirtschaft
Berechnungsfläche: 60 % der landwirtsch.
Nutzfläche

Kulturarten der
Berechnungsflächen: $\frac{2}{3}$ Getreide
 $\frac{1}{3}$ Hackfrüchte

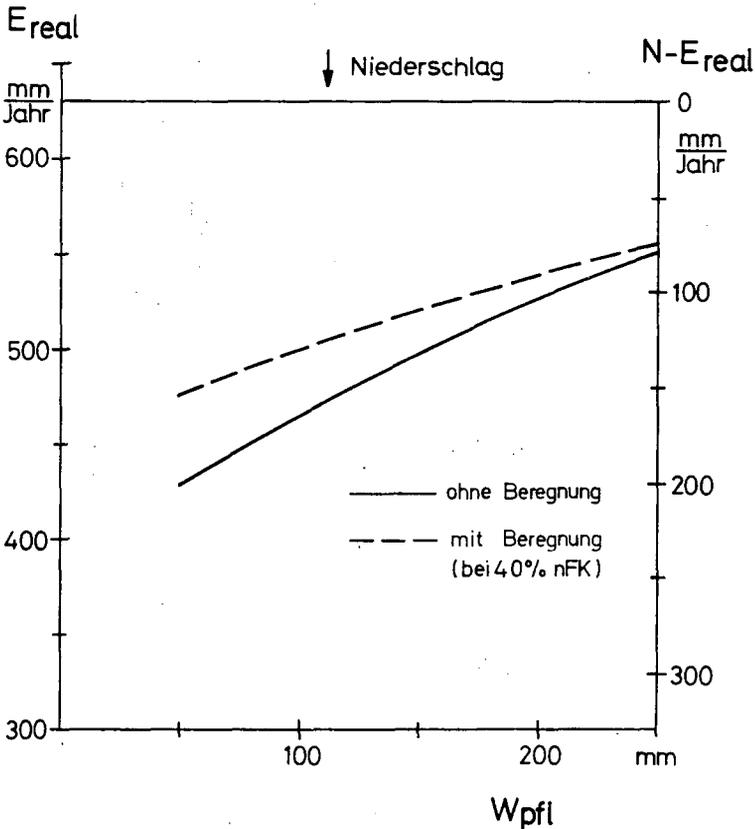


Abb. 4 Beziehung zwischen pflanzenverfügbarem Bodenwasser W_{pfl} . und Gebietswerten für Evapotranspiration bzw. Grundwasserneubildung im Raum Fuhrberg

Lüchow - Dannenberg

Kulturart: Winterweizen

Mittelwerte der Jahre 1957-76

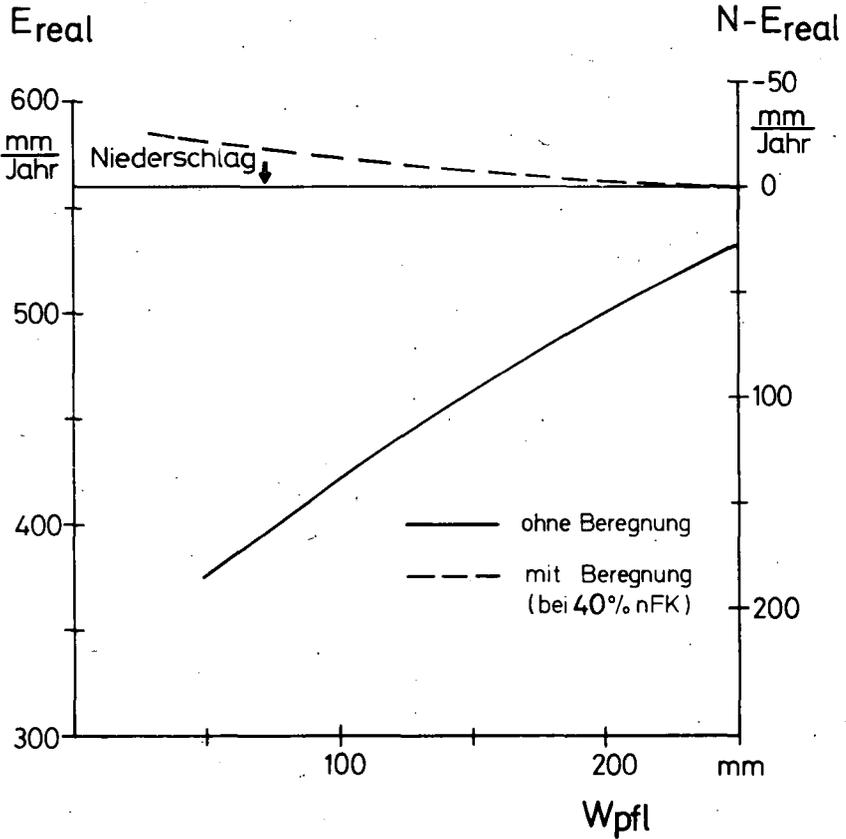


Abb. 5. Beziehung zwischen pflanzenverfügbarem Bodenwasser W_{pfl} und Evapotranspiration bzw. Grundwasserneubildung für Winterweizen im Raum Lüchow - Dannenberg

Lüchow - Dannenberg

Nutzung: 50% Forst
50% Landwirtschaft
Beregnungsfläche: 80% der landwirtsch.
Nutzfläche

Kulturarten der
Beregnungsflächen: $\frac{2}{3}$ Getreide
 $\frac{1}{3}$ Hackfrüchte

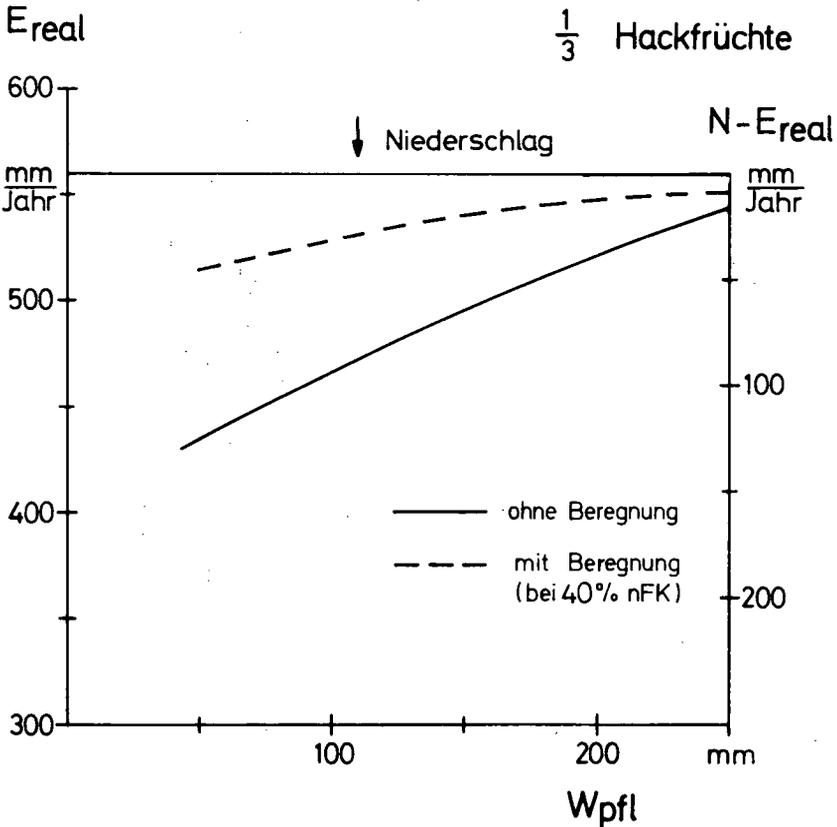


Abb. 6 Beziehung zwischen pflanzenverfügbarem Bodenwasser W_{pfl} . und Gebietswerten für Evapotranspiration bzw. Grundwasserneubildung im Raum Lüchow - Dannenberg



Pflanzenertrag und Wasserbilanz bei unterschiedlichen Grund-
wasserständen. - Lysimeterversuch -

von
FREDE, H.-G., u. B.MEYER⁺

Der Wasser-Bedarf der Pflanze wird aus drei Quellen gedeckt:

- 1). dem Niederschlag,
- 2). dem pflanzenverfügbaren Bodenwasser-Vorrat und
- 3). dem Grundwasser, sofern ein Grundwasser-Spiegel
in "pflanzenverfügbarer Tiefe" ansteht.

Die "pflanzenverfügbare Tiefe" eines Grundwasser-Spiegels, auch "Grenzflurabstand" genannt, setzt sich aus der pflanzen-spezifischen Durchwurzelungstiefe und der maximalen kapillaren Aufstiegshöhe zusammen. Dieser "Grenzflurabstand" kann in weiten Grenzen schwanken und vom kiesigen Sand bis zum Löß Werte von 1,2 bis 3,8 m unter Flur annehmen (RENGER et al., 2).

Steht ein Grundwasser-Spiegel in pflanzenverfügbarer Tiefe an, so beeinflußt er nicht nur den Pflanzen-Ertrag, sondern auch die folgenden Größen der Wasser-Haushaltsgleichung: Verdunstung, Sickerwasser-Spende und periodische Änderung des Bodenwasser-Vorrats.

Ziel unserer Lysimeter-Versuche soll sein, Grenzflurabstände für verschiedene Kulturpflanzen zu ermitteln, den Pflanzen-Ertrag bei unterschiedlichen Grundwasser-Ständen zu bestimmen und den Einfluß unterschiedlicher Grundwasser-Stände auf die einzelnen Größen der Wasser-Haushaltsgleichung zu quantifizieren.

Versuchsdurchführung

Der Aufbau und die Arbeitsweise der Lysimeter-Anlage sind bei FREDE, HUGENROTH und MEYER (1) beschrieben.

⁺Institut für Bodenkunde, von-Siebold-Str. 4, 3400 Göttingen

Versuchsjahr: 1977

Versuchsf Frucht: Hafer

Saat: 23. März 1977

Ernte: 25. August 1977

Düngung: Vor der Saat 150 kg K_2O /ha
120 kg P_2O_5 /ha

150 kg N/ha, aufgeteilt in 3 Gaben:

50 kg N/ha (NH_4NO_3) am 22.3.

60 kg N/ha (KNO_3) am 11.5.

40 kg N/ha ($Ca(NO_3)_2$) am 22.6.

Ergebnisse

Die Hafer-Erträge bei Grundwasser-Ständen von 1,25 bis 4,75 m unter Flur, aufgegliedert in Korn- und Stroh-Erträge, zeigt Tab. 1.

Tab. 1 Hafer-Erträge von 4 Grundwasser-Lysimetern mit Grundwasser-Ständen von 1,25 bis 4,75 m unter Flur. Angaben in (dt/ha TrM)

Lysimeter	1,25	2,25	3,50	4,75	GD _{5%}
Korn	43,5	42,4	41,5	40,1	0,83
Stroh	41,6	41,5	41,1	38,1	1,24
Gesamt	85,1	83,9	82,6	78,2	

Sowohl die Korn- als auch die Stroh-Erträge zeigen eine klare Tendenz des abnehmenden Ertrages bei fallendem Grundwasser-Stand.

Es bleibt die Frage zu beantworten: Ist die höhere Ertragsleistung bei erhöhtem Grundwasser-Stand direkt einem erhöhten Wasser-Angebot und, damit verbunden, einem höheren Wasser-Verbrauch zuzuschreiben oder hat der unterschiedliche Grundwasser-Stand auch Einfluß auf andere ertragsbeeinflussende Größen?

Durchwurzelung

Ein wesentlicher ertragsbeeinflussender Faktor ist die Intensität der Durchwurzelung und, damit verbunden, das Vermögen der Pflanze zur Nährstoff-Erschließung und zur Wasser-Aufnahme.

Das Wurzel-Wachstum erstreckte sich auf eine Tiefe bis zu 140 cm.

Abbildung 1 zeigt, daß mit fortschreitender Entwicklung des Hafers die Intensität der Durchwurzelung und die Tiefe der Durchwurzelung zunehmen. Als Hauptraum der Durchwurzelung kann die Tiefe bis 80 cm angesehen werden. Zur Ernte waren 80 % der Gesamt-Wurzelmasse in der Tiefe 0-80 cm nachzuweisen. 90 % der Wurzel-Masse verteilten sich auf eine Tiefe von 0-100 cm.

Auffällig ist die um 20-30 % größere Wurzel-Masse bei Ly 1,25 gegenüber Ly 4,75. Der höhere TrM-Ertrag bei hohem Grundwasser-Stand spiegelt sich also auch in einer erhöhten Produktion von Wurzel-Masse wider.

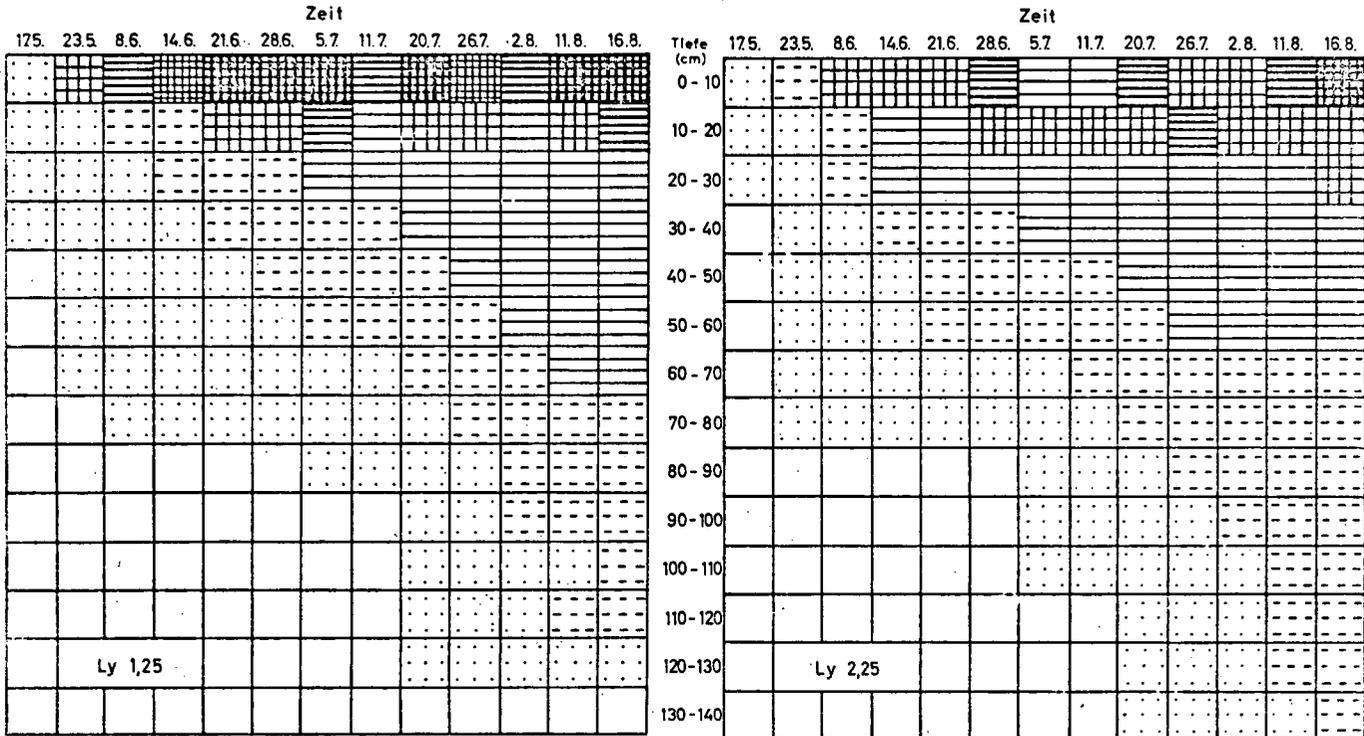
Dieses Ergebnis läßt den Schluß zu, daß bei hohem Grundwasser-Stand die Wasser-Aufnahme durch das Vorhandensein von mehr und leicht pflanzenverfügbarem Wasser erhöht wird und daß dadurch ein verbessertes Sproß-Wachstum gegeben ist, das wiederum eine erhöhte Ableitung von Assimilaten in die Wurzeln ermöglicht.

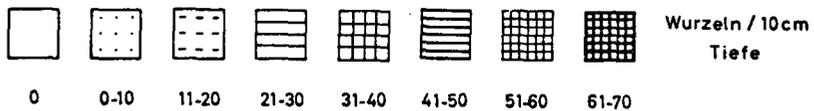
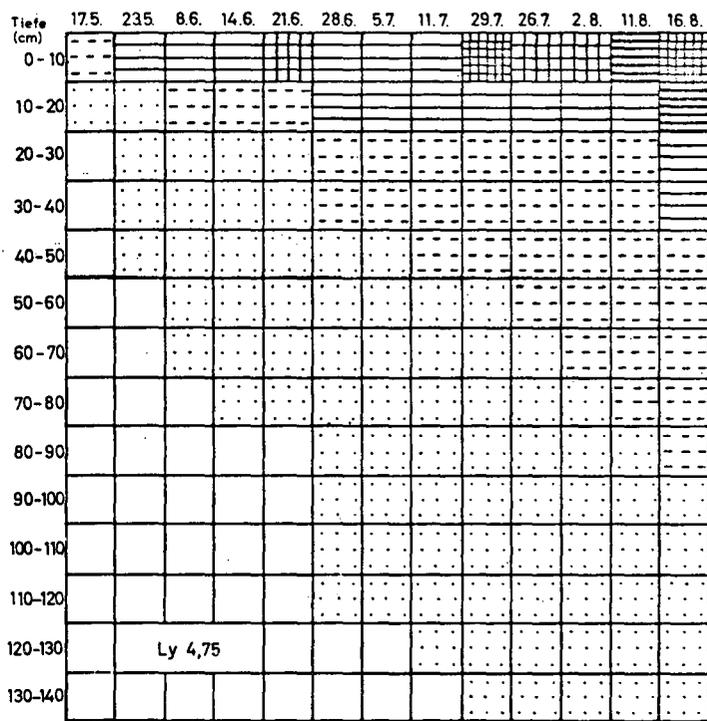
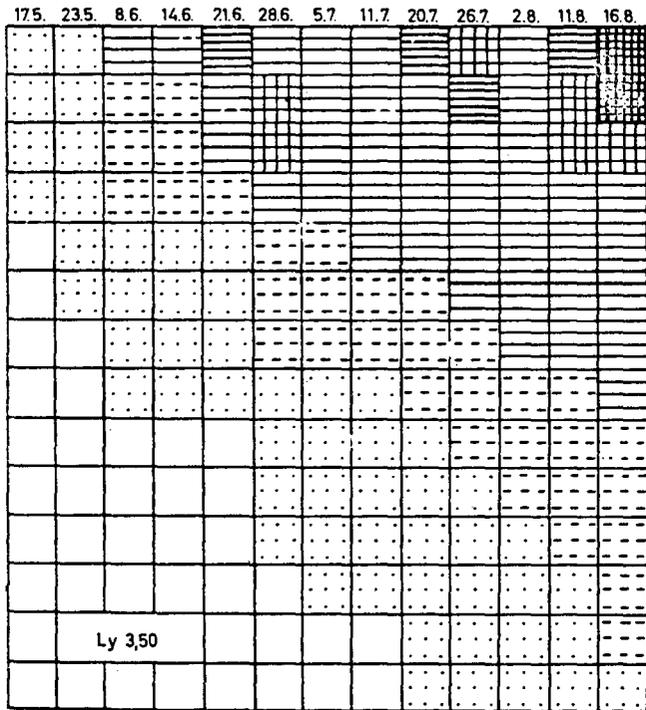
Wasser-Bilanzen

Da im Sommer 1977 noch keine kontinuierliche Messung einer Änderung der Bodenwasser-Vorräte möglich war, konnte nur der Gesamt-Wasser-Verbrauch vom Versuchsbeginn (hier wurde während der Befüllung der Lysimeter der Wassergehalt bestimmt) bis zur Ernte (hier erfolgte eine erneute gravimetrische Bestimmung) Berücksichtigung finden. Diesem Umstand ist es auch zuzuschreiben, daß die Wasser-Mengen, die aus der Bewässerung drei Monate vor der Einsaat des Hafers stammen, mit in die Bilanz eingehen mußten.

Tabelle 2 zeigt die Wasser-Bilanzen bei unterschiedlichen Grundwasser-Ständen. In diesen Bilanzen wurde die "Evapotranspiration u. Interception (ETI)" als einzige nicht direkt meßbare Größe durch Differenz-Rechnung ermittelt.

Abb.1 Durchwurzelungsintensität in Abhängigkeit von der Zeit und der Grundwassertiefe





Tab.2 Wasser-Bilanzen von 4 Grundwasser-Lysimetern vom Versuchsbeginn (17.11.76) bis zur Hafer-Ernte (25.8.77), Angaben in mm

	(N+B) + AG = ETI + S + ΔR
Ly 1,25	436 + 135 = 426 + 83 + 62
Ly 2,25	494 + 40 = 407 + 85 + 42
Ly 3,50	608 + 3 = 405 + 130 + 76
Ly 4,75	707 + 0 = 358 + 205 + 144

N = Niederschlag
 B = Beregnung
 ETI = Evapotranspiration + Interception
 S = Sickerwasser
 ΔR = Vorratsänderung
 AG = Aufstieg aus Grundwasser

Die unterschiedliche Sickerwasser-Spende ist in erster Linie auf die Bewässerung zurückzuführen, die bei Lysimeter 1,25 0 mm und bei Lysimeter 4,75 271 mm betrug.

Die positive Vorratsänderung der einzelnen Lysimeter ist das Ergebnis der Aufsättigung von oben und von unten. Bei Versuchsbeginn hatte der Löß einen Wasser-Gehalt von 0 25,9 Vol.%.
 Bei einem Grundwasser-Stand von 4,75 m fand kein Wasseraufstieg vom Grundwasser zum Wurzelraum statt.

Bei einem Grundwasser-Stand von 3,5 m betrug die aus dem Grundwasser aufgenommene Wasser-Menge 3 mm. Die Aufnahme begann am 25. Juli, also 4 Wochen vor der Ernte, mit Aufstiegsraten von maximal 0,2 mm/Tag. Diese Mengen und Tagesraten dürfen für die Ertragsbildung als bedeutungslos angesehen werden. RENGGER et al. (2) setzen z.B. die Grenze einer Ertragsbeeinflussung bei einer maximalen Aufstiegsrate von 0,2 mm/Tag an.

Bei einem Grundwasser-Stand von 2,25 m setzte die Wasseraufnahme vom Grundwasser her am 10. Juni ein und erreichte maximale Tages-Raten von 0,9 - 1 mm/Tag. Stand das Grundwasser 1,25 m unter Flur, so stieg die Gesamt-Aufnahme auf 135 mm. Es wurden im Juli nach einer 20-tägigen, weitgehend niederschlagsfreien

Periode bis zu 4,6 mm/Tag aufgenommen. Grundwasser wurde hierbei nicht nur kapillar transportiert, sondern auch direkt von Haferwurzeln aufgenommen, wie die Beobachtung in den Mini-Rhizotronen zeigte .

Der hohe Grundwasser-Stand hatte aber auch eine hohe kapillare Sättigung des Lysimeter-Bodens zur Folge, wie die Bestimmung der Wassergehalte am Ende des Versuches und auch der Verlauf der Bodentemperaturen zeigten.

Aus Abb. 2 ist zu ersehen, daß der Grad der Austrocknung der Lysimeter mit zunehmender Grundwasser-Tiefe stieg. Der hohe kapillare Füllungsgrad bei Ly 1,25 hatte zur Folge, daß im Sommer in der Phase durchgehend aufwärts gerichteter Wasser-Bewegung bei einem Gewitterregen von 34 mm bereits 3 Tage später 10 mm in Form einer Verdrängungsbewegung ins Grundwasser übergetreten waren.

Die Zunahme der Boden-Feuchte oberhalb 80 cm ist auf hohe Niederschläge (66 mm) in den letzten 14 Tagen vor der Ernte zurückzuführen.

Wasser-Verbrauch von Hafer

Die in Tabelle 2 angegebenen Beträge der Evapotranspiration umfassen den Zeit-Abschnitt vom Versuchsbeginn bis zur Ernte des Hafers. Um den Wasser-Verbrauch des Hafers bestimmen zu können, war der Betrag der Evapotranspiration vom Versuchsbeginn bis zum Aufgang des Hafers von der Gesamt-Verdunstung abzuziehen. Für diesen Zeit-Abschnitt wurde die aktuelle gleich der potentiellen Verdunstung gesetzt. Winterliche Niederschläge und Beregnung hatten den Oberboden bis zur Feldkapazität aufgesättigt, so daß das Verhältnis aktuelle : potentielle Verdunstung mit 1 angesetzt werden konnte.

Tab.3 ETI-Beträge, TrM-Erträge (Korn+Stroh) und Transpirationskoeffizienten von Hafer bei unterschiedlichen Grundwasser-Ständen (gerechnet vom Aufgang bis zur Ernte des Hafers)

	ETI mm	TrM-Ertrag Korn+Stroh dt/ha	Transpirations- Koeffizienten l/kg TrM
Ly 1,25	319	85,1	374
Ly 2,25	301	83,9	359
Ly 3,50	299	82,6	361
Ly 4,75	252	78,2	322

Wie Tabelle 3 zeigt, ist der Wasser-Verbrauch von Lysimeter 1,25 gegenüber Lysimeter 4,75 um 67 mm gestiegen. Dabei ist ein TrM-Mehrertrag von ca. 7 dt/ha erzielt worden.

Die Transpirations-Koeffizienten als Maßstab der Produktivität, bezogen auf den Wasser-Verbrauch zeigen, daß die Wasser-Menge, die zur Erzeugung von 1 kg TrM benötigt wird, um 52 l steigt, wenn der Grundwasser-Stand von 4,75 auf 1,25 m unter Flur ansteigt.

Bei einem Grundwasser-Stand von 2,25 bis 3,5 m unter Flur ist kein Unterschied im Wasser-Verbrauch und nur ein geringer im TrM-Ertrag festzustellen. Dieses läßt sich auf den hohen Anteil langsam dränender Poren und Mittelporen zurückführen, die eine ausreichende kapillare Wasser-Versorgung bis zu einer Tiefe von 3,5 m unter Flur gewährleisten.

Verglichen mit anderen Untersuchungen ist allerdings auch der Wasserverbrauch von Ly 1,25 noch nicht als extrem anzusehen. DE WIT (3) fand in Feld-Versuchen mit Hafer Transpirations-Koeffizienten von 380 l/kg TrM.

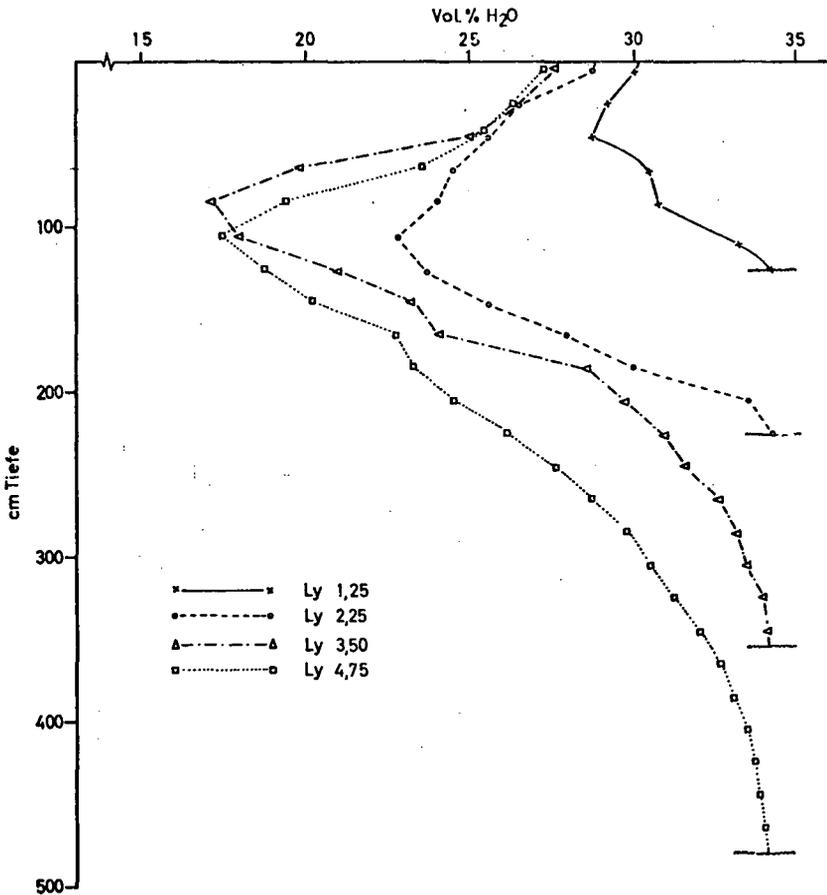


Abb.2 Wassergehalte von 4 Grundwasserlysimetern zum Zeitpunkt der Haferernte (25.8.1977)

Zusammenfassung

In 4 Großlysimetern wurde der Einfluß von unterschiedlichen Grundwasser-Ständen (1,25 - 4,75 m unter Flur) auf die Ertragsbildung von Hafer und auf die einzelnen Größen der Wasser-Haushaltsgleichung untersucht.

1. Der Korn- und Stroh-Ertrag nimmt mit tiefer liegendem Grundwasser-Stand ab. Als Gründe für die Abnahme des Ertrags sind zu nennen:
 - a. abnehmende Intensität der Durchwurzelung bei sinkendem Grundwasser-Stand
 - b. eine um maximal 67 mm verminderte ETI-Rate
2. Ein Vergleich der Transpirations-Koeffizienten zeigt, daß der Wasserverbrauch pro erzeugter Einheit Trockenmasse mit steigendem Grundwasser-Stand steigt.
3. Bei Grundwasser-Ständen von 2,25 - 3,5 m unter Flur wird kein großer Ertragsunterschied bei etwa gleichem Wasser-Verbrauch festgestellt.

Literatur

- 1 FREDE, H.-G., P. HUGENROTH u. B. MEYER: Eine Grundwasser-Lysimeter-Anlage zur Erfassung der Boden-Wasserhaushaltsbilanz und pflanzlichen Wasserversorgung bei unterschiedlichem Grundwasser-Stand. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 26, (1978)
- 2 RENGER, M., H. VOIGT, O. STREBEL u. W. GIESEL: Beurteilung bodenkundlicher, kulturtechnischer und hydrologischer Fragen mit Hilfe von klimatischer Wasser-Bilanz und bodenphysikalischen Kennwerten. Z. f. Kulturtechnik und Flurbereinigung 15, 206 - 221 (1974)
- 3 DE WIT, C.T.: Transpiration and crop yields. Verslagen van Landbouwkund. Onderzoek. 64.6 59-88 (1958)

ISSN 0343-107X

Kontinuierliche Ausflussmethode zur Bestimmung der Desorptionskurve
und der Wasserleitfähigkeit im ungesättigten Boden.

von

Germann, P.⁺, Vogelsanger, W.⁺⁺, Lüscher, P.⁺⁺, Läser, H. P.⁺⁺.

1. Einleitung

Die Untersuchung des Wasserhaushaltes eines Bodens benötigt die Beziehung $S(w)$ (Saugspannung des Bodenwassers in Funktion des Wassergehaltes) und $k(S)$ (Wasserleitfähigkeit in Funktion der Saugspannung).

Schwierigkeiten treten dann auf, wenn die beiden Funktionen in skelettreichen, ungestörten Böden bestimmt werden sollen. Benecke et al. (1976) haben eine Ausfluss-Methode beschrieben, welche die gleichzeitige Bestimmung der beiden Funktionen an skeletthaltigen, ungestörten Bodenproben erlaubt. Die Absenkung erfolgt hier stufenweise.

Davon ausgehend wurde an der Professur für Bodenphysik der ETH Zürich eine kontinuierliche Ausfluss-Methode entwickelt, deren Resultate nachfolgend vorgestellt werden sollen.

2. Beschreibung der kontinuierlichen Ausfluss-Methode

2.1. Mess-Apparatur (siehe Abb. 1)

Die in einem Paraffinmantel eingegossene, zylinderförmige Bodenprobe wird auf eine Filterplatte (1 Bar Ceramic Plates von Soil Moisture) gebracht. Die Platte ist in einen Aluminium-Ring mit Aluminium-Sockel eingebaut. Zwischen Platte und Ring ist ein schmaler Zwischenraum vorhanden. Der Sockel weist 2 Ausflüsse auf. Nahe der beiden Proben-Querflächen wird je 1 Tensiometer eingelegt. (Durchmesser 7 mm, Länge 80 mm). Die beiden Tensiometer sind nach einer Seite hin abgeschlossen, nach der anderen stehen sie mit einem Manometer in Verbindung. Die abgeschlossenen Enden dienen der Entlüftung des Systems. Mit Hilfe gesiebter Feinerde wird der Kontakt der Probe mit der Platte und der Tensiometer mit dem Boden gewährleistet. Die

+ Versuchsanstalt f. Wasserbau, Hydrologie u. Glaziologie, ETH-Zentrum,
8092 Zürich

++ Professur f. Bodenphysik, ETH-Zürich, Zürcherstrasse 111,
8903 Birmensdorf

äußere Randstelle Probenkörper-Platte ist mit Ton und Paraffin abgedichtet, die obere Querfläche der Probe mit einer Plastikfolie als Schutz vor Evaporation abgedeckt.

Die Probe wird von unten her über die Filterplatte kapillar gesättigt. Dazu wird der Zwischenraum Platte-Sockel entlüftet, ein Ausfluss geschlossen und der andere Ausfluss mit einem Wasservorratsgefäß auf das Niveau der Platte gehoben.

Bei der kontinuierlichen Absenkung des Ausflussniveaus geschieht folgendes: Durch die hängende Wassersäule entsteht in der Probe ein hydraulischer Gradient, die Bodenprobe wird über die Filterplatte langsam entwässert. Mit zunehmender Absenktiefe $h(t)$ werden die Saugspannungen an den beiden Messtellen grösser, die totalen Wasserpotentiale $\phi(t)$ nehmen ab (siehe Abb. 2).

Für jeden beliebigen Zeitpunkt können die Potentiale an den beiden Messtellen sowie die ausgeflossene Wassermenge abgelesen werden. Mit zunehmender Absenkdauer wird der Ausfluss pro Zeiteinheit immer kleiner.

2.2. Berechnung der gesuchten Beziehungen

Ausgehend von Abb. 1 und Abb. 2 lassen sich die gesuchten Funktionen wie folgt berechnen:

2.2.1. Saugspannung in Funktion des Wassergehaltes $S(w)$

Für die Beziehung sind notwendig:

- a.) Der Wassergehalt w zum Zeitpunkt t und
- b.) Die Saugspannung S zum Zeitpunkt t

Der Wassergehalt $w(t)$ errechnet sich:

$$\underline{w(t)} = w(tE) + \left[\frac{(Q(tE) - Q(t)) \cdot 100}{V} \right] \quad [\text{in } \%_V] \quad \textcircled{1}$$

Dem errechneten Wassergehalt wird eine mittlere Saugspannung des gleichen Zeitpunktes zugeordnet:

$$\underline{S_m(t)} = \frac{\phi_u(t) + \phi_o(t) + \Delta z}{2} \quad [\text{in cm WS}] \quad \textcircled{2}$$

- wobei:
- $w(t)$ = Wassergehalt zum Zeitpunkt t (in $\%_V$)
 - $w(tE)$ = Wassergehalt am Ende der Absenkung (in $\%_V$)
 - $Q(tE)$ = Ausgeflossene Wassermenge am Ende der Absenkung (in cm^3)
 - $Q(t)$ = Ausgeflossene Wassermenge zum Zeitpunkt t (in cm^3)
 - V = Volumen der Bodenprobe (in cm^3)

$S_m(t)$ = Mittlere Saugspannung zum Zeitpunkt t (in cm WS)

$\Phi_u(t)$ = Potential unten zum Zeitpunkt t (in cm WS)

$\Phi_o(t)$ = Potential oben zum Zeitpunkt t (in cm WS)

Die Funktion $S_m(w(t))$ errechnet aus den Formeln ① und ② ergibt für jede Ablesung einen Punkt der gesuchten Desorptionskurve. Werden genügend viele Wertpaare bestimmt, kann über die Zeit interpoliert werden.

2.2.2. Ungesättigte Wasserleitfähigkeit $k(S)$

Grundlage für die Berechnung ist das Transportgesetz nach Darcy:

$$k(S) = - \frac{v}{i} \quad \textcircled{3}$$

v = Filtergeschwindigkeit des Wassers (in cm . s⁻¹)

i = Hydraulischer Gradient

$$i = \frac{\Delta\Phi}{\Delta z}$$

wobei: Φ = Totale Wasserpotential (pro Gewichtseinheit Wasser, damit Dimension einer Länge)

z = Geodätische Höhe, Δz entspricht dem vertikalen Abstand zwischen den beiden Tensiometer-Messstellen.

Der Hydraulische Gradient i und die Filtergeschwindigkeit v berechnen sich wie folgt:

$$\frac{v}{A} = \frac{\Delta Q}{\Delta t \cdot A} = \frac{Q(t_2) - Q(t_1)}{(t_2 - t_1) \cdot A} \quad \textcircled{4}$$

und

$$i = \frac{\Delta\Phi}{\Delta z} = \frac{\left[\frac{\Phi_o(t_2) + \Phi_o(t_1)}{2} \right] - \left[\frac{\Phi_u(t_2) + \Phi_u(t_1)}{2} \right]}{\Delta z} \quad \textcircled{5}$$

A = Untere Probenquerfläche (in cm²)

Δt = Zeitintervall ($t_2 - t_1$), über welches der k -Wert berechnet wird.

Der k -Wert wird unter der Annahme quasistationärer Bedingungen berechnet.

$$\begin{aligned} \text{Also: } k \left[\frac{t_2 + t_1}{2} \right] &= - \frac{v}{i} = \\ &= - \left[\frac{Q(t_2) - Q(t_1)}{(t_2 - t_1) \cdot A} \right] \cdot \frac{2 \cdot \Delta z}{\left[\Phi_o(t_2) + \Phi_o(t_1) - \Phi_u(t_2) - \Phi_u(t_1) \right]} \quad \textcircled{6} \end{aligned}$$

Bei einem Austrocknungsvorgang ist in der Regel der unterste Bereich am stärksten ausgetrocknet. Daher wird die Saugspannung der unteren Messstelle dem errechneten k -Wert zugeordnet.

$$Su \left[\frac{t_2 + t_1}{2} \right] = 0,5 [\psi_u(t_2) + \psi_u(t_1)] \quad (7)$$

2.3. Vorbereitung der Probe

Im betreffenden Horizont wird ein Bodenzylinder der gewünschten Grösse herauspräpariert. Ein Holzkragen wird an der Basis horizontalisiert und mit Ton abgedichtet. Anschliessend stülpt man einen PVC-Ring (Durchmesser 25 cm, Höhe 10 cm) über die Probe und dichtet ebenfalls mit Ton ab. Der Zwischenraum zwischen Probe und PVC-Ring entspricht der Wanddicke des Paraffin-Mantels (ca. 2,0 - 2,5 cm). Unmittelbar vor dem Eingiessen des Paraffins wird die Probe in den Randpartien mit flüssigem Stickstoff gefroren, um ein möglichst rasches Abkühlen des Paraffins zu erreichen. Dadurch wird verhindert, dass Paraffin im flüssigen Zustand in die Randzonen der Probe eindringt. Nach dem Erstarren des Paraffins wird die Probe vom Unterboden gelöst und ins Labor transportiert.

Der PVC-Ring wird von der Probe getrennt und am Probenkörper unten eine ebene Querfläche herauspräpariert. An beiden Querflächen werden Tensiometer eingelegt und mit Feinerde so eingebettet, dass der Kontakt mit der Bodenmatrix gewährleistet ist. Die gesamte Probe wird gemäss Abb. 1 in die Plattenapparatur eingebaut.

2.4. Datenerhebung

Nach erfolgter kapillarer Sättigung über die Platte werden das Ausfluss-Niveau und das Auffanggefäss mit Hilfe eines Uhrwerkes oder einer anderen geeigneten Apparatur kontinuierlich abgesenkt (Geschwindigkeit ca. 15 cm pro Tag).

Während der Absenkung werden die folgenden Grössen abgelesen:

- Das Potential des Tensiometers oben in Funktion der Zeit $\psi_o(t)$,
- Das Potential des Tensiometers unten in Funktion der Zeit $\psi_u(t)$,
- Die ausgeflossene Wassermenge in Funktion der Zeit $Q(t)$,

Die Ablese-Intervalle richten sich nach der Menge des ausgeflossenen Wassers, d.h., mit zunehmender Dauer der Absenkung werden die Ablese-Intervalle immer grösser.

Zwischen den beiden Messtellen ist ein Gradient von 1 anzustreben.

Um die Berechnung der gesuchten Funktionen nach den Ausdrücken 1, 2, 6 und 7 durchführen zu können, sind nach der Absenkung die folgenden zeitunabhängigen Parameter zu bestimmen:

- Volumen der Probe (V),
- Untere Querfläche der Probe (A),
- Trockengewicht der Probe (G),
- Vertikaler Abstand der Tensiometer (Δz),
- Wassergehalt, bezogen auf das Volumen ($w(tE)$)

Zur Charakterisierung der Probe können zusätzliche Parameter erhoben werden (z.B. Skelettgehalt).

3. Praktisches Beispiel

Im Rahmen der laufenden Arbeiten der Professur für Bodenphysik ist an verschiedenen Bodentypen die Ausfluss-Methode getestet worden. Als Beispiel werden Ergebnisse einer extrem skelettreichen Rendzina (Weissenstein im Schweizer Falten-Jura) diskutiert. (siehe Tab. 1)

In Abb. 3 und Abb. 4 werden die Ergebnisse von Lauf 1 und Lauf 2 der gleichen Probe miteinander verglichen. Die Kurven sind praktisch identisch. Abweichungen treten vor allem zu Beginn der Absenkung auf, wo die Anfangsbedingungen nicht ganz übereinstimmen (ungleiche Sättigung der Probe).

In Abb. 5 werden die Desorptionskurven von 2 Proben aus der gleichen Tiefe (5-15 cm) des Profiles Weissenstein miteinander verglichen. Durch eine einfache Umrechnung kann die Kurve 1 praktisch in die Kurve 2 übergeführt werden, indem bei gleicher Saugspannung der Wassergehalt w_2 der Probe 2 mit der scheinbaren Dichte ρ_{a2} der Probe 2 multipliziert und durch die scheinbare Dichte ρ_{a1} der Probe 1 dividiert wird. Daraus wird abgeleitet, dass die Porengrößenverteilungen in der Feinerde beider Proben weitgehend übereinstimmen.

D.h., der Wassergehalt einer Probe bei einer bestimmten Saugspannung wird ganz entscheidend durch den Skelett-Anteil beeinflusst.

Abb. 6 zeigt, dass auch die $k(S)$ -Kurven verschiedener Proben aus dem gleichen Bodenhorizont gut übereinstimmen.

4. Zusammenfassung bisheriger Erfahrungen

Die dargestellte kontinuierliche Ausfluss-Methode zur gleichzeitigen Bestimmung der Funktionen $S(w)$ und $k(S)$ ergab nicht nur für extrem skeletthaltige, sondern auch für andere Böden und im Vergleich zu anderen Methoden gute Resultate (Vgl. Borer 1978, in diesen Mitteilungen).

Streng genommen funktioniert die Bestimmung der Desorptionskurve nur dann, wenn der Gradient kleiner oder höchstens 1 ist. Nur dann ist die lineare Abnahme des

Potentials nach der Tiefe gewährleistet (Annahme Ausdruck 2).

Die Zuordnung des k -Wertes zu einer bestimmten Saugspannung (Annahme Ausdruck 7) ist nur dann eindeutig, wenn der Gradient gleich oder grösser 1 ist. Daraus ergibt sich, dass die Absenkgeschwindigkeit so gewählt werden müsste, dass sich über die Probe ein Gradient von 1,0 einstellt. Diese Versuchsbedingungen lassen sich in der Praxis nur schwer einhalten. Wir nehmen an, dass die geforderten Bedingungen im Bereich eines Gradienten von 0,5 - 2,0 hinreichend erfüllt sind.

In dieser Richtung werden Verbesserungen der Methode angestrebt.

5. Literatur

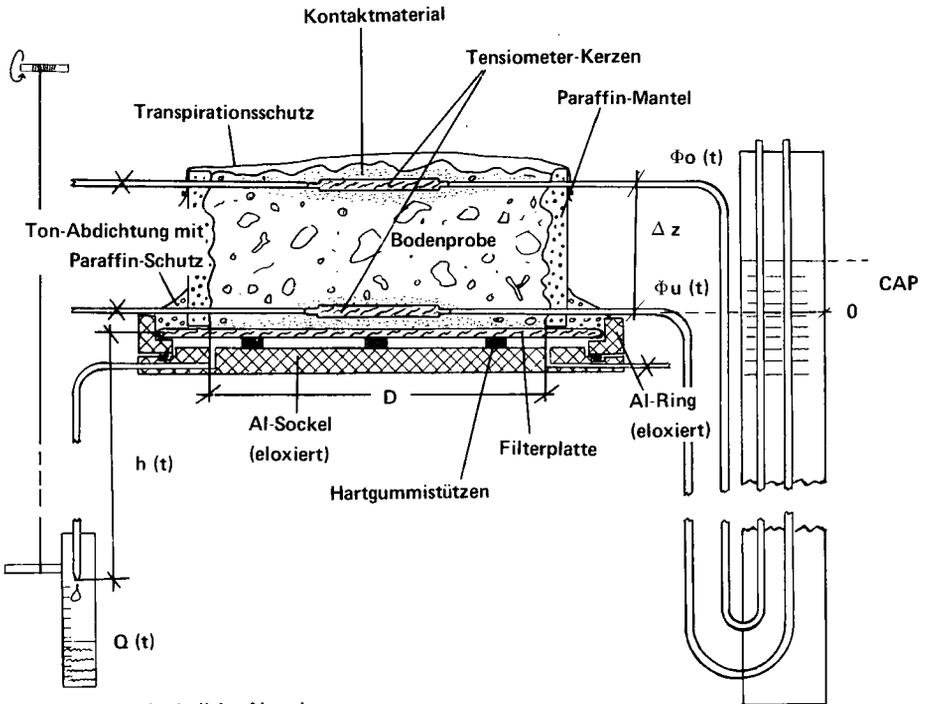
- BENECKE, P., BEESE, F., VAN DER PLOEG, R.R., 1976: Bodenhydrologische Methoden zur Untersuchung ungestörter, skelettreicher Böden. Z. Pflanzenernährung u. Bodenkunde, 139: 361-371.
- BORER, F., 1978: Ueberlegungen zum Einfluss der bodenphysikalischen Parameter $k(S)$ und i auf die Berechnung der Tiefensickerung und auf die Wasserbilanz. Mitteilungen der Deutschen Bodenkundl. Gesellschaft, 26, 1978.

KONTINUIERLICHE AUSFLUSS-METHODE

Zur Bestimmung der Desorptionskurve $[S(w)]$
und der Wasserleitfähigkeit $[k(S)]$

Abb. 1.

MESS - ANLAGE



kontinuierliche Absenkung



Technische Daten:	(Anlage an der Professur für Bodenphysik ETHZ)
Probendurchmesser D:	ca. 21 cm
Probenhöhe:	ca. 10 cm
Probenvolumen:	ca. 3000 cm ³
Absenk-Tiefe:	abhängig vom Platzangebot

$\Phi_0(t)$ = Potential oben in Funktion der Zeit

$\Phi_u(t)$ = Potential unten in Funktion der Zeit

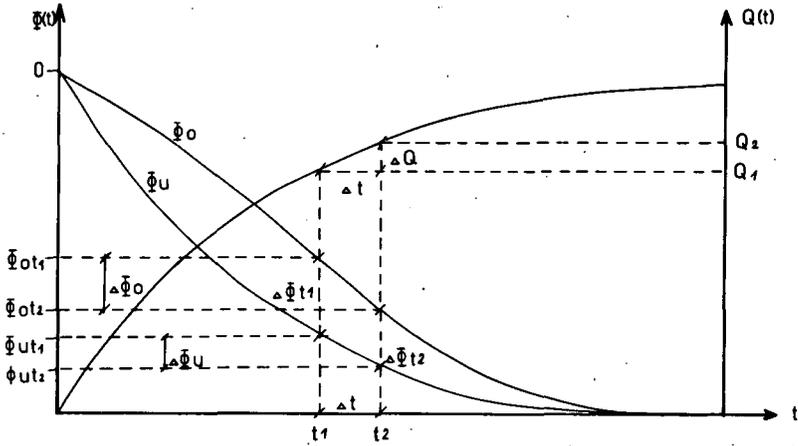
Δz = Vertikaler Abstand der beiden Tensiometer

CAP = Kapillarer Aufstieg im Glasrohr des Manometers

$h(t)$ = Absenkung in Funktion der Zeit

$Q(t)$ = Summe der ausgeflossenen Wassermenge in Funktion der Zeit

Abb.2: SCHEMA AUSFLUSS UND POTENTIAL in Funktion der Zeit



Q = Ausfluss, Φ = Potential, t = Zeit,

WEISSENSTEIN (Rendzina)

Probe Nr.	Tiefe cm	ρ_a $g \cdot cm^{-3}$	Korngrößenverteilung in %g							
			> 8 mm	8-4	4-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	< 0,25	
1	5-15	1,332	61	8	3	5	—	23	—	
2	5-15	1,100	47	23	7	3	—	20	—	
3	85-95	1,847	62	7	3	1	1	2	24	
4	85-95	1,846	61	4	2	3	4	4	22	
5	85-95	1,751	56	6	3	2	3	3	27	

Tab.1 Bodeneigenschaften

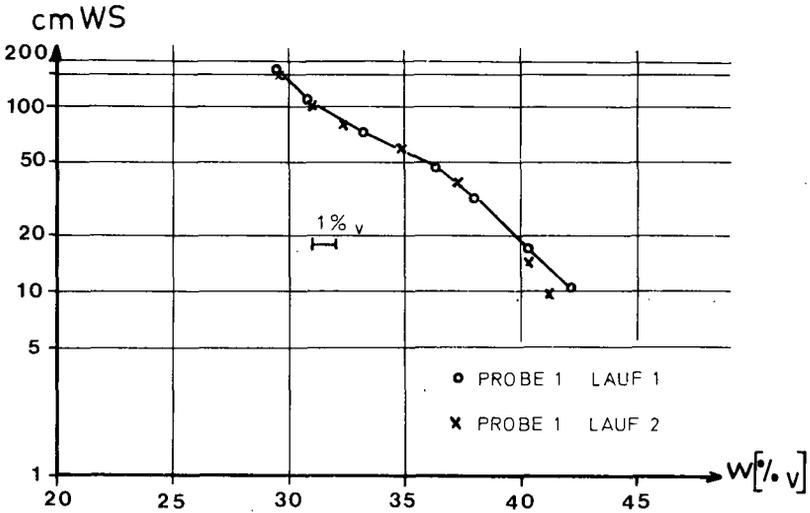


Abb. 3 DESORPTIONSKURVE, "WEISSENSTEIN"
VERGLEICH VON 2 LÄUFEN DER GLEICHEN PROBE

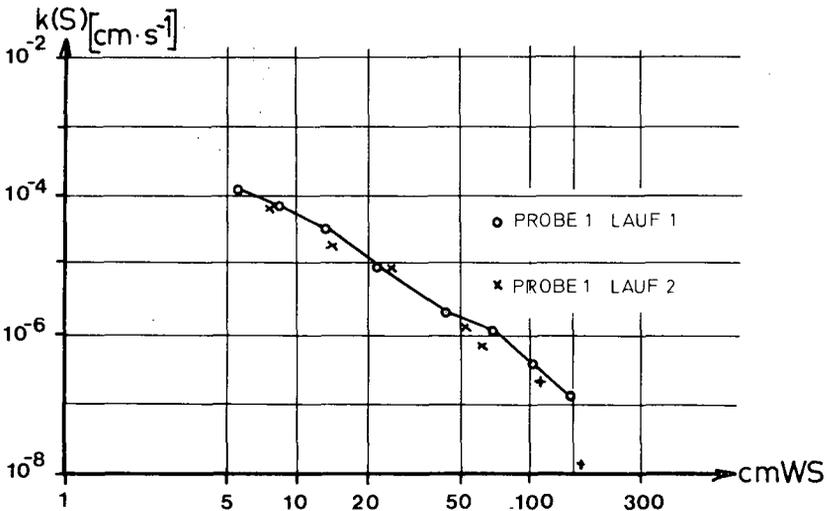


Abb. 4 WASSERLEITFÄHIGKEIT IM UNGESÄTTIGTEN BODEN, "WEISSENSTEIN"
VERGLEICH VON 2 LÄUFEN DER GLEICHEN PROBE

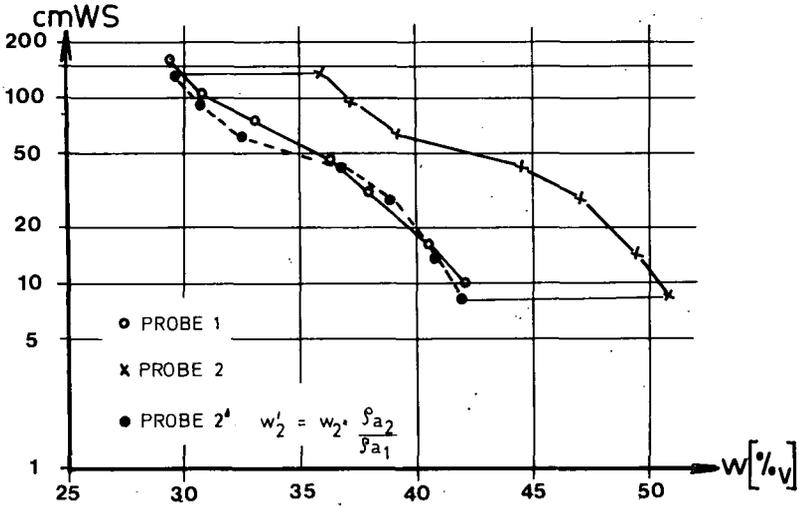


Abb. 5 DESORPTIONSKURVEN, "WEISSENSTEIN"
VERGLEICH VON 2 PROBEN GLEICHER TIEFE

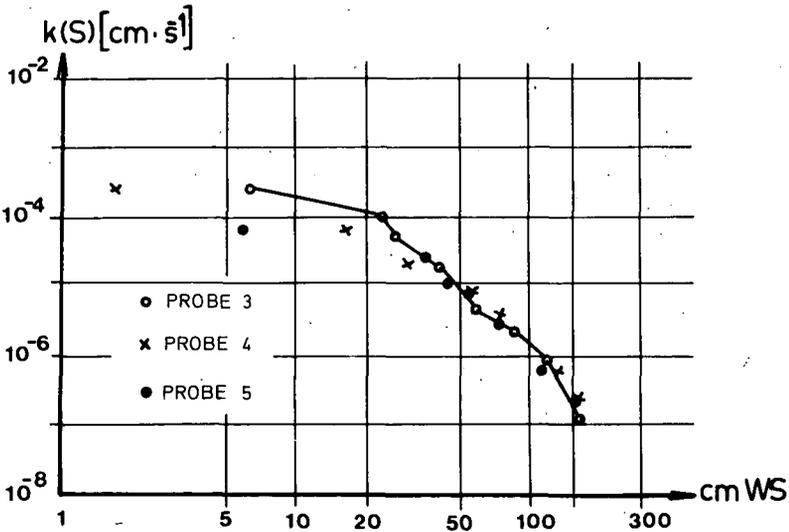


Abb. 6 WASSERLEITFÄHIGKEIT IM UNGESÄTTIGTEN BODEN, "WEISSENSTEIN"
VERGLEICH VON 3 PROBEN GLEICHER TIEFE

Die Porung in schrumpfenden Böden

V. Schweikle⁺

Einleitung

Tonige Böden schrumpfen bei Wasserentzug. Dabei verändert sich die Porengrößenverteilung. HAINES (1923), PANABOKKE und QUIRK (1962), NAGARAJARAO (1965) und NAGPAL et al. (1972) fanden Kurvenverläufe wie in Abb. 1 dargestellt. Ihre Ergebnisse zeigen, daß die Porenvolumina abnehmen (das Raumbgewicht also zunimmt), die Poren $< 0,2 \mu\text{m}$ konstant bleiben, die Poren $> 50 \mu\text{m}$ konstant bleiben oder zunehmen und die Poren von $0,2$ bis $50 \mu\text{m}$ abnehmen.

Ich bin nun der Meinung, daß bei Schrumpfung die Feinst-(Poren $< 0,2 \mu\text{m}$) und Grobporen ($> 50 \mu\text{m}$) zugunsten der Fein- und Mittelporen zunehmen müßten (Abb. 2). Diese Hypothese wurde geprüft.

Methode

Proben von P-Horizonten eines Pelosols aus Gipskeuper wurden gezogen, getrocknet und anschließend zum Teil auf $< 0,5 \text{ mm}$ gemahlen. Aggregat-Konglomerate (ungestörte Proben) und gemahlene Proben wurden 3-4 Wochen mit freiem Wasser aufgesättigt und danach geteilt. Die eine Hälfte der gestörten und ungestörten Proben wurde luftgetrocknet, die andere mit flüssigem Stickstoff eingefroren und gefriergetrocknet.

Die Porung aller Proben wurde mit einem Hg-Porosimeter im Bereich von 150 bis $0,02 \mu\text{m}$ bestimmt (LOZET, 1972; SILLS et al., 1973), wobei ein Benetzungswinkel von 130° für Hg auf Boden unterstellt wurde. Das Raumbgewicht wurde nach BLAKE (1965) mit dem Archimedes-Prinzip, die Wassergehalte gravimetrisch gemessen (Tab. 1).

Tab. 1: Eigenschaften des Bodenmaterials

Tongehalt	COLE ¹⁾	pH	ρ_s ²⁾	gestört				ungestört			
				naß		trocken		naß		trocken	
%	m/m	(CaCl ₂)	g/ml	w ³⁾	ρ_b ⁴⁾	w	ρ_b	w	ρ_b	w	ρ_b
				g/g	g/ml	g/g	g/ml	g/g	g/ml	g/g	g/ml
64	0.06	7.3	2.83	0.531	1.19	0.144	1.68	0.216	1.47	0.053	1.80
	bis 0.085										

1) an Aggregaten 2) spez. Gewicht 3) Wassergehalt 4) Raumbgewicht

* Institut für Bodenkunde und Standortslehre, Universität Hohenheim, 7000 Stuttgart-70, Postfach 106

Ergebnisse und Diskussion

Aus Abb. 3 ist zu ersehen, daß jedem Wassergehalt bzw. jeder Wasser-
spannung bei Gleichgewicht eine diskrete Porensammenkurve (PSK) ent-
spricht, wobei die Mittelporen zu ~~unten~~^{links} der Gröbsten- und Feinstporen
abnehmen. Die verschiedenen PSK wurden immer bezogen auf das Porenvo-
lumen bei voller Quellung, verringert um den Anteil der Sackung. Zum
Vergleich wurde eine mit Wasser bestimmte PSK von RAO, 1965 in Abb. 3a
eingezeichnet. Sie sollte die äußere Begrenzung der mit dem Porosimeter
bestimmten PSK bilden. Der Widerspruch der Ergebnisse zu früheren Bear-
beitern ist dadurch erklärbar, daß diese die Ergebnisse aus nicht ver-
gleichbaren Methoden miteinander verglichen oder eine falsche Bezugs-
basis gewählt haben. Im Gegensatz zu Daten von HARTGE (1965), der ähnli-
che Ergebnisse für durch Sackung verdichtete Sande fand, sollte die
Porengrößenänderung bei Schrumpfung zumindest bei ungestörten Proben
reversibel sein. Nach GAESE und SCHLICHTING (1975) ist dies bei Wasser-
spannungen zwischen 0,1 und 15 Bar auch der Fall.

Bei Quellung sind zusätzlich zu berücksichtigen der durch die Topo-
logie und Morfologie der Aggregate und des Bodenkörpers bedingte Wan-
derungsweg und der Infiltrationswiderstand des Wassers in die Struktur-
elemente des Bodens. D.h. bei Wasserzugabe herrscht nicht sofort, son-
dern erst nach einiger Zeit, Gleichgewicht zwischen Wassergehalt und
Quellungszustand.

Will man also Vorhersagen über Wasserbindung und Wasserbewegung bei
Wasserzugabe machen, sind nur mit Wasser auf üblichen Apparaturen be-
stimmte PSK nutzlos. Man muß die reale, dem Anfangswassergehalt zuzu-
ordnende PSK und die Quellungsgeschwindigkeit der Aggregate kennen. In
quell-schrumpfenden Böden sind also bei Ungleichgewicht PSK, Wasserge-
halt und Wasserbindung drei voneinander unabhängige Parameter.

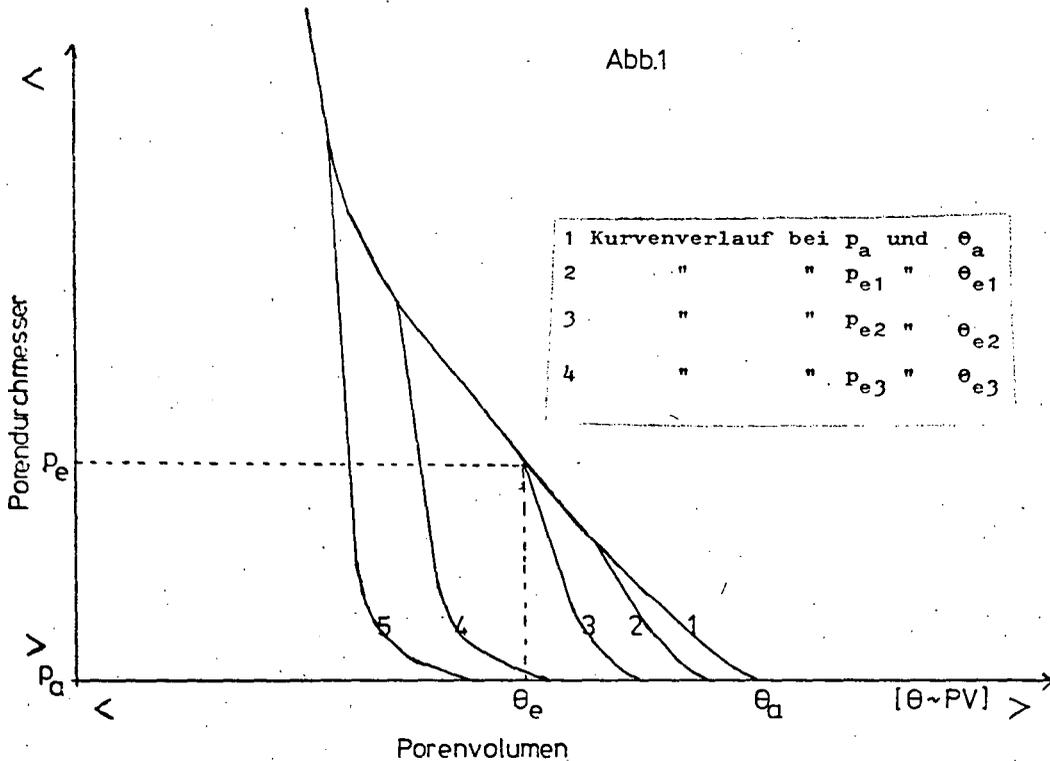
Zusammenfassung

Frühere Autoren fanden bei Schrumpfung von der Porensammenkurve
(= Wasserspannungskurve) abzweigende Äste neuer Porensammenteilkurven.
An einem schrumpfenden Boden wurde dies mit einem Hg-Porosimeter ge-
prüft. Dabei zeigte sich, daß jedem Wassergehalt eine diskrete Poren-
sammenkurve entspricht. Die als Wasserspannungskurve gemessene Poren-
sammenkurve ist Außentangente aller Porensammenkurven.

Literatur

- BLAKE, G.R., 1965. Bulk density. S. 374-390. In: C.A. BLACK(ed.) Methods of soil analysis. Vol. 1. Am. Soc. of Agr. Madison. Wisconsin.
- GAESE, D. und E. SCHLICHTING, 1975. Saisonale Porenvolumenänderungen in Pelosolen. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Ges. 22, 57-60.
- HAINES, W.B., 1973. The volume changes associated with variation of water content in soil. J. Agric. Sci. 13, 296-310.
- HARTGE, K.H., 1965. Formen und Verbreitung der im Boden vorkommenden Verdichtungen. Z. Pflanzenern. Bodenk. 108, 8-18.
- LOZET, J., 1972. Utilisation du porosimètre à mercure en pédologie. Pédologie, 21, 284-292.
- NAGARAJARAO, Y., 1965. Gefügebildung in Pelosolen. Diss. Hohenheim.
- NAGPAL, N.K., L. BOERSMA, and L.W. DEBAKKER, 1972. Pore size distribution of soils from mercury intrusion porosimeter data. Soil Sci. Soc. Americ. Proc. 36, 264-267.
- PANABOKKE, C.R., and J.P. QUIRK, 1962. Pore volume - size distribution and swelling of natural soil aggregates. J. Soil Sci. 13, 71-81.
- SILLS, I.D., L.A.G. AYLMOORE, and J.P. QUIRK, 1973. A Comparison between mercury injection and nitrogen sorption as methods of determining pore size distributions. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 37, 535-537.

Abb.1



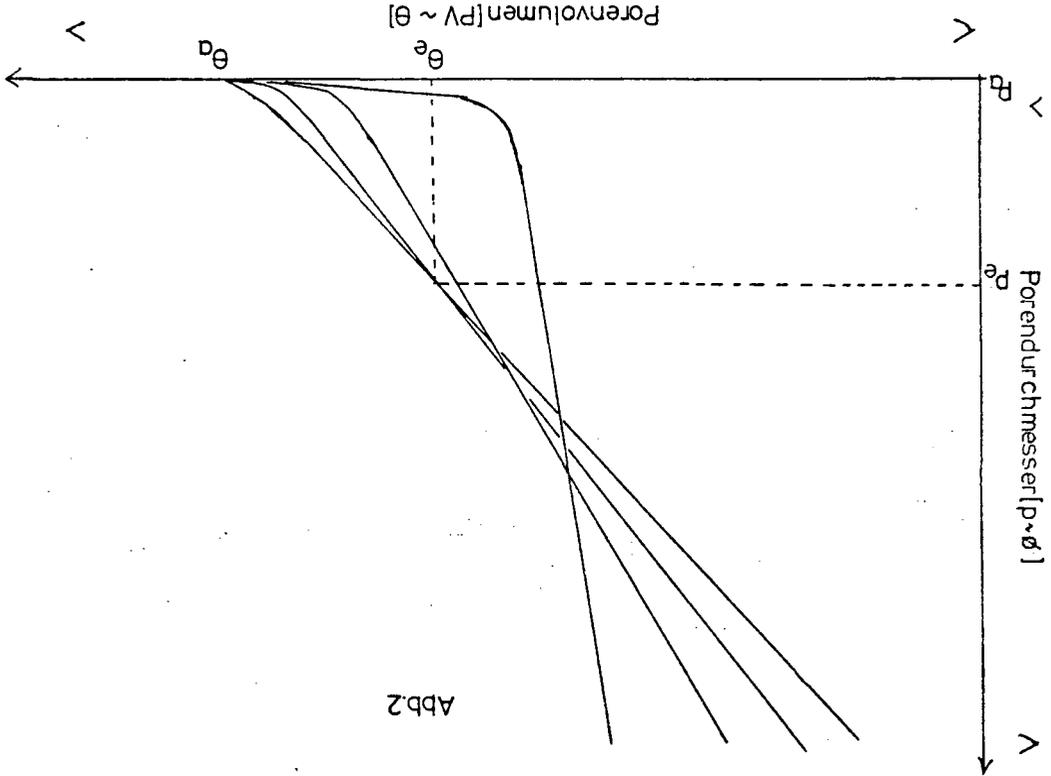


Abb 2

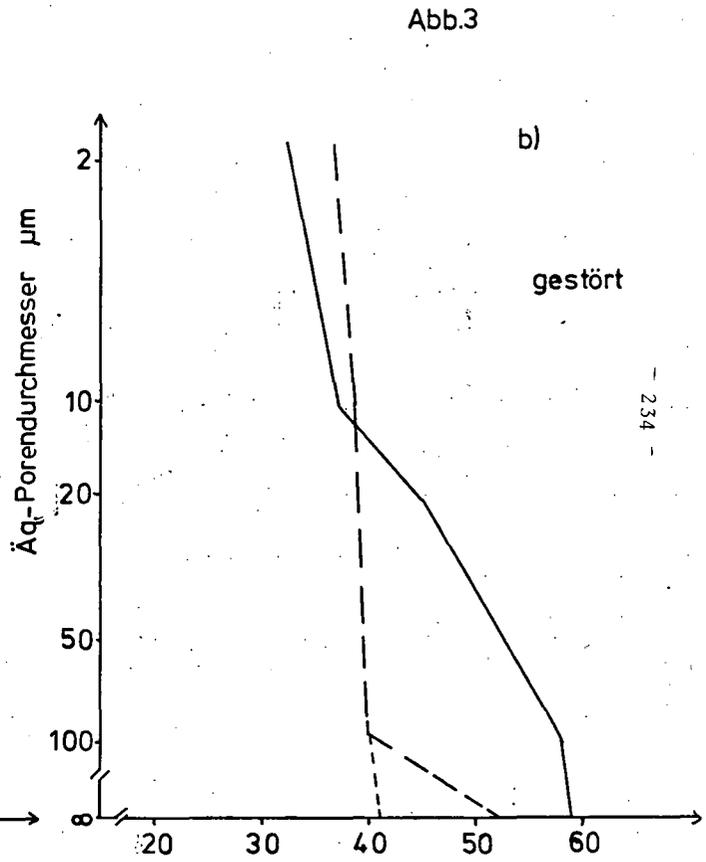
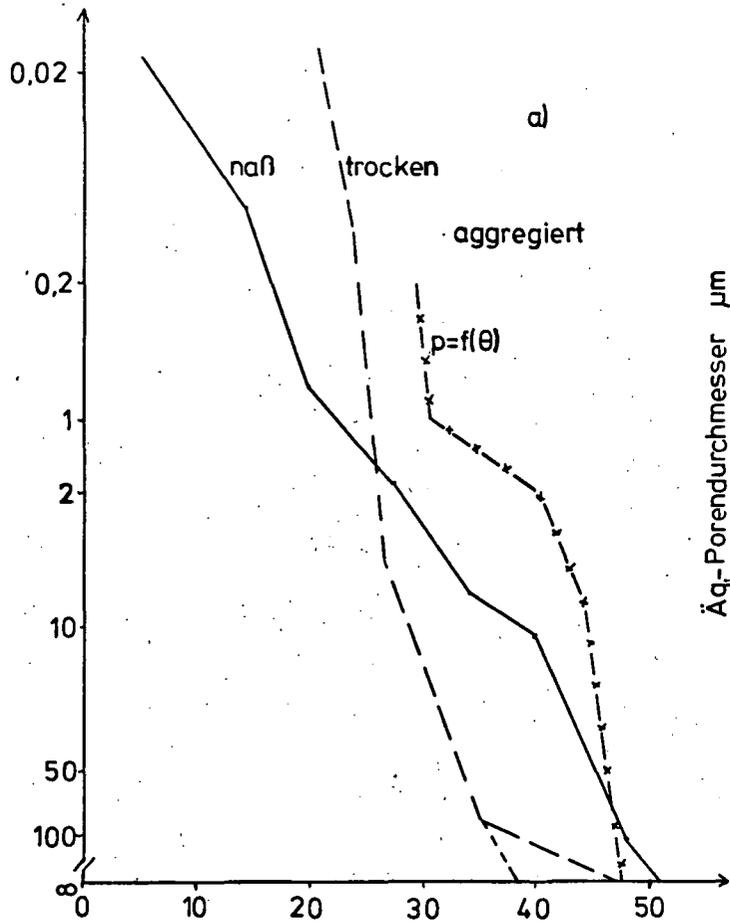


Abb.3

Porenvolumen 100x ml/ml

Mitteilgn. Dtsch.-Bodenkundl. Gesellsch. 26, 235-238 (1978).

M I T T E I L U N G E N

der

D E U T S C H E N B O D E N K Ü N D L I C H E N

G E S E L L S C H A F T

N A C H R I C H T E N

I. Aus der Arbeit der einzelnen Institutionen

1.1. LUFA BONN

1. Personal: Leiter der Anstalt: Dr. Karl Barth, Ltd.
Landw. Direktor, wiss. Mitarbeiter aus dem
Arbeitsgebiet Bodenkunde (Bodenuntersuchung,
Umweltanalytik)
Matyas Fabian, Landw.-Rat (Gärtnerische Erden).

1.2. LUFA HAMELN

1. Forschungsvorhaben: Weiterführung des Projekts N_{min} zu
Zuckerrüben, Gemeinschaftsarbeit zwischen LUFA
Hameln, Institut für Zuckerrübenforschung
Göttingen und niedersächsischen Zuckerfabriken.
2. Publikationen: Der Nachweis einer Zinktoxizität bei
Kulturpflanzen durch die Bodenuntersuchung mit
Hilfe der CaCl₂-Methode,
D.Merkel, W. Köster, Landwirtschaftl. Forsch.
Sonderheft 33/I, 274-281 (1977)

1.3. LUFA KASSEL

1. Vortragstagungen: 28. Arbeitstagung der Bodenspezialisten
der Länder 22.5-24.5. in Schleswig-Holstein
2. Forschungsvorhaben: Die Forschungsvorhaben sind pflanzen-
baulich ausgerichtet im Hinblick auf Qualität,
Pflanzenernährung und Düngung.

1.4. LUFA KIEL

1. Personal: wiss. Mitarbeiter: Dr. P. Boysen
2. Vortragsveranstaltungen: 16. Nov. 1976: Informations-
tagung der Landwirtschaftlichen Untersuchungs-
und Forschungsanstalt Kiel der Landwirtschafts-
kammer Schleswig-Holstein über Fragen der Ver-
antwortlichkeit bei der Erzeugung landwirt-
schaftlicher Produkte im Zusammenhang mit der
derzeitigen Umweltbelastung und einschlägigen
Gesetzgebung.
Teilnehmerkreis: Verwaltung, Schule, Beratung,
Anbau- und Erzeugergemeinschaften.

3. Publikationen: Feige, W. u. H.-S. Grunwaldt:

Verwertung von Siedlungsabfällen auf landwirtschaftlich genutzten Böden, Mitt. d. VDLUFA, Heft 3, 68-77, 1977.

Grunwaldt, H.-S.: Untersuchung von Nährstoff- und Schwermetallgehalten in Siedlungsabfällen. Landw. Forsch. 30/2, 1977

Grunwaldt, H.-S. u. W. Patzke: Bemessung der Stickstoffdüngung zu Getreide nach dem Nitratgehalt im Boden, Aktuelles aus Acker- und Pflanzenbau, Heft 7, 27-35, LK Schl.-Holst. 1977.

Grunwaldt, H.-S. u. W. Patzke: Zum Nitratgehalt der Ackerböden im Frühjahr 1977. Bauernbl. Schl.-Holst. 31/127, 1432 - 38, 1977.

Grunwaldt, H.-S. u. W. Patzke: Zur richtigen Bemessung der Stickstoffgaben. DLG-Mitt. 92, 1013-16 1977.

Grunwaldt, H.-S.: Ergebnisse der Bodenuntersuchungen 1976/77. Betriebsw. Mitt. Nr. 270, 41-45; 1977.

4. Vorschungsvorhaben: Untersuchungen zum Nitratgehalt von Ackerflächen
Untersuchungen zur Verwertung von Siedlungsabfällen

1.5. LÜFA MÜNSTER

1. Personal: wiss. Mitarbeiter: Dr. Odenthal, Dr. Seifert, Dr. Rethfeld

2. Vortragsveranstaltungen: "Die Röntgenfluoreszenzanalyse und ihre Anwendung bei der Untersuchung von Pflanzen, Böden, Wasser, Abfallstoffen, Düngemitteln und Staub"

13./14.1. 1977

Informationstagung über Klärschlammverwertung in der Landwirtschaft und im Gartenbau am 13.6.78 in Münster

1.6. LUFA OLDENBURG

1. Publikationen: Vetter, H. u. K. Früchténicht: Ermittlung des Phosphatdüngerbedarfs. Die Bodenkultur 27, 339-360, 1976

Vetter, H. u. G. Steffens: Ursachen zu hoher Nitratgehalte in Zwischenfrüchten. Landwirtschaftsblatt Weser-Ems, Nr. 7, S. 18-20, 1977

2. PERSONALIA:

In Würdigung seiner Verdienste auf dem Gebiet der Bodenentwässerung, unter anderem zur Pflege und Melioration der Norddeutschen Moore, sowie der Verbreitung neuerer Erkenntnisse im Bereich des Bodenwasserhaushaltes wurde Herrn wiss. Oberrat Ing. (grad.) Rudolf Eggelsmann, Bremen, am 6.5.1977 die MAX-EYTH-GEDENKMÜNZE verliehen.