

Sonderdruck: Verhandlungen der Gesellschaft für Ökologie, Göttingen 1976.

SIMULATIONSMODELLE VON WALD-ÖKOSYSTEMEN: WASSER

R.R. VAN DER PLOEG, F. BEESE & P. BENECKE

Abstract

Mathematical models have been developed that make it possible to calculate the evapotranspiration and the seepage rate occurring in forest ecosystems.

In the models those components of the water balance equation that can be measured (precipitation, interception, soil water storage) are related in a rational, analytical way to those components that cannot (evapotranspiration, seepage). The models use the unsaturated soil moisture flow equation, which is solved numerically for one-dimensional moisture flow.

Simulations are carried out for a beech forest and for a spruce forest of the Solling area over a period of 5 years, and some results are presented.

Einführung

Die Auswahl der untersuchten Waldökosysteme im Solling erfolgte unter dem Aspekt, daß relativ einfache Systeme als Studienobjekte herangezogen werden sollten. Diese Bedingungen scheinen durch die ebene Lage, den nährstoffarmen Boden, die artenarme Flora und Fauna sowie die homogenen Waldbestände erfüllt zu sein.

Bei einer genauen Betrachtung im Gelände wurde jedoch deutlich, daß die Bodenoberfläche Unebenheiten aufweist, daß die Bodenbeschaffenheit von Schritt zu Schritt wechselt und daß der Bestand inhomogen ist. Eine repräsentative Kleinfläche konnte eigentlich nicht gefunden werden. Auch die (micro-) meteorologischen Faktoren, wie Temperatur, Luftfeuchte, Windstärke und -richtung oder Niederschlagsintensität wechseln auf kleinstem Raum. Berücksichtigt man neben dieser räumlichen Variation noch die zeitlichen Schwankungen der physikalischen, chemischen und biologischen Parameter im Walde, so erscheint es fast unmöglich, dieses System irgendeiner theoretischen Analyse unterwerfen zu können. Dies gilt auch, wenn nur Teilsysteme, wie der Wasserhaushalt oder der Bioelementkreislauf, aus dem Ganzen herausgenommen werden.

Dennoch soll versucht werden, derart komplexe Systeme, oder Teile davon, modellmäßig zu erfassen. Die Ursache für einen solchen Versuch liegt in dem Umstand, daß Meßprogramme, wie sie im Solling durchgeführt wurden, sehr kostspielig sind und daher nur über relativ kurze Zeiträume aufrechterhalten werden können. Da aber auch zukünftig Informationen benötigt werden, die bisher gemessen wurden, muß nach anderen Wegen gesucht werden, um diese Daten bei stark reduziertem Meßaufwand zu bekommen. Als Möglichkeit bieten sich gut funktionierende Modelle an, die in der Phase intensiver Messungen

geeicht wurden. Bei guter Übereinstimmung zwischen den Modell- und den Meßergebnissen kann zukünftig mit Modellergebnissen weitergearbeitet werden, wenn das Meßprogramm aufgegeben oder vermindert worden ist. Modelle können nicht nur ein Meßprogramm einschränken oder ersetzen, sie können darüber hinaus Daten liefern, die sich im Gelände nicht messen lassen. Für Wasserhaushaltsmodelle trifft dies z.B. für die Evapotranspiration und die Versickerung zu. Vergleicht man den geringen Aufwand eines Computermodells mit dem eines Meßprogramms und stellt man die kontinuierlichen Simulationsdaten den meistens sehr diskreten (sowohl nach Zeit als nach Raum) Beobachtungsdaten gegenüber, dann wird die Bedeutung des Modellansatzes um so verständlicher.

Im folgenden soll versucht werden, einige Modellansätze, die im Zusammenhang mit dem Sollingprojekt entwickelt wurden, zu erläutern. Die Modellansätze fußen auf physikalischen Gesetzmäßigkeiten, denen das Bodenwasser unterliegt. Diese Gesetzmäßigkeiten werden besprochen, und es wird gezeigt, wie ihre Überprüfung im Gelände (nicht nur im Solling) erfolgte, bevor sie dann für die Wasserhaushaltsberechnungen im Solling verwendet wurden.

Die Modellentwicklung

Die Modelle, die in diesem Bericht vorgestellt werden, sind für ebene Lagen entwickelt worden und lassen sich folglich nicht auf Hanglagen übertragen. Die Betrachtung soll daher auch streng auf Wald-Ökosysteme in ebener Lage beschränkt sein.

Der Wasserhaushalt eines solchen Systems läßt sich mit der Wasserhaushaltsgleichung und ihren Komponenten beschreiben. Soll die Gleichung in kurzen Zeitintervallen gelöst werden (Tage, Wochen, Monate), so ist es unerläßlich, den Bodenwasservorrat und seine Änderung mit in die Betrachtung einzubeziehen. Die Untergrenze dieser Einheit sollte unter der Durchwurzelungsgrenze liegen. Bei unseren Untersuchungen wurde die Untergrenze in 2 m Tiefe festgelegt.

Die einfachste Gleichung des Wasserhaushalts für einen ebenen, unbewachsenen Boden ergibt sich im Winter, wenn die Verdunstung quasi gleich Null gesetzt werden kann. Sie lautet

$$N = S + R, \quad (1)$$

wobei N die Niederschlagsrate, S die Sickerwasserrate, die den Boden in 2 m Tiefe verläßt und R die Rate der Wasservorratsänderung zwischen 0 und 2 m über einen bestimmten Zeitraum darstellt. Im Sommer muß diese Gleichung dann durch den Term E erweitert werden, der die Evaporationsrate angibt. Die Gleichung lautet dann

$$N = E + S + R \quad (2)$$

Ist der Boden bewachsen, so treten neben der Evaporation auch noch die Transpiration (T) als Verdunstung durch die Pflanze und die Interzeption (I) als Verdunstung von der Pflanzenoberfläche auf. Die Wasserhaushaltsgleichung erhält dann folgende Form

$$\partial\theta/\partial t = \partial (K\partial H/\partial z)/\partial z \quad (4)$$

Dabei stellt θ den volumetrischen Wassergehalt des Bodens, t die Zeit, K die Wasserleitfähigkeit des Bodens, H das Gesamtpotential des Bodenwassers und z die Tiefe dar. Durch Lösung der Gleichung (4) wird für jede Tiefe im Boden und zu jeder Zeit entweder θ oder H ermittelt. Die Größen S und R lassen sich ebenfalls berechnen. Die Größe N geht als zeitabhängige Randbedingung in das Modell (Gleichung 4) ein. Das Gesamtpotential H (daß sich aus dem Matrixpotential Ψ und dem Gravitationspotential z zusammensetzt, siehe Hillel, 1971, oder Kirkham & Powers, 1972) spielt in dem Modell, speziell für Anwendungen im Gelände eine besondere Rolle. Es läßt sich mit Tensiometern messen, wodurch ein Parameter vorhanden ist, der sich zur Prüfung des Modells anbietet. Eine Ableitung der Gleichung (4) ist in Hillel (1971) oder in Kirkham & Powers (1972) beschrieben worden.

Will man Modellrechnungen mit Gleichung (4) durchführen, so werden zwei Kenngrößen des Bodens benötigt: Einmal die Beziehung zwischen K und Ψ (oder K und θ), zum anderen die Beziehung zwischen Ψ und θ (pF-Kurve). Beide Beziehungen können experimentell bestimmt werden; in Beese & Van der Ploeg (1976a) und in Ehlers & van der Ploeg (1976) wird auf die Methoden eingegangen.

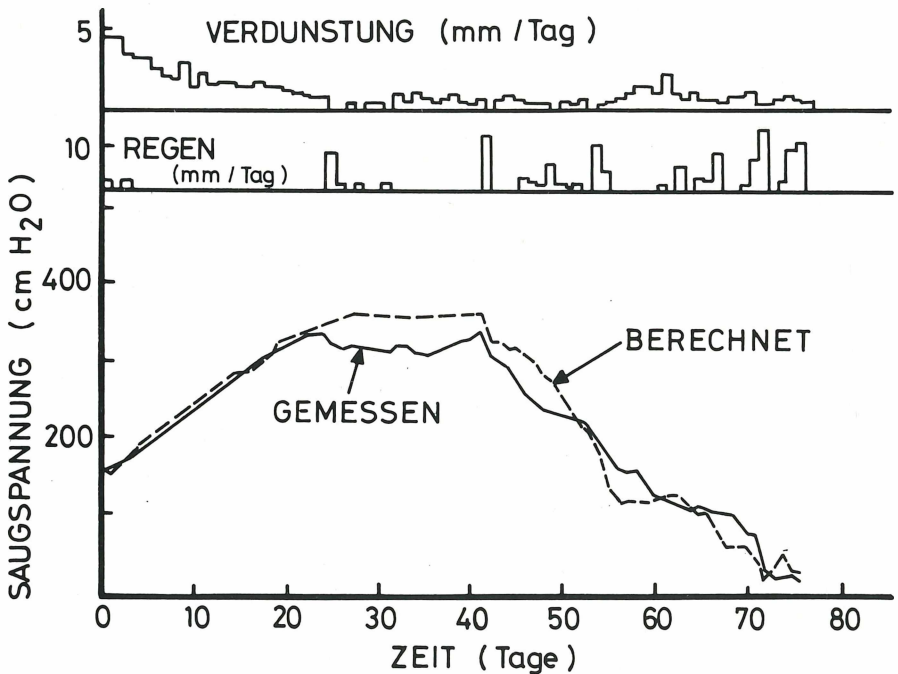


Abb. 2. Errechneter und gemessener Saugspannungsverlauf in 60 cm Tiefe einer Parabraun-erde aus Loess. Nach Beese & Van der Ploeg (1976a).

Unter Laborbedingungen, und oft für Ideal-Böden, ist die Verwendbarkeit der Gleichung (4) zur Bestimmung der Komponenten S und R von vielen Forschern gezeigt worden, zum Beispiel von Youngs (1957). Dabei wurde immer von einer bekannten Randbedingung, N, an der Bodenoberfläche ausgegangen (kontrollierte Wassereingabe). Die Abbildung 1 zeigt Ergebnisse von Youngs (1957), wie sie im Labor in einem Bewässerungsversuch an zwei homogen gefüllten Säulen mit Ideal-Böden gefunden wurden. Es sind in der Abb. 1 die gemessenen und die errechneten Wassergehaltswerte θ (cm^3/cm^3) des Bodens zu verschiedenen Zeitpunkten dargestellt worden. Eine gute Übereinstimmung kann festgestellt werden.

Obwohl sich schon seit langem die Brauchbarkeit dieses Ansatzes zur Beschreibung des Wasserhaushaltes eines Bodens abzeichnete, erfolgte die Übertragung auf das Gelände erst ab etwa 1970. Dafür lassen sich verschiedene Gründe angeben:

1. Die Anwendbarkeit der Gleichung (4) für nicht-ideale Böden war unsicher.
2. Gleichung (4) ist kompliziert und nur schwierig zu lösen.
3. Die Randbedingung N-I-ET an der Bodenoberfläche ist fast immer unbekannt, weil die Größe ET gerade ermittelt werden soll.

In dem nächsten Abschnitt soll gezeigt werden, daß man Gleichung (4) auch für Geländebedingungen verwenden kann und daß man sie, wenn Bodenwasserdaten vorliegen, benutzen kann, um die Randbedingung N-I-ET (d.h. die Komponente ET) zu bestimmen. Auf das numerische Verfahren, das entwickelt wurde, um Gleichung (4) zu lösen, wird nicht eingegangen. Es ist ausführlich in den Arbeiten von Van der Ploeg (1974a, b) und Van der Ploeg & Benecke (1974a, b) besprochen.

Modelle für Feldbedingungen

Beese & Van der Ploeg (1976a) berichteten über ein Experiment an einem unbewachsenen, wägbaren Monolith-Lysimeter, bei welchem durch tägliche Messungen alle Komponenten der Wasserhaushaltsgleichung bestimmt wurden. Mit den gemessenen S-Werten und einer bekannten Randbedingung an der Bodenoberfläche konnte die Gleichung (4) gelöst werden. Durch den Vergleich der berechneten und gemessenen Ψ -Werte in unterschiedlichen Tiefen des Boden-Monoliths, wurde die Brauchbarkeit des Modells (Gleichung 4) getestet. Die Abb. 2 wurde der obengenannten Arbeit entnommen und zeigt den gemessenen und berechneten Verlauf der Saugspannung Ψ in der Tiefe 60 cm. Die Übereinstimmung zwischen theoretisch und experimentell ermittelten Werten ist zufriedenstellend.

In den meisten Fällen ist die Evaporation nicht bekannt, sondern muß berechnet werden. In einer weiteren Arbeit zeigten Beese & Van der Ploeg (1976b) wie die Gleichung (4) benutzt werden kann, um E, S und R zu bestimmen. Im ersten Fall wurde die in das Modell eingehende Evaporation von der Bodenoberfläche aus den täglichen Witterungsdaten und der Saugspannung im Boden berechnet. Dabei wurde eine empirisch ermittelte Beziehung zwischen der Saugspannung an der Bodenoberfläche und dem Verhältnis der aktuellen

Evaporation und der potentiellen Evaporation nach Penman (1948) verwendet. Die Ergebnisse, die ermittelt werden, wenn diese Randbedingung in die Gleichung (4) eingesetzt wird, sind in Abb. 3 dargestellt. Auch in diesem Beispiel ist eine gute Übereinstimmung festzustellen.

Da der berechnete, zeitliche Verlauf von Ψ (oder H) mit dem gemessenen Gang übereinstimmt, kann gefolgert werden, daß auch die Komponenten R und S richtig errechnet wurden. Liegt keine Beziehung vor, mit deren Hilfe E aus Witterungsdaten errechnet werden kann, so läßt sich ein Optimierungsverfahren anwenden, wie es von Beese & Van der Ploeg (1976b) beschrieben wurde. Dabei wird E so lange iterativ geändert, bis das berechnete H-Profil (bzw. Ψ -Profil) mit dem gemessenen übereinstimmt. Die nach diesen beiden Verfahren ermittelten Wasserhaushaltskomponenten über einen Zeitraum von 218 Tagen waren praktisch identisch.

Wurden die zuletzt genannten Ergebnisse auch auf einem bodenhydrologisch idealen Substrat erzielt, es handelte sich dabei um Parabraunerden aus Löß unter Ackernutzung, so konnte dennoch die Möglichkeit des Geländeeinsatzes bodenhydrologischer Modelle gezeigt werden. Daß der Einsatz der Modelle nicht auf optimale Standorte beschränkt ist, sondern daß er auch auf wesentlich inhomogenen Substraten möglich ist, wie sie überwiegend bei Waldstandorten anzutreffen sind, soll an einem Beispiel von der Buchenfläche des Solling-Projektes gezeigt werden. Die Abb. 4 zeigt für diese Buchenfläche die berechneten und die gemessenen Saugspannungswerte in verschiedenen Tiefen für die Dauer von 31

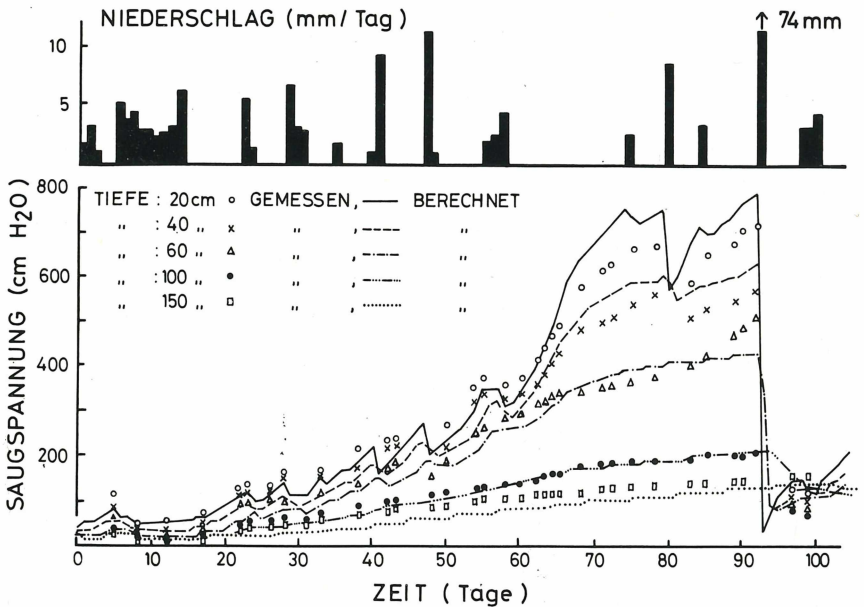


Abb. 3. Errechneter und gemessener Saugspannungsverlauf in 5 Tiefen einer Parabraunerde aus Loess. Nach Beese & Van der Ploeg (1976b).

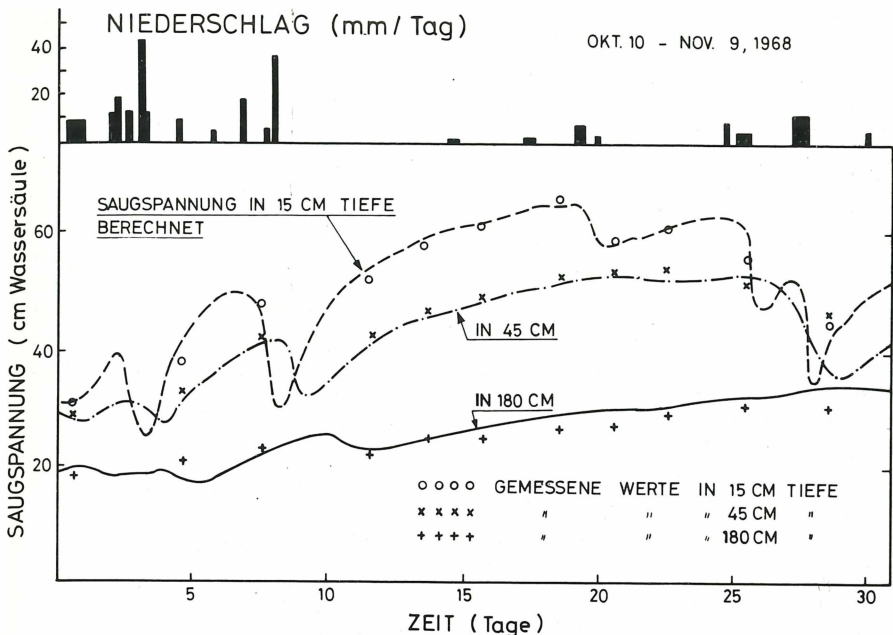


Abb. 4. Errechneter und gemessener Saugspannungsverlauf in 3 Tiefen des Bodens eines Buchenbestandes im Solling für eine Periode ohne Evapotranspiration.

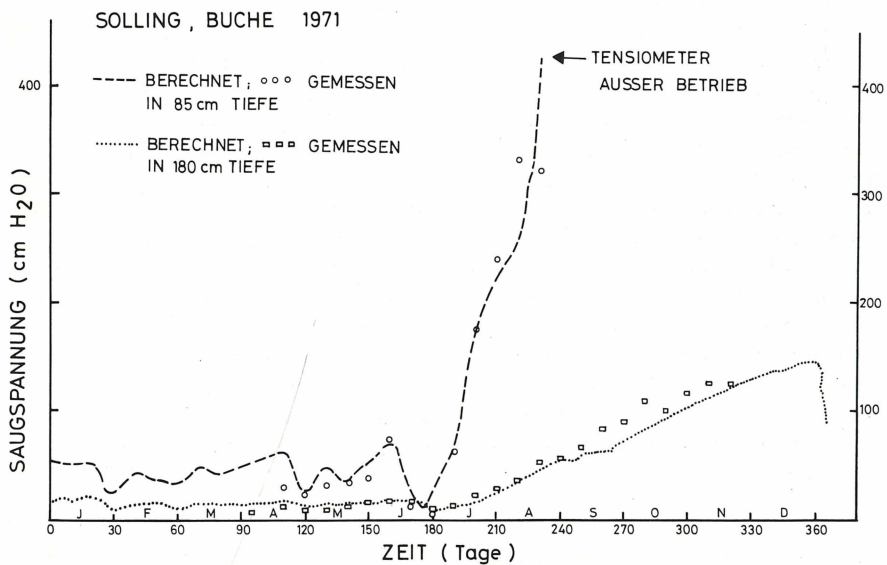


Abb. 5. Simulations- und Meßergebnisse der Saugspannung in 2 Bodentiefen des Buchenbestandes im Solling im Jahre 1971.

Tagen. Es wurde angenommen, daß für den betrachteten Zeitraum $ET = 0$ war. Da auch die Interzeptionsverdunstung bekannt war, konnte die Gleichung (4) zur Lösung der Wasserhaushaltsgleichung (3) herangezogen werden. Auch in diesem Beispiel sind die Ergebnisse befriedigend.

Wollte man die Gleichung auch in Zeiten verwenden, in denen Evapotranspiration auftritt, so müßte die Größe $N-I-ET$ als Randbedingung eingehen. Da ET jedoch ermittelt werden soll, ist ein direktes Verfahren nicht anwendbar. Die Größe ET muß iterativ durch ein Optimierungsverfahren, wie es oben beschrieben wurde, ermittelt werden. Für ET ist dieses Verfahren allerdings etwas komplizierter, da der Entzug nicht an der Oberfläche stattfindet wie bei E , sondern im durchwurzelten Boden. Als stark vereinfachter Ansatz wurde von der Annahme ausgegangen, daß die Wasserentzugsrate in jedem Tiefenabschnitt nur von der Masse der Feinwurzeln abhängig ist. Die Tiefenverteilung der Feinwurzeln wurde von Meyer & Götsche (1971) bestimmt, und ging in das Modell ein.

Mit diesem Modell wurde wiederum durch ein Optimierungsverfahren eine Anpassung an die gemessenen Saugspannungsprofile durchgeführt. In den Abb. 5 und 6 ist der gemessene und berechnete Saugspannungsgang der Buchenfläche für zwei Tiefen über die Dauer eines Jahres abgebildet. Das Gleiche ist in der Abb. 7 gemacht für die Fichtenfläche im Jahre 1971. Die Übereinstimmung ist recht gut. Das gilt auch für die Jahre, die hier nicht gezeigt werden, sie ist jedoch noch nicht optimal und ließe sich sicher noch verbessern, wenn feinere Annahmen über den Wurzelentzug gemacht werden könnten. Auf dieser Basis wurden bisher die Jahre 1968 – 1972 berechnet. Die vollständigen Daten aller Wasserhaushaltskomponenten für den Buchen- und Fichtenbestand liegen vor. Über die Ergebnisse wird von Benecke & Van der Ploeg (1976, in dieser Ausgabe) berichtet werden. Die Verwendung dieser Simulationsergebnisse des Bodenwassers in Nährstoffbilanzierungsmodellen ist angedeutet in Van der Ploeg et al. (1975) und sie wird im Detail von Prenzel (1977, in dieser Ausgabe) behandelt.

Außer der Übereinstimmung zwischen berechneten und gemessenen Saugspannungsprofilen im Boden, wie in Abb. 5, 6 und 7 gezeigt, liegen keine Möglichkeiten vor, das Modell und die Modellergebnisse zu prüfen. Nur bei sehr sorgfältig ausgeführten Lysimeterversuchen wäre es zusätzlich möglich, berechnete und gemessene Sickeratenmengen zu vergleichen. Braun (1975) und Schroeder & Braun (1976) berichten über solch einen Vergleich. Obwohl wir nicht in der Lage sind, Vergleiche zwischen gemessenen und berechneten Sickerwassermengen durchzuführen, ist es von Interesse, unsere berechneten Werte mit denen anderer Autoren zu vergleichen. Da sowohl die Wetter-, Boden- und Bestandesbedingungen an den verschiedenen Standorten unterschiedlich waren und eine echte Vergleichbarkeit nicht gegeben ist, so scheint sich doch zu bestätigen, daß Nadelholz in unseren Regionen pro Jahr über 600 mm Wasser verbrauchen kann. Das sind über 100 mm mehr als der Verbrauch von Laubholz unter den gleichen Umständen.

Zusammenfassung und Schlußfolgerungen

Für ein mit Wald bestandenes, ebenes Gelände wurde ein deterministisches

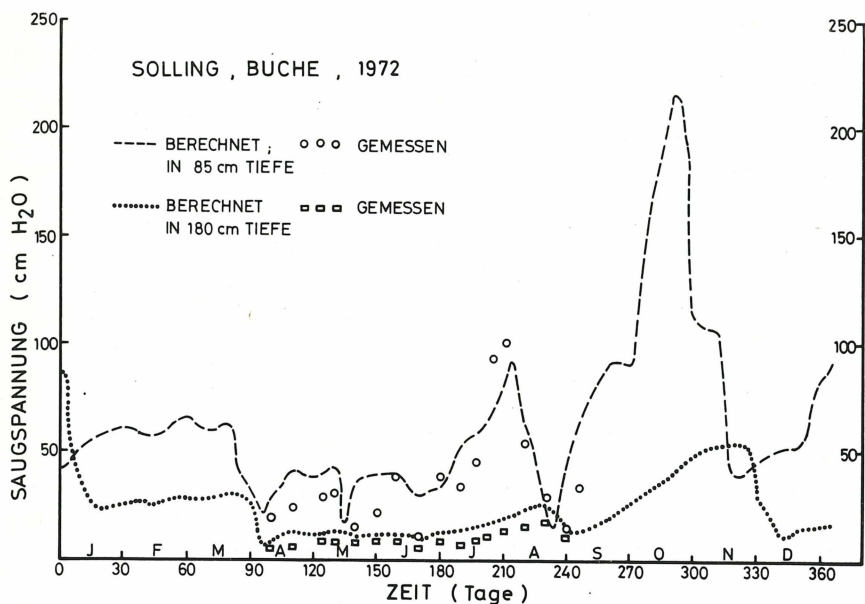


Abb. 6. Wie in Abb. 5, aber für 1972.

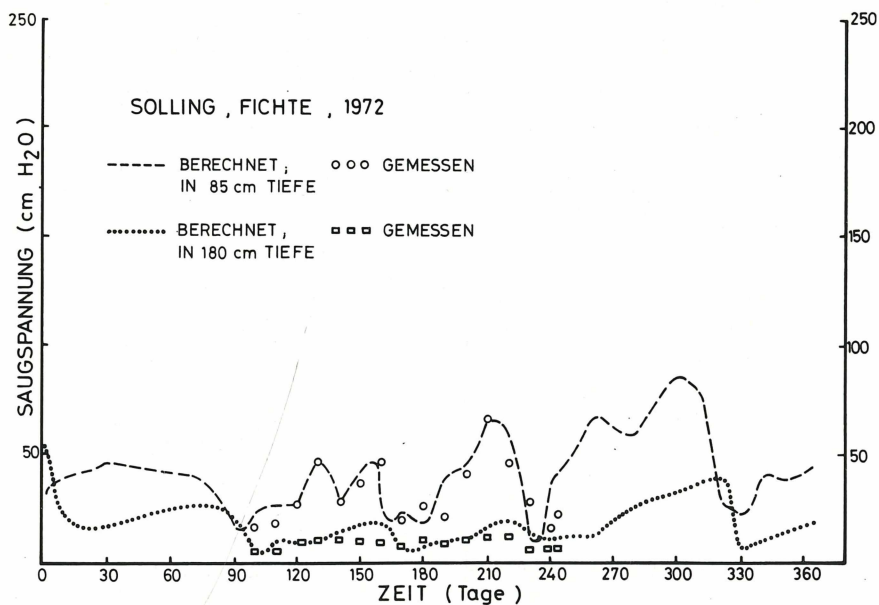


Abb. 7. Wie in Abb. 5, aber für den Fichtenbestand.

Modell besprochen, mit dessen Hilfe es möglich ist, die Versickerung und die Evapotranspiration zu bestimmen. Eine Voraussetzung für diesen Ansatz ist, daß die Wasserbewegung im Boden durch die Flußgleichung des Bodenwassers beschrieben werden kann. In dieser Gleichung, die auf physikalischen Überlegungen basiert, werden die meßbaren und die nicht meßbaren Komponenten der Wasserhaushaltsgleichung kontinuierlich und auf rationelle Weise miteinander verknüpft. Dabei können Bodenwasserbeobachtungen (Tensiometermessungen, Wassergehaltsbestimmungen, u.a.) herangezogen werden, um die Modell-ergebnisse zu validieren.

Für ein richtiges Funktionieren des Modelles (nicht nur für Wald-Ökosysteme) ist es notwendig, daß die hydraulischen Funktionen des Bodens (die Leitfähigkeits-Saugspannungs-Beziehung und die pF-Kurve) für jeden der untersuchten Bodenabschnitte mit hinreichender Genauigkeit bestimmt wurden. Ehlers & Van der Ploeg (1976) und Beese & Van der Ploeg (1976a) betonen die Ermittlung der Funktionen unter Feldbedingungen. Sie weisen darauf hin, daß unter Laborbedingungen ermittelte Funktionen oft für Simulationszwecke nicht ausreichend sind. In jüngster Zeit ist von Ehlers (1976) mit Erfolg eine Schnellmethode zur Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeit getestet worden, die es ermöglicht, auch im Labor repräsentative Leitfähigkeitsbeziehungen aufzustellen.

Die Frage nach der Zuverlässigkeit der Modellergebnisse wird häufig gestellt.

Table 1. Jährliche Beträge der Gesamtverdunstung (= Interception + Evapotranspiration) für unterschiedliche Waldbestände, nach verschiedenen Autoren.

AUTOREN	GESAMTVERDUNSTUNG	
	Laubholz	Nadelholz
Benecke und Van der Ploeg 1976	483 (Buche)	617 (Fichte)
Schroeder, 1970	500 (Eiche)	675 (Kiefer)
Penman, 1967	500	655
Lützke und Simon, 1975		617 Kiefer, Stangenholz 546 Kiefer, Baumholz
Friedrich et al. 1968		556 und 472 (Fichte)

Es ist uns nicht möglich, hierauf ausführlich einzugehen. In erster Linie hängen die Modellergebnisse davon ab, inwieweit die Flußgleichung des Bodenwassers tatsächlich die Bodenwasserbewegung beschreibt. In den Arbeiten zum Beispiel von Youngs (1957) oder von Bresler et al. (1971) wird gezeigt, daß auch unter völlig kontrollierten Bedingungen und an idealen Böden die Flußgleichung die Wasserdynamik nicht im Detail beschreibt. Wie sich solche Abweichungen auf die Versickerungsrate oder die Verdunstung im Gelände auswirken würden, ist bisher nicht geprüft worden. Ehlers (1974) und Ehlers & Van der Ploeg (1976) weisen auf Umstände hin, unter welchen die Flußgleichung unzureichend sein würde. Auch Fragen der Hysterese, das Quellen des Bodens und nicht-isothermale Fließbedingungen dürften im Gelände eine Rolle spielen, werden jedoch in Modellrechnungen meistens vernachlässigt, obwohl Beese & Van der Ploeg (1976a, b) auf Möglichkeiten hinweisen, die Hysterese in Bodenwasserhaushaltsmodellen zu berücksichtigen.

Wie schon erwähnt wurde, spielt die genaue Ermittlung der hydraulischen Funktionen des Bodens eine entscheidende Rolle in der Genauigkeit der Modellergebnisse. Die räumliche Variabilität dieser Funktionen und deren Auswirkung auf die Größe der Komponenten der Wasserhaushaltsgleichung bilden ein weiteres Problem. Die Wasseraufnahme von Pflanzenwurzeln und deren Simulation ist ebenfalls nicht restlos geklärt. Es wird daher noch sehr viel Forschungsarbeit geleistet werden müssen, bis die Frage nach der Zuverlässigkeit von Modellergebnisse befriedigend beantwortet werden kann.

Die Frage nach der Zuverlässigkeit der Modellergebnisse kann aber auch mit einer Gegenfrage beantwortet werden: welche anderen Methoden stehen zur Verfügung, um Wasserhaushaltsfragen, unter Bedingungen wie im Solling, zu beantworten. Gebietswasserhaushaltsuntersuchungen an Wassereinzugsgebieten sind auf den tiefgründigen, porösen Substraten des Sollings nicht möglich. Großlysimeter, wie von Schroeder (1970) beschrieben, könnten eine Alternative bilden, sind aber sehr aufwendig und bei Altbeständen nicht durchführbar. Über die räumliche Variabilität der Wasserhaushaltskomponenten kann auch mit Großlysimetern keine Auskunft gewonnen werden. Andere Bodenmethoden zur Bestimmung der Wasserhaushaltskomponenten, wie mit Kleinlysimetern, Saugplatten bzw. Saugkerzen, Tensiometern, Neutronensonden, Gammasonden, können durch Wiederholungsmessungen Auskunft über die räumliche Variabilität der gemessenen Bodengröße bringen. Jedoch liegen die Messungen meistens zeitlich so weit auseinander, daß von dem kontinuierlichen Ablauf der Versickerungs- und Verdunstungsprozesse höchstens ein grober Einblick gewonnen werden kann. Wenn außerdem keine hydraulischen Gradienten im Boden gemessen werden, dann sind Wasservorratsänderungen im Boden schon fast gar nicht mehr zu interpretieren und eine Trennung der Evapotranspiration von der Versickerung ist praktisch ausgeschlossen.

Simulationsmodelle haben, neben dem geringen Arbeitsaufwand, den Vorteil, daß sie die hydrologischen Prozesse sowohl zeitlich als auch räumlich kontinuierlich ablaufen lassen. Sie gestatten außerdem einen besseren Einblick in Zusammenhänge und Abhängigkeiten der ablaufenden Prozesse und der Wasserhaushaltskomponenten. Die Modelle zur Bestimmung der Evapotranspiration, die wir bis jetzt entwickelt haben, funktionieren jedoch nur, wenn gemessene Boden-

daten vorliegen, dabei ist es unwichtig, ob das Tensiometerwerte, Neutronen-sondedaten, Gammasondedaten etc. sind. Bei dem jetzigen Stand der Technik und Wissenschaft scheint es daher notwendig, daß man die Simulationsmethoden und die Meßmethoden nicht einander gegenüberstellt, sondern sie verknüpft, um zu den bestmöglichen Ergebnissen zu kommen.

Danksage: Die Arbeit wurde aus Mitteln der DFG finanziert. Den Herren W. Rodewald und H.G. Malinowski wird für die gewissenhafte Entwicklung und Betreuung der Meßgeräte gedankt. Dem Lehrstuhl für Medizinische Datenverarbeitung der Universität Göttingen wird für die Bereitstellung seiner Rechenanlage IBM 370/145 gedankt.

LITERATUR

- Beese, F. & R.R. van der Ploeg. (1976a): Influence of hysteresis on moisture flow in an undisturbed soil monolith. *Soil Sci. Soc. Amer. Journal* (in Druck).
- Beese, F. & R.R. van der Ploeg. (1976b): Modeling the water balance of a fallow field soil. Manuskript zur Veröffentlichung eingereicht; Vordrucke sind vorhanden.
- Benecke, P. & R.R. van der Ploeg. (1976): Quantifizierung des zeitlichen Verhaltens der Wasserhaushaltskomponenten eines Buchen- und eines Fichtenaltholzbestandes im Soling mit bodenhydrologischen Methoden (in dieser Ausgabe).
- Braun, G. (1975): Entwicklung eines physikalischen Wasserhaushaltsmodells für Lysimeter. Mitteilungen des Leichtweiss-Institutes für Wasserbau der TU Braunschweig, Heft 49.
- Bresler, E., J. Heller, N. Diner, I. Ben-Asher, A. Brandt & D. Goldberg. (1971): Infiltration from a trickle source: II. Experimental data and theoretical predictions. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 35: 683–689.
- Ehlers, W. (1975): Observations on earthworm channels and infiltration on tilled and untilled loess soil. *Soil Sci.* 119: 242–249.
- Ehlers, W. (1976): Rapid determination of unsaturated hydraulic conductivity in tilled and untilled loess soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Journal* (im Druck).
- Ehlers, W. & R.R. van der Ploeg. (1976): Simulation of infiltration into tilled and untilled field soils derived from loess. In: *System Simulation in Water Resources*, ed. G.C. Vansteenkiste, pp. 157–168. North-Holland Publishing Company, Amsterdam.
- Friedrich, W., H. Liebscher, R. Rudolph & A. Wagenhoff. (1968): Forstlich-hydrologische Untersuchungen in bewaldeten Versuchsgebieten im Oberharz. Aus dem Walde, Heft 7 (Mitteilungen aus der Niedersächsischen Landesforstverwaltung), speziell S. 225–227.
- Hillel, D. (1971): *Soil and Water. Physical Principles and Processes.* Academic Press, New York.
- Kirkham, Don & W.L. Powers. (1972): *Advanced Soil Physics.* Wiley-Interscience, New York.
- Lützke, R. & K.H. Simon. (1975): Zur Bilanzierung des Wasserhaushalts von Waldbeständen auf Sandstandorten der DDR. *Allgemeine Forst-Zeitschrift* Nr. 37 (Sept. 1976, Zusammenfassung, S. 806–807).
- Meyer, F.H. & D. Götsche. (1971): Distribution of root tips and tender roots of beech. In: *Integrated Experimental Ecology*, ed. H. Ellenberg. Springer Verlag, Berlin, pp. 48–52.
- Penman, H.L. (1967): Evaporation from forests: a comparison of theory and observation. In: *Proceedings of a NSF Advanced Science Seminar*, University Park, Pennsylvania, Aug. 29 – Sept. 10, 1965. Ed. W.E. Sopper & H.W. Lull. Pergamon Press, New York, pp. 373–380.
- Prenzel, J. (1977): Simulationsmodelle von Wald-Ökosystemen: Bioelemente (in dieser Ausgabe).
- Schroeder, M. (1970): Methodische Untersuchungen am Beispiel der Großlysimeteranlage Castricum. *Forstwissenschaftl. Centralblatt* 89 (4): 200–210.

- Schroeder, M. & G. Braun. (1976): Simulation vertikaler Wasserflüsse in einem Lysimeter. *Wasser u. Boden* 1: 10–11.
- Van der Ploeg, R.R. (1974a): Simulation of moisture transfer in soils: one-dimensional infiltration. *Soil Sci.* 118: 349–357.
- Van der Ploeg, R.R. (1974b): Use of soil physical principles in hydrological models. *Mitt. Deutschen Bodenkundl. Gesellsch.* 19: 133–161.
- Van der Ploeg, R.R. & P. Benecke. (1974a): 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. & P. Benecke. (1974b): Simulation of one-dimensional moisture transfer in unsaturated, layered, field soils. *Göttinger Bodenkundl. Ber.* 30: 150–169.
- Van der Ploeg, R.R., B. Ulrich, J. Prenzel & P. Benecke. (1975): Modeling the mass balance of forest ecosystems. Proceedings of the 1975 Summer Computer Simulation Conference, San Francisco, pp. 793–802.
- Youngs, E.G. (1957): Moisture profiles during vertical infiltration. *Soil Sci.* 84: 283–290.

Anschrift der Verfasser:

Dr. R.R. Van der Ploeg, Dr. F. Beese & Dr. P. Benecke, Institut für Bodenkunde und Waldernährung der Universität Göttingen, Büsgenweg 2, 34 Göttingen.