

Z81/32

MITTEILUNGEN

der

**DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN
GESELLSCHAFT**

Band 32

1981

I S S N - 0343-107X

Schriftleitung: P. Hugenroth, Göttingen

MITTEILUNGEN
DER
DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN
GESELLSCHAFT

Neue Ehrenmitglieder

Referate
Protokoll

Sitzung der Kommission VII

am 26. und 27.2.1981

HANNOVER

Referate

Tagung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft

6. bis 12.9.1981

BERLIN

NEUE EHRENMITGLIEDER

der
Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft

Auf ihrer Mitgliederversammlung am 10. September 1981 in Berlin hat die Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft nach § 10 ihrer Satzung fünf Wissenschaftler, die sich um die Bodenkunde und um die DBG verdient gemacht haben, zu Ehrenmitgliedern ernannt.

Prof. Dr. Wolfgang FLAIG (DBG-Mitgliedsnummer 47) wurde 1912 in Bonndorf/Schwarzwald geboren.

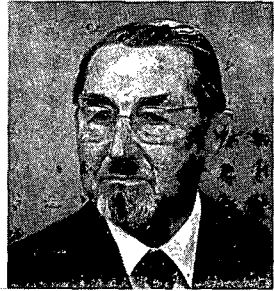
Nach dem Studium der Chemie in Freiburg übte er verschiedene Tätigkeiten aus, ehe er 1948 an das Institut für Biochemie des Bodens der FAL Braunschweig-Völkenrode berufen wurde, das er bis 1977 leitete. Von 1960 - 1964 und von 1974 - 1978 war er Vorsitzender der Kommission II (Bodenchemie) der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft und von 1965 - 1967 stellvertretender Vorsitzender der Kommission II der DBG. Wolfgang FLAIG ist ein international renommierter Wissenschaftler auf dem Gebiet der Biochemie der organischen Stoffe des Bodens, dem bereits zahlreiche hohe in- und ausländische Ehrungen zuteil geworden sind; so ist er u.a. Mitglied der New Yorker Academy of Sciences und Ehrendoktor der Universität Löwen/Belgien.



Prof. Dr. Robert GANSSEN (DBG-Mitgliedsnummer 34) gehört dem Jahrgang 1904 an und zählt damit zum Kreis der Senioren der deutschen Bodenkunde. Er begann seine bodenkundlichen Arbeiten im Jahre 1928, die vor allem der forstlichen und der regionalen Bodenkunde gewidmet waren. 20 Jahre lang leitete er sehr erfolgreich das Institut für Bodenkunde und Waldernährungslehre der Universität Freiburg. Berühmt wurde Robert GANSSEN durch sein Buch "Bodengeographie", das auch in die russische Sprache übersetzt wurde, und den "Atlas zur Bodenkunde", den er zusammen mit E. HÄDRICH herausgab. Durch seine bodenkundlichen Stichworte für mehrere bekannte große Lexika und geowissenschaftliche Nachschlagwerke hat er ganz wesentlich zur Popularisierung der Bodenkunde außerhalb unseres Faches beigetragen.



Prof. Dr. Hans GLATHE (DBG-Mitgliedsnummer 37) wurde 1898 geboren und ist damit der älteste unserer Ehrenmitglieder. Als Bodenbakteriologe hat er mehr als ein halbes Jahrhundert - zuerst im Leipziger Institut für Bakteriologie und Bodenkunde, dann an der FAL in Braunschweig-Völkenrode, und schließlich ab 1956 als Leiter des Institutes für Landwirtschaftliche Mikrobiologie der Universität Gießen die Bodenbiologie in Forschung und Lehre tatkräftig gefördert. Dabei entwickelte er das Gießener Institut zu einem internationalen Zentrum angewandter bodenbiologischer Forschung mit besonderer Betonung der interdisziplinären Zusammenarbeit zwischen Biologen, Bodenkundlern, Hygienikern und Phytopathologen. Zu einer Zeit, als Umweltbewußtsein und ökologisches Denken nur schwach entwickelt waren, hat er bereits die Bedeutung des Bodens als Lebensraum für unser Umweltsystem herausgestellt.



Prof. Dr. Karl JASMUND wurde 1913 in Hagenow/Mecklenburg geboren. Obwohl von Hause aus Physiker, wandte er sich schon früh - ab 1940 in Rostock, dann in Göttingen und schließlich an dem von ihm geleiteten Kölner Mineralogisch-Petrographischen Institut - der Tonmineralogie zu. Mit seinem Buch "Die silicatischen Tonminerale" (1950) führte er die deutsche Tonmineralogie wieder an den internationalen Stand der Kenntnisse heran und regte zahlreiche Nachbardisziplinen - vor allem auch die Bodenkunde - zur verstärkten Beschäftigung mit den Tonmineralen an. Als betont interdisziplinär arbeitender Wissenschaftler hat er sich vor allem als Koordinator des DFG-Schwerpunktprogramms "Tonmineralogie", an dem zahlreiche bodenkundliche Arbeitsgruppen mitgewirkt haben, verdient gemacht.



Karl JASMUND gilt als Initiator und Wegbereiter der modernen

deutschen Tonmineralogie, die seit 1961 auch in der damals begründeten DBG-Kommission VII (Bodenmineralogie) besonders gepflegt wird.

Prof. Dr. Ernst SCHÖNHALS (DBG-Mitgliedsnummer 18), 1909 in Merlau/Oberhessen geboren, ist einer der Wiederbegründer der DBG im Jahre 1949 und zugleich Gründungsmitglied der DEUQUA 1948. Dies kennzeichnet bereits die enge Verbindung zwischen Quartärgeologie und Bodenkunde, der sich Ernst SCHÖNHALS zeitlebens gewidmet hat. Seine Hauptarbeitsstätten waren das Hessische Geologische Landesamt, die Bundesanstalt für Bodenforschung und ab 1965 das Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung in Gießen, das er bis 1976 leitete.



Von 1966 - 1970 war er Vorsitzender der DBG-Kommission V (Bodengenetik, Klassifikation und Kartierung), von 1965 - 1966 Vorsitzender der DEUQUA und von 1965 - 1969 Vizepräsident der INQUA. Aus der großen Zahl wissenschaftlicher Veröffentlichungen sind vor allem sein grundlegendes Werk "Die Böden Hessens und ihre Nutzung" sowie die Arbeiten über die von ihm kreierten "Lockerbraunerden" zu nennen.

BODENMINERALOGIE

Sitzung der Kommission VII

der

Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft

in

H A N N O V E R

am

26. u. 27. Februar 1981

I N H A L T

	<u>Seite</u>
ALAILY, F.: Quantifizierung von Tonmineralen auf der Grundlage von Röntgenbeugung und chemischer Analyse	9
GUDMUNDSSON, Th.: Der Nachweis von Gorceixit im Podsol Bärhalde	19
LAGALY, G.: Protokoll der allgemeinen Diskussion	25

Quantifizierung von Tonmineralen auf der Grundlage von
Röntgenbeugung und chemischer Analyse

von
Alaily, P.⁺

Bei der Quantifizierung von Tonmineralen in Böden mit Hilfe von Röntgenbeugungsaufnahmen treten folgende Schwierigkeiten auf:

1)

Standard-Tonminerale aus Lagerstätten, die zur Herstellung von Eichkurven benutzt werden (Extern- oder Intern-Standard, BRINDLEY, 1961), erzielen andere Reflexintensitäten als ihre äquivalenten Bodenminerale.

2)

Bei der Messung der Reflex-Intensitäten aus Röntgendiagrammen sind (insb. bei 14 Å Mineralen) Abweichungen zu erwarten, die von der geschätzten Untergrundlinie abhängig sind.

3)

In Texturpräparaten ist die Orientierung der Teilchen nicht immer gleich (das gilt besonders für glyzerin- oder hitzebehandelte Präparate). So sind die Reflexintensitäten bei gleichen Mineralanteilen nicht gleich.

4)

Die Reflexintensitäten sind vom Chemismus der Probe abhängig (Massenschwächung) (BRINDLEY, 1961; NUFFIELD, 1966; GRIM, 1968).

⁺ Institut für Ökologie - Bodenkunde - der Technischen Universität Berlin, Engler Allee 19-21, 1000 Berlin 33

5) Gleiche Anteile von verschiedenen Tonmineralen geben unterschiedliche Reflexintensitäten, so daß die Verhältnisse zwischen den Reflexintensitäten der Minerale nicht ihren Mengenverhältnissen entsprechen (I/Q-Beziehungen).

6) Bei der Herstellung von Texturpräparaten wird häufig Grobton von Feinton überdeckt, so daß die Reflexintensitäten der Grobtonminerale mit zunehmenden Feintongehalten abnehmen.

Die hier anhand eines Lößlehm-Bodenprofils (pH KCl 6-7) vorgestellte Quantifizierungsmethode läßt sich in folgende Schritte gliedern.

1) Qualitative Identifizierung der Tonminerale mit Hilfe von Röntgenaufnahmen (SCHLICHTING u. BLUME, 1966; RUHE and OLSON, 1979).

2) Korrektur der Reflexintensitäten der Röntgenaufnahmen auf der Basis der chemischen Eigenschaften des Tons, um die unter 2) beschriebene Fehlermöglichkeit auszugleichen.

3) Quantifizierung der Minerale mit Hilfe von Faktoren, die aus den korrigierten Reflexintensitäten ermittelt werden, um die Schwierigkeiten 3), 4) und 5) zu überwinden.

Die Gewinnung des Ton wurde nach Vorbehandlung der Bodenproben mit 10 % HCL, H_2O_2 sowie Na-Dithionit und Dispergierung mit Na-Pyrophosphat durchgeführt.

Zur Identifizierung der Tonminerale wurden Texturpräparate mit den gewonnenen Tonfraktionen hergestellt, die mit Glyzerin (Gl), K + $450^{\circ}C$ und $550^{\circ}C$ für 2 Stunden behandelt wurden. Nach diesen Behandlungen sind Kaolinit $7.0 \text{ \AA}_{450^{\circ}C}$, Illit 10.1 \AA_{G1} und Smektite + Vermikulite 14.0 \AA_{G1} identifiziert worden.

Da sich die identifizierten Minerale in ihren Al-, Fe-, K-Gehalten und

KAK-Werten unterscheiden, wurden die genannten chemischen Merkmale im Ton bestimmt. In Tab. 1 sind die Intensitäten der $14\overset{\circ}{\text{A}}_{\text{G1}}$ -, $10.1\overset{\circ}{\text{A}}_{\text{G1}}$ -, $10.1\overset{\circ}{\text{A}}_{450^{\circ}\text{C}}$ und $7.0\overset{\circ}{\text{A}}_{450^{\circ}\text{C}}$ -Reflexe in cm^2 bzw. cm und die chemischen Eigenschaften des Tons dargestellt.

Wegen der Fehlermöglichkeiten bei der Messung der Reflexintensitäten wurden die Korrelationen zwischen jeder Reflexintensität und den chemischen Eigenschaften des Tons nach folgender Multikorrelations-Formel errechnet (EZEKIEL and FOX, 1959) und die Reflexintensitäten entsprechend des Tonchemismus korregiert (s. Tab. 2):

$$y = a + b_1 x_1 + b_2 x_2 + b_3 x_3 + b_4 x_4$$

wobei: y = Reflexintensität in cm bzw. cm^2
 x_1, x_2, x_3 und x_4 = die chemischen Eigenschaften
 b_1, b_2, b_3 und b_4 = Steigungsrate von Kurven der
 x_1, x_2, x_3 bzw. x_4
 a = Schnittpunkt der Kurven mit der y -Achse.



Für die untersuchten Proben ergaben die Logarithmen-Werte von $10. \text{Fe}$ -, $10. \text{Al}$ -, $10. \text{K}$ -Gehalte und KAK-Werte bessere Beziehungen zu Reflexintensitäten als die absoluten Werte:

$$10.1\overset{\circ}{\text{A}}_{\text{G1}} \quad \text{cm}^2 = 13.57 - 17.19 \log 10 \text{ Fe} - 18.44 \log 10 \text{ Al} \\ + 48.26 \log 10 \text{ K} - 0.21 \log \text{KAK}$$

$$14\overset{\circ}{\text{A}}_{\text{G1}} \quad \text{cm}^2 = -44.04 + 49.84 \log 10 \text{ Fe} - 30.61 \log 10 \text{ Al} \\ - 15.19 \log 10 \text{ K} + 19.92 \log \text{KAK}$$

$$10.1\overset{\circ}{\text{A}}_{450^{\circ}\text{C}} \quad \text{cm}^2 = 115.16 - 28.86 \log 10 \text{ Fe} - 34.46 \log 10 \text{ Al} \\ - 57.61 \log 10 \text{ K} - 25.82 \log \text{KAK}$$

$$7.0\overset{\circ}{\text{A}}_{450^{\circ}\text{C}} \quad \text{cm} = 31.62 - 24.74 \log 10 \text{ Fe} + 11.56 \log 10 \text{ Al} \\ + 4.72 \log 10 \text{ K} - 5.73 \log \text{KAK}$$

Da die unterschiedlichen Reflexintensitäten der Minerale von Art und Größe des Minerals sowie von der chemischen Zusammensetzung der Tonprobe abhängig

sind, wurden mit Hilfe der korrigierten Reflexintensitäten die Faktoren berechnet, die die genannten Ursachen integrieren. Außerdem ist möglicherweise die Orientierung der Tonminerale in den Glycerin- und 450°C-erhitzten Texturpräparaten verschieden, so daß ein quantitativer Vergleich der Reflexintensitäten beider Behandlungen nicht möglich ist. Deshalb wurden die Faktoren für jede Behandlung gesondert berechnet.

Die Berechnungen der Faktoren basieren auf der Annahme, daß die Summe der prozentualen Anteile der 7.0Å, 10.1Å und 14Å Minerale in allen untersuchten Proben gleich 100 sein muß. Das heißt:

$$\begin{aligned} 10.1\text{Å}_{450^\circ\text{C}}\text{-Minerale \%} + 7\text{Å}_{450^\circ\text{C}}\text{-Minerale \%} &= 100 \\ 10.1\text{Å}_{\text{Gl}}\text{-Minerale \%} + 14\text{Å}_{\text{Gl}}\text{-Minerale \%} &= 10.1\text{Å}_{450^\circ\text{C}}\text{-Minerale \%} \end{aligned}$$

Der allgemeine Rechnungsweg zur Ermittlung der Faktoren (vergl.: Internal generated Factors, HEATH and PISIAS, 1979) basiert auf folgendem Gleichungssystem:

$$\begin{aligned} \sum x_1^2 + \sum x_1x_2 \dots + \sum x_1x_n &= \sum A x_1 \\ \sum x_2x_1 + \sum x_2^2 \dots + \sum x_2x_n &= \sum A x_2 \\ \sum x_nx_1 + \sum x_nx_2 \dots + \sum x_n^2 &= \sum A x_n \end{aligned}$$

wobei: x_1, x_2, \dots, x_n = Reflexintensitäten
 A = die Summe der prozentualen Anteile der x_1, x_2, \dots, x_n Minerale.

(Zur Berechnung der Faktoren eignete sich für unser Beispiel der Logarithmus der zehnfachen Reflexintensitäten).

Nach diesem Modell wurden

- a) die Faktoren für die $10.1\text{Å} = F_{10\text{Å}}$ und $7.0\text{Å} = F_{7\text{Å}}$ Reflexe bei den 450°C-erhitzten Texturpräparaten errechnet:

$$71.86146 F_{10\text{Å}} + 46.51518 F_{7\text{Å}} = 3169.76164$$

$$46.51418 F_{10\text{Å}} + 30.22497 F_{7\text{Å}} = 2053.59222$$

$$\text{So ist: } F_{10\text{Å}} = 33.737 \text{ und } F_{7\text{Å}} = 16.024$$

Die Gehalte an:

$$\text{Illit + Smektit + Vermikulit \%} \\ = 10.1\text{\AA}_{450^{\circ}\text{C}} \text{ Minerale in \%} = 33.737 \cdot \log(10. 10.1\text{\AA}_{450^{\circ}\text{C}} \text{ in cm}^2)$$

$$\text{Kaolinit \%} \\ = 7.0\text{\AA}_{450^{\circ}\text{C}} \text{ Mineral in \%} = 16.024 \cdot \log(10. 7.0\text{\AA}_{450^{\circ}\text{C}} \text{ in cm}^2)$$

b) Die Faktoren der 10.1\AA $F_{10\text{\AA}}$ und 14\AA $F_{14\text{\AA}}$ Reflexe für die glyzerin-behandelten Texturpräparate wurden nach dem selben Modell errechnet:

$$36.96279 F_{10\text{\AA}} + 38.01758 F_{14\text{\AA}} = 1688.89265$$

$$38.01758 F_{10\text{\AA}} + 48.73566 F_{14\text{\AA}} = 1996.87134$$

$$\text{So ist: } F_{10\text{\AA}} = 17.95 \text{ und } F_{14\text{\AA}} = 26.97$$

Die Gehalte:

$$\text{Illit \%} \\ = 10.1\text{\AA}_{G1} \text{ Mineral in \%} = 17.95 \cdot \log(10. 10.1\text{\AA}_{G1} \text{ in cm}^2)$$

$$\text{Smektit + Vermikulit \%} \\ = 14\text{\AA}_{G1}\text{-Minerale in \%} = 26.97 \cdot \log(10. 14\text{\AA}_{G1} \text{ in cm}^2)$$

Die errechneten Mineral-Gehalte sind in Tab. 3 dargestellt. Sie zeigt, daß die Summe der errechneten Prozentanteile von den 7\AA -, 10.1\AA - und 14\AA -Mineralen, mit Ausnahme von einer Probe, im Bereich 100 liegt, was die Richtigkeit des Rechnungsmodells beweist.

Literatur:

BRINDLEY, G.W. in BRAUN, G.:

The x-ray identification and crystal structures of clay minerals, Mineralogical society, London, 544 S. (1961).

EZEKIEL, M. and K.A. FOX:

Methods of Correlation and Regression Analysis, 3^d ed, John Wiley & Sons, Inc., New York - London, 548 S. (1959)

GRIM, Ralph E.:

Clay mineralogy, 2. Aufl., McGraw-Hill Book Company, New York, San Francisco, Toronto, London, Sydnex, 596 S. (1968).

HEATH, G.R. and PISIAS, N.G.:

A method for the Quantitative estimation of clay-minerals in north pacific deep-sea sediments. Clay and clay minerals, Vol. 27, No. 3, pp 175-184 (1979).

NUFFIELD, E.W.:

X-ray diffraction methods. John Wiley & Sons, inc., New York, London, Sydney, 409 S. (1966).

RUHE, Robert V. and OLSON, Carolyn G.:

Estimate of clay-mineral content: Additions of proportions of soil clay to constant standard. Clays and clay minerals, Vol. 27, No. 5, pp 322-326 (1979).

SCHLICHTING, E. und H.-P. BLUME:

Bodenkundliches Praktikum. Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin, 209 S. (1966).

Tab. 1: Aus den Röntgendiagrammen gewonnene Reflexintensitäten sowie die Fe-, Al-, K-Gehalte und KAK-Werte der untersuchten Tonfraktionen

Nr.	Horizont	cm ²		cm		% in Ton			mval in 100 g Ton KAK
		Å 10.1	Å 14	Å 10.1	Å 7.0	Fe	Al	K	
1	Ap	9.5	6.5	22.7	2.0	6.85	6.20	1.80	68.0
2	Bt	7.5	8.7	20.7	2.4	7.66	7.80	1.83	67.7
3	C	3.7	17.0	24.0	2.0	7.52	8.15	1.70	65.4
4	D1	3.5	15.2	14.6	2.0	7.70	8.30	1.50	69.5
5	D2	3.5	10.0	19.5	3.8	7.50	8.95	1.57	64.9
6	fAh	+	6.2	16.6	2.3	7.02	7.90	1.50	61.5
7		4.5	2.0	14.0	3.9	7.10	9.35	1.63	65.4
8		5.0	5.0	17.2	3.6	7.96	10.00	1.83	55.9
9	Bgt	5.2	7.5	22.5	3.8	7.90	9.45	1.83	54.6
10		5.5	6.5	24.2	3.2	7.62	8.90	1.85	57.3
11		7.7	4.2	26.0	6.0	7.19	7.75	1.75	56.3
12		4.2	10.0	14.7	1.2	7.66	8.75	1.67	52.6
13	D3		3.0	13.4	3.2	8.10	9.15	1.40	57.9
14	D4	3.0	3.0	14.2	2.5	8.46	9,75	1.85	65.7

Tab. 2: Korrigierte Reflexintensitäten auf der Basis der Multi-Korrelation zwischen den Gehalten an Fe, Al, K sowie KAK-Werten und der Röntgenbeugungsanalyse

Tiefe in cm	Hori- zont	cm ²		cm	
		G1		450°C	
		Å 10.1	Å 14	Å 10.1	Å 7.0
0-14	Ap	9.1	10.0	25.4	2.3
-66	Bt	6.8	9.2	21.0	2.3
-90	C	5.1	8.4	19.1	2.7
-134	D1	2.1	10.1	14.8	2.1
-163	D2	2.7	7.6	15.9	3.0
-196	fAh	3.2	7.7	18.0	3.2
-228		3.5	5.6	16.8	3.9
-259		4.6	5.1	19.0	3.6
-290	Bgt	5.1	5.5	20.2	3.5
-352		6.0	5.9	21.3	3.5
-388		6.4	6.7	22.9	3.4
-414		4.0	6.1	19.9	3.4
-445	D3	+	8.7	13.0	2.4
-538	D4	4.5	8.1	17.1	2.5

Tab. 3: Errechnete Gehalte der 7.1Å, 10.1Å und >14Å Minerale nach Behandlung der Proben mit Glycerin und K +450°C.

Tiefe in cm	% 450°C		% Glycerin		Σ
	10.1Å	7.1Å	10.1Å	14Å	
0 - 14	81	22	35	54	111
- 66	78	22	33	53	108
- 90	77	23	31	52	106
-134	73	21	24	54	99
-163	74	24	26	51	101
-196	76	24	27	51	102
-228	75	25	28	47	100
-259	77	25	30	46	101
-290	78	25	31	47	103
-352	78	25	32	48	105
-388	80	25	32	49	106
-414	78	25	29	48	102
-445	71	22	0	52	74
-538	75	22	30	51	103

Der Nachweis von Gorceixit im Podsol Bärhalde

von

Gudmundsson, Th.⁺

Einleitung

Gorceixit gehört zu den Phosphat-Mineralien der Crandallit-Gruppe, Subgruppe Plumbogummit (LINDSAY and VLEK, 1977). Zwei dieser Minerale, Crandallit $\text{CaAl}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_5\text{H}_2\text{O}$ und Gorceixit $\text{BaAl}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_5\text{H}_2\text{O}$, sind in der Tonfraktion verschiedener Böden gefunden worden (NORRIS, 1968), wobei es sich meistens, wenn nicht ausschließlich, um stark verwitterte Böden handelt.

Während einer Untersuchung der Verwitterungsprozesse des Podsol Bärhalde wurde das Mineral Gorceixit entdeckt (GUDMUNDSSON und STAHR - im Druck). Das Ziel dieser Arbeit ist es, die Identifizierung des Minerals zu erläutern, die Verbreitung des Minerals in dem Boden zu beschreiben und schließlich die Genese zu diskutieren.

Material und Methoden

Der Boden, Podsol Bärhalde, wurde ausführlich bei HÄDRICH, KEILEN, STAHR und ZÖTTL (1979) beschrieben und die Fraktionierung von GUDMUNDSSON und STAHR (im Druck). Die chemischen Analysen sind von KEILEN (1978) übernommen worden. Die Oberflächenmorphologie der Minerale wurde mit Rasterelektronenmikroskopie durchgeführt, kombiniert mit Energie Dispersiver Analyse für qualitative Elementbestimmungen der Mineraloberflächen. Röntgenbeugungsanalysen wurden mit Cu K_α Strahlung an Pulverpräparaten durchgeführt.

⁺ Inst. f. Ökologie, Regionale Bodenkunde, Englerallee 19/21, 1000 Berlin 33

Identifizierung

Auf Feldspatoberflächen der Feinsandfraktion, besonders im Cv-Horizont kommen kleine blockige gut geformte Kristalle vor (Abb.1). Die qualitative Elementanalyse zeigte immer die Elemente Al, P und Ba mit großen Ausschlägen. Die Elemente Si, K und Fe waren häufig vorhanden, die Intensität der Ausschläge aber recht unterschiedlich. Von der Größe der Minerale, meistens 2-5 μm , wurde angenommen, daß sie sich in der Feinschlufffraktion konzentrieren würden. Auf Röntgendiagrammen der Feinschlufffraktion der B- und C-Horizonte wurden alle Ausschläge, die in der "International Card File" für Gorceixite aufgeführt sind, gefunden. Nach kurzer Behandlung der Probe mit HF (NORRIS, 1968) wurde die Intensität der Ausschläge verstärkt. Diese Merkmale wurden für eine positive Identifizierung von Gorceixiten im Podsol gehalten.

Verteilung und Mengen im Boden

Gorceixit hat bei der Röntgenbeugung einen Ausschlag hoher Intensität bei 5.72 bis 5.75 Å. Kein anderes Mineral im Bärhaldegranit, noch die anderen Sekundärminerale haben einen Ausschlag von dieser Aufweitung. Ein sehr kleiner Orthoklas Ausschlag bei 5.90 Å ist gelegentlich erkennbar. Der Ausschlag bei 5.72 bis 5.75 Å eignet sich deshalb als Nachweis von Gorceixit in den verschiedenen Korngrößenfraktionen. Es kann außerdem angenommen werden, daß die Intensität des Ausschlags in etwa den Mengenverhältnissen entspricht.

Aus Abbildung 2 ergibt sich, daß die größten Gorceixitmengen im Feinschluff vorkommen und, daß sie abnehmen mit zunehmender Korngröße. Eine Ausnahme ist das Feinskelett des Bsh-Horizonts, wo sehr große Mengen vorkommen. Die Tonfraktion enthält deutlich weniger Gorceixit als der Feinschluff, aber ungefähr in den gleichen Mengen in allen Horizonten. In anderen Größenfraktionen nehmen die Gorceixitmengen, von A- bis zu den B-Horizonten zu, dann aber wieder ab. Die Fraktionen, die die kleinsten Gorceixitmengen bzw. Gorceixit-frei sind, sind die Grob- und Mittelsandfraktionen der A-Horizonte.

Die Gorceixitmengen lassen sich nicht direkt quantitativ fassen. Eine Schätzung kann aber von den Ba- und P-Gehalten gemacht werden (Tab. 1), indem vorausgesetzt wird, daß der größte Teil dieser Elemente im Gorceixit gebunden sind. Im Podsol Bärhalde sind

sind die Ba- und P-Gehalte sehr hoch (Tab. 1), und es fällt auf, wie gut die maximal möglichen Gorceixitmengen, gerechnet von den Ba- und P-Gehalten, übereinstimmen. Diese Werte sind auch in Übereinstimmung mit den Intensitäten der Röntgenbeugungsausschläge (Abb. 2). Es kann deshalb angenommen werden, daß Ba und P in der Tat zum größten Teil im Gorceixit gebunden sind. Dies bedeutet: Mengen über 1 % in den meisten Fraktionen und bis zu etwa 10 % im Feinschluff der B-Horizonte.

Genese

Das Vorkommen von Gorceixit in sehr großen Mengen im Feinskelett des Bhs-Horizonts und das allgemeine Auftreten im Sand deutet auf geogene eher als pedogene Herkunft. Da das Gorceixit thermal gestört wird bei Temperaturen höher als 400°C (NORRIS, 1968), muß es sich um eine leichte hydrothermale Änderung handeln. Daß es sich um ein Produkt tiefer Verwitterung früherer Bodenentwicklung handelt, kann auch nicht ganz ausgeschlossen werden, worauf sowohl der relativ hohe Tongehalt als auch die angegriffenen Feldspäte hindeuten könnten (GUDMUNDSSON und STAHR, im Druck). Da das Bärhalde-Gebiet aber stark glazial erodiert wurde, ist es eher unwahrscheinlich, daß Reste tiefer Verwitterung noch vorhanden sind. Die Genese kann deshalb mit hoher Wahrscheinlichkeit als Folge leichter hydrothermalen Veränderung gesehen werden. Diese Aussagen stehen den Befunden von NORRIS (1968), daß das Gorceixit pedogen gebildet wurde, gegenüber.

Literatur

- GUDMUNDSSON, TH. und K. STAHR, 1981: Mineralogical and geochemical alterations of "Podsol Bärhalde". - Catena (im Druck).
- HÄDRICH, F., K. KEILEN, K. STAHR und H.W. ZÖTTL, 1979: Exkursion B. Bodengesellschaften des Bärhaldegranitgebiets. - Mitteilgn. Dtsch Bodenkundl. Gesellsch. 28, 173-244.
- KEILEN, K., 1978: Spurenelementverteilung und Bodenentwicklung im Bärhaldegranitgebiet (Südschwarzwald). - Freiburger Bodenkundl. Abhandlungen 8, 279 Seiten.
- LINDSAY, W.L. und L.G. VLEK, 1977: Phosphate Minerals. In DIXON und WEED (Hrsg.): Minerals in Soil Environments. 639-672. Soil Science Society of America, Madison.

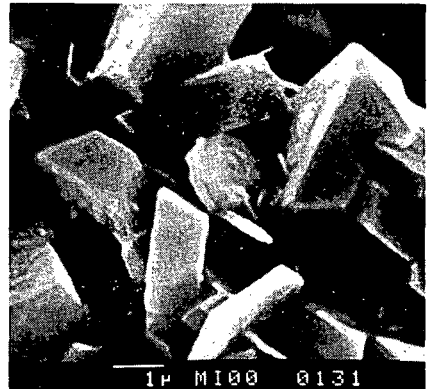
NORRIS, K., 1968: Some phosphate minerals of soils. - 9th International Congress of Soil Science, Adelaide, Australia II, 713-723.

Tab. 1 Ba- und P-Gehalte im FSK und FE (von KEILEN, 1978). Die maximalen Gorceixitmengen sind mit der Voraussetzung ausgerechnet, daß die gesamten Ba- bzw. P-Gehalte in dem Gorceixit gebunden sind.

Horizont	FSK				FE			
	Ba ppm	Gorc. Max.	P ppm	Gorc. Max.	Ba ppm	Gorc. Max.	P ppm	Gorc. Max.
Ahe	2024	0.7	620	0.5	4870	1.8	2120	1.8
Aeh 1	2704	1.0	925	0.8	5777	2.1	2440	2.0
Aeh 2	3125	1.2	1025	0.8	6479	2.4	2570	2.1
Aeh 3	4317	1.6	1600	1.3	7634	2.8	3280	2.7
Bhs	24731	9.2	10100	8.3	16236	6.0	6600	5.4
Bsh	5810	2.1	2200	1.8	10102	3.7	4355	3.6
BvC	5682	2.1	2050	1.7	8141	3.0	3490	2.9
Cv	2888	1.1	1075	0.9	4868	1.8	2400	2.0



A



B

Abb. 1 Blockige Gorceixit Kristalle auf einer Feldspatoberfläche, Cv-Horizont.

A) Überblick

B) Detail

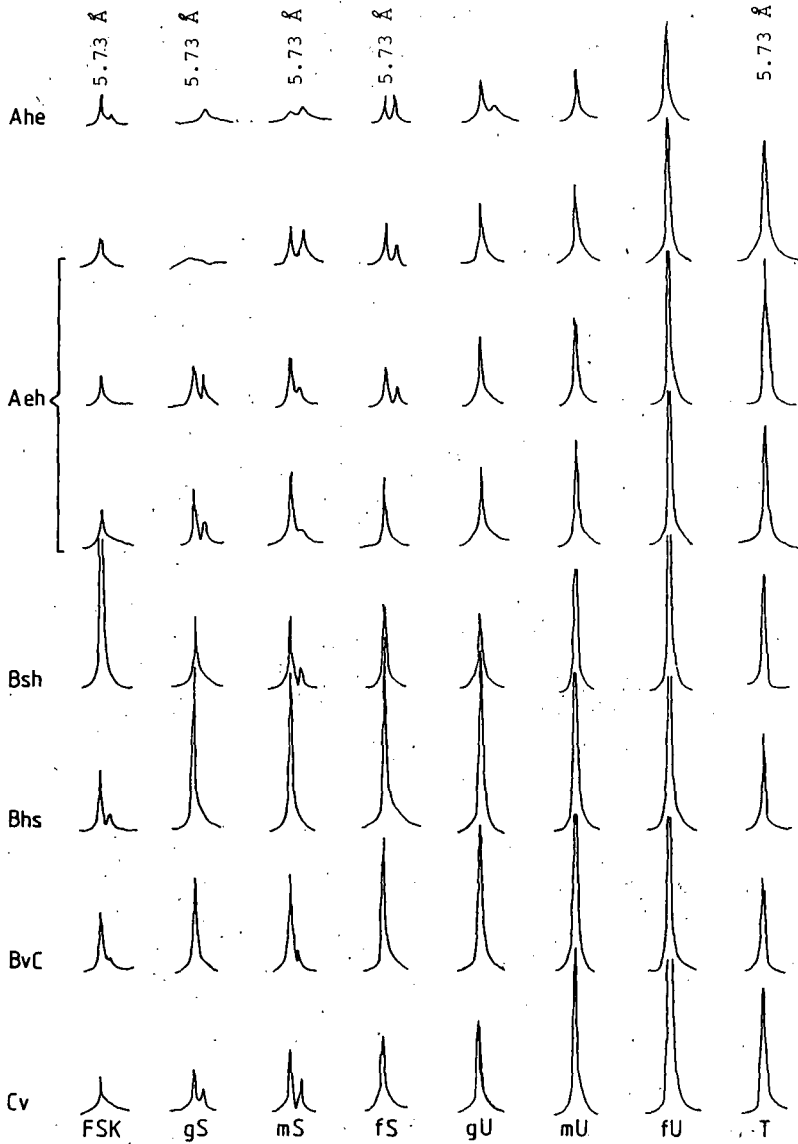


Abb. 2 Röntgenbeugungsausschläge bei 5.72 - 5.75 Å, charakteristisch für Gorceixit. Ein Ausschlag geringer Intensität bei 5.90 Å stammt von Orthoklasen.

Protokoll der allgemeinen Diskussion der Sitzung der

Kommission VII

von

Lagaly, G.

Auf Vorschlag des Diskussionsleiters wurden drei Punkte diskutiert:

1. Probleme der Korngrößenanalyse
2. Röntgenographische Untersuchungen
3. Messung von Mineraleigenschaften

1. Probleme der Korngrößenanalyse

Die Bezeichnungen "Feinton, Mittelton, Grobton" werden in der Literatur für unterschiedliche Korngrößenfraktionen verwendet. Eine Zusammenstellung von H. Tributh liegt als Anlage bei. Es wurde lange diskutiert, ob eine Festlegung auf bestimmte Bezeichnungen z.B. nach den Vorschlägen von H. Tributh (s. Anlage) durchgesetzt werden sollte. Eine Ubereinstimmung wurde letzten Endes nicht erreicht; es wird aber als wichtig angesehen, jeweils die Korngrößen-grenzen genau anzugeben.

Andererseits wurde vor allem von B. Meyer betont, daß eine Aufteilung nach dem Schema 0,2, 0,6, 2, 6 μ sinnvoll ist und mit experimentellen Befunden übereinstimmt. Mehrfach wurde darauf hingewiesen, daß eine sorgfältige Fraktionierung und gewissenhafte Angabe der Korngrößenfraktionen wünschenswert bzw. wegen vieler stark korngrößenabhängiger

Reaktionen direkt notwendig sei. Das Problem der Verwendung von Fraktionen ohne Untergrenze wurde bereits in Zusammenhang mit dem Vortrag von Graf von Reichenbach diskutiert, in dem gezeigt wurde, wie ausreichende Informationen aus solchen Fraktionen gewonnen werden können.

Bei der Diskussion wurden auch einige methodische Fragen geklärt. So wurde z.B. die Verwendung von Ultraschall zum Dispergieren von Tonen empfohlen. B. Meyer und J. Eckhardt sehen keine Gefahr der Zerstörung der Tonminerale durch Ultraschallbehandlung (2 - 5 Min., 20 kHz). Im Bundesamt (J. Eckhardt) gibt es ausgearbeitete Methoden.

Der Zusatz von Dispersionsmitteln ist nicht empfehlenswert. B. Meyer rät vor allem von Phosphat ab (→ Bildung von Eisenphosphaten). Ebenfalls ungünstig ist die Verwendung von Polyphosphaten wegen Sensibilisierungssphänomenen (Verbrückung der Tonteilchen über die Polyphosphatketten, G. Lagaly). H. Tributh erläutert ausführlich, daß nach der Eisen- und Humusentfernung ein Dispersionsmittel nicht notwendig ist (J. Eckhardt empfiehlt anstelle von HCl Ameisensäure zur Zerstörung des Eisensulfids nach der Dithionitbehandlung). G. Rühlicke bestätigt die Eignung von EDTA zur Entfernung von Calciumcarbonat und Eintausch von Na^+ -Ionen. EDTA wirkt gleichzeitig als Dispersionsmittel. G. Lagaly weist darauf hin, daß bei der Aufbereitung von Tonen für rheologische Messungen zunächst kein Dispersionsmittel zugesetzt werden darf.

2. Röntgenographische Fragen

Brehler weist ausführlich auf die Probleme hin, reproduzierbare Texturpräparate zu erhalten. Das Auswerten der Intensitäten für quantitative Analysen ist problematischer als häufig angenommen wird. Z.B. verändern sich die Intensitäten durch Änderung des Massenschwächungskoeffizienten bei Herauslösen von Stoffen, z.B. Eisenoxiden. Diese Änderungen müssen bei Differenzverfahren beachtet werden.

3. Mineraleigenschaften

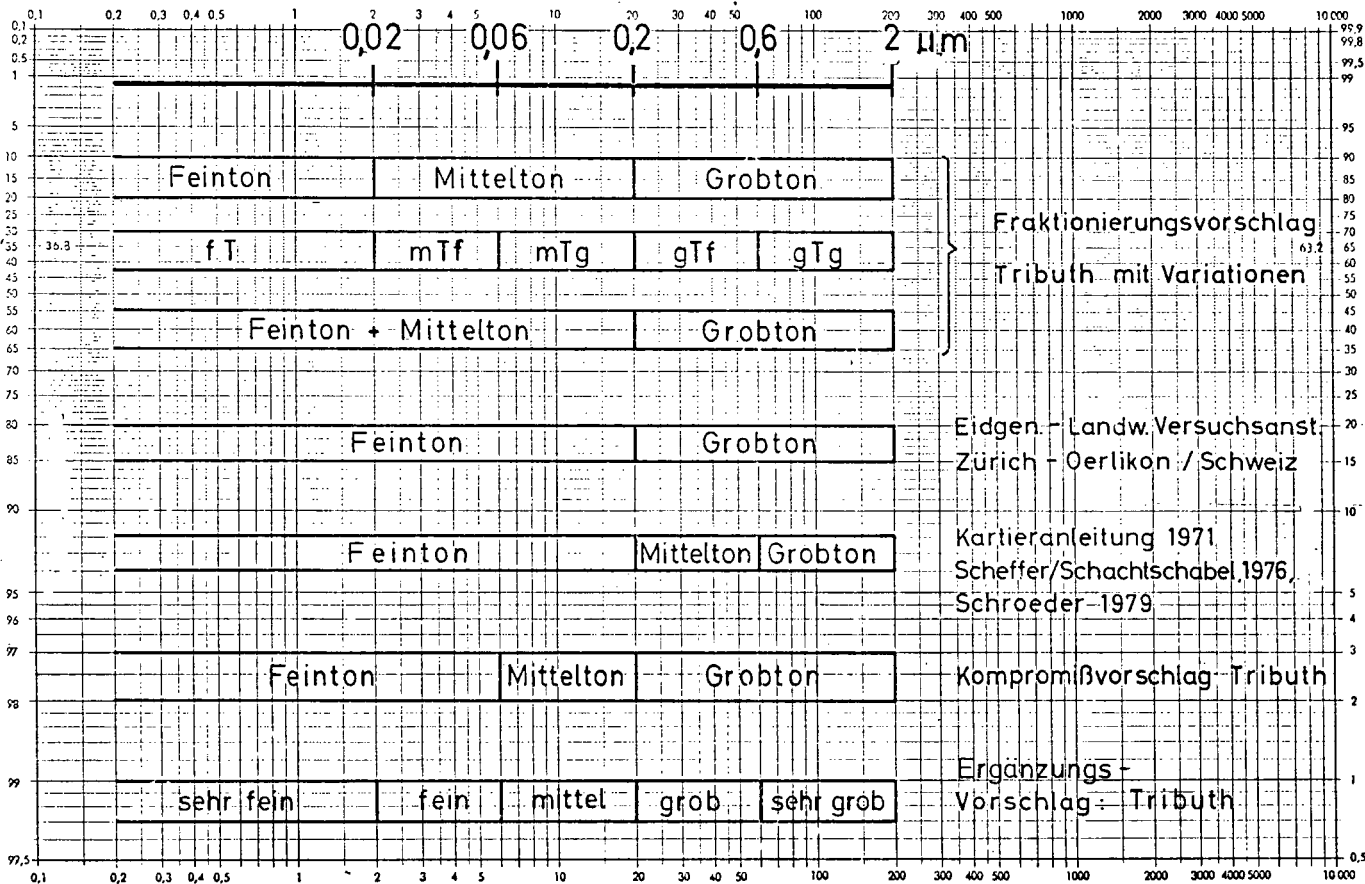
Eine der wichtigsten strukturellen Größen der Tonminerale ist ihre Schichtladung. Das Quellungsverhalten unter Wasser und Glycerin (Glycol) allein ist nicht ausreichend zur Eingrenzung der Schichtladung. Durch ein kombiniertes Differenzverfahren (Diagnoseschema von B. Meyer) lassen sich die Schichtladungen weiter einengen. Bei Desorptions-Adsorptionszyklen mit H_2O spielt eine Rolle, wie vollständig das Wasser bei der Desorption entfernt wurde (längere Diskussion). Meyer empfiehlt vollständige H_2O -Desorption zu vermeiden z.B. Trocknung bei $p_{H_2O} = 0.01$ Torr, um irreversible Veränderungen zu ^{ver}hindern.

Eine sichere und genaue Schichtladungsbestimmung bis zu einer Schichtladung von 0.8 Ladungen/FE gelingt durch Eintausch von Alkylammoniumionen (Vortrag G. Lagaly). G. Rühlicke zeigte in seinem Vortrag, daß sich auch in

Böden hochgeladene Dreischichttonminerale gut bestimmen lassen. G. Lagaly weist darauf hin, daß mit der Alkylammonium-Methode noch höhere Schichtladungen (> 0.8 Ladungen/FE) unter Umständen nicht sicher ermittelt werden können (Ursache ist die Stabilität bestimmter paraffinartiger Zwischenschichtstrukturen).

Die genaue Ermittlung der Schichtladung erübrigt auch die Diskussion um die Abgrenzung der Vermiculite durch die Aufweitbarkeit unter Glycerin (ohne oder nach Kaliumbelegung). G. Rühlicke weist darauf hin, daß in Böden Dreischichttonminerale mit Ladungen bis 0.6 (Ladungen/FE) gefunden wurden, die noch mit Glycerin aufweiten, z. Teil auch nach der Kaliumbelegung.

Unterteilung der Tonfraktion < 2 μm



Fraktionierungsvorschlag Tributh mit Variationen

Eidgen. Landw. Versuchsanst. Zürich - Oerlikon / Schweiz

Kartieranleitung 1971, Scheffer/Schachtschabel 1976, Schroeder 1979

Kompromißvorschlag Tributh

Ergänzungsvorschlag Tributh

Körnungnetz

Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, 32, 31-834 (1981)

Referate

der

J A H R E S T A G U N G

der

Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft

in

B E R L I N

vom

6. bis 12. September 1981

I N H A L T

	<u>Seite</u>
KOENIGS, F.F.R.:	39
Bestimmung des Aggregatvolumens nach Vorsättigung mit Petroleum mittels der Reaktionskraft des Auftriebs in Petroleum	
HORN, R. u. K.H. HARTGE:	43
Die Bedeutung der Aggregation für die Belastbarkeit des Bodens	
HILDEBRAND, E.E.u. M. WIEBEL:	51
Befahrung und Bodenverdichtung unter dem Aspekt der Bodenfunktion als Waldstandort	
SCHWEIKLE, V.:	59
Ein Modell zum Transport der Bodenmasse in Vertisolen mit Gilgairrelief	
BECHER, H.H.:	65
Wasserspannungsabhängigkeit des Eindring- widerstandes von Proben aus Unterböden	
HURST, A. u. H.P. LASER:	69
Die sogenannte Grenzsättigung als neues Maß zu einer feidnäheren Bestimmung der Beziehung zwischen Bodenwassergehalt und Kapillardruck im Labor	
FREDE, H.-G. u. B. MEYER:	79
Die spezifische Porenkontinuität als Parameter der Bodenstruktur	
TIPPKÖTTER, R.:	87
Mikromorphologische Untersuchungen an Makroporen	
LÖSCHER, P. u. F. RICHARD:	91
Physikalische Eigenschaften von Böden der Schweiz, dargestellt an einer Toposequenz bei Langenthal	
GREMINGER, P., F. RICHARD u. J. LEUENBERGER:	99
Physikalisch-ökologische Standortsunter- suchungen über den Wasserhaushalt im offenen Boden-Sickersystem unter Vegetation am Hang — Projekt Hangsickerung —	
BUCHTER, B. u. J. LEUENBERGER:	113
Wasserhaushalt in einem inhomogenen, anisotropen Sickersystem, dargestellt an einem Rendzina-Boden	
VOGELSANGER, W.u. W. ATTINGER:	123
Beurteilung des Wasserhaushaltes in einem Sand-Schotter-Zweischichtenprofil unter Waldbestockung im Schweizerischen Mittel- land	
GAUER, J., F. HÄDRICH u. K. STAHR:	135
Wasserhaushalt einer Stagnogley-Ockererde- assoziation am Hang der Bärhalde	
BRAUN, C. u. R. HORN:	145
Simulation von Wassertransportprozessen in Parabraunerden aus Geschiebemergel mit Sandkeilen	
SPONAGEL, H.:	159
Reale Evapotranspiration landwirtschaft- licher Kulturpflanzen	

DUYNISVELD, W.H.M., O. STREBEL u. M. RENGER:	Simulation von Wasserbewegung und Wasser- aufnahme durch Pflanzenwurzeln in einer Löß-Parabraunerde unter Sommerweizen	167
HAUHS, M., R.R. van der PLOEG, A. DUA u. H. HELBIG:	Bestimmung der Verdunstungsverteilung in einem Weizenfeld mit Hilfe der Fernerkundung	179
RENGER, M. u. O. STREBEL:	Berechnungsbedarf landwirtschaftlicher Kulturen in Niedersachsen	183
STREBEL, O. u. M. RENGER:	Evapotranspiration und Pflanzenenertrag in Abhängigkeit vom Grundwasserflurabstand bei Sandböden unter Ackernutzung	195
SEVERIN, K., H.-G. FREDE u. B. MEYER:	Einfluß des Grundwasserstandes auf den Wasserverbrauch durch die Pflanzen, den Pflanzenenertrag und die Sickerwasserspende. - Lysimeterversuche mit Lößböden -	203
PETZOLD, E.:	Grundwasserneubildungsrate und Boden- feuchtevorrat. - Ein Vergleich unterschied- licher Berechnungsverfahren -	211
PRENZEL, J.:	Bodenchemische Gleichgewichtsmodelle: Berechnungsmethoden und Anwendungen	219
GERTH, J. u. G. BRÜMMER:	Einfluß von Temperatur und Reaktionszeit auf die Adsorption von Nickel, Zink und Cadmium durch Goethit	229
MOHR, H.D.:	Beziehungen zwischen dem Schwermetall- gehalt von Boden und Pflanze. - Zur Aus- sagefähigkeit von Wurzel- und Blattanalysen -	239
RAUTA, C., R. LACATUSU, A. MIHAILESCU, J. MUNTEANU u. C. GRIGORIAS:	Die geochemische Verteilung metallischer Mikroelemente in Böden des südöstlichen Donaudeltas	253
FLÜHLER, H. u. W.A. JURY:	Bedeutung der Reaktionskinetik und der Nichtlinearität der Adsorptionsisotherme für die Simulation des Fluortransportes im Boden	263
KREUTZER, K.:	Die Stoffbefruchtung des Sickerwassers in Waldbeständen	273
WELP, G., U. HERMS u. G. BRÜMMER:	Der Einfluß von Bodenreaktion, Redox- bedingungen und organischer Substanz auf die Phosphatgehalte der Bodenlösung	287
HELAL, H.M. u. D.R. SAUERBECK:	Phosphatumsetzungen im Wurzelraum von Pflanzen	295

	<u>Seite</u>
FLEIGE, H., O. STREBEL, M. RENGER u. H. GRIMME:	Die potentielle P-Anlieferung durch Diffusion als Funktion von Tiefe, Zeit und Durchwurzelung bei einer Parabraun- erde aus Löß 305
AMANN, C. u. A. AMBERGER:	Wirkung zugesetzter organischer Substan- zen auf P-Mobilität in einer Ackerbraunerde 311
WIECHMANN, H.:	Beziehungen zwischen P-Bindung und orga- nischen Substanzen in Böden 319
HAIDER, K. u. K.K. KAPOOR:	Abbau und Verfügbarkeit des Phosphors aus Überresten von Pilzen 329
KLAGES, F.W.:	Fällungsverhalten von Abwasserphosphaten bei Einsatz von Kalkhydrat als Fällungs- mittel 337
WILDHAGEN, H.u. B. MEYER:	Ertragswirksamkeit und Reaktivität von Rohphosphaten unterschiedlicher Provenienz und Körnung im Gefäßversuch 345
KANTOR, W.:	Erfahrungen mit der Anwendung von Kodjari- Rohphosphat (KRP) in Obervolta 353
GRIMME, H., O. STREBEL, M. RENGER u. H. FLEIGE:	Die potentielle K-Anlieferung an die Pflanzenwurzeln durch Diffusion 367
STEFFENS, D. u. K. MENGEL:	Vergleichende Untersuchungen zwischen Lolium perenne und Trifolium pratense über das Aneignungsvermögen von Kalium 375
NIEDERBUDE, E.A., G. RÜHLICKE u. W. VOGL:	NH ₄ - und K-Puffereigenschaften N-reicher Böden 387
TRÜBY, P.:	Spurenelementhaushalt einer Pararendzina bei intensiver Bewässerung 391
LACATUSU, R., D. DORNESCU u. Z. BORLAN:	Empfindlichkeit mancher Maishybriden gegen Zinkmangel 399
SCHLEIFF, U.:	Ermittlung der transpirationsbedingten, maximalen Salzkonzentration in der Rhizobodenlösung junger Maispflanzen 411
RICHTER, J.:	Q/J-Relationen der Böden und Nährstoff- verfügbarkeit 423
NUSKE, A., J. BAUER, W. HABENICHT u. J. RICHTER:	Stickstoff-Mineralisation in Ackerböden 427

	<u>Seite</u>
SCHERER, H.W. u. K. MENGEL:	Einfluß der Bodenfeuchte auf die Freisetzung von nicht austauschbarem NH_4^+ und dessen Aufnahme durch die Pflanze 429
BECKER, K.-W., H. SCHERZ u. B. MEYER:	Die Stickstoff-Versorgung der Kulturpflanzen auf den jungen Alluvial-Böden des Medjerda-Tales im Norden Tunesiens 439
MOCHOGE, B. u. F. BEESE:	Der Umsatz von N-Dünger in sauren und neutralen Löß-Oberböden 447
BEESE, F.:	Felduntersuchungen zur N-Transformation im Boden unter Brache und Hafer 451
JAGNOW, G.:	Wachstum und Überleben von Azospirillum lipoferum in Boden und Rhizosphäre unter ökologischen Streßbedingungen 455
WEGENER, K.-E., R. ALDAG u. B. MEYER:	Bedingungen und Verlauf der Acetylen-Reduktion durch freilebende Bodenmikroorganismen als Maß für das N_2 -Assimilationsvermögen von Böden 463
HÜMBELIN, M., M. MEYER, H. SCHÖEPP u. H. STICHER:	Fixierung von Stickstoff durch Clostridium pasteurianum bei der Kompostierung von Stallmist 471
RHEINBABEN, W. v. u. G. TROLLDENIER:	Denitrifikation an Weizenwurzeln in Abhängigkeit von der P- und K-Ernährung 477
FETZER, K.D. u. Th. BECK:	Die stoffwechselaktive mikrobielle Biomasse von Grünlandböden der Münchner Schotterebene 483
SCHNUG, E. u. F.E.W. ECKARDT:	Einfluß von Thiobacillus thiooxidans auf die Spurenelementversorgung von Lolium multiflorum bei Schwefeldüngung 491
LAMPARSKI, F. u. H.W. ZÖTTL:	Der Regenwurm Lumbricus badensis als bodenprägender Faktor im Südschwarzwald 499
ZÖTTL, H.W. u. F. LAMPARSKI:	Schwermetalle (Pb, Cd) in der Bodenmakrofauna des Südschwarzwaldes 509
GRÖNGRÖFT, A.:	Die Bedeutung von Trockenphasen für die Populationsdichten von Enchytraeiden und Hornmilben in einem Rohhumus 519
WILKE, B.M.:	Wirkung von Blei auf die biologische Aktivität verschiedener terrestrischer Waldhumusformen 529
ALDAG, R.:	Die Fraktionierung des Auflage- und A-Horizont-Humus in organische Stoffgruppen mit einem erweiterten Trennverfahren 531

	<u>Seite</u>
SPITELLER, M.:	Abbauprodukte von Huminsäuren und ihre Identifizierung durch Kapillargaschromatographie - Massenspektrometrie - 541
WEICHEL, Th.:	Gewinnung, Nachweis und chemisch-physikalische Eigenschaften des "Lignin-Huminsäure-Komplexes" aus dem B-Horizont eines typischen Sandpodsol 551
ROCHUS, W.:	Der Einfluß von Huminsäuren auf die Verwitterung mineralischer Bodenkomponenten 567
FRIESEL, P., V. NEUMAYR u. G. MILDE:	Untersuchungen zur Wechselwirkung eines leichtflüchtigen chlorierten Kohlenwasserstoffes mit Böden 577
LEUSCHNER, H.H., R. ALDAG u. B. MEYER:	Dichtefraktionierung des Humus in Ap-Horizonten von Sandböden mit unterschiedlicher Körnung und Nutzungsvorgeschichte 583
BOCHTER, R.:	Humus- und Bodenformen der montanen und subalpinen Stufe des Alpennationalparks Berchtesgaden 593
SEIFERT, V.:	Zur Bodenbildung auf Karbonat unter kalt-borealen Klimabedingungen 599
MEIWES, K.J., F. BEESE u. J. PRENZEL:	Variabilität chemischer und physikalischer Eigenschaften eines Bodens auf Muschelkalk 609
ECKELMANN, W.u. B. MEYER:	Plaggenesche und anthropogenes Relief im lößbedeckten Hügelland um Osnabrück 623
SCHRÖDER, D. u. H. ZAKOSEK:	Der Nachweis von Bodenentwicklung mit Hilfe der multiplen Korrelations-Regressionsanalyse 631
SCHOLZ, A. u. D. SCHRÖDER:	Alterseinstufung von Auenböden des Niederrheines nach Merkmalen durch die Clusteranalyse 639
LESSMANN, U., D. SCHRÖDER u. H. ZAKOSEK:	Über Bodenentwicklung, Bodenzahlen und Zelluloseabbau auf Auenböden des Niederrheines 651
BENZLER, J.-H.:	Vorschläge zur Gliederung von Auenböden 657
PETERMANN, Th.:	Zur Klassifizierung von Wüstenböden 659
HUGENROTH, P., B. MEYER u. H. WILDHAGEN:	Die Boden-Gesellschaft des Mkomazi-Grabens in Nord-Tanganjika als Beispiel für die pleistozän-holozäne Boden-Entwicklung in der afrikanischen Feuchtsavanne 667

		<u>Seite</u>
MEYER, B. u. K. NEUMEYER:	Die Bodengesellschaft des Huallaga-Tals am östlichen Andenfuß Perus als Beispiel für pleistozäne Reliefbildung und die holozäne Bodenbildung unter Amazonas- Regenwald	671
WEGENER, H.-R.:	Wasser- und Nährstoffhaushalt landwirt- schaftlich genutzter Böden im Hochbecken von Puebla-Tlaxcala (Zentralmexiko)	675
SCHWERDTFEGER, G.:	Die Assoziation als Grundeinheit eines Systems der Bodengesellschaften	689
LAMP, J. u. W. KNEIB:	Zur quantitativen Erfassung und Bewertung von Pedofunktionen. - I. Erfassung von Pedofunktionen und ihre Übertragung durch Merkmale oder taxonomische Boden-Einheiten	695
KNEIB, W. u. J. LAMP:	Zur quantitativen Erfassung und Bewertung von Pedofunktionen. - II. Kriterien pedo- funktionaler Bewertung und ihre Umsetzung in regionalen Boden-Einheiten	703
WEGENER, H.-R.:	Ein Verfahren zur Auswertung von Daten der Bodenschätzung mit Hilfe der EDV	713
HEINEKE, H.-J., K.-H. OELKERS, K.-F. SCHREIBER u. R. THÖLE:	Zur ADV-gestützten Verarbeitung von Daten der Reichsbodenschätzung	719
LÜDERS, R. u. K.-H. OELKERS:	Die Konzeptkarte im Arbeitsfluß der boden- kundlichen Landesaufnahme Niedersachsens	727
JAKOB, J., J. LAMP u. D. SCHROEDER:	Möglichkeiten und Grenzen der Bodenfern- erkundung in Norddeutschen Kulturland- schaften	731
HARRACH, T.:	Landwirtschaftliche Bewertung rekulti- vierter Böden	745
BORCHERT, H.:	Langjährige Beobachtungen an tief gelocker- ten Böden verschiedenen geologischen Aus- gangssubstrats	749
ILNICKI, P., H. KUNTZE u. W. BURGHARDT:	Untersuchungen zur Hysteresis der Beziehung Wasserspannung-Wassergehalt in Moorböden und deren Veränderung durch bodentechno- logische Maßnahmen	757
SCHEFFER, B., W. FEIGE u. J. BLANKENBURG:	Gefäßversuche zum Einsatz von Rotschlamm und Grünsalz auf Hochmoorböden	773

	<u>Seite</u>
BLANKENBURG, J. u. B. SCHEFFER: Modellversuche zum Phosphoraustrag aus mit Rotschlamm und Grünsalz behandeltem Hochmoorboden	779
AKALAN, I.: Effect of Land Leveling on the Salinity Level and Cotton Yield Growing on the Alluvial Plain Soils of Söke/Turkey	785
RÖHLICKE, G. u. E.A. NIEDERBUDE: Bestimmung der Ladungseigenschaften von Tonmineralen aus Böden mit unterschiedlichem K-Fixierungsvermögen	807
STAHR, K. u. Th. GUDMUNDSSON: Tonmineralbildung und -umwandlung im Gneisgebiet des Südschwarzwalds	811
BRONGER, A. u. J. ENSLING: Mößbauerspektroskopische Untersuchungen zur Rubefizierung von Terrae rossae in der Slowakei	817
TRIBUTH, H.: Erste Ergebnisse über die Reduzierung der Illitgehalte durch Kaliumentzug der Pflanzen	827

Bestimmung des Aggregatvolumens nach Vorsättigung mit Petroleum mittels der Reaktionskraft des Auftriebs in Petroleum.

von

Koenigs, F.F.R.*

Diese Mitteilung umfasst zwei verschiedene Themen, erstens die Vorbereitung des feuchten Aggregats zur Tauchwägung, zweitens die Volumbestimmung mittels der Reaktionskraft des Auftriebs auf das Gefäss.

I. Vorbereitung

Da die übliche Paraffinhüllmethode ziemlich umständlich ist, und das Volumen nicht nach Trocknung nochmals an demselben Aggregat bestimmt werden kann, wurde eine einfache Methode, besonders geeignet für Serien ausgearbeitet. Zeit Archimedes wird das Volumen unregelmässiger Körper durch Tauchwägung bestimmt. Im gegensatz zu der Bestimmung der Materialdichte darf hierbei keine Tauchflüssigkeit in das Aggregat eindringen. Ausserdem sollte nach der Volumbestimmung auch der Feuchtegehalt bestimmt werden können und auch sollte, zur Bestimmung der Schrumpfung, Wiederholung am getrockneten Aggregat möglich sein. Da die Quellung und Zerfall der Aggregate verursachen, scheiden Wasser und andere polare Flüssigkeiten als Tauchflüssigkeiten aus. Es bleiben daher apolare Flüssigkeiten mit Siedepunkt unterhalb dem des Wassers, die aber bei Zimmertemperatur nur langsam verdunsten. Es wurde rektifiziertes Petroleum gewählt. Nur um das Eindringen des Petroleums während der Tauchwägung zu verhindern muss vorgesättigt werden. Die Vorsättigung erfolgt zweckmässig indem man das vorgewogene Aggregat (Gf) in ein Gefäss mit Petroleum taucht und die meiste Luft mittels einen kleinen Vakuums ($\frac{1}{2}$ bis $\frac{3}{4}$ Atü) vertreibt. Vollständige Sättigung wird nicht angestrebt, da diese bei feuchten Aggregaten nicht gelingt und ausserdem das Bodenwasser bei hohem Vakuum verdunsten könnte. Das Aggregat wird danach herausgenommen, abgetupft, oder bei - 2 cm Petroleumsäule desorbiert. Man kann bei dieser Methode also beobachten ob alle Poren die man zum Aggregat rechnet auch wirklich mit Petroleum gefüllt sind. Die Vorbereitung ist hiermit beendet.

II Die Volumenbestimmung mittels der Reaktionskraft des Auftriebs

*Fachgruppe für Boden und Düngung der Landwirtschaftlichen Hochschule. 6703 BC,

Es gibt bei der Tauchwägung zwei Methoden, die klassische (Archimedes) mittels der Abnahme des Körpergewichts bei eintauchen und deren Negativ, die Zunahme des Gefäßgewichts (White, 1962), Abb. 1. Die Volumenbestimmung mittels der Zunahme des Gefäßgewichts bietet viele Vorteile: jede Waage kann benutzt werden, elektromagnetische haben den Vorzug, keine besonderen Einrichtungen, einfaches Einhängen des Körpers. Nur das Gefäß sollte bei Benutzung electromagnetischer Wagen nicht zu schwer sein, Kunststoff statt Glass. Diese Vorteile gelten für alle Volumbestimmungen, selbst Volumina von Körpern deren Dichte geringer ist als die der Flüssigkeit können bestimmt werden. Man drückt sie halt mit einem Dreizink unter die Oberfläche, und bringt das Volum des untergetauchten Teile des Dreizinks in Rechnung.

Die Dichte des Petroleums (und aller Flüssigkeiten) wird einfachst bestimmt über die Reaktionskraft eines beliebigen massiven Festkörpers in entlüftetem aqua dest. und desselben Körpers in der anderen Flüssigkeit. Die Dichte der unbekanntenen Flüssigkeit verhält sich zu der des Wassers wie die respectiven Gewichtszunahmen.

Da das Knüpfen an Haare Zeit kostet, kann man die Aggregate auch in eine zweizinkige Gabel aus Kupferdraht (Biegsamkeit) einhängen, Abb. 2. Tarieren erfolgt nach Eintauchen der Gabel biss zur Marke an derselben. Danach anheben, Aggregat auflegen, eintauchen biss zur Marke an der Gabel, wägen (Gs), ausheben, trocknen im durchlüfteten Trockenschrank und wägen (Gt). Zur Bestimmung der Schrumpfung ist die Bestimmung am getrockneten Aggregat zu wiederholen.

Berechnung:

$G_s/Dichte\ Petr. = Feuchtvolumen$, $G_f/Volumen = feuchtes\ Volumgewicht$, $G_t/Volumen = trocknes\ Volumgewicht\ des\ feuchten\ Aggregats$.

$(G_f - G_t)/G_t = Gewichtswässergehalt$, $(G_f - G_t)/Volumen = Volumwassergehalt$, $(Volumen\ feucht - Volumen\ trocken)/Volumen\ trocken = Schrumpfung$.

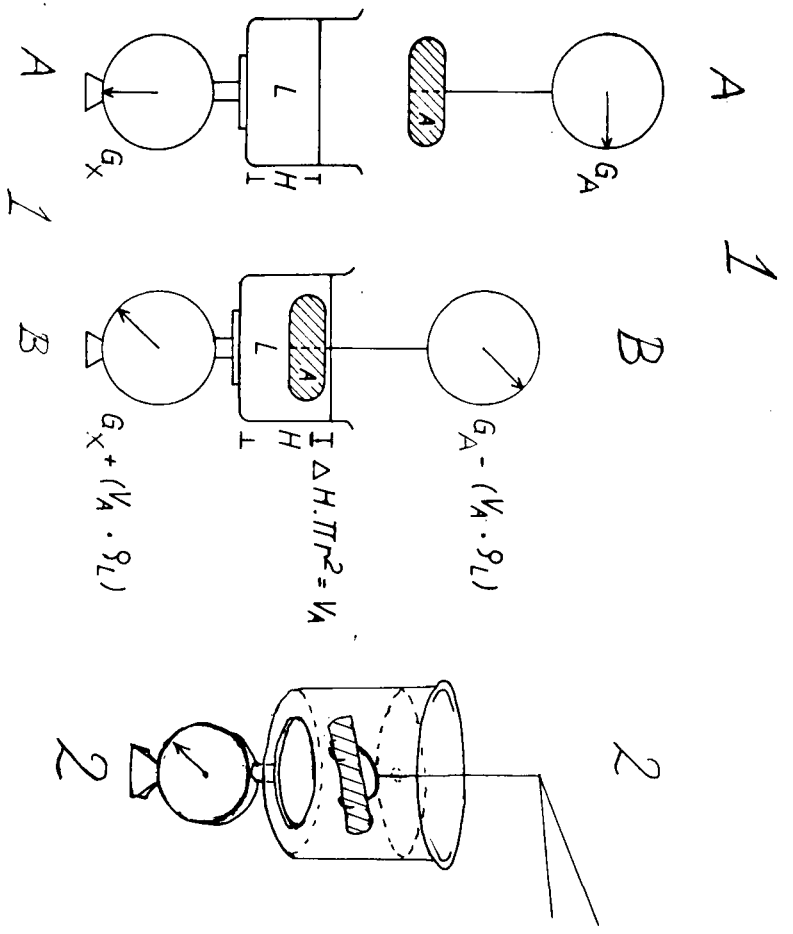
Limitierung des Methode:

Die Methode is auf Aggregate biss zu 1 cm Höhe beschränkt, da bei höheren Aggregaten die groben Poren an der Oberseite sich lehren könnten.

Litteratur

Archimedes. Ueber schwimmende Körper. Akademische Verlagsgesellschaft Leipzig (1925). Ostwald's Klassiker der Exakten Wissenschaften, No 213.

E.M. White, 1962. Volume changes in some clay soils. Soil Sci. No 94, p 168-172.





Die Bedeutung der Aggregierung für die mechanische
Belastbarkeit des Bodens

von

Horn, R.⁺ und K.H. Hartge⁺⁺

Einleitung

Die Frage nach der mechanischen Belastbarkeit der Böden ist im Zeitalter ständig steigender Schleppergewichte und -leistungen sowie steigender Frequentierung der Freiflächen durch Menschen für Landwirt und Landschaftsplaner besonders wichtig, wenn die im Boden vorhandenen bzw. durch die Bearbeitung hergestellten Gefügeformen den durch die bei Kulturmaßnahmen bzw. Nutzung auftretenden Beanspruchungen ohne für die Pflanzen nachteilige Verdichtungen standhalten müssen (SÖHNE 1952).

Die in der Bodenkunde gebräuchlichen Methoden zur Bestimmung der Stabilität von Einzelaggregaten bzw. Aggregaten im Gefügeverband beruhen häufig nur auf der Feststellung der Verschlammbarkeit der Proben, wobei die Wahl der Parameter empirisch erfolgt. Im Hinblick auf die Beurteilung der mechanischen Belastbarkeit der festen Phase erbringen diese Parameter in der Regel keine zuverlässigen Ergebnisse. Vor diesem Hintergrund erschien es interessant, die in der Bodenmechanik üblichen Verfahren der Bestimmung des Verformungswiderstandes gegenüber Belastungen der festen Phase anzuwenden, um den Einfluß der Aggregierung auf die mechanische Belastbarkeit eindeutig zu ermitteln (KEZDI 1969).

⁺ Inst. f. Ökologie, FG Bodenkunde, TU Berlin, Englerallee 19, 1000 Berlin 33

⁺⁺ Inst. f. Bodenkunde, Univ. Hannover, Herrenhäuser Str. 2, 3000 Hannover 21

Material und Methoden

Die Untersuchungen wurden an Bodenproben durchgeführt, die sich vor allem im Hinblick auf die Aggregierung unterscheiden. Al- und Bt-Proben entstammen Parabraunerden aus Löß, während der Cg-Horizont den primären Löß als Ausgangsgestein einer Schwarzerde charakterisiert. Bei der Probenahme wurde darauf geachtet, daß die Standorte \pm natürliche pedogenetisch bedingte Profildifferenzierungen aufwiesen. Die Bodenproben wurden einerseits in natürlichem Zustand als Zylinderproben (250 ccm) bzw. als Bodenmonolithen ($0,013 \text{ m}^3$) entnommen und nach Bewässerung (Anstau bei 0 mbar) auf 60 bzw. 300 mbar entwässert. Außerdem wurden Zylinder- sowie Bodenmonolithproben vor der Gleichgewichtseinstellung makroskopisch homogenisiert, um aus dem Vergleich der Ergebnisse ungestört/gestört den Aggregierungseffekt deutlich zu machen.

In Tab. 1 sind einige chemische und physikalische Kenngrößen der untersuchten Bodenproben zusammengestellt (Meth. Einzelheiten s. SCHLICHTING und BLUME 1966).

Tab. 1: Charakterisierung des verwendeten Bodenmaterials

Horizont	Gefüge	Db (g/cm^3)	% Ton	% U	% S	pH	% Hu	% CaCO_3
Al	koh	1,46	14,7	83,3	2,0	6,2	0,6	0,0
Bt	pris-(pol)	1,47	24,5	72,6	2,9	6,0	0,1	0,0
Bgt	pol	1,45	46,6	49,2	4,2	6,9	0,0	0,1
Cg	koh	1,6	17,0	78,3	4,3	7,5	0,0	11,5

An den so vorbehandelten Bodenproben wurden folgende Bestimmungen durchgeführt:

- 1) Bestimmung des Wertes der Vorbelastung nach dem Verfahren nach Casagrande aus den Drucksetzungskurven (Meth. Einzelheiten s. HORN 1981),
- 2) Berechnung der Konzentrationsfaktoren V_k nach dem Verfahren nach NEWMARK (1942) aus den bei unterschiedlichen an der Bodenoberfläche aufgetragenen Auflasten (σ_0) in verschiedenen Tiefen gemessenen vertikalen Normalspannungen (σ_z) (Meth. Einzelheiten s. HORN 1980) nach:

$$V_k = \frac{\log \left(\frac{\sigma_o}{\sigma_o - \sigma_z} \right)}{\log \left[\left(\frac{R}{Z} \right)^2 + 1 \right]} \quad (\text{Gl } 1)$$

- wobei: R = Radius des Druckstempels (cm)
Z = Tiefe im Profil (cm)
 σ_o = Normalspannung an der Oberfläche (N/cm²)
 σ_z = Normalspannung in der Tiefe z (N/cm²)

Diese Konzentrationsfaktoren beschreiben die Form der Äquipotentialen über die Tiefe (Abb. 1), wobei steigende Werte auf eine tieferreichende und räumlich eng auf den Bereich der Lotrechten konzentrierte Druckausbreitung hinweisen, mithin also eine geringere Stabilität des Bodens aufzeigen.

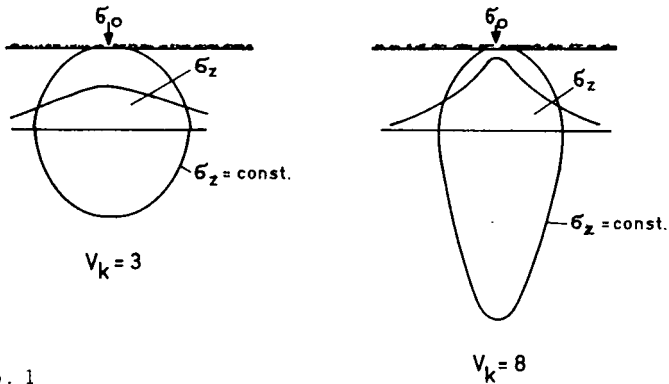


Abb. 1

Druckverteilung im Boden bei unterschiedlichen Konzentrationsfaktoren

Ergebnisse und Diskussion

Die an verschieden vorbehandelten Bodenproben durchgeführten Drucksetzungsversuche erbrachten folgende, nicht dargestellte Ergebnisse:

1. Steigende Aggregierung von Kohärent- über Prismen- zu Polyederstruktur führt bei gleicher Vorentwässerung von 60 bzw. 300 mbar zu einer steigenden Festigkeit, wobei alle untersuchten natürlichen Bodenproben im Vergleich zu den entsprechend gestört behandelten Proben setzungsunempfindlicher sind.

2. Eine Erhöhung der Vorentwässerung von 60 auf 300 mbar führt zu einer geringeren Setzung bei vergleichbarer Auflast, wobei die Intensität der Stabilitätserhöhung auch hier von der Aggregation abhängt. Die Setzung ist bei den Horizonten mit Prismen- und Polyederstruktur geringer als bei denen mit kohärenter Struktur.

Bestimmt man aus dem Verlauf der Drucksetzungskurven den Wert der Vorbelastung, d.h. den Übergang vom Wieder- auf das Erstverdichtungsverhalten, so erhält man die in Abb. 2 dargestellten Werte. Zunehmende Aggregation und zunehmende Vorentwäs-

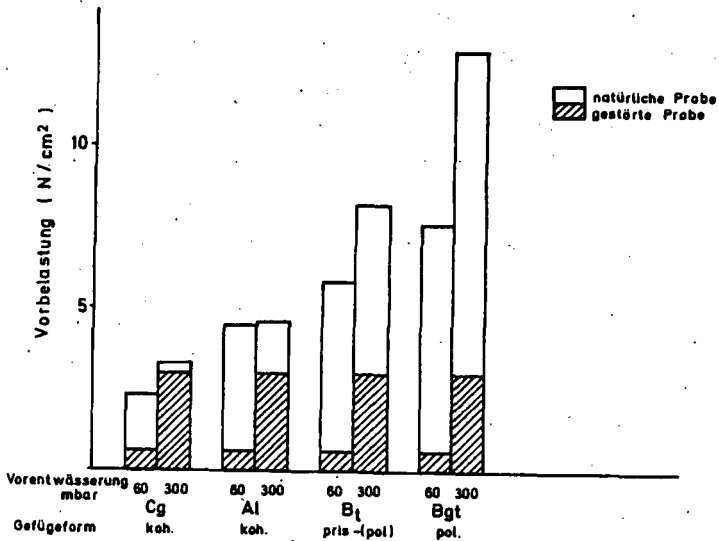


Abb.2: Einfluß der Aggregation und/oder der Vorentwässerung auf den Wert der Vorbelastung

serung von 60 auf 300 mbar wirken beide wie höhere Vorbelastungen. Während hierbei die gestört belasteten Bodenproben (schraffiert in Abb. 2) einen der Vorentwässerung entsprechenden Wert für die Vorbelastung aufweisen, liegen diese Werte für die in natürlicher Lagerung belasteten Proben stets über dem aus der Vorentwässerung resultierenden Festigkeitswert. Diese höhere Stabilität der natürlichen Proben im Vergleich zu

den gestörten Substraten weist dabei auf die Abhängigkeit vom Aggregierungsgrad hin. Denn während bei gering aggregierten Al- und Cg-Horizontproben der aus der Aggregation resultierende Stabilitätsgewinn im Vergleich zu den gestört belasteten Proben nur bei hoher Wassersättigung, d.h. niedriger Wasserspannung zu erkennen ist, zeigen Horizonte mit Prismen- und Polyederstruktur bei insgesamt höheren Werten für die Vorbelastung bei beiden Vorentwässerungsgraden diesen Stabilitätsgewinn deutlich auf. Außerdem ist der Stabilitätsgewinn durch Erhöhung der Vorentwässerung von 60 auf 300 mbar im Vergleich zu dem theoretisch möglichen Wert von $2,4 \text{ N/cm}^2$ (HORN 1981) bei den Al- und Cg-Horizonten mit Kohärentstruktur subproportional, bei Horizonten mit Prismen-(Pol.) bzw. Polyederstruktur dagegen proportional bzw. überproportional.

Welche Auswirkungen derartige Stabilitätsunterschiede auf das Druckfortpflanzungsverhalten haben, ist in Abb. 3 für 2 Bodentiefen (5 und 15 cm) und 2 Vorentwässerungsstufen (60 und 300 mbar) dargestellt. So werden an der Bodenoberfläche aufgebraachte senkrechte Normalspannungen σ_0 in den geringer aggregierten Bodenhorizonten vor allem bei hoher Wassersättigung in der Lotrechten über eine Tiefe von 5 cm ohne nennenswerte Druckkompensation abgeleitet und erst mit zunehmendem Abstand von der Bodenoberfläche kommt es, durch intensivere räumliche Druckausbreitung bedingt, zu einer deutlichen Minderung der z.B. in 15 cm Tiefe registrierten Normalspannungen. Steigende Aggregation, ebenso wie eine Erhöhung der Vorentwässerung auf 300 mbar, vermindert die in der Tiefe unter der Lastfläche gemessenen Normalspannungswerte.

Diese Unterschiede in dem Druckfortpflanzungsverhalten der verschieden aggregierten Bodenproben spiegeln sich auch in den in Abb. 4 dargestellten Werten für die Konzentrationsfaktoren (errechnet nach NEWMARK für kreisrunde Lastflächen) wider, wobei die Daten Mittelwerte der in dem Auflatbereich bis 20 N/cm^2 errechneten Werte darstellen. Man erkennt, daß steigende Aggregation der Bodenproben bei gleicher Vorentwässerung zu kleineren Konzentrationsfaktoren und damit zu einer Druckkompensation auf engerem Raum führt. Eine Erhöhung der Vorentwässerung von 60 auf 300 mbar verringert die Werte weiter. Dies bedeutet dann auch, daß die Druckzwiebeln, d.h.

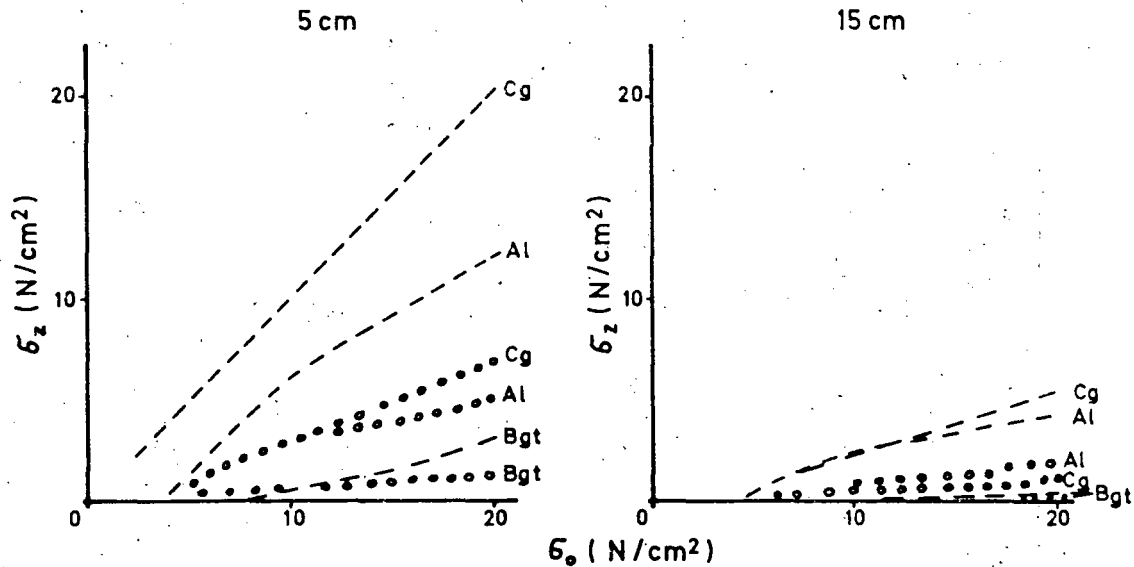


Abb. 3: Beziehung zwischen der an der Bodenoberfläche aufgetragenen Auflast σ_0 (N/cm²) und der in 5 bzw. 15 cm Tiefe in der Lotrechten registrierten senkrechten Normalspannung σ_z (N/cm²) bei 2 Vorentwässerungsgraden. (--- 60mbar, ... 300mbar)

die Linien gleichen Drucks im Boden, eine mehr kreisförmige Gestalt annehmen.

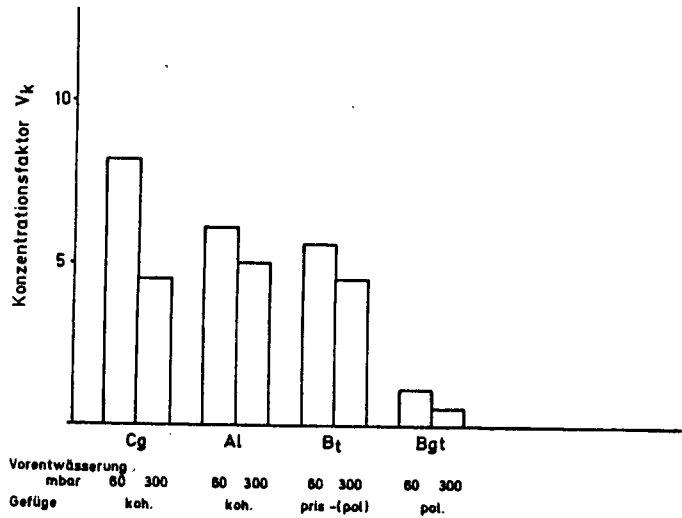


Abb.4: Konzentrationsfaktoren v_k verschieden aggregierter Bodenhorizonte nach einer Vorentwässerung auf 60 bzw. 300 mbar

Zusammenfassung

Die Bestimmung von Verformungsparametern der Bodenmechanik an Horizonten mit unterschiedlicher Aggregation brachte folgende Ergebnisse:

1. Die Aggregation führt zu einer Stabilisierung des Bodens gegenüber mechanischen Belastungen, wobei Böden mit Polyederstruktur im Vergleich zu denjenigen mit Prismen- und Kohärentstruktur einer Verformung einen höheren Widerstand entgegensetzen.
2. Die Stabilität des Bodens hängt damit, wie der Vergleich der an künstlich homogenisierten bzw. natürlichen Proben erzielten Ergebnisse zeigt, vor allem von dem Aggregierungsgrad ab, wobei der jeweilige Vorentwässerungsgrad zusätzlich variierend wirkt.

3. Diese Stabilitätsunterschiede lassen sich mit den in der Bodenmechanik üblichen Verfahren als Unterschiede in der Vorbelastung und als Unterschiede in den Konzentrationsfaktoren darstellen.

Literatur

- HORN, R., 1980: Die Ermittlung der vertikalen Druckfortpflanzung im Boden mit Hilfe von Dehnungsmessstreifen. - Z.f.Kulturtechnik und Flurbereinigung 21, 343-349.
- HORN, R., 1981: Eine Methode zur Ermittlung der Druckbelastung von Böden anhand von Drucksetzungsversuchen.- Z.f. Kulturtechnik und Flurbereinigung 22, 20-26.
- KEZDI, A., 1969: Handbuch der Bodenmechanik, Bd. 1 - VEB Verlag f. Bauwesen.
- NEWMARK, NLM., 1942: Influence charts for computation of stresses in elastic foundations. - Univ. Illinois, Eng. Exp. Str. Circular 24.
- SCHLICHTING, E. und H.-P. BLUME, 1966: Bodenkundliches Praktikum. - Verlag P. Parey.
- SÖHNE, W., 1952: Die Verformbarkeit des Ackerbodens. - Grdln d. Landtechnik 2, 51-59.

Befahrung und Bodenverdichtung unter dem Aspekt
der Bodenfunktion als Waldstandort

von

Hildebrand, E.E. und Wiebel, M.*

1. Einleitung

Probleme der Oberbodenverdichtung durch mechanisierte Holzernteverfahren sind in der Forstpraxis seit längerem bekannt. Meistens wird dabei an die Fahrspuren von Rückemaschinen gedacht, die beispielsweise auf Lößlehmstandorten noch jahre- bis jahrzehntelang im Gelände erkennbar bleiben können. Seit etwa 1972 werden von Standortskartierern der Forstverwaltung von Baden-Württemberg vermehrt Lößlehmstandorte (meist Parabraunerden) gefunden, in denen das pedologische Schadbild der Oberbodenverdichtung flächenhaft ausgeprägt ist (vgl. LEUTZ et al. 1980).

Im A_1 -Horizont treten bis etwa 30 cm Bodentiefe plattige und schiefrige Strukturen auf. In diesem Bereich ist häufig auch eine Verfahlungszone mit Rostflecken ausgeprägt, wobei die Eisenkrusten entweder die verbliebenen Grobporen auskleiden oder den plattigen Aggregatgrenzen folgen. Fast immer handelt es sich bei diesen Flächen um durchforstete Buchen-Altbestände oder um aufgeforstete Kahlschläge.

An diese Geländebefunde schließen sich folgende, für die Forstpraxis bedeutsame Fragen an:

- I. Durch welche Faktoren werden die flächenhaften Verdichtungssymptome auf Lößlehmstandorten ausgelöst ?
- II. Wie wird dadurch der Luft- und Wasserhaushalt der betroffenen Oberböden unter Berücksichtigung des zeitlichen Aspekts beeinflusst ?
- III. Wie wird die Bodenfunktion als Waldstandort beeinflusst ?

* Forstliche Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg, Fasanengarten, D-7000 Stuttgart 31 (Weilimdorf)

2. Methoden

Pflanzversuch: In einem Buchen-Altbestand auf Lößlehm mit Verdichtungssymptomen wurden 75 Stechzylinderproben (850 ml) von 0-12 cm Bodentiefe entnommen. Dabei wurde versucht, eine möglichst breite und kontinuierliche Skala von Lagerungsdichten zu erfassen. Die Stechzylinder wurden im Gewächshaus in drei Niederschlagsvarianten entsprechend 500, 750 und 1000 mm Bestandesniederschlag beregnet; pro Zylinder wurden 5 Buchensamen eingebracht. Als Ersatz für den kapillaren Anschluß an den Unterboden wurden die unten offenen Stechzylinder auf eine ständig feucht gehaltene Vliesmatte gestellt. An Parallelproben erfolgten folgende bodenphysikalische Messungen:

d_B	Trocknung von 100 ml-Stechzylinderproben
Gesamtporenvolumen:	Luftpyknometer
Poren $pF < 1$	Sandbett
pF 1-1,8	Niederdrucktopf "soilmoisture"
pF 1,8-4,2	Hochdrucktopf "soilmoisture"
k_f -Werte	Haubenpermeameter
k_θ -Werte	Berechnung aus Porengrößenverteilung und k_f -Wert nach KUNZE et al., 1968 und EHLERS, 1977.

3. Ergebnisse und Diskussion

3.1 Auslösende Faktoren

Zur Frage nach den auslösenden Faktoren ist interessant, daß das Auftreten flächenhafter Verdichtungssymptome mit dem vermehrten Einsatz spezieller forstlicher Rückeschlepper zusammenfällt (vgl. LEUTZ et al., 1980). Man kann vermuten, daß deren höhere Geländegängigkeit in Verbindung mit den niedrigeren Bodendrücken einen Einsatz bei Bodenfeuchtegehalten ermöglicht, bei denen früher der Einsatz landwirtschaftlicher Schlepper nicht möglich war. Im Zusammenhang mit der höheren Beweglichkeit im Gelände steht auch eine Rationalisierung des Rückevorganges in der Weise, daß die Fläche für jedes Sortiment getrennt befahren wird. Dadurch entsteht in der Nähe der Anrücklinie eine hohe Befahrungsfrequenz, die in flächenhafter Verdichtung resultiert. Gleichzeitig ist auch die angehängte Last und damit der Bodendruck in der Nähe der Anrücklinie am größten.

3.2 Veränderung des Luft- und Wasserhaushaltes

Über vergleichende bodenphysikalische Untersuchungen von befahrenen und unbelasteten Lößlehmstandorten wird an anderer Stelle berichtet (vgl. HILDEBRAND und WIEBEL, 1981). Neben der gesättigten und ungesättigten Wasserleitfähigkeit erwies sich der Volumenanteil an Grobporen als einfaches und gut differenzierendes Merkmal zur Erfassung der Oberbodenverdichtung (vgl. SOMMER et al., 1981). Der Grund hierfür geht aus Abb. 1 hervor:

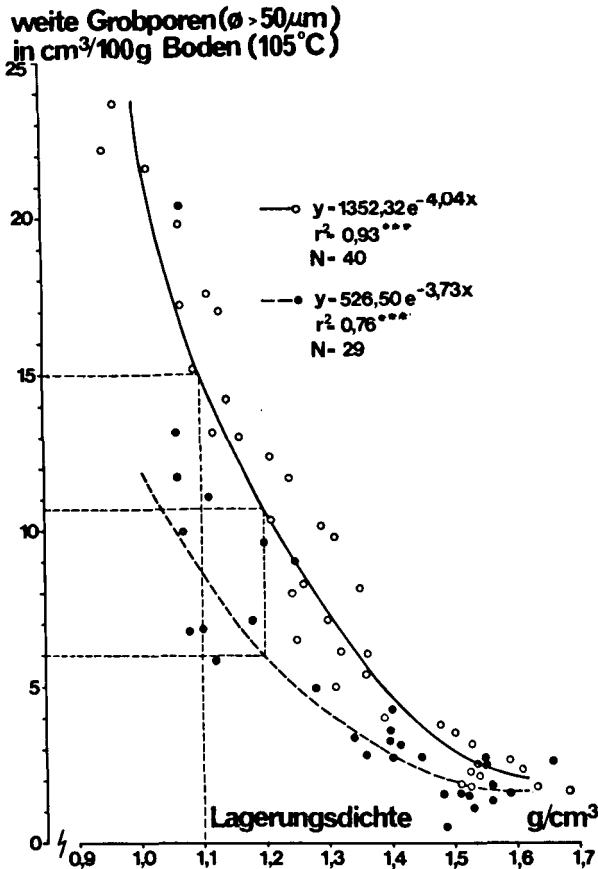


Abb. 1 Beziehung zwischen Lagerungsdichte und Grobporenvolumen

obere Regression:
bei natürlichem Tiefengradienten der Lagerungsdichte (0 bis 110 cm Bodentiefe)

untere Regression:
bei befahrenen Oberböden (1 bis 6 cm Bodentiefe).

Trägt man bei einem Lößlehmprofil ohne Verdichtungssymptome (Parabraunerde) die weiten Grobporen als Funktion der Lagerungsdichte auf, ergibt sich die obere Regression. Der Einfluß des spezifisch leichteren Humus

ist dabei rechnerisch eliminiert. Die obere Kurve zeigt also die Abnahme der weiten Grobporen bei natürlichem Tiefengradienten der Lagerungsdichte. Vergleicht man damit die entsprechende Beziehung bei Proben aus den A_1 -Horizonten einer Fläche mit Verdichtungssymptomen, ergibt sich ein Streuband auf tieferem Niveau. D.h., daß bei dem durch die Befahrung bewirkten horizontalen Dichtegradienten bei gleicher Lagerungsdichte niedrigere Grobporenanteile auftreten. Entsprechende Beziehungen bestehen auch für die engen Grobporen ($50-10 \mu\text{m } \phi$, vgl. HILDEBRAND und WIEBEL, 1981).

Unterstellt man $5-6 \text{ cm}^3$ Luft/100 g Boden bei Feldkapazität (pF 1,8) als kritische Größe für das Wurzelwachstum (vgl. BLUME, 1968), dann müssen bei befahrenen Oberböden von Lößlehmen Lagerungsdichten über $1,20 \text{ g/cm}^3$ als bedenklich gelten, während bei unbelasteten Lößlehm der Luftanteil von $6 \text{ cm}^3/100 \text{ g}$ Boden erst bei Lagerungsdichten über $1,35 \text{ g/cm}^3$ unterschritten wird (vgl. Abb. 1). Zur gewählten Dimension der Grobporen (Volumen pro Gewicht) vergleiche EHLERS, 1974.

3.3 Veränderung der Bodenfunktion als Waldstandort

Die Beeinflussung der Bodenfunktion durch Befahren hat viele Aspekte, die aufgrund der langen forstlichen Produktionszeiträume schwierig zu beantworten sein werden. In diesem Beitrag wird ein Aspekt vertieft: Eine wichtige Bodenfunktion eines Lößlehmstandortes mit Buchen-Altbestand ist die Fähigkeit, bei Vorliegen der waldbaulichen Voraussetzungen eine Buchen-Naturverjüngung aufzunehmen. Um die Frage zu prüfen, ob Verdichtung durch Befahren diese energie- und kostensparende Möglichkeit der Bestandesbegründung beeinflusst, wurde der unter Abschn. 2 beschriebene Pflanzversuch durchgeführt, bei dem die Keimung und das Wachstum der Keimlinge mit bodenphysikalischen Parametern korreliert werden können.

Abb. 2 zeigt die Bandbreite der erfaßten Lagerungsdichten. Sie reichte bei jeder Niederschlagsvariante von $0,95$ bis $1,50 \text{ g/cm}^3$; für die Auswertung wurden je vier Gruppen gebildet: A: $d_B < 1,15$, B: $d_B = 1,15 - 1,25$, C: $d_B = 1,25 - 1,35$, D: $d_B > 1,35 \text{ g/cm}^3$. In Abhängigkeit der Lagerungsdichte sind die mittleren Porungsverhältnisse aufgetragen.

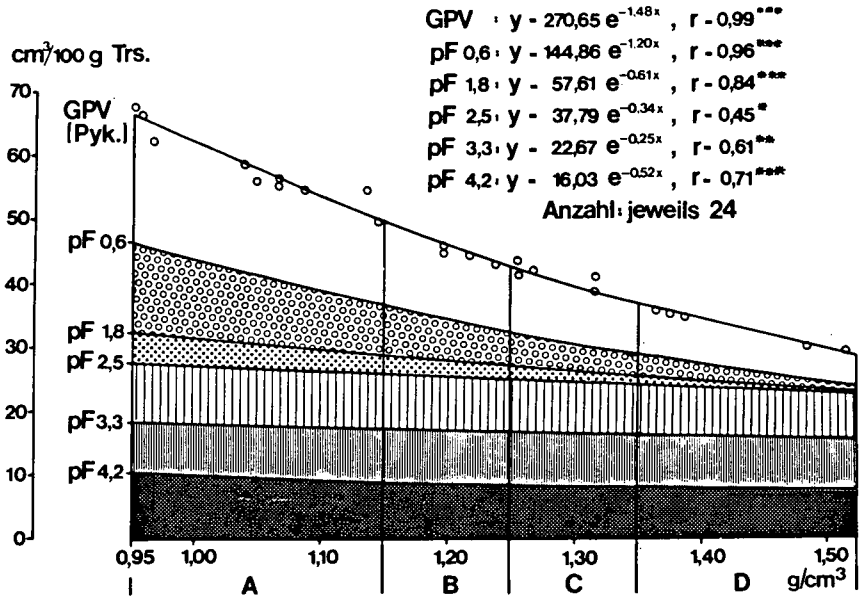


Abb. 2 Beziehung zwischen Lagerungsdichte und Porung für die Stechzylinderproben des Pflanzversuchs mit Buchensamen.

In **Abb. 3** sind die mittleren gesättigten Leitfähigkeiten und ihre Streuung für die vier Gruppen von Lagerungsdichten dargestellt. Eine deutliche Abnahme der Leitfähigkeit bei zunehmender Streuung beobachtet man bei Lagerungsdichten ab 1,25 g/cm³. Das ist der Bereich, in dem im Gelände plattiges Gefüge und Fleckung auftreten. Die Berechnung der ungesättigten Leitfähigkeiten nach KUNZE et al. (1968) zeigte, daß die in **Abb. 3** dargestellten Abstufungen der Leitfähigkeit in dem für die Wasserversorgung der Waldbäume relevanten Saugspannungsbereich erhalten bleiben. Erst bei Wasserspannungen pF > 3 beginnt sich bei den verdichteten Proben der größer werdende Fließquerschnitt positiv auf die Leitfähigkeit auszuwirken (vgl. HILDEBRAND und WIEBEL, 1981).

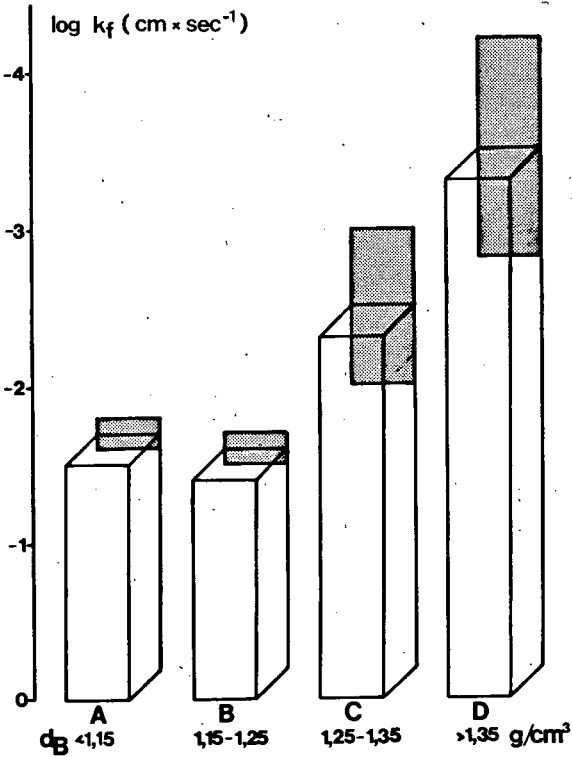


Abb. 3 Beziehung zwischen Lagerungsdichte und k_f -Wert für die Stechzylinderproben des Pflanzversuchs mit Buchensamen

Das Ergebnis der Keimung der Buchensamen und des Wachstums der Keimlinge ist in dem Balkendiagramm der Abb. 4 dargestellt. Die mittleren Frischgewichte an oberirdischer Biomasse der Stechzylinder mit Lagerungsdichten unter $1,15 \text{ g/cm}^3$ (Dichtestufe A) sind für die drei gewählten Niederschlagsvarianten als 100 % angesetzt. In der Dichtestufe B zwischen $1,15$ und $1,25 \text{ g/cm}^3$ nehmen die Frischgewichte kaum ab und steigen mit zunehmendem Wasserangebot wieder auf 100 % an. In der Dichtestufe C zwischen $1,25$ und $1,35 \text{ g/cm}^3$ dagegen wurde gegenüber dem lockersten Zustand weniger als die Hälfte an oberirdischer Biomasse produziert. Die Steigerung der Niederschlagsmenge von 500 auf 750 mm/a wirkt sich aber noch positiv aus, während die weitere Erhöhung auf 1000 mm/a Keimung und Wachstum negativ beeinflusst. Die noch niedrigere Biomasseproduktion der Dichtestufe D ($d_B > 1,35 \text{ g/cm}^3$) zeigt eine deutliche, dem

zunehmenden Wasserangebot umgekehrt proportionale Abstufung: sowohl die Steigerung von 500 auf 750 mm/a als auch von 750 auf 1000 mm/a wirkt sich negativ aus.

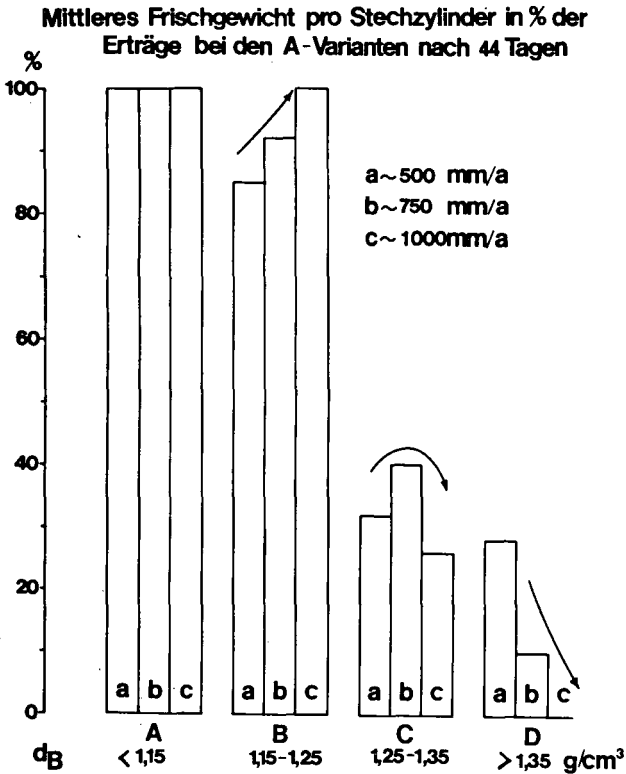


Abb. 4 Relative Frischgewichte der Buchenkeimlinge in Abhängigkeit von Lagerungsdichte und Niederschlagsmenge. Lockerste Variante A ($d_B < 1,15 \text{ g/cm}^3$) als 100 % angesetzt.

Die Ergebnisse der Abb. 4 zeigen, daß Lagerungsdichten im Oberboden von ca. $1,25 \text{ g/cm}^3$ für befahrene Parabraunerden aus Löß einen Grenzbereich anzeigen hinsichtlich der Bodenfunktion, eine Buchen-Naturverjüngung hervorzubringen.

Bodenphysikalisch ist dieser Grenzbereich charakterisiert durch die Abnahme des Luftvolumens unter 6% bei $p_f 1,8$ (vgl. Abb. 1) und durch überproportionale Abnahme der Wasserleitfähigkeit, gemessen an der Abnahme des Porenvolumens (vgl. Abb. 2 und 3). Man muß daher annehmen, daß das bei Lagerungsdichten $> 1,25 \text{ g/cm}^3$ schlagartige Erlöschen dieser für den Buchen-Waldbau wichtigen Bodenfunktion eher auf Sauerstoffmangel im Keimmedium als auf mechanische Hemmung des Wurzelwachstums zurückzuführen ist. Das geht auch daraus hervor, daß mit zunehmender Lagerungsdichte ein deutlicher negativer Einfluß des steigenden Wasserangebotes auf Keimung und Wachstum auftritt (vgl. Abb. 4).

Eine nähere Untersuchung dieses Problems ist zur Zeit in Bearbeitung. Zu überprüfen ist auch die Arbeitshypothese, daß die verbreiteten Schwierigkeiten der Buchennaturverjüngung auf Lößlehmf Flächen in Süddeutschland durch Faktorenkomplexe der Bodenverdichtung mitverursacht werden.

Literatur

- BLUME, H.P. : "Stauwasserböden"
Ulmer-Verlag, Stuttgart, 1968.
- EHLERS, W. : "Zur Beurteilung der Porengrößenverteilung in unbearbeiteter und bearbeiteter Löß-Parabraunerde".
Mitt. Dtsch. Bodenkdl. Gesellsch. 18, 66-74, 1974.
- EHLERS, W. : "Physikalische Eigenschaften von Schluffdecken".
Ztschr. Pflanzenern. u. Bodenkunde 140, 79-90, 1977.
- HILDEBRAND, E.E. und M. WIEBEL : "Der Einfluß der Befahrung auf die Qualität von Forststandorten, dargestellt an bodenphysikalischen Kenngrößen". AFJZ, in Druck.
- KUNZE, R.J., UEHARA, G. und K. GRAHAM : "Factors important in the calculation of hydraulic conductivity".
Soil sci. Soc. Amer. Proc. 32, 760-765, 1968.
- LEUTZ, R., SCHAACK, H. und M. WIEBEL : "Oberflächenverdichtung bei Parabraunerden aus Lößlehm nach Einsatz schwerer Holzbringungsmaschinen".
Mitt. d. Vereins f. Forstl. Standortskunde und Forstpflanzenzüchtung 28, 11-20, 1980.
- SOMMER, C., RUHM, E. und H.-J. ALTEMÜLLER : "Direkt- und Nachwirkungen starker Verdichtungen auf das Bodengefüge und den Pflanzenertrag." Kali-Briefe 15/7, 429-448, 1981.

Ein Modell zum Transport der Bodenmasse in Vertisolen
mit Gilgairrelief

von

Schweikle, V.

1. Einführung

Hohe Regenintensitäten auf trockene Tonböden zerlegen grobe Aggregate in feine. Die Bodenoberfläche verschlämmt und das Niederschlagswasser fließt auf der Bodenoberfläche zu noch vorhandenen Rissen und versickert darin. Eine Kleinlandschaft wird nur lokal durchfeuchtet und die quellende Bodenmasse verschiebt die nichtquellende. Die Massenbewegung erfolgt nach HALLSWORTH et al. 1955, BEINROTH 1966 und BUOL 1973 im Unterboden von einem Riß aus schräg nach oben und von den Hügeloberflächen zu den Rissen der Senken, wobei Aggregatoberflächen "poliert" werden (=slicken sides mit Streßcutanen; in der Regel im Winkel von 30 bis 60° gegen die Horizontale geneigt). Quellendes Material soll also trockenes zu Hügeln aufschieben. Dieser Deutung widersprechen Ergebnisse bodenmechanischer Überlegungen: Addiert man die lateral und vertikal gerichteten Vektoren der Quellungsdrucke, wobei der vertikal gerichtete doppelt so groß sei wie die lateral gerichteten, dann ist der resultierende Vektor nur nach oben gerichtet (YONG und WARKENTIN 1966). Da trockene Aggregate dichter sind ($1,8 \text{ Mgm}^{-3}$) als nasse gequollene ($1,66 \text{ Mgm}^{-3}$), wäre eigentlich eher zu vermuten, daß dichte trockene Aggregate in nasses Material hineinschlutschen. Slicken sides müßten also nicht die Rutschbewegung aufwärts, sondern abwärts anzeigen. In einem Modell soll unter Berücksichtigung von Hub-, Gleitreibungs- und Druckkräften gezeigt werden, welche Bewegungsrichtung die wahrscheinlichere ist. Um die simulierten Effekte der Massenbewegung mit Angaben in der Literatur - in der Massenbewegungen in Vertisolen beschrieben werden - vergleichen zu können, werden Daten aus einem Vertisol verwendet.

2. Methode

Das Modell zur Massenbewegung in Vertisolen ist in Abb. 1 dargestellt. Ein gequollener Boden, Raumbgewicht $\rho_b = 1,06 \text{ Mgm}^{-3}$, sei geschrumpft und die Aggregate hätten ein Raumbgewicht von nun $\rho_b = 1,8 \text{ Mgm}^{-3}$. Von der Bodenoberfläche falle (Erosion, Tiere) Material in die Risse, das, da locker liegend und mit Pflanzenresten vermischt, ein Raumbgewicht von $0,6 \text{ Mgm}^{-3}$ habe. Bei Regen solle nur Segment 1 durchfeuchtet werden und quellen (auf $\rho_b = 1,06 \text{ Mgm}^{-3}$), Segment 2 trocken bleiben bzw. nur so viel Wasser erhalten, daß die Scherflächen "geschmiert" werden. Segment 1 gleite unter einem Winkel von 0° gegen die Horizontale, Segment 2 auf einer Ebene, die um den Winkel α gegen die Horizontale geneigt sei ($\alpha = 30, 45$ und 60°). Beide Segmente gleiten in der x-Richtung und stützen sich an einem Widerlager AB ab. AB entspricht also der Mitte eines quellenden Körpers, in der die Massenbewegung 0 sein muß. Unterstellt sei, das quellende Segment 1 verhalte sich starrelastisch und nicht plastisch, da plastische Eigenschaften sich schlecht formulieren lassen. Quellungs- bewegungen in der y-Richtung werden vernachlässigt und die Breite der Segmente sei die Dimensionseinheit. Damit die Segmente in der x- und y-Richtung verschoben werden können, müssen Zug- und Hubkräfte wirken.

Die bei isotroper Quellung freiwerdende Energie solle nun isotherm in Hub- und Reibungsenergie beider Segmente umgesetzt werden, wobei eine wichtige Annahme ist, daß zur Hebung von Segment 1 die Hälfte der Quellungsenergie und für das Verschieben der Segmente 1 und 2 und das Heben von Segment 2 die andere Hälfte verwandt werden soll.

3. Ergebnis

Die Gleitreibungskoeffizienten liegen zwischen 0,46 und 0,76, im Mittel bei $\mu = 0,6$.

Die Hebung des Segments 2 nimmt umso mehr ab, je mächtiger der quellende Bodenkörper, je kleiner der Winkel der schiefen Ebene zur Horizontalen und je kleiner das quellende Bodenvolumen ist. Die Modellbetrachtung zeigt, daß die Hebung des trocknen Segments 2 insgesamt

so gering ist, daß, würden auch Hafttreibungskräfte berücksichtigt, in der Natur der quellende Boden sich eher nach oben ausdehnt, als er randliche Bodenkörper hochdrückt (OLLIER 1966).

Es ist also wahrscheinlich, daß die Richtung der Massenbewegung in Gilgai-Landschaften gegensinnig zu der von HALLSWORTH et al. 1955, BEINROTH 1966 und BUOL et al. 1973 postulierten ist.

4. Diskussion

Der Boden wird inhomogen durchfeuchtet und quillt inhomogen. Daraus kann ein hypothetischer Prozeß der Massenbewegung bei Gilgaibildung abgeleitet werden (siehe Abb. 2). Nach Niederschlägen, die einen quellfähigen Boden über Risse lokal durchfeuchten (a), quillt der Boden lokal auf (b). Weitere Niederschläge erodieren den gequollenen gehobenen Boden (c) bis die Bodenoberfläche wieder eingeebnet ist (d). Bei Austrocknung sackt und reißt der ehemals gequollene Boden stärker infolge Massenverluste (e). Bei erneuten Niederschlägen wird Bodenmaterial, vor allem aber Wasser, in die Senke transportiert (f) mit erneuter Quellung des Senkenbodens. Der dadurch entstehende Hügel wird wieder eingeebnet und "trockener" Boden rutscht in den gequollenen Boden ab (g) (und preßt diesen etwas hoch?). Schließlich pendelt ein Bodenkörper zwischen den Zuständen (f) und (g) hin und her. Beim Übergang von der Ebene zum Hang werden die rundlichen Senkenformen hangabwärts gestreckt (Übergang vom Normal- zum Streifengilgai). Mit diesem Konzept lassen sich alle Gilgaiformen mit Ausnahme der Tankgilgais erklären. Hier müßten Rutschbewegungen im gesamten Hang zusätzlich und/oder ausschließlich postuliert werden. Häufig wird in Gilgais (bes. Streifengilgais) auch gefunden, daß die Senken tiefer verwittert sind, was durch die Dauer der Durchfeuchtung bedingt sein kann. Damit würde auch die Neigung der slickensides die Fall- und nicht die Hubrichtung von Aggregaten darstellen. Sandakkumulation auf der Bodenoberfläche ist ein Hinweis, daß der Massentransport in die Rißbezirke durch Oberflächenabfluß größer sein muß, als der durch Abrutschen trockener Bodenkörper in nasse, gequollene. Zusätzlich könnte Sand auch durch Auspressen infolge Quellung, wie von SCHLICHTING 1978 beschrieben, an der Bodenoberfläche akkumuliert werden. Diese Massenbewegung, in Vertisolen semiarider

Gebiete maximiert, erfolgt ebenfalls in Pelosolen, wenn auch infolge humiden Klimas abgeschwächt, wie slicken sides und schluffige (sofern Löss ausgeschlossen werden kann) Oberböden bei kaum vorhandenen Cutanen deutlich zeigen.

5. Literatur

BEINROTH, F.H. (1966). Über das Vorkommen von Vertisolen im mittleren Sudan. Diss. U. Stuttgart.

BUOL, S.W., F.D. HOLE, and R.J. MC CRACKEN (1973). Soil Genesis and Classification. p. 218-226, Iowa State University Press. Ames.

HALLSWORTH, E.G., G.W. ROBERTSON, and F.R. GIBBONS (1955). Studies in pedogenesis in New South Wales. VII. The gilgai soils. J. Soil Sci. 6, 1-31.

OLLIER, C.D. (1966). Desert gilgai. Nature 212, 581-583. London.

SCHLICHTING, E. (1978). Clay accumulation in vertic subsoils by sand ejection. 11th Intern. Congr. Soil Sci., Edmonton. Vol. 1, 270-271.

YONG, R.N., and B.P. WARKENTIN (1966). Introduction to soil behavior. Macmillan. New York.

Abb. 1 Modell zur Massenbewegung in Vertisolen

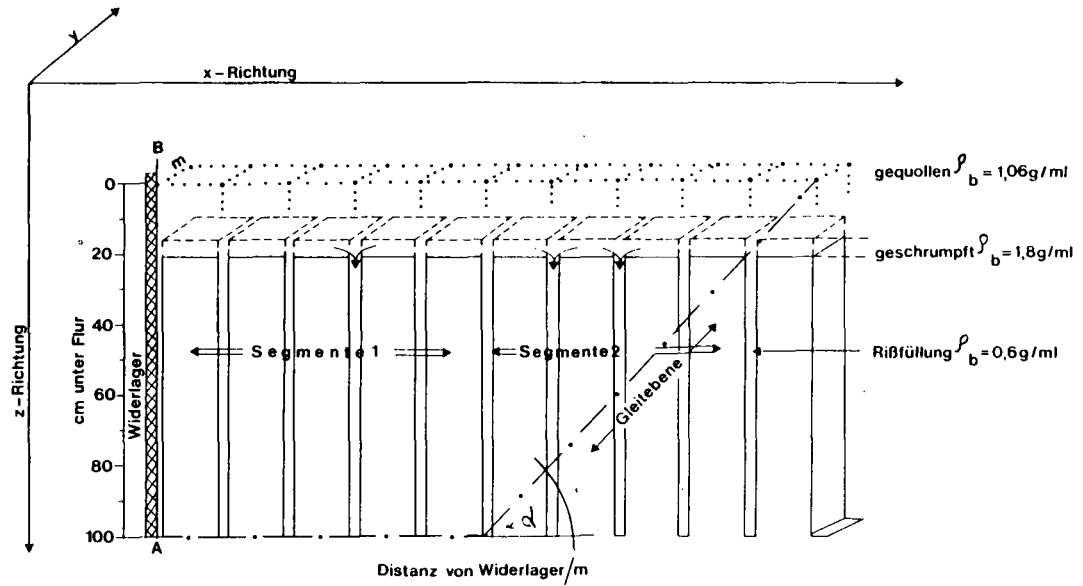
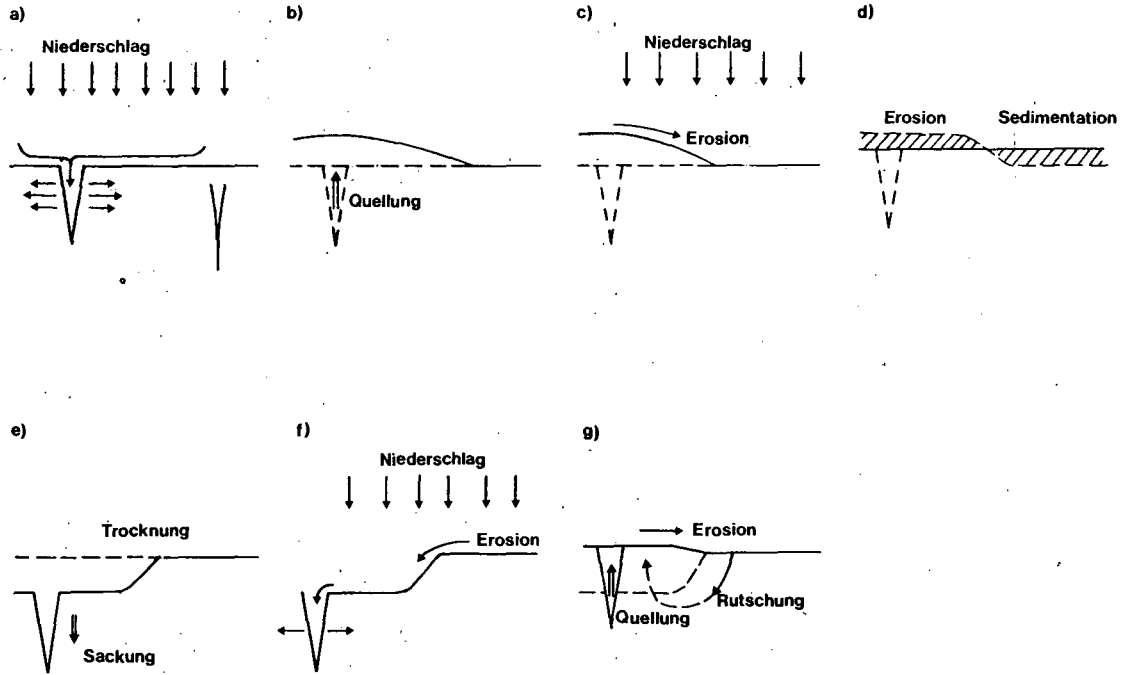


Abb. 2 Modell der Bildung eines Gilgareliefs
(Erläuterungen siehe Text)



Wasserspannungsabhängigkeit des Eindringwiderstandes von Proben
aus Unterböden,

von
Becher, H.H.⁺

Nur sehr wenige Autoren beschäftigen sich direkt mit der Messung der das Wurzelwachstum begrenzenden Festigkeit. Bei diesen Untersuchungen wurde hauptsächlich der Einfluß der Festigkeit von Aggregaten aus der Krume oder der sich infolge Verschlämmung gebildeten Oberflächenkruste auf Keimung und Pflanzenentwicklung bestimmt. Dagegen liegen nur sehr wenige Ergebnisse über die Festigkeit von Aggregaten aus Nichtkrumenböden vor. Der nachfolgende Bericht über Ergebnisse von Eindringwiderstandsmessungen an Aggregaten aus Tiefen unter der üblichen Bearbeitungssohle soll die Kenntnisse hierüber erweitern.

Die Messungen wurden an 10 B- und 1 C-Horizont aus 4 Profilen vorgenommen: einer Parabraunerde aus Löß, einem Parabraunerde-Pseudogley aus Löß, einem Parabraunerde-Pseudogley aus Decklehm über tertiärem Ton und einem Braunerde-Pseudogley aus tertiärem, lehmigem bis stark lehmigem Sand. Die B-Proben entstammen aus Tiefen zwischen 8 und 120<cm>, die C-Probe der Löß-Parabraunerde aus 140<cm> Tiefe. Sowohl tonreiche als auch sandreiche Horizonte wurden untersucht, jedoch überwiegen die schluffreichen Horizonte.

Nach Lufttrocknung wurden die Proben in 10-20<mm> große Aggregate zerkleinert und auf einem Saugspannungstisch satzweise mit Wasserspannungen zwischen 0 und 600<cmWS> ins Gleichgewicht gebracht. Nach Gleichgewichtseinstellung wurde der Eindringwiderstand nach früher beschriebenen Verfahren (BECHER 1978, 1979) ermittelt.

Aus den um die Schaffreibung verminderten Eindringwiderstandswerten wurde die lineare Eindringwiderstand-Weg-Beziehung berechnet, deren jeweilige Parameter Intercept und Regressionskoeffizient mit Wasserspannung und Wassergehalt korreliert wurden. Außerdem wurden die nach diesen Regressionsrechnungen erhaltenen Gleichungsparameter mit weiteren, für die Bodenfestigkeit relevanten

⁺ Lehrstuhl für Bodenkunde, TU München, D-8050 Freising-Weihenstephan

Bodeneigenschaften korreliert.

Der erste Komplex von Korrelationsrechnungen erbrachte - wie schon bei früheren Untersuchungen (BECHER 1980) - , daß nur der Regressionskoeffizient der Eindringwiderstand-Weg-Beziehung - und damit auch der Eindringwiderstand in einer bestimmten Tiefe - mit zunehmender Wasserspannung bis $\sqrt{250}$ <cmWS> allmählich, danach aber sehr schnell zunimmt. Diese nichtlineare Abhängigkeit läßt sich am besten mit der allgemeinen Funktion

$$y=e^{(a+bx)}$$

anpassen und ist hoch signifikant. Dieser allgemeine Zusammenhang wurde schon für Aggregate aus A_h - und A_p -Horizonten gefunden (BECHER 1980). y ist der Regressionskoeffizient der Eindringwiderstand-Weg-Beziehung in <kp/cm².mm>, x ist die Wasserspannung in <cmWS:10⁻³>.

Ebenso hoch signifikant beeinflusst wird der Regressionskoeffizient y vom Wassergehalt x in <Gew.-%> nach der Funktion

$$y=e^{(a-bx)}$$

Für diese bestangepaßten Beziehungen werden im allgemeinen höhere Korrelationskoeffizienten im Vergleich zur Wasserspannung errechnet, weil bei einer vorgegebenen Wasserspannung doch gewisse Wassergehaltsunterschiede stets auftreten, die selbstverständlich auf den Eindringwiderstand des Aggregates und damit auch des Bodens einwirken. Um aber Böden mit einander vergleichen zu können, ist es zweckmäßiger, die Wasserspannung als Betrachtungsgrundlage zu wählen, was auch hier geschehen ist. Selbstverständlich gelten die Anpassungen nur für den Bereich 0-600 <cmWS>.

TAYLOR et al. (1966) und COCKROFT et al. (1969) haben in schon länger zurückliegenden Untersuchungen festgestellt, daß Bodenfestigkeiten von 25,5-30,6 <kp/cm²> - je nach Pflanzenart - das Wurzelwachstum unterbinden. Löst man die Exponential-Funktion nach x auf und setzt außer den Grenz-Eindringwiderständen die Gleichungsparameter ein, so erhält man die für jeden Boden spezifischen Grenz-Wasserspannungen. Diese liegen zwischen 375 und 510 <cmWS>, im Mittel bei 428 bzw. 447 <cmWS>. Außerdem ist festzustellen, daß beim Parabraunerde-Pseudogley aus Löß diese Werte mit der Tiefenlage des Horizontes zunehmen, unabhängig vom Substratwechsel, dagegen aber beim Braunerde-Pseudogley (aus Sand) abnehmen. Dies bedeutet, daß mit zunehmender Austrocknung von oben die Wurzeln bei einer "Flucht" nach unten, also in feuchtere Bodenzonen, beim Braunerde-Pseudogley bei einem geringeren Austrocknungsgrad auf mechanische Wurzelhemmnisse stoßen als bei dem anderen

Bodentyp. Mittelt man die Grenz-Wasserspannungen über die untersuchten Horizonte eines Profils, so schneidet jedoch der Parabraunerde-Pseudogley aus Löß mit 407<cmWS> am schlechtesten, der Braunerde-Pseudogley mit 443<cmWS> am besten ab. Auffallend ist jedoch trotz aller Unterschiede, daß bei Wasserspannungen von nur 100-200<cmWS> über der bei 300<cmWS> angesetzten Feldkapazität schon das Wurzelwachstum unterbunden wird.

Dies ist aber weniger beunruhigend, als man annehmen sollte. Denn u.a. nach den von VOGL noch nicht veröffentlichten Untersuchungen werden unter den klimatischen Bedingungen des Tertiären Hügellandes von Mitte Mai an, in nassen Jahren nur von Mitte Mai bis Mitte Juni, im Unterboden die genannten Grenzwasserspannungen teilweise überschritten. Dies bedeutet, daß besonders während der Hauptwachstumszeit der Wurzeln im Frühjahr und Herbst (bei Überwinternden Pflanzen) zumindest von der Bodenfestigkeit her keine Wachstumshemmnisse im Unterboden gegeben sind.

Das Intercept der Exponential-Gleichung nimmt kleine und meist negative Werte zwischen +0,22 und -1,15 an. Diese nehmen offensichtlich mit der Profiltiefe ab, werden also negativer. Dagegen weist der Regressionskoeffizient relativ große, positive Werte zwischen 7,6 und 10,9 auf, die mit zunehmender Profiltiefe zunehmen. Während der niedrige Gehalt an organischer Substanz - mit Ausnahme der beiden oberen Horizonte des Braunerde-Pseudogleys - trotz einer gewissen Variation keinen Einfluß haben kann, nehmen Tongehalt und Lagerungsdichte mit der Tiefe ebenfalls zu.

In einem zweiten Komplex von Korrelationsrechnungen wurde nun versucht, herauszufinden, welche Größe die Eindringwiderstand-Wasserspannung-Beziehung am stärksten beeinflusst. Trotz ihrer abweichenden Gehalte an organischer Substanz wurden bei diesen Ermittlungen die erwähnten beiden Horizonte in alle Korrelationsrechnungen mit eingeschlossen. Körnung, Lagerungsdichte und Gehalt an organischer Substanz erklären danach zusammen 69,4<%> der Variation des Interceptes, jedoch sind 49<%> allein durch Unterschiede in der Lagerungsdichte bedingt, während organische Substanz mit 19<%> und Schluffgehalt mit 15<%> Einflußnahme folgen. Alle 3 zusammen erklären bereits 69,1<%>, d.h. Sand- und Tongehalt sind ohne Einfluß. Während durch die 3 genannten Bodeneigenschaften etwa 2/3 der Variation des Interceptes erklärt werden können, bedingen die 5 Eigenschaften 92,1<%> der Variation des Regressionskoeffizienten der Eindringwiderstand-Wasserspannung-Beziehung. Auch hier hat die Lagerungsdichte allein mit 86,7<%> den größten Einfluß, gefolgt von der organischen Substanz mit 75,7<%> und dem Sandgehalt mit 7<%>. Lagerungsdichte und organische Substanz bewirken zusammen jedoch nur 88,3<%>, während die Hinzunahme von Schluff oder

Sand eine Verbesserung der Erklärbarkeit auf 90,5% der Gesamtvariation erhöht..

Da im allgemeinen die Lagerungsdichte mit der Tiefe zunimmt, könnte man auf die mittlere Horizonttiefe zurückgreifen. Jedoch wird dann eine mögliche natürliche oder auch anthropogene Überverdichtung nicht miterfaßt. Denn wir müssen davon ausgehen, daß die jetzigen Profile u.U. infolge Erosion geköpft sein können. Das bedeutet, daß infolge Überkonsolidierung die jetzt vorgefundene Lagerungsdichte der Unterböden den Einfluß der Tiefe auf die Abhängigkeit des Eindringwiderstandes von der Wasserspannung besser wiedergibt als die mittlere Horizonttiefe. D.h. aus gleicher Tiefe entnommene B_t -Horizonte können infolge unterschiedlicher Vorgeschichte verschiedene Festigkeiten, also Eindringwiderstände aufweisen.

Abschließend kann festgestellt werden, daß alle hier untersuchten Proben aus Unterböden die gleiche Form der Abhängigkeit des Eindringwiderstandes von der Wasserspannung zeigen. Jedoch sind die z.T. nur graduell auftretenden Unterschiede im wesentlichen noch auf eine variierende Lagerungsdichte und damit auf das Gefüge oder auf eine Wechselwirkung der Lagerungsdichte mit der organischen Substanz zurückzuführen. Eine physikalische Begrenzung des Wurzelwachstums in der Hauptwachstumszeit ist unter den vorherrschenden Bodenfeuchteverhältnissen nicht zu erwarten.

Literatur

- BECHER, H.H. (1978): Ein verbessertes Verfahren zur Messung des Eindringwiderstandes. Z.f. Kulturtech. u. Flurber. 19, 138-146
- BECHER, H.H. (1979): Körnungs- und wasserspannungsabhängige Boden-Metall-Reibung bei Eindringwiderstandsmessungen. Mitt. DBG 29, 213-214
- BECHER, H.H. (1980): Penetration resistance of aggregates from the arable layer of loess derived soils. Proc. II. Internat. Conf. on Agrophysics, Gödöllő, Pap. 61, 7 S.
- COCKROFT, B., BARLEY, K.P., und GREACEN, E.L. (1969): The penetration of clays by fine probes and root tips. Austral. J. Soil Res. 7, 333-348
- TAYLOR, H.M., ROBERSON, G.M., und PARKER, J.J. (1966): Soil-strength - root-penetration relations for medium-to-coarse textured soil materials. Soil Sci. 102, 18-22

Die sogenannte Grenzsättigung als neues Mass zu
einer felddnäheren Bestimmung der Beziehung zwischen
Bodenwassergehalt und Kapillardruck im Labor

von

Hurst, A. und H.P. Läser[†]

Auf den unterschiedlichen Verlauf von Desorptionskurven, die an ungestörten Proben im Labor ermittelt werden und solchen, die im Felde durch simultane Bestimmung von Wassergehalten und Saugspannungen erstellt werden, haben verschiedene Autoren hingewiesen. Diese Diskrepanz zwischen Labor- und Felddesorptionskurve befindet sich im Bereich niedriger Saugspannungen, also gerade dort, wo das Ausmass der Wasserbewegung und des Wasserentzugs durch die Vegetation erheblich ist.

Nach Flühler, H. et al. (1975) werden die zeitlichen Wassergehaltsänderungen im Bereich niedriger Saugspannungen überschätzt, wenn dazu die Laborkurven benutzt werden.

Bei Borer, F. (1980) trugen die im Labor bestimmten Beziehungen $S(\theta)$ mit dazu bei, dass negative Evapotranspirationsraten errechnet wurden, d.h. die Vegetation den Boden mit Wasser aus der Atmosphäre versorgt hätte.

Ziel dieser Arbeit war es, Grundlagen zu erhalten für eine naturnahere Bestimmung der Desorptionskurve im Labor. Versucht wurde, durch verschiedene Desorptionsvariarianten einerseits und verschiedene Sättigungsvarianten andererseits eine Veränderung des Verlaufes der Labor-desorptionskurve zu erzielen.

Bei der Wahl der Standorte für die Entnahme von Bodenproben kamen in erster Linie solche in Frage, wo bereits intensive Wasserhaushaltsuntersuchungen durchgeführt worden sind. Es sind dies die Lokalformen "Oberforst" bei Möhlin und "Hard" bei Laufenburg im Kanton Aargau. Die Proben repräsentieren obere Mineralerde-

[†]Inst. f. Wald- und Holzforschung ETH Zürich, Fachbereich
Bodenphysik, Zürcherstrasse 111, CH-8903 Birmensdorf

Verwitterungshorizonte von Parabraunerden, die sich v.a. im Staub- und Sandanteil merklich unterscheiden.

Lokalform	"Oberforst"	"Hard"
Benennung des Bodenprofils	stark saure, leicht pseudovergleyte Moder-Parabraunerde aus Löss	saure, sandreiche Parabraunerde über Schotter
Korngrößenverteilung		
- Skelett > 2 mm	0 % _v	4 % _v
- Feinerde	100 % _v	96 % _v
Sand 2,0-0,05 mm	24 % _g	72 % _g
Staub 0,05-0,002 mm	60 % _g	19 % _g
Ton < 0,002 mm	16 % _g	9 % _g
Porosität	0,51	0,50
Grobporen 0 - 80 mbar	11 % _v	25 % _v
gesättigte Wasserleitfähigkeit	$2,0 \times 10^{-3}$ cm/s	$1,3 \times 10^{-2}$ cm/s

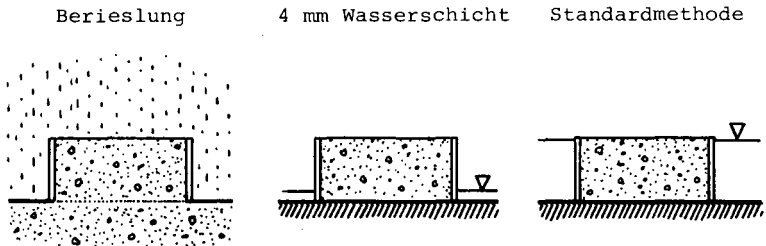
In der ersten Versuchsreihe wurden von der Standardmethode abweichende Desorptionsläufe durchgeführt:

Im Lauf 1 wurde die Desorptionsphase bei 80 mbar unterbrochen, die Bodenproben unter Atmosphärendruck erneut aufgesättigt und anschliessend die Desorptionskurve ein zweites Mal bestimmt bis 690 mbar. Die neue Kurve ist zwar etwas nach links verschoben, unterscheidet sich statistisch jedoch nicht signifikant von der Standard-Labordesorptionskurve.

Im Lauf 2 kamen die gesättigten Bodenproben im Drucktopf auf einen Schlag unter 80 mbar Druck und wurden anschliessend ein zweites Mal aufgesättigt. Die nun bestimmte Desorptionskurve ist bei beiden Böden leicht nach rechts verschoben, unterscheidet sich jedoch ebenfalls nicht statistisch signifikant von der Standardmethode.

In einer zweiten Versuchsreihe wurden verschiedene Sättigungsvarianten durchgeführt:

Sättigungsvarianten



Im ersten Versuch wurden die Bodenproben vorerst gemäss Standardmethode im Wasserbad, das bis zum oberen Probenrand reicht, gesättigt, um anschliessend an ihnen die Desorptionskurve bis 690 mbar zu bestimmen. Danach wurden die selben Bodenproben ein zweites Mal unter Atmosphärendruck aufgesättigt, diesmal jedoch nur in einer 4 mm hohen Wasserschicht. Die nun an den selben Proben bestimmte zweite Desorptionskurve verläuft bei beiden Böden deutlich steiler. Der Wassergehalt bei 1 mbar ist bei der Lokalform "Oberforst" um 3 %_v und bei der Lokalform "Hard" um 6 %_v geringer. Diese erste veränderte Sättigungsmethodik liess vermuten, dass v.a. die Art der Aufsättigung der Bodenproben Einfluss auf den Verlauf der Desorptionskurve haben dürfte. Wir versuchten daher, durch eine geeignete Sättigungsmethodik im Labor die sogenannte Grenzsättigung S_g an ungestörten Bodenproben zu erzielen. Das heisst, denjenigen maximalen Sättigungsgrad herzustellen, der unter natürlichen Bedingungen nach Infiltration und anschliessender Perkolatation im Boden entstehen kann (vgl. Dracos, Th. (1980)). Das wurde durch die Berieslungsmethode erreicht. Bei ihr werden die Bodenproben für die anschliessende Desorptionsphase nicht mehr kapillar aufgesättigt, sondern auf ein Bett aus identischem Boden gestellt. Der Sättigungsvorgang geschieht durch einen feinen Sprühregen. Die Berieslung wird erstens intervallweise durch-

geführt und zweitens so dosiert, dass die pro Zeiteinheit durch die Proben strömende Wassermenge geringer ist als die Wasserleitfähigkeit dieses Bodenhorizontes bei Sättigung. Mit dieser Technik wird die durch Schwemmung und Quellung verursachte Strukturveränderung des Matrixmaterials vermieden.

Tensiometer wurden bei den Berieslungsversuchen sowohl im Bodenbett als auch in den Bodenproben eingebaut. Bei beiden Lokalformen fiel während der Berieslungsphase die Saugspannung S in allen Bodenproben unter 1 mbar, d.h. $0 < S < 1$ mbar. Bei der grobporeneren Lokalform "Hard" waren dazu 5 Stunden, bei der grobporenrärmeren Lokalform "Oberforst" knapp eine Stunde intervallweise Berieslung notwendig. Die Saugspannung im Bodenbett blieb auch während den Berieslungspausen unter 1 mbar.

Dass die Aufsättigung mit der Berieslungsmethode zu geringeren Wassergehalten führt, lässt sich an ein und denselben Proben der grobporenrärmeren Lokalform "Oberforst" zeigen (Groporen 0-80 mbar = 11 %_v):

Die Proben mit eingebautem Tensiometer weisen bei der Berieslung Saugspannungen unter 1 mbar und Wassergehalte von 45,1 bis 46,7 %_v auf. Der Wassergehalt bleibt auch praktisch unverändert, wenn die Proben für zwei Tage in der Druckapparatur einem Druck von 1 mbar ausgesetzt werden. Die anschliessende Aufsättigung gemäss Standardmethode führt hingegen bei allen Bodenproben zu einer grösseren Wasseraufnahme. Auch nach Gleichgewicht in der Druckapparatur bei 1 mbar ist der Wassergehalt um 1,8 bis 3,4 %_v grösser.

Wie stark die Art der Sättigung den Verlauf der Desorptionskurve beeinflusst, kann an der grobporeneren Lokalform "Hard" gezeigt werden:

Bei Druckstufe 1 mbar unterscheiden sich alle drei Sättigungsmethoden aufgrund des t - Tests und des Rangsummentests von Wilcoxon (W - Test) signifikant, wobei die Berieslungsmethode zu den geringsten Wassergehalten und kleinsten Streuungen führt. Der auf Varianzunterschiede nicht sehr empfindliche W - Test wurde für den Vergleich des Verlaufes der Desorptionskurven angewandt. Aufgrund des W - Tests ist anzunehmen, dass die Desorptionskurve

nach Sättigung durch das Berieslungsverfahren sich bis über 40 mbar signifikant von der Desorptionskurve nach Standardmethode unterscheidet.

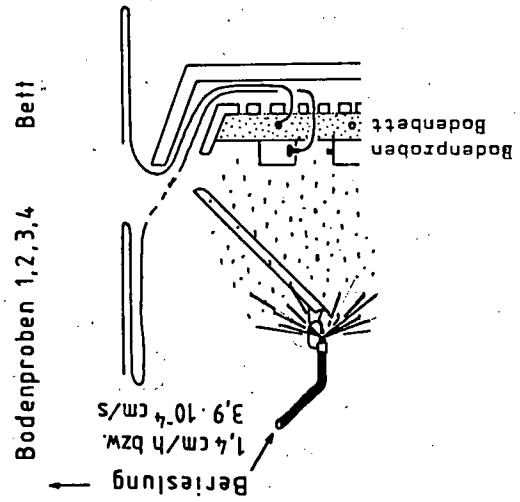
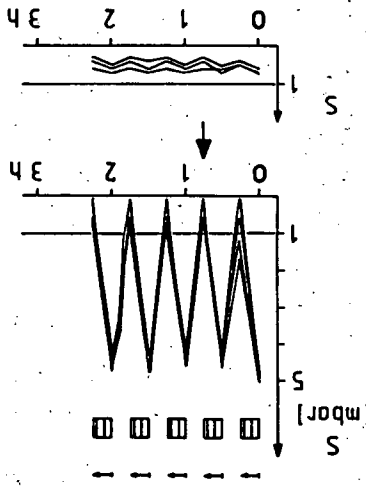
Schlussfolgerungen

1. Für den Wassergehalt und somit den Verlauf der Desorptionskurve im Bereich niedriger Saugspannungen ist in erster Linie die Art der Aufsättigung der Bodenproben von entscheidender Bedeutung.
2. Für Bodenhorizonte, die ausserhalb des Grundwassereinflusses sind, stellt die Berieslungsmethode den naturnaheren Sättigungsprozess dar als die Standardmethode.
3. Mit der Berieslungsmethode können auch grobporenreiche Bodenproben bis unter 1 mbar Saugspannung (d.h. $0 < S < 1$ mbar) aufgesättigt werden.
4. Bei den Lokalformen "Hard" und "Oberforst" sind im Bereich niedriger Saugspannungen die Wassergehalte und die spezifischen Wasserkapazitäten deutlich geringer als bei der Standardmethode.

Literaturverzeichnis

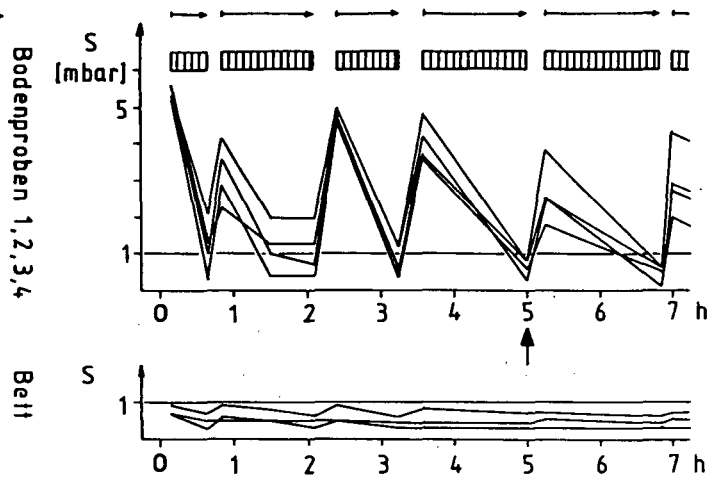
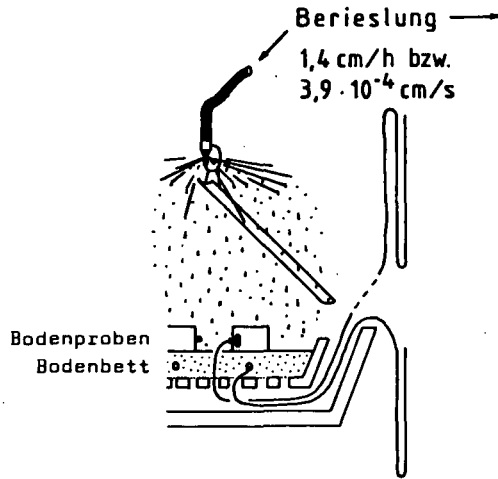
- Beese, F. und Wierenga, P.J. (1979): Zur Bedeutung der θ - Ψ -Beziehung in bodenhydrologischen Modellen
Mittlg. Dtsch. Bodenk. Gesellsch., 29, 101-110
- Borer, F. (1980): Zum Wasserhaushalt eines dominierenden Baums in einem Waldbestand
Diss. ETH Nr. 6529
- Dracos, Th. (1980): Hydrologie: e. Einf. für Ingenieure
Wien, New York: Springer
- Flühler, H., Germann, P., Richard, F., Leuenberger, J. (1975).
Bestimmung von hydraulischen Parametern für die Wasserhaushaltsuntersuchungen im natürlich gelagerten Boden. Ein Vergleich von Feld- und Laboratoriumsmethoden
Z. Pflanzenern. Bodenk. 1976, Heft 3: 329-342

Horizont 20-30 cm Lokalform "Oberforst"

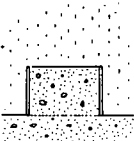
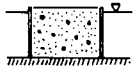


Lokalform "Hard"

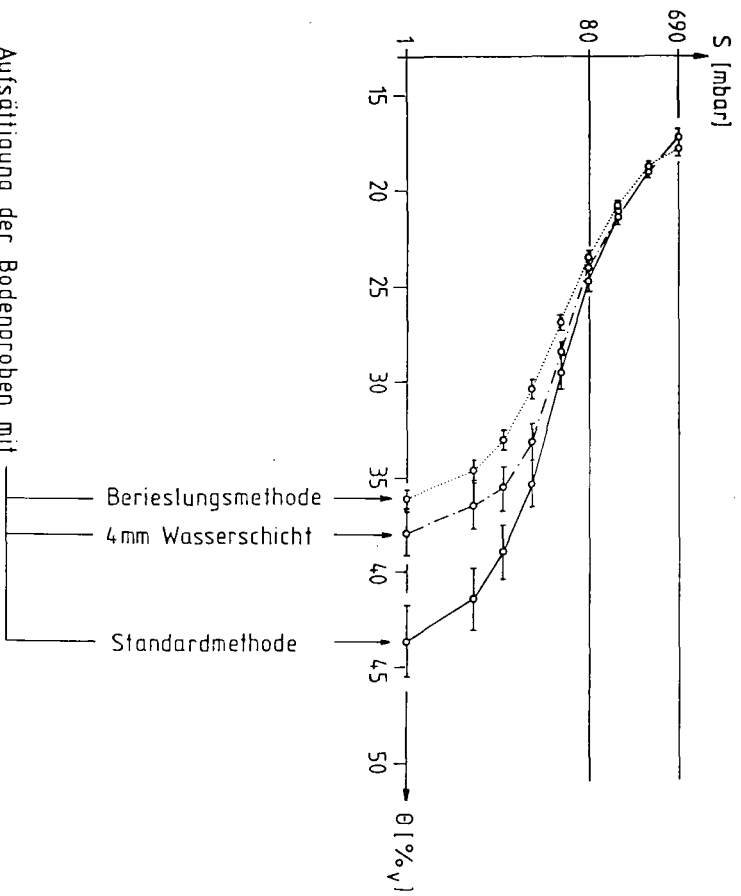
Horizont 30-40 cm



Lokalform "Oberforst"

		Probe 1	Probe 2	Probe 3	Probe 4
 <p>Berieslungs- verfahren (BV)</p>	Saugspannung gemessen in den Bodenproben [mbar]	0,6	0,1	0,1	0,4
	Wassergehalt BV [% _v]	46,3	45,9	45,1	46,7
	Druckstufe in der Druckapparatur [mbar]	1,0	1,0	1,0	1,0
	Wassergehalt BV [% _v]	46,5	45,8	45,1	46,7
 <p>Standard- methode (SM)</p>	Druckstufe in der Druckapparatur [mbar]	1,0	1,0	1,0	1,0
	Wassergehalt SM [% _v]	49,4	49,2	47,2	48,5

Lokalform "Hard" Horizont 30-40 cm



Aufsättigung der Bodenproben mit

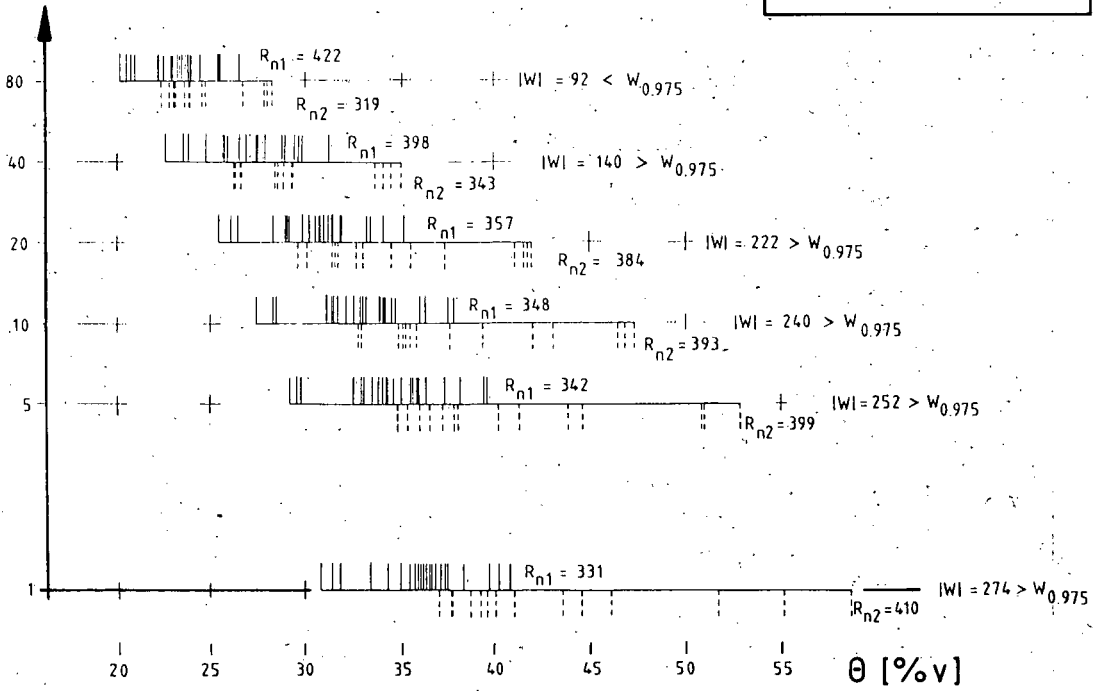
$$E \cdot 100 = \left[1 - \frac{\rho_a}{\rho_r} \right] 100 = 50$$

Lokalform "Hard" Vergleich der Desorptionskurven

Rangsummentest
von Wilcoxon

S
(mbar)

n_1 = Stichprobenumfang Berielungsmethode
 n_2 = Stichprobenumfang Standardmethode



Die spezifische Porenkontinuität als Parameter des Bodengefüges

von

Frede, H.-G. u. B. Meyer *)

Das Gefüge eines Bodenhorizontes kann mittels verschiedener Verfahren beschrieben werden. Sie reichen von der visuellen Ansprache über Messungen der mechanischen Verformbarkeit (Naßsiebung, Pressung) bis zur Bestimmung der Poren-Verteilung aufgrund der pF-Charakteristik. Wenn aber aufgrund solcher Methoden Schlüsse auf den Gasaustausch und den Lufthaushalt gezogen werden sollen, bleiben diese unbefriedigend, solange nicht Rücksicht auf die Porenstruktur genommen wird.

Erkenntnisse zur Kontinuität definierter Porenklassen und zur Gestaltung des Poren-Raumes, letztlich damit auch des Luft-Haushaltes auf verschiedenen Stufen der Entwässerung, können durch Messung der Gas-Diffusion an ungestörten Bodenproben gewonnen werden.

Theorie:

Der Mengen-Anteil luftführender Poren bei unterschiedlicher Boden-Feuchte läßt sich aus der pF-Charakteristik ableiten. Er gibt jedoch nur wenig Information über das Ausmaß der tatsächlichen Durchlüftung des Bodens, da er nichts über Verteilung, Form und Zusammenhang der luftführenden Poren aussagt. Bei einem gegebenen Volumen-Anteil an Grobporen können diese z.T. in Form von wenigen lang gewundenen oder in Form von vielen geradlinig verlaufenden Poren des selben Durchmessers bestehen (Abb. 1) Die "Tortuosität" nimmt in dieser Reihenfolge ab, die "Kontinuität" zu.

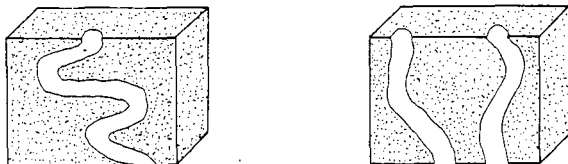


Abb.1: Modell zur Darstellung von geringer (links) und großer (rechts) Poren-Kontinuität bei gleichem Volumenanteil und gleichem Durchmesser der Poren

Das Zusammenspiel zwischen Tortuosität und Luftporen-Volumen-Anteil wurde von CURRIE (4) im Hinblick auf die Diffusionsrate in folgende Gleichung gekleidet:

$$D_s/D_o = 1/\tau \times E_L \quad (1)$$

D_s der scheinbare Diff.-Koeffizient $cm^2 \cdot sec^{-1}$

D_o der Diff.-Koeffizient in Luft $cm^2 \cdot sec^{-1}$

τ die Tortuosität der Poren

$1/\tau$ die Poren-Kontinuität

E_L luftführender Poren-Gehalt $cm^3 \cdot cm^{-3}$

Bei gleicher Kontinuität der Poren ist nach dieser Gleichung der (relative) scheinbare Diffusions-Koeffizient D_s/D_o allein von der Größe des luftführenden Porenanteils abhängig. Der Durchmesser der Poren ist danach für den Gas-Fluß ohne Bedeutung. In dieser Hinsicht besteht somit ein grundlegender Unterschied zwischen Gas- und Wasser-Transport. Wenn in den folgenden Betrachtungen der Gas-Fluß dennoch getrennt für einzelne Poren-Klassen betrachtet werden soll, dann aus der Überlegung heraus, daß es das Wasser ist, das den luftführenden Poren-Raum freigibt und nicht zuletzt wesentlich zu dessen Tortuosität beiträgt. Bei der Austrocknung von Böden im Frühjahr hängt die Zunahme der "Durchlüftung" außer von der Poren-Größen-Verteilung, welche letztlich auch die Geschwindigkeit der Austrocknung bestimmt, von der Kontinuität der Poren ab, welche außer über die Nachleitung des Wassers gerade auch das Ausmaß des Gas-Austausches begrenzt. Die Kontinuität der Poren einer abgegrenzten Poren-Größenklasse wird im folgenden "spezifische Poren-Kontinuität (sPK)" genannt. Sie wird wie folgt berechnet:

$$sPK = \Delta D_s / \Delta E_L \times 1/D_o \quad (2)$$

Die sPK kann berechnet werden, wenn D_s für die zu untersuchende Poren-Klasse bekannt ist. D_o kann nach FREDE et al. (6) gemessen werden, E_L ist aus der pF-Charakteristik abzulesen, D_o ist eine Konstante (bei 20 °C = 0.203 $cm^2 \cdot sec^{-1}$).

Die Werte für die sPK müssen immer kleiner als 1 sein. Ihre Größenordnung ist aus Abb. 2 ersichtlich, in der zwei an Ackerkrumen von Löß-Parabraunerden gemessene Extreme bei etwa gleichen Poren-Volumina dargestellt sind.

Aussagemöglichkeiten

Beispiel 1: Kalkungs-Bearbeitungsversuch

Auf einer visuell struktur-labilen Parabraunerde aus Löß sollte in einem Feldversuch die stabilisierende Wirkung steigender Kalk-Gaben untersucht werden (ANDRES, 2). Im Herbst 1978 wurden 100 bzw. 200 dt CaO/ha in zwei Arbeitsgängen in die Krume gefräst. Die 0-Parzelle wurde nicht gefräst. Danach wurden alle Parzellen auf 28 cm Tiefe gepflügt. Im folgenden Frühjahr wurde an Stechzylinderproben D_s bei verschiedenen Stufen der Entwässerung bestimmt.

Nach Abb. 3 hat die Kalkdüngung keine strukturelle Verbesserung bewirkt, denn D_s/D_o liegt bei gleichem Wert für E_L auf der 0-Parzelle deutlich höher als auf den Kalkparzellen.

Nach Gleichung 1 (=konventionelle Auswertungsmethode) sind die Steigungen der Geraden in Abb. 3 gleich der Porenkontinuität dieses Bodens im gesamten untersuchten Porenbereich. Es muß betont werden, daß die Steigungen der zwei gekalkten Varianten nicht signifikant von der ungekalkten verschieden sind.

Die Schlußfolgerungen, die aus den Ergebnissen bei diesem Interpretationsverfahren gezogen werden müssen, sind: Die Kontinuitäten

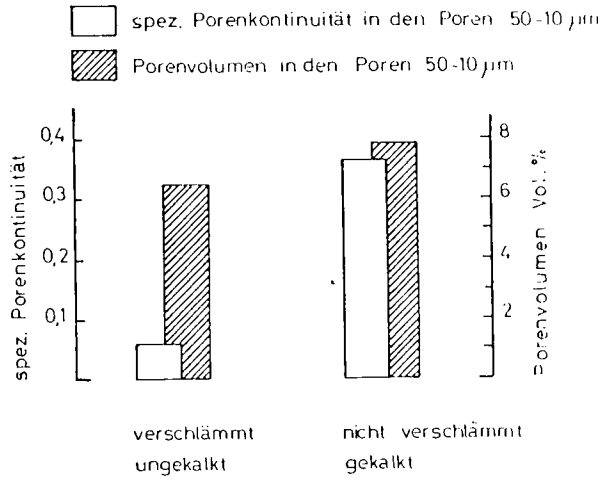


Abb. 2: Extremwerte der spez. Porenkontinuität und Porenvolumina in der Porenklasse 50-10 µm, Parabraunerde aus Löss

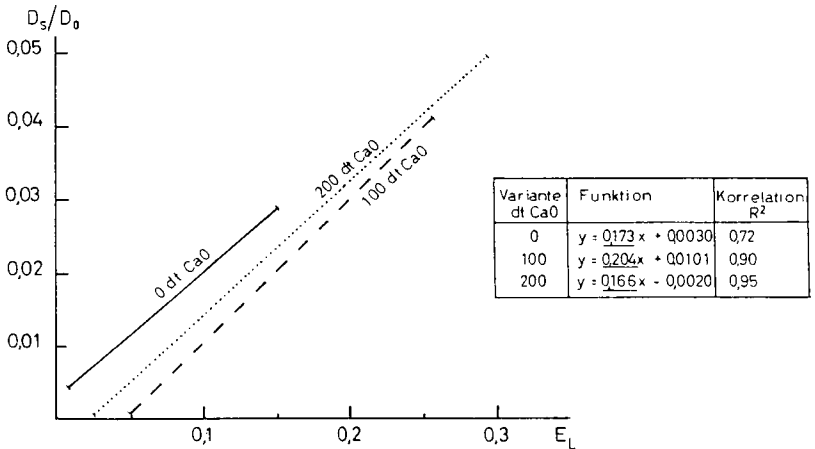


Abb. 3: Relative scheinbare Diffusionskoeffizienten D_s/D_0 in Abhängigkeit vom luftführenden Porenvolumen E_L als lineare Regression bis pF 3,0

der drei Varianten sind im gesamten untersuchten Porenbereich gleich (Linearität liegt vor) und die Kontinuitäten der 3 Varianten sind nicht voneinander verschieden (Steigungen sind nicht signifikant verschieden).

Untersucht man jedoch die sPK einzelner Poren-Größenklassen innerhalb des in Abb. 3 dargestellten Bereiches, so ergeben sich deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Varianten des Feldversuchs.

So zeigt Abb. 4 im Bereich der Weit-Poren (ϕ größer als 50 μm und 50 - 10 μm) eine Verringerung der sPK um bis zu 70 % auf den Kalk-Parzellen gegenüber der O-Parzelle — eine Folge der Fräs-Arbeit bei der Einbringung des Kalks, die eine Zerstörung der sPK verursacht hat. Demgegenüber ist die sPK im Mittel- und Engporen-Bereich durch die Kalkung deutlich erhöht worden.

Die spezifische Poren-Kontinuität stellt somit in diesem Fall einen Parameter für gefüge-ändernde Wirkungen dar, die in herkömmlicher Weise in ihrer Differenzierung nicht zu erfassen waren.

Beispiel 2: H_2O -Sättigungs-Grad und Gas-Austausch

Untersuchungen von SEVERIN et al. (8) an Löß-Lysimetern mit unterschiedlichen Grundwasserständen haben ergeben: In feuchten Jahren lagen die Erträge bei hohen Grundwasserständen unter denen bei niedrigen. Unterschiede im Gas-Austausch in der Krume wurden als Ursache vermutet. Zusammenhänge zwischen den Bedingungen für die Durchlüftung und dem Wachstum von Sproß und Wurzel wurden bereits 1957 von BERTRAND und KOHNKE (3) nachgewiesen. HOOK und CRAWFORD (7) stellten fest, daß Wurzeln von Pflanzen, die länger als 24 Stunden einem Mangel an Sauerstoff ausgesetzt waren, irreversible Schäden erlitten.

Abb. 5 bringt Ergebnisse aus dem Löß-Oberboden bei höchstem Grundwasserspiegel (1.25 m). Hier waren im Juni/Juli 1980 über 30 Tage alle Poren mit dem Durchmesser kleiner 50 μm mit Wasser gefüllt. Nur die Poren größer als 50 μm waren belüftet, was bei einer sPK von nur 0.152 — 25 % unter dem Durchschnittswert für Krumen aus Löß-Böden (vgl. Beispiel 3!) — Mangel an Sauerstoff bedeutete.

Unter der Annahme eines O_2 -Gradienten von 0.02 zwischen der bodennahen Luft-Schicht und dem Poren-Raum in 5 cm Tiefe konnten bei dem nach den genannten Methoden bestimmten Poren-Gefüge nur 170 ml O_2 pro Stunde und Quadratmeter in den Boden "fließen". Bei der Unterstellung, daß in dieser Ackerkrume etwa 220 ml CO_2 pro Std. und m^2 produziert werden — das ist z.B. auch das Jahres-Mittel für Ackerböden nach ALBERTSEN (1), würden bei vollständiger aerober Atmung auch etwa 200 ml O_2 benötigt. In unserem Fall konnten von diesem theoretischen Bedarf während der 30 Tage nur etwa 75 % gedeckt werden. In Anbetracht der Unsicherheit der Prämissen muß dazu aber gesagt werden, daß der tatsächliche Grad der Deckung des Bedarfes eher darunter als darüber gelegen haben dürfte.

An diesem Beispiel ist zu zeigen, daß die Untergrenze für einen als ausreichend anzusehenden Grad des Austausches der Boden-Luft nicht allein durch einen Tensions-Grenzwert des Boden-Wassers oder einen Minimal-Wert für den belüfteten Poren-Anteil charakterisiert werden darf wie das z.B. bei FEDDES (5) geschieht. Die spez. Poren-Kontinuität ist dabei unbedingt zu berücksichtigen.

Beispiel 3: Größenordnung der sPK

Bestimmungen der sPK von ca. 180 Proben aus A -Horizonten von Löß-Parabraunerden unter unterschiedlicher Intensität der Bodenbearbeitung, d.h. ohne Bearbeitung bis Intensiv-Bearbeitung, und bei

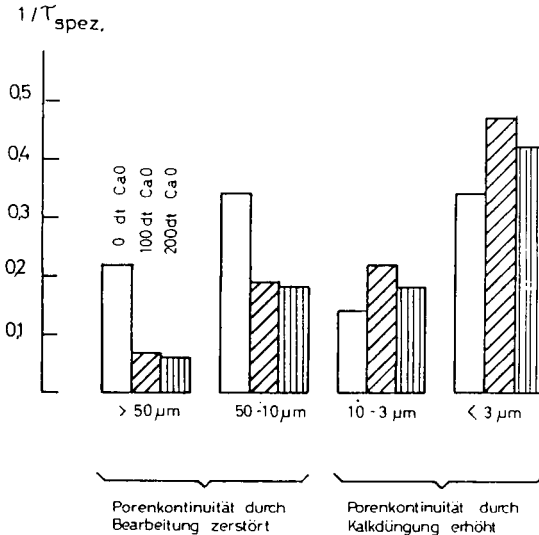


Abb. 4: Spez. Porenkontinuitäten in verschiedenen Porenbereichen einer Ackerkrume aus Löss

verschiedenen Zuständen der Ca-Versorgung, d.h. Kalkmangel bis zu freiem CaCO_3 , lieferten Angaben über die mittlere sPK verschiedener Poren-Klassen und die Streuung der sPK. Man betrachte hierzu die Abb. 5 und 6!

Bei fortschreitender Entwässerung steigt nach Abb. 6a in der Regel die sPK des hinzukommenden luftführenden Poren-Anteils — eine Folge der Entwässerung der Intergranular-Poren (Primär-Poren) der Boden-Matrix, deren sPK mehr als doppelt so hoch wie die der Interaggregat - (Sekundär-) Poren ist. Die Streuung der sPK um den Mittelwert wird im Bereich der intergranularen Mittelporen geringer.

Die Variations-Koeffizienten in Abb. 6 b drücken aus, daß gerade die Sekundär-Poren durch Einflüsse der Bearbeitung, des Bewuchses und der Makro- und Mesofauna saisonal sehr veränderlich sind, während die von der Korngrößen-Zusammensetzung abhängigen intergranularen Mittelporen eine wesentlich geringere Variabilität zeigen.

Zusammenfassung

Die "spezifische Poren-Kontinuität (sPK)" ist ein Parameter für die Kontinuität aller Poren einer Bodenprobe, die einer abgegrenzten Größenklasse nach der Ψ/θ -Funktion angehören. Die sPK stellt eine Grundlage für die Erfassung des Gas-Austausches und für die Charakterisierung des Poren-Gefüges (Boden-Gefüges) dar.

An 3 Beispielen von Ackerkrumen von Löss-Parabraunerden wird die Anwendung demonstriert:

- 1.) Differenzierung der Einflüsse von Bearbeitung und Kalkung auf das Porengefüge von Ackerkrumen,
- 2.) Feststellung und Vorhersage von Luftmangel in Krumen bei unterschiedlicher Tiefe des Grundwassers und dementsprechend unterschiedlicher Wasser-Sättigung der Krumen im Jahresgang und
- 3.) Auswirkung von Bearbeitung und Kalkung auf die sPK von Interaggregat-(Sekundär-) und Intergranular-(Primär-) Poren und die Ursachen der Streuung der sPK.

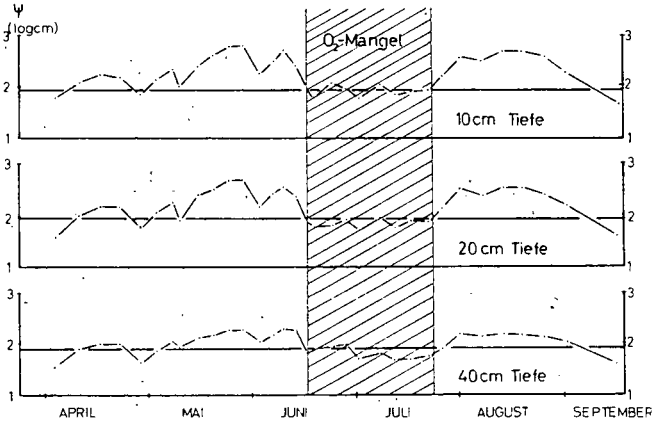


Abb.5: Saugspannungen 1980 in verschiedenen Tiefen eines Löss-Lysimeters mit einem Grundwasserspiegel in 1,25m Tiefe

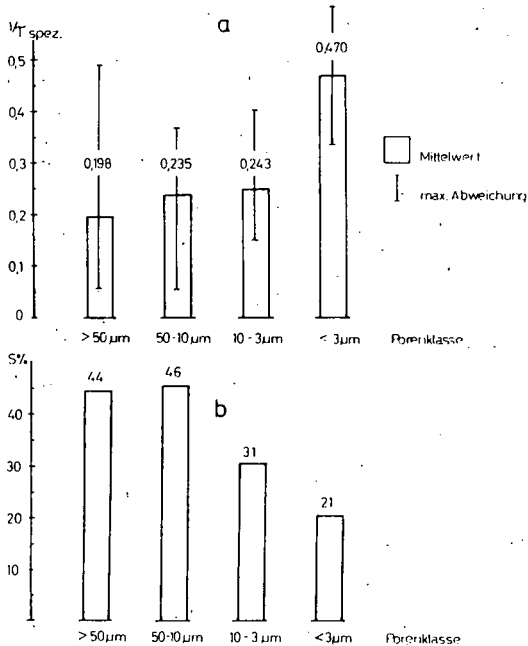


Abb.6: Mittlere spez. Porenkontinuitäten ($1/T_{\text{spez.}}$) und Variationskoeffizienten ($S\%$) in den einzelnen Porenklassen von Parabraunerde-Krumen aus Löss (Mittelwerte aus 180 Stechzylinderproben verschiedener Bearbeitungs- und Kalkdüngungsvarianten)

Literatur:

1. ALBERTSEN, M., 1978: Kohlendioxid- Haushalt in der Gasphase der ungesättigten Bodenzone, dargestellt am Beispiel eines Podsol. -
Z. Pflanzenern. Bodenkd. 142, 39 - 56 (1978)
2. ANDRES, E., 1980: Einfluß der meliorativen Kalkung eines strukturlabilen Löss-Parabraunerde-A -Horizontes auf dessen Gefüge, beurteilt anhand der PO_2 -Diffusionskoeffizienten bei partieller Wassersättigung. -
Diplomarbeit, Institut für Bodenkunde, 1980
3. BERTRAND, A.R. and H. KOHNKE, 1957: Subsoil conditions and their effects on oxygen supply and the growth of corn roots. -
Soil Sc. Soc. Am. Proc. 21, 135 - 154 (1957)
4. CURRIE, J.A. 1960 : Gaseous diffusion in porous media. -
Brit. J. appl. Phys. 11, 314 - 324 (1960)
5. FEDDES, R.A., P.J. KOWALIK and H. ZARADNY, 1978: Simulation of field water use and crop yield. -
Centre for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen, the Netherlands, 1978
6. FREDE, H.G., J-BÖTTCHER, B. MEYER u. K. SEVERIN, 1979: Gastransport und Gasproduktion in Lössböden. -
Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 29, 179 - 190 (1979)
7. HOOK, D. and R.M.M. CRAWFORD, 1978: Plant life in anaerobic environments. -
Ann Arbor Science, Publishers Inc. P.O. Box 1425, Ann Arbor, Mich. 48106
8. SEVERIN, K., H.G. FREDE u. B. MEYER, 1981: Einfluß des Grundwasserstandes auf den Wasserverbrauch durch die Pflanzen und den Pflanzenertrag. -
Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 32, 1981



Mikromorphologische Untersuchungen an Makroporen

von

Tippkötter, R.

Es war das Ziel der mikromorphologischen Untersuchungen, die Makroporen mit den Durchmessern von 0.1 - 1 mm, also die sogenannten "Nadelstichporen", in ihrer räumlichen Verteilung sichtbar zu machen, um daraus und aus anderen geometrischen Kenngrößen Rückschlüsse auf die Porenkontinuität und die Genese dieser Poren zu ziehen.

Das Untersuchungsmaterial entstammt den Bv- und C-Horizonten von vier Löß-Parabraunerden aus dem Gebiet südlich von Hannover.

Bei der räumlichen Rekonstruktion der Hohlräume wurden zwei unterschiedliche Wege beschritten:

1. optische Rekonstruktion der Poren
2. Freistellung verfüllter Poren

Die *optische Rekonstruktion* der Hohlräume wurde an Lößblöcken, die zuvor mit weißem Kunstharz getränkt waren, durchgeführt. Das schichtweise Abtragen dieser Blöcke in 100 µm - Schritten ermöglichte die photographische Dokumentation jeder einzelnen Schicht. Die so entstandenen Bildsequenzen wurden anschließend über den Weg der Digitalisierung zu Blockbildern verarbeitet, bei denen die Poren > 30 µm als Vollform erscheinen.

Für die *Freistellung verfüllter Poren* wird ein 2x3x4 cm großer Lößblock im Vakuum mit flüssigem Paraffin vollständig getränkt. Anschließend wird jenes Paraffin entzogen, das in Poren > 20 - 30 µm enthalten ist. Nach Verfestigung des restlichen Paraffins

+ Institut für Bodenkunde, Universität Hannover
3000 Hannover, Herrenhäuser Str. 2

wird der Block nun wiederum im Vakuum mit Kunstharz getränkt. Ist dieses ausgehärtet, werden das Paraffin und der Boden durch Hitze und Ultraschallbehandlung entfernt. Das Ergebnis ist ein Abdruck derjenigen röhrenförmigen Poren, die mit der Basisfläche und untereinander verbunden sind. Alle isolierten Poren treten nicht in Erscheinung.

Die von Kunstharzröhren abgeleiteten Porendurchmesser zeigen in der Häufigkeitsverteilung ein Maximum im Größenbereich zwischen 150 und 250 μm (Abb. 1). Diese Porengrößen korrelieren mit den Durchmessern lebender Wurzeln aus dem Probenahmebereich (Abb. 2). Aber auch an Getreidewurzeln wurden ähnliche Häufigkeitsverteilungen gefunden.

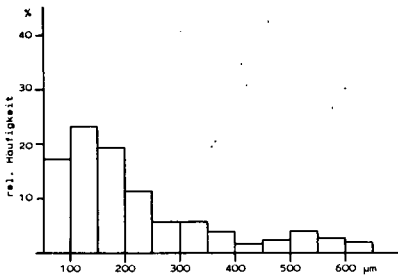


Abb.1 Häufigkeitsverteilung der Durchmesser von kunstharzverfüllten Röhren (n=108, Wegrandgesellschaft) im Größenbereich 50-650 μm Durchmesser

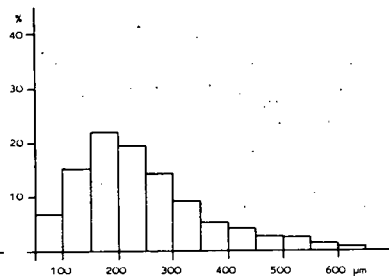


Abb.2 Häufigkeitsverteilung der Durchmesser von Wurzeln (n=46, Wegrandgesellschaft) im Größenbereich 50-650 μm Durchmesser

Die Anlage der als Bioporen zu bezeichnenden röhrenförmigen Poren ist im wesentlichen durch Pflanzenwurzeln verursacht. Dies führt zwangsläufig zu folgenden Merkmalen bei wurzelbedingten Bioporen:

1. ähnliche Durchmesser wie lebende Wurzeln des jetzigen oder eines früheren Bestandes
2. wurzelähnliche Verzweigungen (Abb. 3)
3. durch Wurzelhaare hervorgerufene randliche Sporne (Abb. 4)
4. Verjüngungen des Durchmessers, wenn mehrjährige Wurzeln die Bioporen erzeugt haben (Abb. 5).

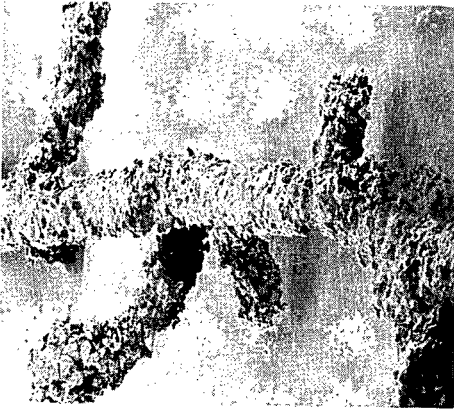



Abb. 3 Verzweigung bei einer durch Wurzelwachstum entstandenen Biopore
500 μm 

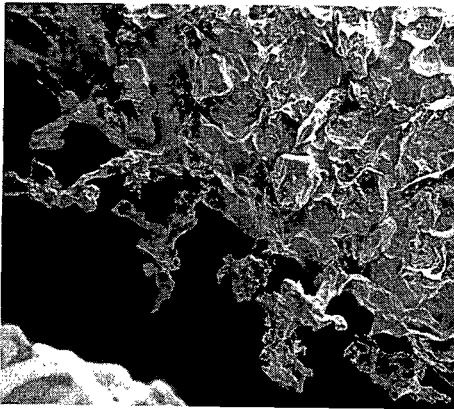




Abb. 4 Durch Wurzelhaare hervorgerufene Hohlräume am Rand einer kunstharzverfüllten Biopore
100 μm 



Abb. 5 Eine aus 70 Einzelaufnahmen optisch rekonstruierte Biopore mit deutlicher Tendenz zur Verjüngung des Durchmessers
2 mm 



Physikalische Eigenschaften von Böden der Schweiz,
dargestellt an einer Toposequenz bei Lengenthal

von

Lüscher, P. und F. Richard

Die organische Produktion wird allgemein als Resultat komplexer Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Standortsfaktoren und der Vegetation betrachtet. Erfassbare und messbare Zusammenhänge zwischen dem Pflanzenwachstum und den die organische Produktion steuernden Standortsfaktoren sind schwierig zu ermitteln. Durch die Untersuchung der physikalischen Eigenschaften von natürlich gelagerten vegetationsbedeckten Böden wird aus unserer Sicht ein Versuch unternommen, Angaben über einen Teilaspekt dieses Problemkreises zu erhalten.

Die Erhebungen werden an sogenannten Lokalformen durchgeführt. Wir verstehen darunter eine bestimmte repräsentative Bodenform, deren Eigenschaften ein vorhandenes Profil wiedergibt.

Bei genügender Anzahl untersuchter Lokalformen kann ein standortkundlich ausgebildeter Ingenieur einen gegebenen Boden, der keine Lokalform darstellt, durch Analogieschluss einer bestimmten Lokalform zuordnen oder interpolierend als Zwischenform ansprechen. In vielen Fällen ist eine solche Zuordnung schon durch den makromorphologischen Profilvergleich möglich.

Zu den mit stets gleicher Methodik an rund 25 Lokalformen bestimmten horizontspezifischen physikalischen Bodeneigenschaften gehören beispielsweise die Dichte, die Porosität, die Porengrößenverteilung nach Saugspannungsklassen, die Wasserleitfähigkeit im gesättigten und ungesättigten Porenraum, die Beziehung Wassergehalt zur Saugspannung (Desorptionskurve), die spezifische Wasserkapazität, das Speichervermögen an leicht, schwer und nicht pflanzenverwertbarem Wasser, die entwässerbare Porosität als Mass für die Bodendurchlüftung, der Jahresverlauf der Saugspannung sowie der Temperatur in den einzelnen Horizonten des Bodenprofils. Einige wichtige bodenchemische sowie tonmineralogische Analysen werden

⁺ Institut für Wald- und Holzforschung, ETH Zürich, Fachbereich Bodenphysik
Zürcherstrasse 111, CH-8903 Birmensdorf

ergänzend beigelegt.

Die Lokalformen, die wir zur Zeit untersuchen, sind über die Schweiz wie folgt verteilt: Wir finden im Jura zwei Rendzinen, dann im Mittelland verschiedene Varianten von Braunerden bis Parabraunerden mit recht unterschiedlichem Vernässungsgrad. Im Voralpenraum sind es vor allem die Hanggleye (potentielle und ehemalige Aufforstungsgebiete) die uns speziell interessieren. Daneben arbeiten wir in alpinen Tälern an verschiedenen Podsolen. Einige Lokalformen in der Nähe von Flussläufen gehören schliesslich zur Gruppe der Alluvialböden.

Vorgesehen ist eine Publikationsreihe mit fünf Bänden, die je fünf bis sechs Lokalformen enthalten. Die beiden ersten Bände sind 1978 und 1981 bereits erschienen.

Jede Lokalform hat - entsprechend ihrer Entstehung, ihrer Lage und unter den heutigen klimatischen Verhältnissen - spezifische Eigenschaften, die ihren positiven oder negativen Einfluss auf das Pflanzenwachstum im Sickersystem Boden geltend machen.

Die ökologische Interpretation der ermittelten bodenphysikalischen Kennwerte lässt in den meisten Fällen eine umfassende Standortsbeurteilung zu.

In der schweizerischen Forstwirtschaft stehen für die Holz- und Wertholzproduktion primär nur die natürlichen Wuchsbedingungen zur Verfügung. Daher spielen bei den Waldbaugrundlagen die Bodeneigenschaften und deren Interpretation bezüglich Baumartenwahl eine zentrale Rolle.

Einige Bemerkungen zur Toposequenz Langenthal (Lokalformen "Riedhof", "Ober- und Unter-Rickenzopfen"), ein Beispiel aus dem schweizerischen Mittelland

Die drei Profile können entsprechend ihrem lagebedingten unterschiedlichen Wasserhaushalt den folgenden Bodentypen zugeordnet werden:

Hangkuppe Mull-Parabraunerde im Untergrund pseudovergleyt (Vegetation: Waldhirsen-Buchenwald)

Hangmitte Moder-Pseudogley mit ausgeprägter wechselfeuchter Zone (Vegetation: Peitschenmoos-Fichten-Tannenwald)

Hangmulde Rohhumus-Stagnogley mit oberflächennahen und langandauernden Sättigungsphasen (Vegetation: Peitschenmoos-Fichten-Tannenwald).

Die Profile sind gekennzeichnet durch eine Verdichtungszone ab (40) bzw. 80 cm Tiefe, die den Wasserhaushalt stark beeinflusst. (Abb.1). Die mittlere Niederschlagsmenge pro Jahr beträgt rund 1150 mm, mit Maxima in den Monaten Juni, Juli und August mit mehr als 100 mm, die mittlere Jahrestemperatur liegt bei 8,1 °C. Beim geologischen Ausgangsmaterial handelt es sich um eine staubreiche Variante eines

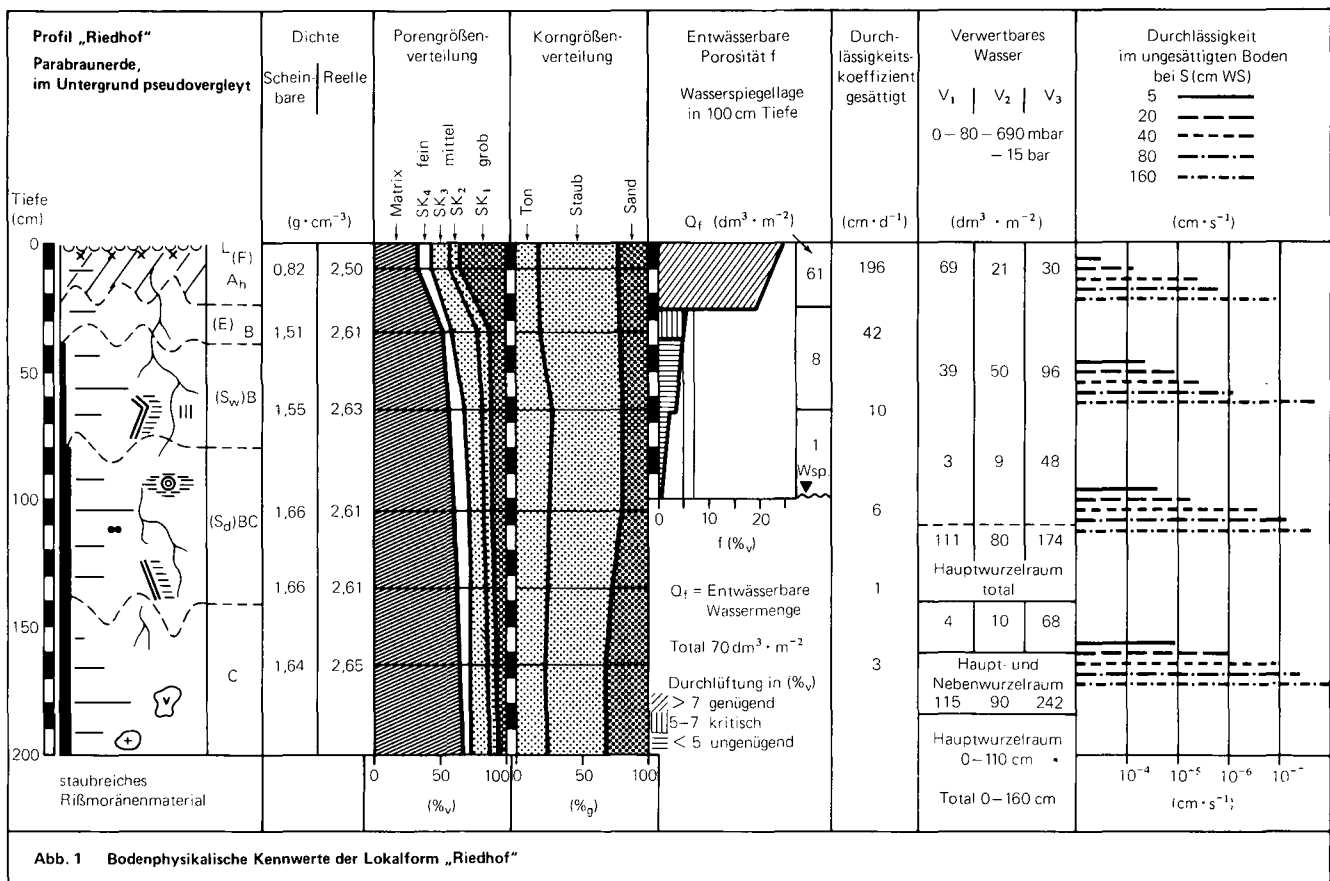


Abb. 1 Bodenphysikalische Kennwerte der Lokalform „Riedhof“

Moränebodens aus der Risseiszeit.

- Die Verdichtung, bzw. die Abnahme des Porenvolumens ab rund 40 cm Tiefe bewirkt eine deutliche Reduktion der Wasserdurchlässigkeitskoeffizienten (Abb. 1). Im Wurzelraum stellen sich periodisch, je nach den Niederschlagsverhältnissen, selbst während der Vegetationsperiode Stauäussephasen, verbunden mit Anaerobie, ein. Die Makromorphologie der einzelnen Profile bringt die Wechselfeuchtigkeit in unterschiedlicher Intensität deutlich zum Ausdruck.
- Bei der Lokalform "Riedhof" zeigt die entwässerbare Porosität f , bei einem angenommenen Wasserspiegel in 100 cm Tiefe, nur bis 25 cm ($f > 7\%$, Abb. 1) unter die Bodenoberfläche einen genügenden Durchlüftungsgrad. Darunter ist die Bodendurchlüftung kritisch bis ungenügend. Während der Vegetationsperiode wurde dieser Zustand allerdings nie erreicht. Die gesättigte Zone lag stets unterhalb 100 cm im Nebenwurzelraum (Abb. 2, oben / Messungen Mai - Nov. 1978).
- Ein Teil des leicht entfernbaren Wassers ($SK_1 = 1 - 80$ mbar), das in einem normal durchlässigen Boden durch die Gravitationskraft innert kurzer Zeit wegdrainiert wird, kann hier durch die Wirkung der Stauschicht zum leicht verwertbaren Volumenanteil gezählt werden. Die $80 \text{ dm}^3 \cdot \text{m}^{-2}$ Wasser der Saugspannungsklasse SK_2 (80-690 mbar) im Hauptwurzelraum erfahren dadurch eine wertvolle Ergänzung, die mit- hilft, längere niederschlagsfreie Perioden ohne Zuwachsminderung zu überstehen. Nachteilige Auswirkungen ergeben sich, wenn der Zeitraum mit einem, für eine normale Bodendurchlüftung ungenügenden, Luftporenanteil verlängert wird.
- Der k - Wert im ungesättigten Porenraum ist im Bereich der Saugspannungsklasse SK_2 (> 80 mbar) im unteren Teil des Stauwasserhorizontes so gering, dass die Wasserbewegung praktisch bedeutungslos wird. Die Tiefensickerung (Tab. 1) beschränkt sich auf Phasen, während denen die Stauwasserohle wassergesättigt ist. Bemerkenswert ist eine namhafte Tiefensickerung zur Zeit der Vegetationsperiode 1978 in den Monaten Mai, Juli und August. Der Betrag schwankt zwischen 5 - 22 % des Bestandesniederschlages. Ein Maximum stellt sich erwartungsgemäss während der Vegetationsruhe ein.
- Während der Messperiode 1978 (Monate Mai - November) ergibt sich eine mittlere tägliche Evapotranspiration von 1,8 mm (Tab. 1). Die Interzeption schwankt in diesem Mischbestand mit einem Beschirmungsgrad von rund 80 % zwischen 23 - 55 %, je nach Niederschlagsereignis.
- Der Wasserhaushalt der Lokalform "Unter-Rickenzopfen" am Hangfuss zeigt den Charakter eines Stagnogleys deutlich. (Abb. 2, unten). Oberflächennahe Sättigungsphasen sind selbst während der Vegetationsperiode keine Ausnahme. Der Vergleich der Wasserspiegellagen zwischen Bestand und Bestandeslücke lässt die Wirkung

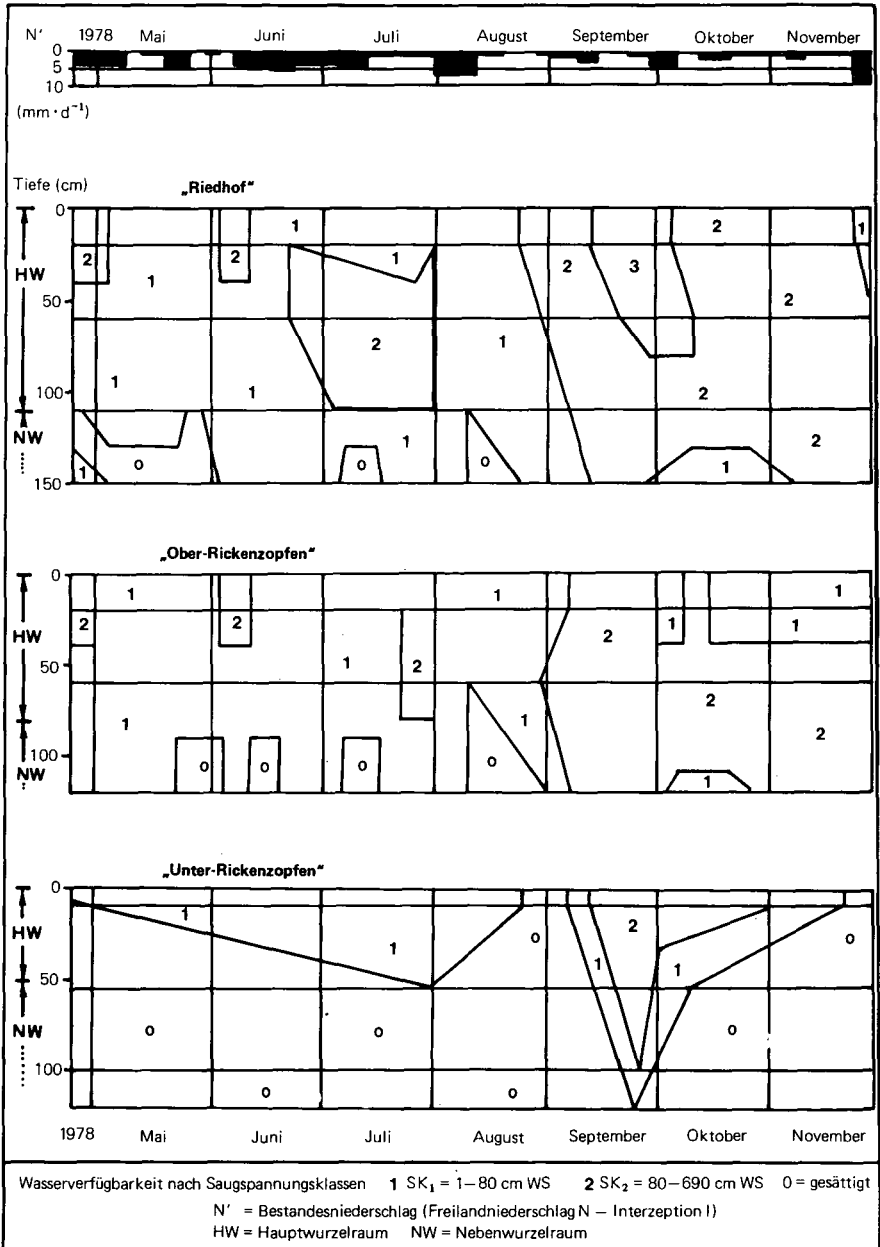


Abb. 2 Wasserhaushaltsbetrachtung für die Lokalformen „Riedhof“, „Ober-Rickenzopfen“ und „Unter-Rickenzopfen“ (Mai–November 1978)

Tabelle 1

**Vereinfachte Bilanzierung für die Lokalform „Riedhof“
Zusammenstellung der Monatswerte in mm für die
Meßperiode Mai – November 1978**

1978	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Total
N	136	114	132	111	40	78	21	632
$\Delta N_{\text{Mittel}}^*$	+15	+9	-46	-4	-38	-38	-65	—
I	57	40	61	30	22	28	5	243
N'	79	74	71	81	18	50	16	389
ET	54	97	101	55	66	7	4	384
ΔV	+7	-27	-38	+16	-51	+39	+10	-44
TS	18	4	8	10	3	4	2	49

* MZA-Station St. Urban

- N** Niederschlag Bestandeslücke
 ΔN_{Mittel} Abweichungen vom langjährigen Mittel
(MZA-Station St. Urban)
I Interzeption N – N'
N' Niederschlag im Bestand
(Beschirmungsgrad 80%)
ET Evapotranspiration
 ΔV Wasservorratsänderung im Wurzelraum
TS Tiefensickerung
die lateralen Flüsse wurden vernachlässigt

einer tiefgründigen kontinuierlichen Durchwurzelung für eine nachhaltige Bewirtschaftung dieses Standortes deutlich erkennen.

Für die forstlich-ökologische Standortsbeurteilung können zusammenfassend die folgenden Konsequenzen abgeleitet werden:

- Durch geeignete Baumartenmischung ist der Humuspflge besondere Beachtung zu schenken. Die biologische Bodenaktivität kann durch rasch abbaubare Streu stark gefördert werden, um zu vermeiden, dass sich mächtige organische Auflagehorizonte bilden.
- Es sind vor allem auf Böden vom Typ der Lokalformen "Ober- und Unter-Rickenzopfen" Baumarten zu wählen, die hohe Wassergehalte und periodisch partielle Anaerobie im Wurzelraum ertragen.
- Zur Förderung und Erhaltung der natürlichen Produktionskraft solcher Standorte ist eine dauernde Bestockung (nur kleinflächige Verjüngung) mit möglichst tiefgründiger, aktiver Durchwurzelung mit kontinuierlichem Wasserentzug notwendig. Dadurch werden die Durchlüftungsverhältnisse verbessert (Erweiterung und Lockerung des Wurzelraumes), die Standfestigkeit wird erhöht und die Stabilität der Bestände nimmt zu.
- Betriebsart, Bestockungsziel und eine verfeinerte Waldbautechnik sind auf die speziellen Verhältnisse auszurichten.

Literatur

- BORER, F., 1980: Zum Wasserhaushalt eines dominierenden Baums in einem Bestand. Diss.ETH Nr. 6529.
- BRÜLHART, A., 1969: Jahreszeitliche Veränderungen der Wasserbildung und der Wasserbewegung in Waldböden des schweizerischen Mittellandes. Mitt. eidg. Anst. forstl. Vers'wes. 45, 2:127-232.
- RICHARD, F., LÜSCHER, P. und STROBEL, T., 1978: Physikalische Eigenschaften von Böden der Schweiz. Band 1. Sonderserie eidg. Anst. forstl. Vers'wes., Birmensdorf.
- RICHARD, F., LÜSCHER, P. und STROBEL, T., 1981: Physikalische Eigenschaften von Böden der Schweiz. Band 2. Sonderserie eidg. Anst. forstl. Vers'wes., Birmensdorf.
- RICHARD, F. und LÜSCHER, P., 1982: Physikalische Eigenschaften von Böden der Schweiz. Band 3. Sonderserie eidg. Anst. forstl. Vers'wes., Birmensdorf (in Vorbereitung).



Physikalisch-ökologische Standortuntersuchungen
über den Wasserhaushalt im offenen Boden-Sickersystem
unter Vegetation am Hang. Projekt Hangsickerung.

von
Greminger, P. ⁺⁾ , F. Richard ⁺⁾ und J. Leuenberger ⁺⁾

1. Einleitung

Im Fachbereich Bodenphysik der ETH - Zürich steht die Erforschung von Wald- und Freilandböden, sowie deren Wechselbeziehung zum Gesamtstandort im Vordergrund. Im Rahmen dieser Zielsetzung wurden bis heute vornehmlich Standorte in ebener Lage untersucht.

RICHARD (1965) und SCHUSTER (1974) behandelten die Probleme der Entwässerung unvollkommen durchlässiger Böden in geneigter Lage. Das im Jahr 1975 begonnene Projekt stellt die konsequente Fortsetzung dieser Untersuchungen dar.

Die zwei- unter Umständen dreidimensionalen Sickervorgänge in einem Hangboden normaler Durchlässigkeit sollten auch in teil-gesättigten Böden erforscht werden.

Ueber erste Ergebnisse dieser Untersuchungen wurde anlässlich der Jahrestagung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft in Freiburg berichtet (GREMINGER et al. 1979).

Folgende Zielsetzungen lagen dem vom schweizerischen Nationalfonds finanzierten und an der ETH - Zürich verwirklichten Projekt zu Grunde:

- a. In einem mit Vegetation bedeckten, normal durchlässigen Hangboden ist das Strömungsnetz in Funktion von Zeit und Bodentiefe zu definieren.
- b. Der Einfluss der Vegetation auf das Strömungsnetz ist abzuklären.

⁺⁾ Mitarbeiter des Institutes für Wald und Holzforschung, Fachbereich Bodenphysik ETH - Zürich, 8092 Zürich

c. Quantifizieren der Wasserbewegungen im Boden.

Im Rahmen der erwähnten Zielsetzungen wurde eine Methode der Gradientenberechnung, von GREMINGER et al. (1979) beschrieben, verbessert und den besonderen Verhältnissen der Messanlage im Felde angepasst.

Gleichzeitig erfolgte die Berechnung der monatlichen Wasserhaushaltsbilanzen für die Messperiode Mai 76 bis Oktober 1977. Diese Ergebnisse werden im Rahmen der Dissertationsarbeit GREMINGER (1982) veröffentlicht.

Als Versuchsboden diente ein Waldboden vom Typ stark saure Braunerde mit Anzeichen der Pseudovergleyung ab 40 cm Bodentiefe. Die Neigung des Hanges betrug 40 %.

Der untersuchte Standort befindet sich in den Waldungen der Gemeinde Meggen ca. 5.3 km nord-östlich der Stadt Luzern (GREMINGER, 1979).

2. Randbedingungen

Die Ergebnisse der Gradientenberechnungen und die Bestimmung der Bodendichte innerhalb von zwei Längsprofilen in der Fallrichtung des Hanges ergaben Randbedingungen, die den natürlichen Sickerverhältnissen genügend genau entsprachen.

Die zusätzlich an ungestörten Proben durchgeführten Bestimmungen der Wasserleitfähigkeit, in hangparalleler und lotrechter Richtung, ergaben keine statistisch signifikanten Unterschiede.

Auf Grund dieser Ergebnisse werden bei der Quantifizierung der Wasserbewegung die folgenden Randbedingungen vorausgesetzt:

1. Die einzelnen Bodenhorizonte sind homogen und befinden sich in Richtung der grössten Hangneigung immer in der selben Bodentiefe.
2. Innerhalb der Bodenhorizonte herrschen somit isotrope Bedingungen.
3. Die repräsentativen Elementarvolumina (REV) CHILDS (1969) werden durch unser Messverfahren erfasst.
4. Ein lateraler Fluss quer zum Hang findet nicht statt oder ist zumindest vernachlässigbar klein. Die Sickerichtung ist somit nur zweidimensional.
5. Der wurzelbeeinflusste Bodenraum reicht bis in die Bodentiefe von 145 cm.

3. Theoretische Grundlagen

Zur Quantifizierung des Wasserhaushaltes im ausgewählten Hangboden wird das Gesetz von DARCY, sowie die Verbindung dieses Gesetzes mit der Kontinuitätsgleichung benötigt.

$$\text{Darcy:} \quad \underline{v} = -k \cdot \text{grad} \phi \quad 1.)$$

Kontinuitätsgleichung zweidimensional:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad 2.)$$

Es bedeuten: \underline{v} = Geschwindigkeitsvektor
 k = hydraulische Leitfähigkeit (cm/d)
 ϕ = totales Potential des Bodenwassers (cm)
 t = Zeit (d)

3.1 Berechnung der orts- und zeitabhängigen Potentialgradienten grad ϕ (Betrag und Richtung)

Die Berechnung der Potentialgradienten erfolgt bei jedem Tensiometermesspunkt GREMINGER (1979). Um den Aussagewert der punktuellen Kapillardruckmessungen zu erhöhen, werden bei der Berechnung auch die unmittelbar benachbarten Messpunkte berücksichtigt (Abb. 1).

Mit einer Newtonschen Interpolation GELLERT (1969) werden die ersten Ableitungen innerhalb des totalen Wasserpotentialfeldes in den durch die Messanlage vorgegebenen Richtungen $R_1 - R_4$ zwischen 3 Messpunkten berechnet. Dabei wird vorausgesetzt, dass die 3 zu berücksichtigenden Messpunkte auf einer Geraden liegen (Abb. 2).

Diese Bedingung ist bei der vorliegenden Messanlage annähernd erfüllt. Die Abweichungen sind vernachlässigbar gering. Die erste Ableitung des totalen Wasserpotentials ϕ in Richtung der Vertikalen entspricht gleichzeitig der z-Komponente des im betrachteten Messpunkt herrschenden Potentialgradienten grad ϕ . Die zugehörige y-Komponente dieses Gradienten berechnet sich aus den 3 Ableitungen in den 3 Richtungen $R_1 - R_3$ (vgl. Abb. 1).

Die Genauigkeit der hier vorgeschlagenen Methode zur Ermittlung von Potentialgradienten wurde in einem vorgegebenen Potentialfeld graphisch überprüft. Die Richtung der Gradienten grad ϕ verlief senkrecht zur Richtung der Linien gleichen Potentials (Aequipotentiallinien), wie dies gemäss Definition eines Gradienten verlangt wird.

Die Berechnung der lotrechten und hangparallelen Gradientenkomponenten erfolgte mit Hilfe des Sinussatzes (Abb. 2).

4. Teilergebnisse aus dem Projekt Hangsickerung

Abbildung 4 zeigt den Saugspannungsverlauf in 25 cm Bodentiefe während der Messperiode Mai 1976 bis Oktober 1977. Dabei handelt es sich um den Saugspannungsmittelwert von 72 Tensiometermessstellen innerhalb der untersuchten Hangfläche.

Der Einfluss der niederschlagsarmen Zeit vom 11. Juni bis 9. Juli 1976 auf die Saugspannungen des Bodenwassers ist offensichtlich.

Die Saugspannungsmittelwerte überstiegen während der erwähnten Trockenperiode im Tiefenbereich 0 - 130 cm die Schwelle von 200 cm WS. Im Verlaufe der übrigen Messperiode erreichten sie in 0 - 40 cm Tiefe nur ausnahmsweise den Wert 100 cm WS. In 160 cm Tiefe betrug die maximale Saugspannung \bar{s} in der erwähnten Trockenzeit 160 cm WS.

Die für diesen Standort extrem hohen Saugspannungen \bar{s} während der niederschlagsfreien Zeit wirkten sich entsprechend auf die Strömungsrichtungen des Bodenwassers aus. Die kontinuierliche Austrocknung des natürlich gelagerten Bodens, verursacht durch die Evapotranspiration, erhöhte den prozentualen Anteil des Kapillarpotentials am totalen Wasserpotential. Entsprechend verringerte sich der Anteil des Gravitationspotentials. Mit dieser Anteilsverschiebung änderte sich auch die Strömungsrichtung des Bodenwassers.

In Abbildung 5 ist die zeitliche Veränderung der berechneten, mittleren Gradienten $\text{grad } \phi$ in den 7 Messtiefen 15, 25, 40, 60, 90, 130 und 160 cm dargestellt. Innerhalb von 24 Tagen erreichte die Wasserscheide, von der Bodenoberfläche ausgehend, die Messtiefe 160 cm und damit den Bereich des anstehenden Molassesandsteines. Das Bodenwasser sickerte unter diesen Bedingungen in Richtung Bodenoberfläche und nicht mehr lotrecht in die Tiefe. Die anschliessend an die Trockenperiode fallenden Niederschläge bewirkten eine rasche Umkehr der Gradienten. Dabei erreichten diese maximale Werte von 50. Die relativ grossen Gradienten sorgten für eine rasche Bewegung der Feuchtefront in die Tiefe. Unter normalen Bedingungen lagen die Beträge der Gradienten im Bereich von 0.5 bis 1.5.

Die Darstellung der mittleren, hangparallelen Flüsse (\overline{LF}_y) in Funktion von Zeit und Bodentiefe und unter gleichzeitiger Berücksichtigung der zugehörigen Niederschlagsverteilung, zeigt, dass hangparalleles Fliessen sowohl im Oberboden (0 - 25 cm) wie im Unterboden (90 - 160 cm) stattfindet (Abb. 6 und Tab. 1).

Die hangparallelen Flüsse im Unterboden sind auf den mehr oder weniger undurchlässigen geologischen Untergrund zurückzuführen.

Die negative Sickerrichtung, d.h. hangparallel - hangaufwärts, wird durch die Schichtung des geologischen Untergrundes verursacht. Zudem lassen die unter Pkt. 2 aufgeführten Randbedingungen nur eine hangparallele hangabwärts oder hangaufwärts gerichtete Sickerrichtung zu.

Der hangparallele Fluss entsteht in den einzelnen Bodenhorizonten erst bei einem bestimmten Sättigungsgrad (Abb. 7-12). Eine Gegenüberstellung der hangparallelen Flüsse \overline{LF}_y , und des entsprechenden Sättigungsgrades S_g in den einzelnen Bodentiefen zu verschiedenen Zeitpunkten ist in den Abbildungen 7-12 dargestellt. Ergänzend sind die gefallenen Niederschläge aufgeführt. Die Sättigungsgrade S_g sind in Tabelle 2 aufgelistet.

$$\text{Sättigungsgrad } S_g \% = \frac{W}{V_p} \cdot 100 \%$$

Dabei bedeuten: S_g = Sättigungsgrad (%)

W = Wassergehalt (%_v)

V_p = Porenvolumen (%_v)

Es ist eindeutig, dass erst ab einem bestimmten Sättigungsgrad in bestimmten Horizonten ein hangparalleler Fluss auftritt. Entscheidend sind die Schichtungsverhältnisse und die entsprechenden $k(\Psi_c)$ -Beziehungen.

So ist beispielsweise am 21./22.7.76 (Abb. 7) trotz einem Sättigungsgrad von 83.3 % in 15 cm Bodentiefe kein hangparalleler Fluss festzustellen. Am 22./23. erreichte der Sättigungsgrad S_g in derselben Bodentiefe 85.5 %. Diese Erhöhung verursachte ein hangparalleles Fließen, wie dies Abbildung 8 zu entnehmen ist.

Sind die Grenzwerte, bei welchen das hangparallele Fließen beginnt erreicht, so spielen Niederschlagsmenge und Intensität für das Auftreten dieses Flusses nicht mehr die entscheidende Rolle. Sie entscheiden nur noch über den Betrag des hangparallelen Flusses. Bei den Sättigungsgraden handelt es sich ebenfalls um die Mittelwerte aus 72 Messungen.

Zusammenfassend ziehen wir folgende Schlüsse:

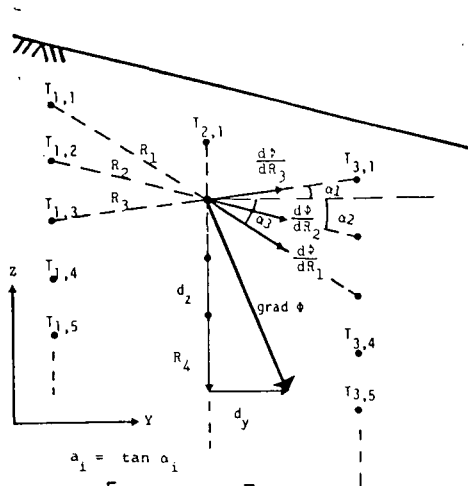
Hangparallele Flüsse in einem natürlich gelagerten und teilgesättigten Boden sind weitgehend von der Horizontabfolge des Bodens und den unterschiedlichen $k(\Psi_c)$ -Beziehungen abhängig.

Massgebend für das Auftreten eines hangparallelen Flusses sind die unterschiedlichen Sättigungsgrade in den einzelnen Bodenhorizonten. Der Anteil des hangparallelen Flusses in einem Handboden

ist unter den gegebenen Versuchsbedingungen für die Bodenbildung sowie für den Wasserhaushalt von nicht zu unterschätzender Bedeutung.

5. Literatur

- Childs, E.C., 1969: Soil Water Phenomena. 493 S., London Wiley.
- Gellert W., Küstner H., Hellwich, M. Kästner H., 1969: Grosses Handbuch der Mathematik, 837 S. Buch und Zeit Verlagsges. M.B.H. Köln.
- Greminger, P., Richard, F. und Leunenberger, J., 1979: Untersuchungen zur Wasserbewegung in einem mit Vegetation bedeckten Hangboden. Projekt Hangsickerung. Mitteln. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 29, 133-148.
- Greminger, P., 1982: Physikalisch-ökologische Standortuntersuchungen über den Wasserhaushalt im offenen Boden-Sicker-system unter Vegetation am Hang. Projekt Hangsickerung. (Diss. ETH in Vorbereitung).
- Richard, F. und Luthin, J. (1965): Zur Untersuchung der Wasserbewegung in Hangböden mit unvollkommener Durchlässigkeit. Mitt. Eidg. Anst. forstl. Versuchswesen 41(6), 305-367.
- Schuster, C. (1974): Wasserspiegelabsenkung zwischen zwei Drainagegräben in natürlich gelagertem Boden am Hang. Mitt. Eidg. Anst. forstl. Versuchswesen 50(1), 1-83.

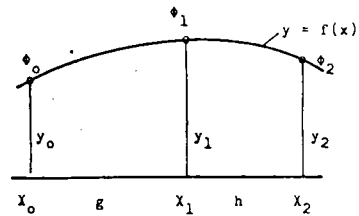


$$a_i = \tan \alpha_i$$

$$U = \left[\frac{\sum_{i=1}^3 \left(\frac{d\phi_i}{dy_i} - a_i \frac{d\phi}{dz} \right)}{3} \right]$$

$$\text{grad } \phi = \left[U, \frac{d\phi}{dz} \right]$$

Abb. 1 Berechnung der y und z Komponente des Potentialgradienten $\text{grad}\phi$.



1. Ableitung f' bei den Messpunkten X_0, X_1 und X_2

$$f'(X_0) = \frac{\phi_1 - \phi_0}{g} - \frac{g(\phi_2 - \phi_1)}{h(g+h)} + \frac{\phi_1 - \phi_0}{g+h}$$

$$f'(X_1) = \frac{\phi_1 - \phi_0}{g} + \frac{g(\phi_2 - \phi_1)}{h(g+h)} - \frac{(\phi_1 - \phi_2)}{g+h}$$

$$f'(X_2) = \frac{\phi_1 - \phi_0}{g} + \frac{g(\phi_2 - \phi_1) - h(\phi_1 - \phi_0)}{(g+h) \cdot h \cdot g} \cdot (g+2h)$$

Abb. 2 Newtonsche Interpolation zur Bestimmung der 1. Ableitung in einer vorgegebenen Richtung innerhalb eines Potentialfeldes.

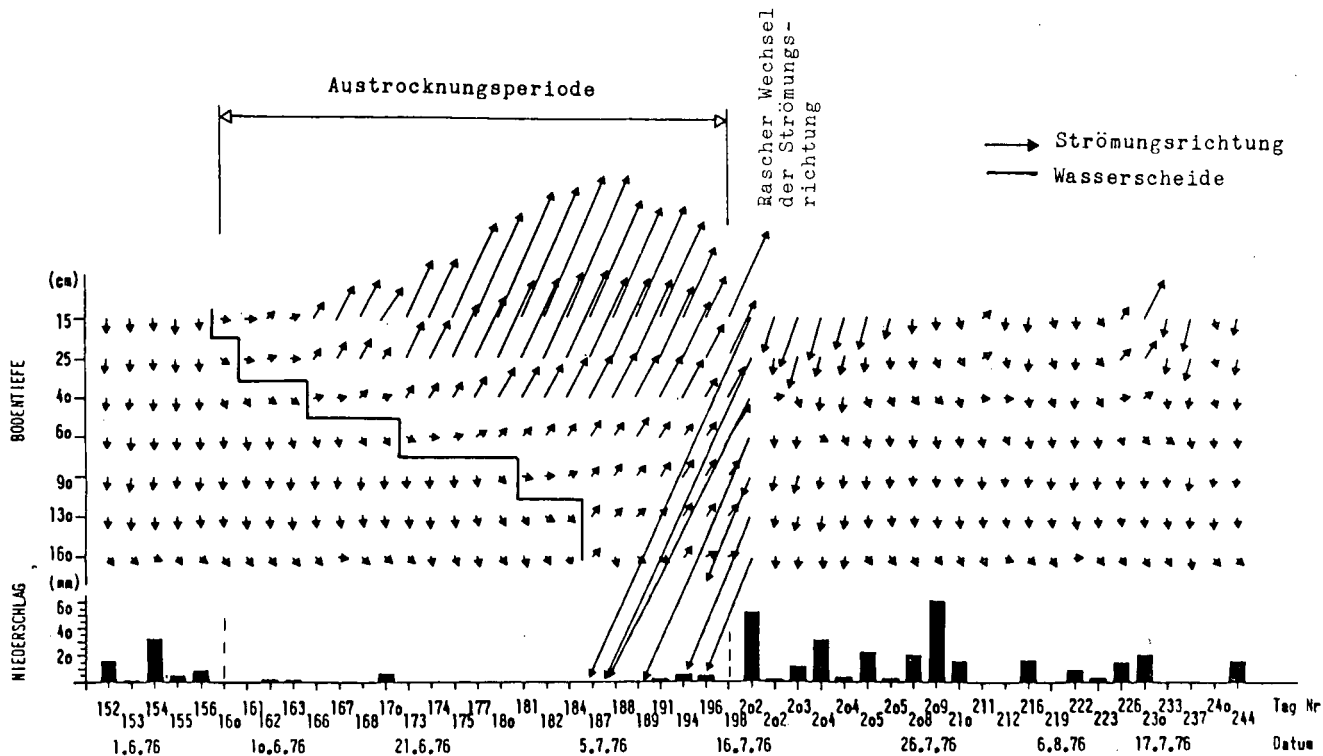


Abb. 5 Darstellung der Strömungsrichtungen, die entgegengesetzt der positiven Richtung des Potentialgradienten $\text{grad}\phi$ verlaufen. Die mittleren Potentialgradienten $\text{grad}\phi$ sind in Funktion der Zeit und Bodentiefe dargestellt. Mitbestimmend für die Strömungsrichtung sind die in den einzelnen Messperioden gefallenen Niederschläge.

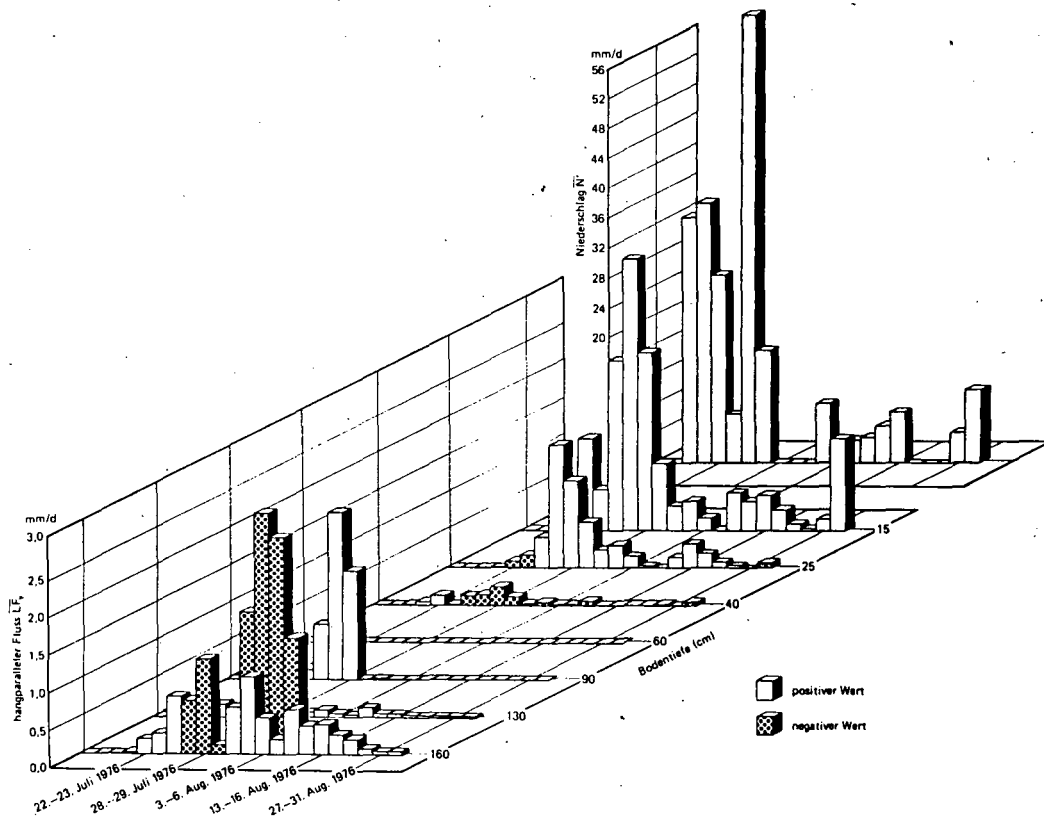


Abb. 6 Mittlerer, täglicher hangparalleler Fluss \overline{LF}_p , in Funktion der Bodentiefe und Zeit. Mittelwert von 36 Messtellen innerhalb der Hangversuchsfläche. Dargestellt für ausgewählte Sickerperioden.

Tab. 1

Mittlerer, täglicher hangparalleler Fluss \overline{LF}_y in Funktion von Bodentiefe und Zeit.
Dargestellt für ausgewählte Sickerperioden.

Messperiode	\overline{N}' mm	\overline{LF}_{15}/d mm	\overline{LF}_{25}/d mm	\overline{LF}_{40}/d mm	\overline{LF}_{60}/d mm	\overline{LF}_{90}/d mm	\overline{LF}_{130}/d mm	\overline{LF}_{160}/d mm
14.-16.7.76	0.0	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.003	0.005
16.-19.7.76	0.0	0.000	0.000	0.000	0.003	0.00	0.002	0.007
19.-21.7.76	33.2	0.014	0.004	0.007	0.000	0.001	0.003	0.006
21.-22.7.76	35.0	0.043	- 0.018	0.052	0.000	- 0.080	0.010	0.037
22.-23.7.76	25.5	1.228	- 0.099	0.131	0.000	- 0.394	- 0.175	0.208
23.-26.7.76	6.7	0.550	- 0.179	- 0.012	0.000	- 0.131	- 0.050	0.299
26.-27.7.76	60.8	2.295	0.409	- 0.135	- 0.001	0.740	- 1.399	0.771
27.-28.7.76	15.3	3.654	1.648	- 0.159	- 0.002	2.233	- 2.716	- 0.722
28.-29.7.76	0.0	2.395	1.160	- 0.250	- 0.001	1.448	- 2.386	- 1.270
29.-30.7.76	0.0	0.896	0.609	- 0.120	- 0.001	0.010	- 1.050	- 0.137
30.- 1.8.76	0.0	0.328	0.253	- 0.028	0.000	- 0.020	0.066	0.635
1.- 3.8.76	8.2	0.389	0.312	- 0.044	0.000	- 0.014	0.091	1.037
3.- 6.8.76	0.0	0.162	0.161	- 0.018	0.000	- 0.009	0.048	0.485
6.- 9.8.76	3.2	0.004	0.032	- 0.016	0.000	- 0.006	0.036	0.201
9.-10.8.76	3.5	0.506	- 0.015	- 0.060	0.000	- 0.007	0.131	0.600
10.-13.8.76	5.1	0.394	0.144	- 0.009	0.000	0.001	0.053	0.390
13.-16.8.76	7.0	0.475	0.321	- 0.003	0.000	0.003	0.047	0.412
16.-20.8.76	0.0	0.277	0.202	- 0.006	0.000	0.003	0.038	0.263
20.-24.8.76	0.0	0.095	0.087	0.004	0.000	0.004	0.037	0.204
24.-27.8.76	0.0	0.03	0.045	0.019	0.000	0.004	0.034	0.080
27.-31.8.76	4.3	0.159	- 0.015	0.003	0.000	0.002	0.023	0.046
31.- 3.9.76	10.0	1.236	- 0.067	- 0.046	0.000	- 0.013	0.024	0.044

Abb. 7-12 Der hangparallele Fluss \overline{LF}_y , und der Sättigungsgrad S_g in Funktion von Bodentiefe y und Zeit. Dargestellt für ausgewählte Sickerperioden.

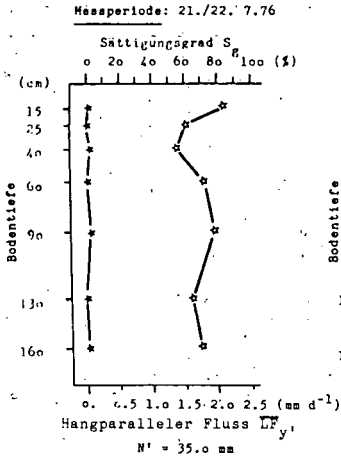


Abb. 7

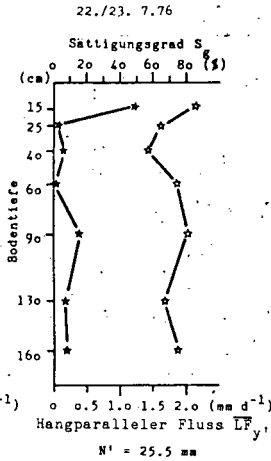


Abb. 8

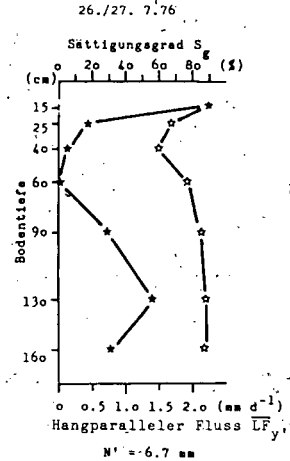


Abb. 9

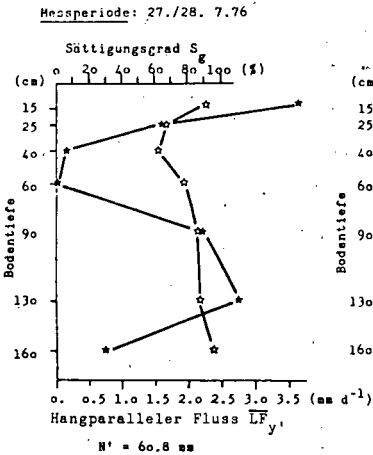


Abb. 10

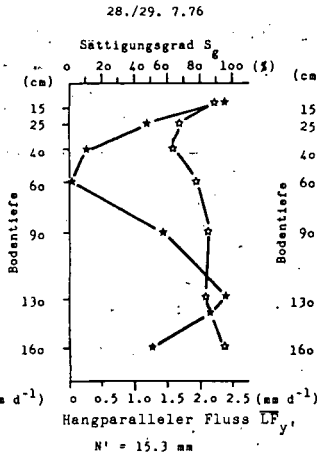


Abb. 11

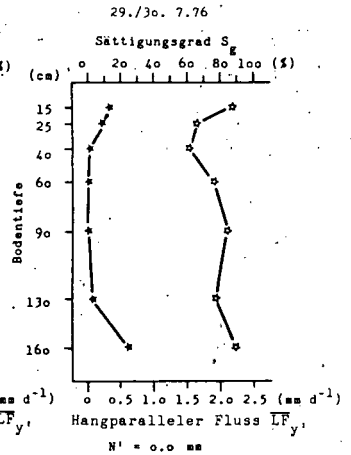


Abb. 12

★ ——— ★ Hangparalleler Fluss \overline{LF}_y , ☆ ——— ☆ Sättigungsgrad S_g

Messperiode	\bar{N}' mm	S_{g15} %	S_{g25} %	S_{g40} %	S_{g60} %	S_{g90} %	S_{g130} %	S_{g160} %
21.-22.7.76	35.0	83.1	60.6	55.4	71.8	78.0	63.5	70.0
22.-23.7.76	25.5	85.5	64.4	57.0	74.8	81.1	67.2	74.7
26.-27.7.76	60.8	90.0	67.2	60.5	77.5	84.7	87.8	87.3
27.-28.7.76	15.3	90.1	67.7	62.6	78.4	86.2	87.8	94.4
28.-29.7.76	0.0	89.0	67.3	62.6	77.5	85.1	83.8	94.4
29.-30.7.76	0.0	86.8	65.7	60.8	76.1	83.4	77.9	88.9

Tab. 2

Mittlerer Sättigungsgrad \bar{S}_g in Funktion von Bodentiefe und Zeit
 Dargestellt für Sickerperioden im Juli 1976.



Wasserhaushalt in einem inhomogenen, anisotropen
Sickersystem, dargestellt an einem Rendzina-Boden

von

Büchter, B. und J. Leuenberger +

1) Einleitung

Dank zahlreichen Arbeiten, die sich mit dem Wasserhaushalt in feinerdereichen Böden befassen, werden die Vorgänge der Wasserbewegung auf solchen Standorten immer mehr geklärt. In skelettfreien oder skelettarmen Böden ist das poröse Sickersystem kontinuierlich. Im gesättigten und teilgesättigten Zustand ist es dann möglich, mit Hilfe des Darcy-Gesetzes und des Kontinuitäts-Prinzipes die Sickerung zu erfassen.

Ein Grossteil der forst- und landwirtschaftlich genutzten Böden der Schweiz ist aber schwach bis ausgeprägt skelettreich. In einem solchen Boden ist das kapillar wirksame Leitsystem eingeengt. Unbekannt ist, wie weit die Berechnung von Wasserflüssen aus den punktuellen Saugspannungsmessungen in diesem Fall möglich ist.

Vogelsanger (1981) befasst sich im Fachbereich Bodenphysik ETH-Zürich bereits mit der Wasserbewegung in einem partiell stark skeletthaltigem Boden. Das Projekt "Rendzina" ist eine thematische Fortsetzung.

2) Zielsetzung des Projektes Rendzina

Das Projekt Rendzina wird vom schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung finanziert und im Fachbereich Bodenphysik ETH-Zürich unter Leitung von Prof.Dr.F.Richard ausgeführt.

Der irregulär verteilte Skelettanteil spielt in einer Rendzina eine stark störende Rolle im Hinblick auf eine regelmässige Verteilung des kapillar wirksamen Anteils der porösen **Matrix**.

+ Institut für Wald- und Holzforschung, Fachbereich Bodenphysik, ETH-Zürich
Zürcherstrasse 111, CH-8903 Birmensdorf

Die Fragen und Ziele des Projektes sind die folgenden:

- Wie weit ist das Darcy-Gesetz unter den gegebenen Umständen zur Berechnung der Sickervorgänge verwendbar?
- Der Anisotropie- und Inhomogenitätsgrad des kapillaren Sickersystems ist zu erfassen.
- Der Wasserhaushalt eines solchen Systems ist unter den am Versuchsort gegebenen Niederschlägen und unter dem Einfluss der Vegetation zu untersuchen.

3) Charakterisierung des Versuchsstandortes

Ort: Schweizer Jura, Bürgerwald der Stadt Solothurn
Höhe: 980 m ü.M.
Klima: Jahresmitteltemperatur 6.0°C
Niederschlag 1400 mm a^{-1}
Relief: Hangneigung 40%
Exposition N-NNW
Vegetation: Typischer Tannen-Buchenwald
Geologie: Hangschutt, Malmkalk: in 1.0 - 1.6 m Tiefe anstehend
Bodentyp: Mull-Rendzina
Horizontfolge $L(0-5\text{cm}) - [F] - A_n(5-30\text{cm}) - A_nC(30-60\text{cm}) - C^1(60-80\text{cm}) - C^2(80-150\text{cm})$

4) Methoden zur Strukturuntersuchung

Einerseits soll mit der Strukturuntersuchung die Anisotropie und Inhomogenität eines skelettreichen Bodens bestimmt werden, andererseits sollen damit auch Hinweise zur Erfassung des Wasserhaushaltes in einem solchen Boden gefunden werden.

Bei der Bestimmung des Anisotropie- und Inhomogenitätsgrades handelt es sich um ein stereometrisches Problem, um das Problem der Parametrisierung von Strukturen. Damit können u.a. Grösse, Form, Anzahl, Verteilung und Orientierung (Anisotropie) des Skelettes in der Feinerde-Grundmasse erfasst werden.

Der Wasserfluss lässt sich mit Hilfe des Darcy-Gesetzes aus dem Gradienten und dem k-Wert berechnen. Der k-Wert eines skelettreichen Bodens ist vom k-Wert der Feinerde, des leitenden Materials, und einem Korrekturfaktor abhängig. Dieser Faktor ist sicher eine Funktion des Skelettanteiles, aber vermutlich auch der Skelettform, der Porenform, der Orientierung des Skelettes und weiterer Strukturparameter.

Aus einem zweidimensionalen Schnitt durch einen Boden lassen sich bei ge-

eigneter Analyse alle benötigten Informationen über das dreidimensionale Gefüge erhalten, da die Anordnung der Phasen in der Matrix erhalten bleibt. Bei den folgenden Methoden wurde die zu untersuchende Ebene mit Feinerde gebildet, aus der die Steine herausragten. Alle im folgenden beschriebenen Methoden wurden an der senkrechten Profilwand ausgeführt, da sich der Versuchsstandort am Hang befindet und horizontaler Abtrag demzufolge weniger sinnvoll und auch technisch schwieriger ist.

Das erste Verfahren, das untersucht wurde, entspricht demjenigen, das in der Unterwasserarchäologie angewandt wird. Auf die Profilwand wird eine Glasplatte gelegt und darauf den Umrissen nachgefahren. Bei Unterwassergrabungen handelt es sich meist um feinkörnige Böden. Bei einer Rendzina dagegen muss wegen der herausragenden Steine die Platte einen Abstand von einigen Zentimetern haben. Damit ergeben sich Parallaxfehler von bis zu einem Zentimeter, was die Methode für unsere Zwecke unbrauchbar macht.

Die zweite Methode besteht darin, die verschiedenen Bodenmerkmale (Feinerde <2mm, Feinskelett 2-10mm, Grobskelett >10mm, Wurzeln, Hohlräume) punktweise zu analysieren. Der Abstand der Punkte im Netz betrug 1 cm. Es wurden 161 Zeilen à 60 Punkte untersucht, somit total 9660 Punkte auf einer Fläche von 0.966 m^2 . Abb. 1 zeigt das Ergebnis der Punktanalyse.

Die Ergebnisse, die man mit der Punktanalyse am Profil erhält (Flächenanalyse), stimmen mit jenen, die durch Sieben am selben Ort erhalten wurden (Volumenanalyse), gut überein.

Als Vorteil der Punktanalyse am Profil gegenüber den folgenden Methoden ist die einfache Ansprache zu nennen. Die Punktanalyse ist eine Stichprobenmethode mit fixem, regelmässigem Netz. Einer solchen Methode haftet der Nachteil an, dass sie keine Schlüsse auf Merkmale zulässt, die zwischen den einzelnen Aufnahmepunkten liegen. Somit werden zum Beispiel Zwischenräume zwischen den Steinen, die häufig eine Breite von weniger als einem Zentimeter (Abstand der Punkte im Netz) aufweisen, nicht befriedigend erfasst. Die 9660 Punkte wurden im Feld in rund 8 Stunden bestimmt, in einer Stunde demnach rund 1200 Punkte. Nachfolgend werden 3 photogrammetrische Methoden beschrieben.

Als Vorteil der Photographie ist einerseits die grosse Menge metrischer Information zu betonen, die in der kurzen Zeit der Belichtung erfasst wird, und andererseits die einfache Speicherung dieser Information. Als Grundlage für die folgenden Methoden dienten farbige und schwarz-weiße Stereoaufnahmen, die mit einem Autographen ausgewertet wurden.

Um einen Vergleich mit den Punktanalyse am Profil zu erhalten, wurde als erstes ein Teil des Stereobildes punktweise nach denselben Merkmalen abgetastet. Dabei zeigte sich, dass die Hohlräume nicht mehr auszumachen waren. Von den Wurzeln waren nur noch die grösseren zu erkennen. Schwierigkeiten bot auch das Auseinanderhalten der Korngrößenklassen, so wurde Feinskelett als Grobskelett oder Feinerde eingestuft, während Grobskelett und Feinerde recht gut zu unterscheiden waren. Dieses Verfahren ist sehr zeitaufwendig, ohne dass es Vorteile gegenüber der Analyse am Profil bieten würde.

Nach der Punktanalyse am Autographen wurde als zweite photographische Methode mit Hilfe des Autographen ein Plan des Grobskelettes gezeichnet. Anschliessend wurde der Plan (Massstab 1:5) mit einem Digitizer ausgewertet. Bei der Digitalisierung werden die aus Kurvenstücken bestehenden Begrenzungslinien der Steine in einzelne Linien aufgelöst. Es waren rund 270 Steine, für die 1320 Punkte gebraucht wurden, somit nicht ganz 5 Punkte pro Stein.

Abbildung 2 zeigt das Ergebnis der Digitalisierung. Dieser Plan ist verglichen mit dem Ergebnis der Punktanalyse leichter lesbar. Rund 1300 Punkte waren notwendig, um das Grobskelett darzustellen. Bei der Punktanalyse am Profil entfielen ungefähr 5000 von den insgesamt 9660 Punkten auf das Grobskelett. Die beiden Beträge, 1300 und 5000, sind jedoch nicht ohne weiteres vergleichbar, da es sich bei der Punktanalyse um eine Stichprobenaufnahme handelt, beim digitalisierten Plan hingegen um eine recht weitgehende Interpretation der Konturen.

Um zu sehen, ob der Umweg über das Stereobild und über den Autographen überhaupt erforderlich ist, wurde als dritte photographische Methode direkt das Monobild digitalisiert. Dies hat aber zu beträchtlichen Fehlern ($\pm 2\text{cm}$) geführt.

Für die drei photographischen Methoden kann folgender Arbeitsaufwand angegeben werden (für 1 m^2 Bodenoberfläche):

0) für alle 3 Methoden	Vorbereiten des Profils)	
	Photographieren)	$\frac{1}{2}$ - 1 Tag
1) für Punktanalyse am Autographen	Bestimmen der Bodenmerkmale)	2 - 3 Tage
2) für Stereobildauswertung	Zeichnen des Planes (nur Grobskelett!))	$\frac{1}{2}$ Tag
	Digitalisierung)	$\frac{1}{2}$ Tag

3) für Monobildauswertung Digitalisierung inkl. Interpretation)) 1/2 - 1 Tag

Um die Struktur zu untersuchen, wäre es am besten, den Boden in Scheiben zu zerschneiden. Das entscheidende Problem dabei ist, den Boden auf irgendeine Art so zu härten, damit er zersägt werden kann.

Wir haben daher im Januar 1981 begonnen, das Problem der Bodenhärtung zu studieren. Zunächst haben wir versucht, den Boden mit dem Giessharz Araldit zu härten. Als erstes wurden an trockenen, geschütteten Proben (10x10x25cm) Versuche ausgeführt. Im nächsten Schritt wurden nasse, geschüttete Proben verwendet. Der gute Erfolg veranlasste uns, zu natürlich gelagerten, nicht getrockneten Proben überzugehen. Die Bodenprobe hatte eine Grösse von rund 25x30x35cm. In drei Schritten wurde sie mit Araldit getränkt. Um Material zu sparen, wurde dabei das Harz mit Quarzsand gemischt. Das Harz ist, ohne dass Unter- oder Ueberdruck angewandt worden ist, durch die Makroporen bis ins Zentrum der feuchten, natürlich gelagerten Probe hineingeflossen. Die Bodenprobe wurde nach der Aushärtung des Harzes mit einer diamantbestückten Kreissäge in Platten zersägt. Bei den Vorversuchen kam auch eine Bandsäge zur Anwendung. Diese ergab aber eine schlechte, undeutliche Schnittoberfläche bei unbefriedigender Schnittleistung.

Obwohl die natürlich gelagerte Probe nur durch das in die Makroporen und groben Mikroporen geflossene Harz zusammengehalten wurde, hat sie sich in 5cm dicke Platten zersägen lassen, ohne dass sie zerstört worden ist. Auch Steine von weniger als 2 mm sind nicht herausgerissen, sondern zersägt worden. Dass die Probe nicht auseinandergefallen ist, zeigt, wie makroporenreich diese Rendzina ist und dass das Harz die Probe befriedigend durchtränken konnte.

Als letztes haben wir noch versucht, den Boden nicht mit Harz, sondern durch Gefrieren zu härten. Wir haben die natürlich gelagerte, feuchte Probe mit flüssigem Stickstoff gefroren und anschliessend zersägt. Erstaunlicherweise hat auch sie das Zersägen problemlos überstanden.

Sowohl Härten durch Gefrieren als auch mit Harz hat Vor- und Nachteile. Härten durch Gefrieren hat den Vorteil, dass nach der Strukturuntersuchung an der Probe die Bestimmung von Bodenparametern wie Desorptionskurve, k-Wert und Korngrössenverteilung noch möglich ist, beim Härten mit Harz dagegen nur in beschränktem Umfang. Andererseits ist die mit Harz gehärtete Probe stabiler. Zudem lässt

sich in einer solchen Probe der Kalk mit Salzsäure und der Tonanteil mit Flusssäure auflösen. Durch das in den Poren erstarrte Harz erhält man so das Abbild der Porenstruktur.

5) Wasserhaushaltmessungen

Folgende Instrumente werden verwendet:

- Tensiometer zur Bestimmung der Kapillarpotentiale
 - Regenmesser vom Typ Diem sowie ein Totalisator zur Messung der Niederschläge
- Weitere Klimawerte erhalten wir von der benachbarten meteorologischen Messstation des Wetterdienstes.

Um mögliche Irregularitäten im Sickersystem zu erfassen, wird die kleinflächige Verteilung der Saugspannungen gemessen. In zwei Bodenkompartmenten werden 3 bzw. 2 Strömungsnetze erfasst. Der Einbau von bis zu 9 Tensiometern übereinander verunmöglichte die Verwendung von vertikalen Tensiometern. Abbildung 3 zeigt die verwendeten horizontalen Tensiometer. Die Messungen wurden im Mai 1981 begonnen und werden bis Herbst 1982 weitergeführt. Die bisher erhaltenen Ergebnisse scheinen zu bestätigen, dass die Feinerde trotz des hohen Skelettanteiles kontinuierlich ist.

6) Literatur

Vogelsanger, W. und W. Attinger 1981

Beurteilung des Wasserhaushaltes in einem Sand-Schotter-Zweischichtenprofil unter Waldbestockung im Schweizerischen Mittelland
DEG Kommissionstagung

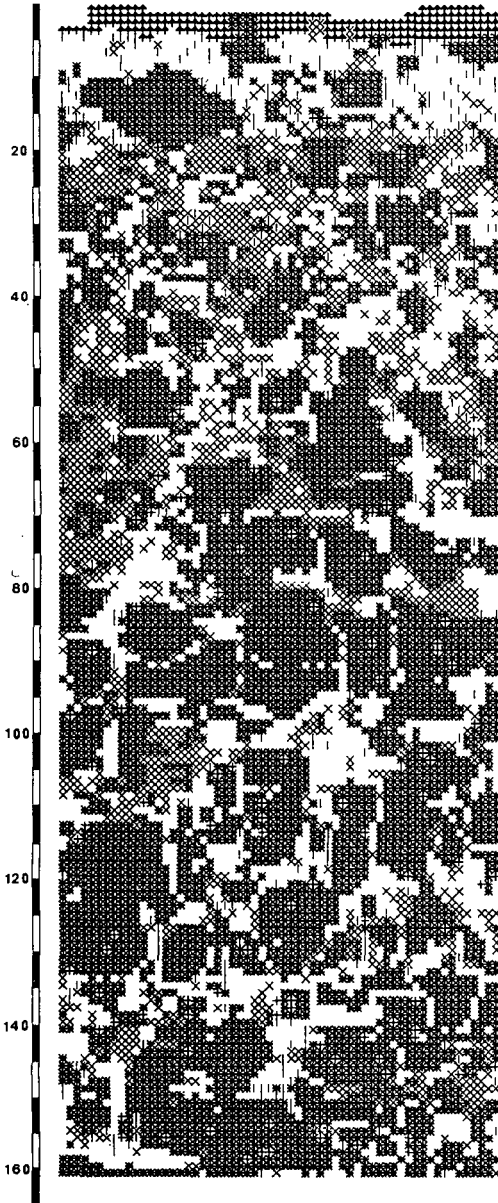


Abbildung 1

Punktanalyse am Profil
Erfassen der Bodenmerkmale
mit einem fixen, regelmä-
sigen Stichprobenetz
Massstab 1:7

Legende:

- * Grobskelett >10mm
- x Feinskelett 2-10mm
- Feinerde <2mm
- † mit Wurzeln durchsetzter
oberster A_h-Horizont
- | Wurzeln

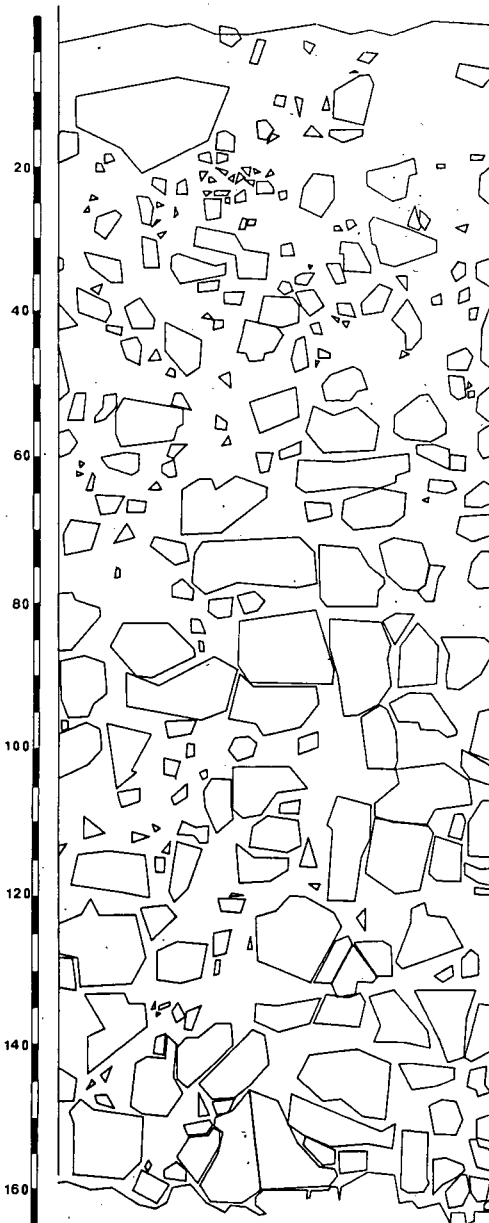


Abbildung 2

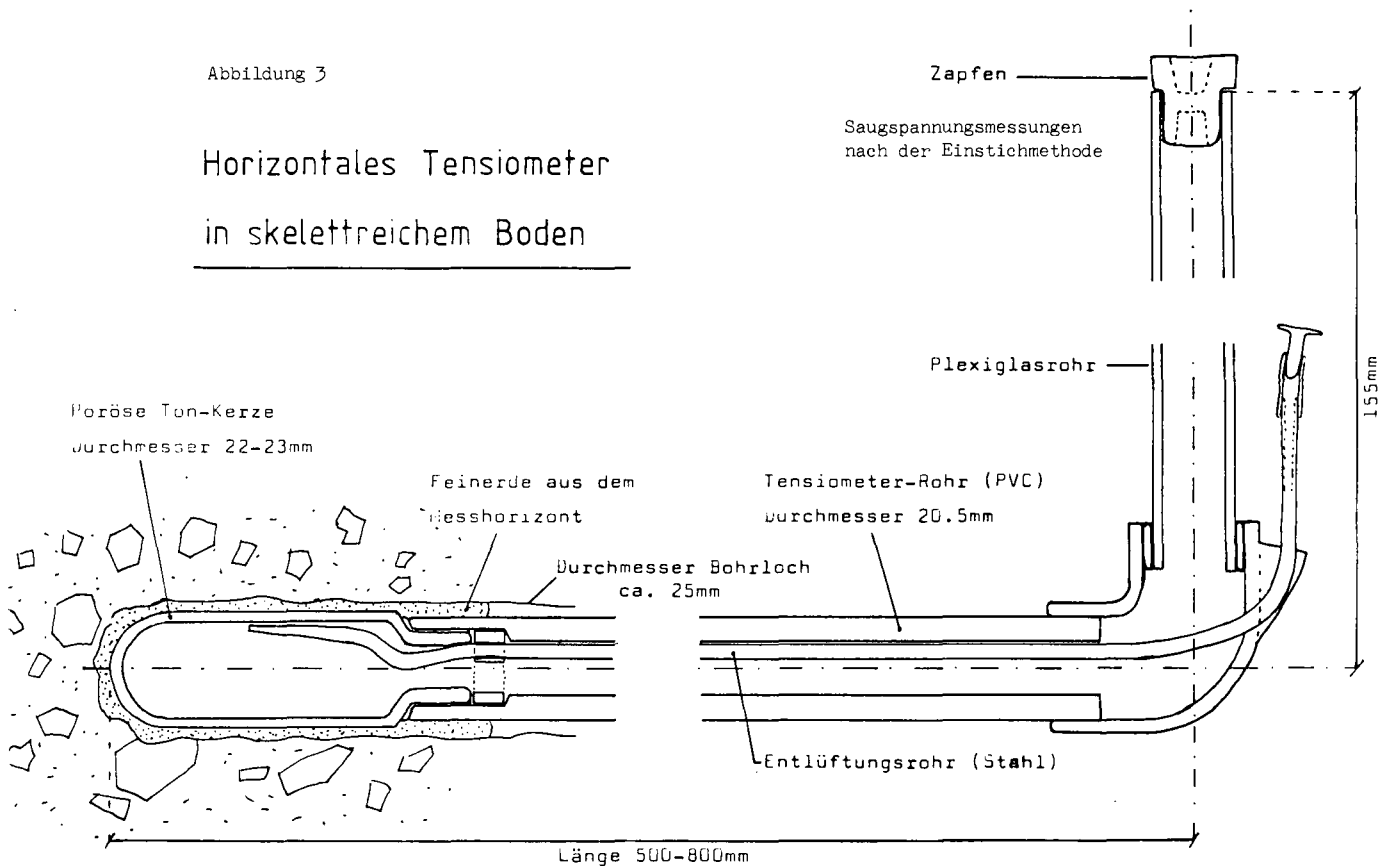
Plan des Grobskelettes

Mit Hilfe des Autographen
wurde ein Stereobildpaar
des Bodens ausgewertet und
ein Plan des Grobskelettes
gezeichnet, der digitalisiert
wurde.

Masstab 1:7

Abbildung 3

Horizontales Tensiometer in skelettreichem Boden





Beurteilung des Wasserhaushaltes in einem Sand-
Schotter-Zweischichtenprofil unter Waldbestockung
im Schweizerischen Mittelland

von

Vogelsanger, W. und W. Attinger⁺

1. Einführung

Eine grosse Anzahl bodenphysikalischer Untersuchungen befasste sich bisher mit skelettarmen, möglichst homogenen Böden in ebener Lage. Namentlich im Schweizerischen Mittelland sind in den letzten Jahren eingehende Untersuchungen zur Charakterisierung des Standortes und des hydrologischen Verhaltens verschiedener Bodentypen durchgeführt worden. Erinnerung sei dabei an die Arbeiten von Brühlhart (1969), Flühler (1973), Germann (1976), Borer (1980) und Richard et al. (1978, 1981). Ein grosser Teil unserer produktivsten Böden liegt aber gerade auf skelettreichen Böden. Den Sand-Schotter-Böden kommt zudem im Hinblick auf die Grundwasseranreicherung steigende Bedeutung zu. Ziel der vorliegenden Arbeit war es daher, vergleichbare Untersuchungen in einem Sand-Schotter-Zweischichtenprofil durchzuführen.

Im Vordergrund standen dabei:

- die standortskundliche Beurteilung des Bodens im Rahmen der Publikationen über Physikalische Eigenschaften von Böden der Schweiz (Richard et al., 1978, 1981)
- Anwendung und Tests von Methoden zur bodenphysikalischen Untersuchung skelettreicher Böden
- Die Beurteilung des Wasserhaushaltes des Sand-Schotter-Zweischichtenprofils unter spezieller Berücksichtigung des Einflusses der Sand-Schotter-Uebergangsschicht.

⁺ Inst.f.Wald- und Holzforschung, Fachbereich Bodenphysik, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

2. Beschreibung des Versuchsstandortes

Die Versuchsfläche "Sand-Schotter" befindet sich ca. 40 km östlich von Basel und liegt in unmittelbarer Nähe des Rheines (Koordinaten 642 925/265 945). Bei ebener Lage und 308 m ü.M. wird eine mittlere Jahrestemperatur von 8.8° C gemessen. Das langjährige Mittel des Jahresniederschlags beträgt 1126 mm.

Die Versuchsfläche liegt über einer pleistozänen Erosionsrinne, welche in Form spätglazialer Ablagerungen mit Schotter aufgefüllt wurde. Der Grundwasserspiegel hält sich in einer Tiefe von rund 15 m unter der Boden-Oberfläche.

Beim Boden handelt es sich um eine stark saure, sandreiche Moder-Parabraunerde über karbonathaltigem Schotter. Der sehr sandreiche, skelettarme Teil des Oberbodens reicht in eine Tiefe von 80-100 cm. Daran schließt der oberste verwitterte Teil des Schotters ("Brauner Schotter") an, der unterschiedliche Mächtigkeiten aufweist. Schliesslich folgt der karbonathaltige, unverwitterte Teil des Schotters ("Weisser Schotter").

Die Wurzeln reichen bis in den "Braunen Schotter" hinein, dringen aber nie oder äusserst selten in den "Weissen Schotter" vor.

Deutlich kommt der Mehrschichtcharakter des Profiles bei der Beurteilung einiger Bodenkenngrössen zum Ausdruck (Abb. 1, Abb. 2, Tab. 1). Die Versuchsfläche ist mit einem ca. 80jährigen Baumbestand, bestehend aus Fichten, Buchen, Föhren und vereinzelt einigen anderen Baumarten bestockt.

3. Versuchsanlage, Messprogramm

Ausgehend von Zielsetzung, Versuchsobjekt und methodischen Randbedingungen, wurde folgende Versuchsanordnung gewählt:

Ueber die gesamte Versuchsfläche wurden 8 Tensiometer-Messstellen in der Weise verteilt, dass bei gegebenen Bodenverhältnissen unterschiedliche Baumarten und Bestandesdichten erfasst werden konnten. Ein Tensiometer-Messblock umfasst 36 Tensiometer mit Messtiefen bis zu 260 cm. Pro Tiefe und Messblock sind 3 Messstellen vorhanden. Mindestens 2 übereinanderliegende Messtiefen liegen unterhalb des Wurzelraumes im "Weissen Schotter". Zusätzlich sind 3 Regenmesser und 4 Neutronensonden-Rohre pro Messstichprobe enthalten (Abb. 3).

Ergänzend zu den Tensiometer-Messblöcken installierten wir Bodentemperatur-Mess-Sonden, einen Thermohydrographen und verschiedene Klima-Messgeräte als Basis zur Berechnung der potentiellen

Die Hauptmessphase erstreckte sich vom Frühjahr 1978 bis zum Frühjahr 1980. Dabei wurden die Tensiometer-Werte 3-5mal wöchentlich abgelesen. Die Klimadaten wurden automatisch registriert, der Wassergehalt mit der Neutronensonde alle 2 Wochen bestimmt. Die üblichen Laboruntersuchungen mit Schwergewicht auf der Erfassung verschiedener Bodenparameter im Schotter ergänzten das Messprogramm.

Methodische Probleme ergaben sich beim Einbau der Tensiometer und der Neutronen-Sonden-Rohre im Schotter, bei der Entwicklung eines speziellen quecksilberfreien Tensiometers sowie bei den Parameter-Bestimmungen im Schotter. Beim Einbau der Messgeräte stützten wir uns auf Erfahrungen von Benecke et al. (1976) ab, für die Bestimmung der $S(w)$ - und $k(S)$ -Beziehungen verwendeten wir die erweiterte Ausfluss-Methode, wie sie von Germann et al. (1978) beschrieben worden ist. Erstmals setzten wir unser neu entwickeltes Einstich-Tensiometer in einem grösseren Versuch ein.

Bei den Berechnungen der Wasserhaushaltsgrössen gelangen im wesentlichen das Darcy-Gesetz, verbunden mit der Kontinuitätsgleichung und der Bilanzierungsformel zur Anwendung.

• Erste Ergebnisse

Anhand erster Auswertungen soll stichwortartig auf folgende Fragen eingegangen werden:

1. Wie verlaufen die Saugspannungen im vorliegenden Zweischichten-Profil in Abhängigkeit von Klima und Bestandesdichte?
2. Wie wirkt sich die Uebergangsschicht auf die Wasserbewegung und auf das pflanzenverfügbare Wasser aus?
3. Wie gross sind Wasserverbrauch und Grundwasser-Anreicherung unter den gegebenen Verhältnissen?

Als Beispiel sind die Resultate aus den Mess-Blöcken 1 und 8 einander gegenübergestellt. Block 1 befindet sich in einer Bestandeslücke, Block 8 unter stark wasserbrauchenden Buchen.

Saugspannungsverläufe Block 1 und Block 8 (Abb. 4 und Abb. 5): Im Block 1 gelangen praktisch 100 % des Niederschlages auf den Boden. Zudem sind nur die obersten 10-20 cm von einer kleinen Grasschicht durchwurzelt. Der Boden wird daher kaum ausgetrocknet. Niederschläge wirken sich über die ganze Profiltiefe aus. Die Saugspannungen in den tieferen Bodenschichten bewegen sich mehrheitlich im Bereich von 20-50 cm WS. Im Gegensatz dazu Block 8, wo infolge intensiver Durchwurzlung sehr viel Wasser

verbraucht wird. Dabei treten auch sehr hohe Saugspannungen im "Braunen Schotter" auf. Die Niederschläge während der Vegetationsperiode beeinflussen nur die obersten 50 cm. Es braucht nach Abschluss der Vegetationsperiode die Niederschläge der Monate Oktober, November und Dezember, um das Wasserdefizit wieder auszugleichen. Im "Weissen Schotter" steigt die Saugspannung langsam gegen 100 cm WS an.

Aufschlussreich ist dabei eine Analyse des pflanzenverwertbaren Wassers, welche folgende Schlussfolgerungen zulässt (Abb. 6 und Abb. 7):

- Das leicht pflanzenverwertbare Wasser reicht mit wenigen Ausnahmen für die Versorgung der Pflanzen aus.
- Der Wasserentzug aus dem "Braunen Schotter" ist namentlich in Trockenperioden erheblich.
- Der "Weisse Schotter" trägt kaum zur Wasserversorgung bei, wirkt aber im Winter teilweise als Stauschicht.

Wie sich die Mehrschichtigkeit des Profiles auf die Wasserbewegung auswirkt zeigt Abbildung 8:

Der Schotter ist nur nahe Sättigung wesentlich durchlässiger als der sandreiche Oberboden. Bereits ab 30/40 cm WS nehmen die k-Werte im Schotter sprunghaft ab und werden ab 50 cm WS für die Tiefensickerung vernachlässigbar klein.

Das unterschiedliche Verhalten der Wasserbewegung in Block 1 (Freiland) und Block 8 (Buchen) verdeutlichen die Darstellungen der Wasserbewegungen (Abb. 9 und Abb. 10). In Block 1 ist praktisch nur in den oberen 70 cm kurzfristig ein nach oben gerichteter Fluss festzustellen, in Block 8 hingegen beginnt sich im Mai eine permanente Wasserscheide auszubilden, welche sich bis zum "Weissen Schotter" absenkt und erst im Dezember nach erfolgter Aufsättigung wieder durchbrochen wird. Der Ort des maximalen Wasserverbrauches liegt dabei offensichtlich im Tiefenbereich von ca. 70 cm.

Detaillierte Wasserbilanzen über die gesamte Messperiode und alle Messblöcke betrachtet sollen hier nicht diskutiert werden. Zusammenfassend lässt sich dazu aber aus stichprobenartigen Berechnungen im Block 8 (Diplomarbeit Walther/Walcher, 1981) festhalten:

Die tägliche Evapotranspiration liegt etwa im Bereich vergleichbarer Untersuchungen (Borer, 1980, Benecke et al. 1979). Bei den relativ hohen Niederschlägen resultiert immerhin noch eine feststellbare Tiefensickerung aus den Monaten Mai, Juni und Juli.

Keine Tiefensickerung ist in den Monaten November und Dezember zu erwarten, während die Grundwasserspeisung aus den Monaten Januar bis April im Bereich des auf den Boden gelangenden Niederschlages liegt. Im Block 1 hingegen ist bei geringer ET eine Tiefensickerung von über 80 % des Jahresniederschlages festzustellen.

5. Zusammenfassung

Beim bisherigen Stand der Auswertung lässt sich ein Teil der Erkenntnisse wie folgt zusammenfassen:

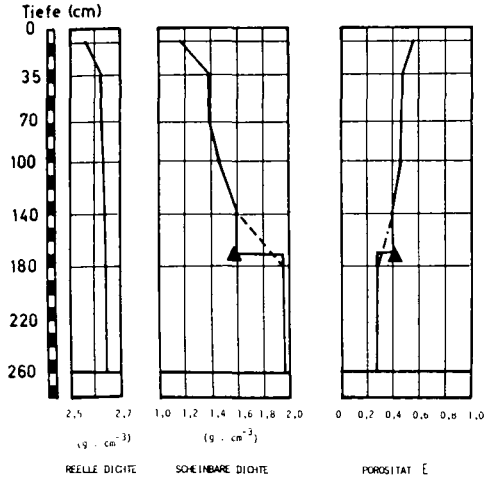
- Die angewendeten Methoden zur Untersuchung skelettreicher Böden haben sich bewährt. Probleme bestehen allerdings nach wie vor bei der Bestimmung des k-Wertes im teilgesättigten Boden (vgl. auch Borer, 1978).
- Die Uebergangsschicht Sand-Schotter wirkt sich z.T. als Stauschicht aus.
- Der unverwitterte Schotter vermag nur sehr wenig pflanzenverwertbares Wasser zu speichern. Der Wurzelraum wird durch den "Weissen Schotter" begrenzt.
- Unter den gegebenen Umweltbedingungen reicht das leicht pflanzenverwertbare Wasser selbst bei hoher Transpiration weitgehend aus. Probleme für die Wasserversorgung der Vegetation ergeben sich dann, wenn der "Weisse Schotter" bis unmittelbar an die Wasseroberfläche reicht.
- Namhafte Grundwasserspeisung findet unter Wald vornehmlich in den Monaten Januar bis April statt. Erhebliche Unterschiede sind je nach Bestockungsgrad und Durchwurzelungsintensität (Baumarten) festzustellen.

6. Literatur

- BENECKE, P., BEESE, F., VAN DER PLOEG, R.R., 1976: Bodenphysikalische Methoden zur Untersuchung ungestörter, skelettreicher Böden. Z. Pflanzenernährung u. Bodenkunde, 139:361-371.
- BENECKE, P., und VAN DER PLOEG, R.R., 1979: Das hydrologische Verhalten ungesättigter Bodenschichten am Beispiel forstlicher Oekosysteme. Z. Pflanzenern. Bodenk. 142:169-184.
- BORER, F.; 1978: Ueberlegungen zum Einfluss der bodenphysikalischen Parameter $k(S)$ und i auf die Berechnung der Tiefensickerung und auf die Wasserbilanz. Mitteilgn.Dtsch.Bodenkd.Gesellsch., 26, 133-142.
- BORER, F., 1980: Zum Wasserhaushalt eines dominierenden Baums in einem Waldbestand. Diss. ETH Nr. 6592.

- BRUELHART, A., 1969: Jahreszeitliche Veränderung der Wasserbewegung und der Wassersickerung in Waldböden des schweizerischen Mittellandes. Mitt.schweiz.Anst.forstl.Vers'wes. 45, 2:127-232.
- FLUEHLER, H., 1973: Sauerstoffdiffusion im Boden. Mitt.eidg. Anst.forstl.Vers'wes. 49, 2:125-250.
- GERMANN, P., 1976: Wasserhaushalt und Elektrolytverlagerung in einem mit Wald und einem mit Wiese bestockten Boden in ebener Lage. Mitt.eidg.Anst.forstl.Vers'wes. 52, 3:163-309.
- GERMANN, P., VOGELSÄNGER, W., LUESCHER, P., LAESER, H.P., 1978: Kontinuierliche Ausflussmethode zur Bestimmung der Desorptionskurve und der Wasserleitfähigkeit im ungesättigten Boden. Mitteilgn.Dtsch.Bodenkd.Gesellsch., 26:219-228.
- RICHARD, F., LUESCHER, P., und STROBEL, T., 1978: Physikalische Eigenschaften von Böden der Schweiz. Band I. Sonderserie eidg. Anstalt forstl. Vers'wes.
- RICHARD, F., LUESCHER, P., und STROBEL, T., 1980: Physikalische Eigenschaften von Böden der Schweiz. Band II. Sonderserie eidg. Anstalt forstl. Vers'wes.
- WALTHER, H.R., WALCHER, J., 1981: Beurteilung von Standorten im Hard bei Laufenburg (AG) auf der Basis pflanzensoziologischer und bodenkundlicher Aufnahmen im Hinblick auf die waldbauliche Planung. (Diplomarbeit am IWHF, ETH Zürich.)

DICHTEN UND POROSITÄT



▲ ÜBERGANG VOM BRAUNEN ZUM WEISSEN SCHÖTTER

Abb. 1.: Reelle Dichte, Scheinbare Dichte und Porosität im Zwischichten-Profil "Sand-Schotter"

PORENGRÖSSENVERTEILUNG

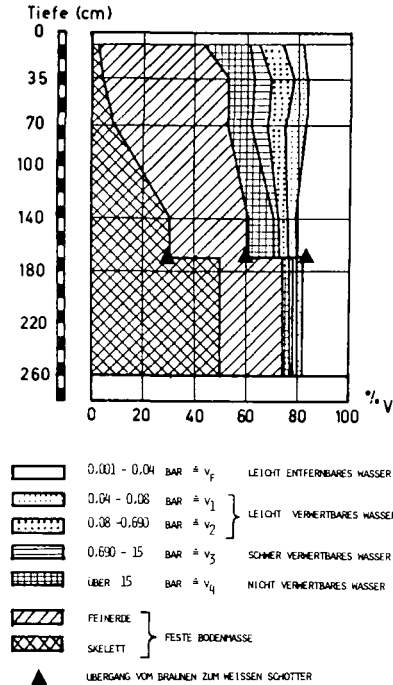


Abb. 2.: Porengrößenverteilung im Zwischichten-Profil "Sand-Schotter"

SKELETT-ANTEIL UND KORNGRÖSSENVERTEILUNG DER FEINERDE

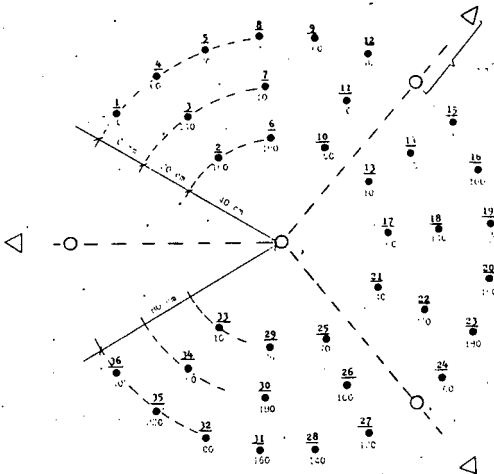
TIEFEN	SKELETT-ANTEIL (BIS GESAMTGESAMT)		KORNGRÖSSEN DER FEINERDE			FRADIKAT (FEINERDE)
	SKELETT > 2 MM	FEINERDE < 2 MM	SAND 2,0-0,05	STALB 0,05-0,002	TON < 0,002	
CM	% V	% V	% G	% G	% G	
5 - 15	2,4	97,6	69,6	19,9	10,5	SANDIGER LEHM
30 - 40	4,1	95,9	71,6	19,0	9,4	SANDIGER LEHM
65 - 75	3,6	91,4	74,5	15,9	9,6	SANDIGER LEHM
BS	30,8	69,2	87,1	12,9	0,0	LEHMIGER SAND
MS	49,5	50,5	98,9	1,1	0,0	SAND

BS = "BRAUNER SCHOTTER"

MS = "WEISSER SCHOTTER"

Tab. 1.: Skelett-Anteil und Korngrößenverteilung der Feinerde im Zweischichtenprofil "Sand-Schotter"

Anlage eines Messblockes 1:10 (Grundriss)



- Tensiometer (25 : Tensiometer-Nr./ 70: Messtiefe)
- Rohr für Neutronen sonden-Messung
- ▽ Niederschlags-Messung

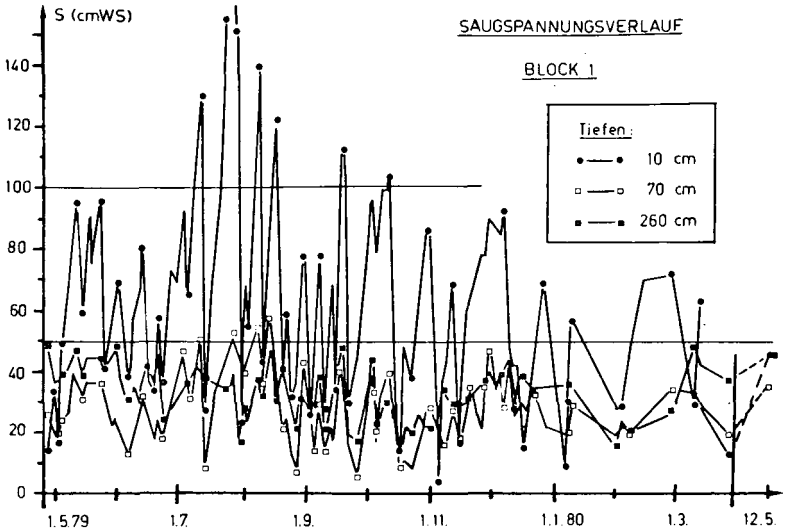


Abb. 4.: Saugspannungsverlauf im Block 1 (Freiland) vom Mai 1979 bis Mai 1980

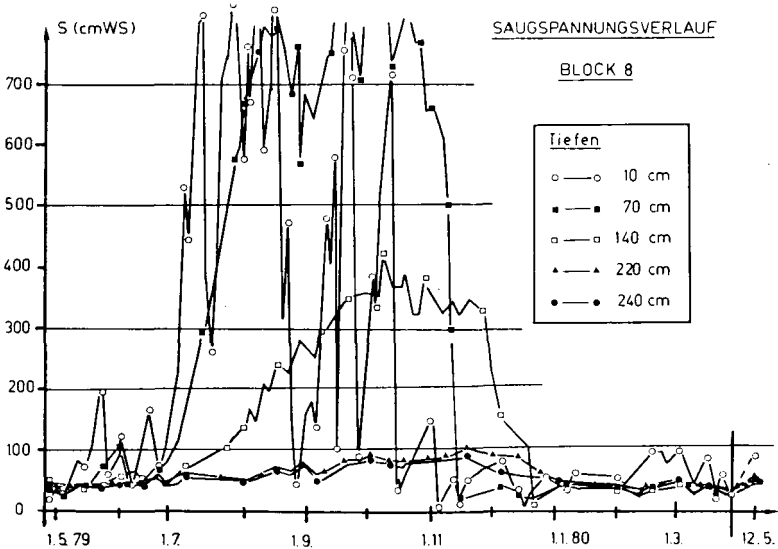


Abb. 5.: Saugspannungsverlauf im Block 8 (Buchen) vom Mai 1979 bis Mai 1980

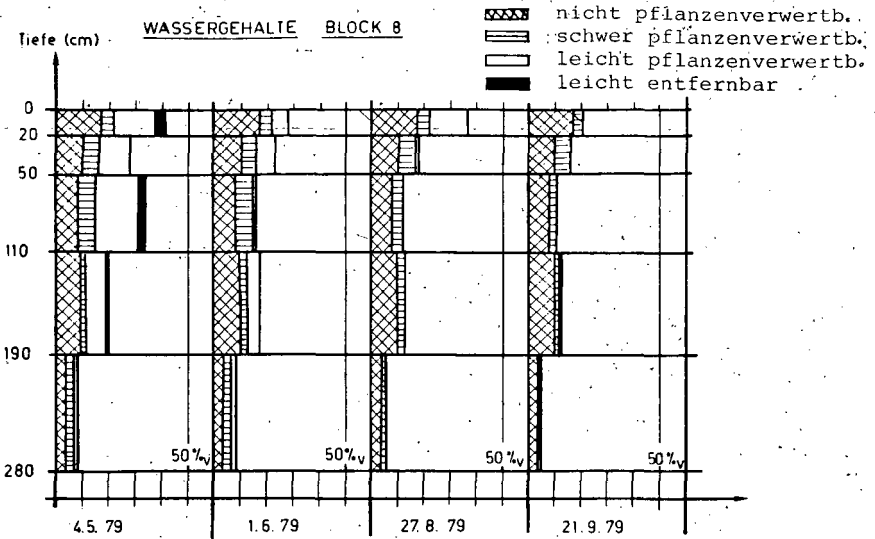


Abb. 6.: Verwertbarkeit des Bodenwassers im Block 8 (Buchen) an 4 ausgesuchten Daten im Jahr 1979

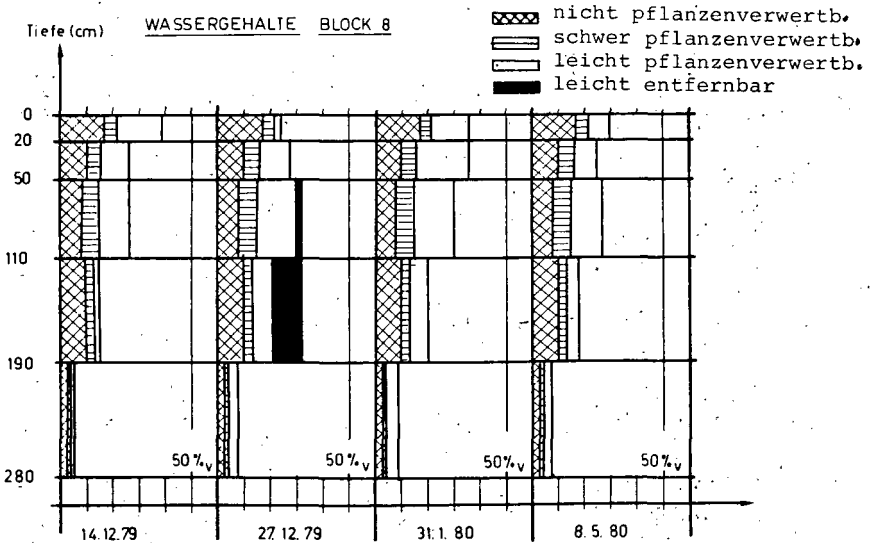


Abb. 7.: Verwertbarkeit des Bodenwassers im Block 8 (Buchen) an 4 ausgesuchten Daten in den Jahren 1979 und 1980

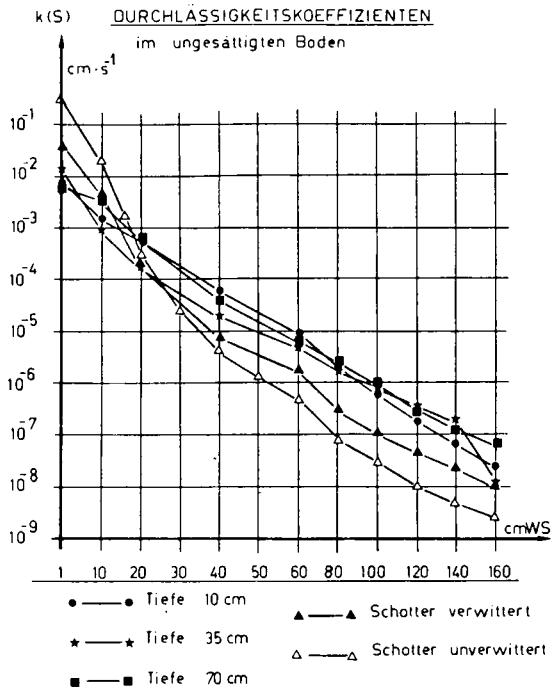


Abb. 8: Durchlässigkeitskoeffizienten im Zweischichten-Profil "Sand-Schotter"

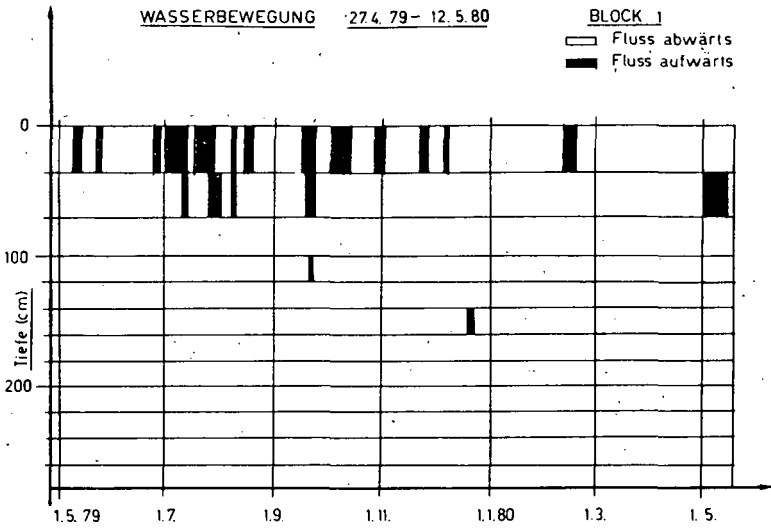


Abb. 9: Wasserbewegung im Block 1 (Freiland) vom 27.4.79 - 12.5.80.

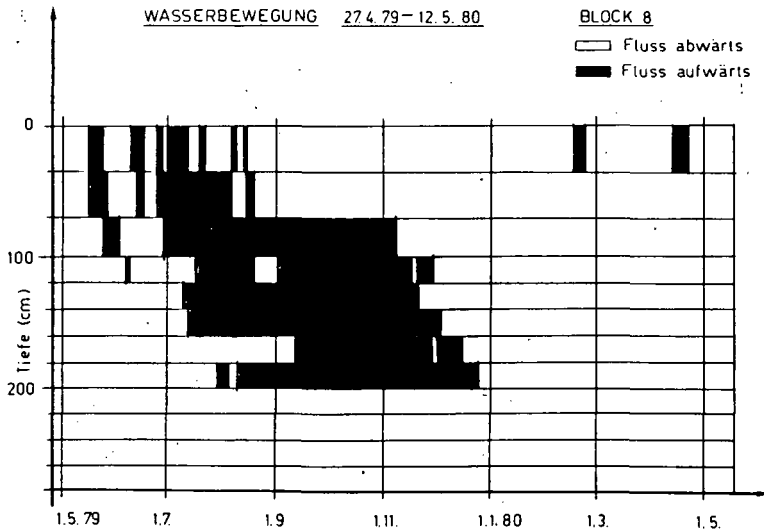


Abb. 10: Wasserbewegung im Block 8 (Buchen) vom 27.4.79 - 12.5.80.

Wasserhaushalt einer Stagnogley-Ockererde-Assoziation
am Hang der Bärhalde.

von

Gauer, J., ⁺⁺F. Hädrich [†] u. K. Stahr ⁺⁺

Dieser Bericht kann als Nachtrag zur DBG-Tagung 1979 in Freiburg verstanden werden (HÄDRICH et al., 1979). Die Wasser- und Lufthaushaltsdynamik der hangwasserbeeinflussten Profile B 4 und B 6 wurde von GAUER (1980) bearbeitet. Angaben zum Elementhaushalt finden sich bereits bei KEILEN (1978).

Tabelle 1 charakterisiert das perhumide und kühle Klima, in dem hohe Niederschläge und geringe Gesamtverdunstung zu einer hohen Durchfeuchtung der Böden führen. Als Sommer- bzw. Winterhalbjahr wurden die Zeiträume fehlender bzw. vorhandener Schneebedeckung gewählt. Hierdurch konnte für die Wasserbilanz die regelmäßige Bestimmung der in der Schneedecke gespeicherten Wassermengen umgangen werden.

Der Wasserhaushalt wird durch Reliefposition und Substrat (Abb. 1) vorherbestimmt und durch Porenverteilung und gesättigte Wasserleitfähigkeit ausgestaltet (Abb. 2).

Der Stagnogley hat sich aus Periglazialschutt über Grundmoräne aus und über Bärhaldegranit entwickelt. Infolge der hohen Anteile der Grobfraktionen weist der Stagnogley ein insgesamt hohes Porenvolumen auf. In der organischen Auflage beträgt es 80 Vol.%, wobei allerdings Mittel- und Feinporen überwiegen. Im 70 cm mächtigen naßgebleichten Oberboden beträgt es noch 50 Vol.%; die für die gesättigte Leitfähigkeit entscheidenden Grobporen machen 25 Vol.% aus, was sich in Werten von $2 \cdot 10^{-2}$ cm/sec äußert. Im 40 cm mächtigen Geschiebelehm nimmt das Porenvolumen auf Kosten der Grobporen um 10 Vol.% ab, die gesättigte Wasserleitfähigkeit entsprechend auf $7 \cdot 10^{-3}$ cm/sec. Der darunterliegende Granit mit

[†] Institut für Bodenkunde und Waldernährungslehre, Bertoldstr. 17,
7800 Freiburg i.Br.

⁺⁺ Institut für Ökologie, Regionale Bodenkunde, Englerallee 19/21, 1000 Berlin 33

Porenvolumina unter 1 % kann dagegen als absoluter Wasserstau aufgefaßt werden. Dementsprechend muß angenommen werden, daß der Stagnogley lateral entwässert. Die Höhe des Fließquerschnitts beträgt hierbei maximal 1.2 m, von denen die oberen 70 cm eine sehr hohe gesättigte Wasserleitfähigkeit aufweist. In den unteren 40 cm liegt die Wasserleitfähigkeit relativ niedriger, absolut ist sie jedoch ebenfalls sehr hoch (MÜLLER et al., 1970).

Bei der Ockererde lagert eine lockere Endmoräne über dichteren Moränenschutt und dem Granit. Dies bedingt generell höhere Porenvolumina. Bis ca. 1.6 m Tiefe betragen sie 60 Vol.% und nehmen erst in der Zersatzzone ab. Die Grobporenanteile betragen gar 40 - 25 Vol.% im Oberboden und nehmen erst im Unterboden, ähnlich wie beim Stagnogley, auf 15 Vol.% ab. Die gesättigte Wasserleitfähigkeit ist nur im Oberboden etwas höher als im Stagnogley. Wesentlich für die Wasserhaushaltsdynamik ist aber der mit einer Höhe von 1.8 m wesentlich größere potentielle Fließquerschnitt.

Die Wasserhaushaltsdynamik wird auf der Basis wöchentlicher Niederschlags-, Tensions- und Bodentemperaturmessungen beschrieben. Hierzu wurden die bei Labortemperatur gemessenen Leitfähigkeiten um den Faktor 0.6 im Winterhalbjahr und 0.7 im Sommerhalbjahr reduziert, um die geringere Wasserviskosität entsprechend den niedrigeren Bodentemperaturen zu berücksichtigen⁺.

In dem 33 ha großen Untersuchungsgebiet betrug die jährliche Netto-Wassereinnahme 500 000 m³. Da vertikale Tiefensickerung durch den undurchlässigen Granit verhindert wird, muß das Wasser lateral auf ihm abfließen. In dem karähnlichen Tal-schluß der Haslach werden die Böden deshalb hangabwärts von zunehmenden Wassermengen durchsickert. Der Grad der Wasserbeeinflussung innerhalb der Bodengesellschaft wird so von der Lage am Hang und vom Mikrorelief stark mitbestimmt. Beim Stagnogley ist mit starkem Zuschußwasser zu rechnen, da er am Unterhang am Beginn einer Verflachung liegt, an der das Gefälle von 20 auf 15 % abnimmt. Aus Tensionsmessungen ließ sich erkennen, daß die Wassersättigung im Durchschnitt bei 57 cm Profiltiefe erreicht wird. Der effektive Fließquerschnitt für das Hangwasser ergibt sich zwischen dem anstehenden Granit und der jeweiligen Oberkante des wassergesättigten Bereichs. Das Hangwassergefälle (Abb. 3) ließ sich aus Pegelrohrbeobachtungen ableiten. Unter Vernachlässigung des ungesättigten Flusses läßt sich aus gesättigter Wasserleitfähigkeit, Fließquerschnitt und Fließgefälle ein jähr-

⁺ zur Methodik der Feldmessung und der Berechnung vgl. GAUER (1980). Außerdem ist eine Monographie zum Wasserhaushalt der Bärhalde und ihrer Böden für Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen in Bearbeitung.

licher Abfluß von $200 \text{ m}^3/\text{m}$ Hangbreite aus dem Stagnogley errechnen. Das Hangwasser bewegt sich mit einer Durchschnittsgeschwindigkeit von 1.2 m/Tag im Oberboden und 0.6 m/Tag im Geschiebelehm. Da die Durchfeuchtung $1.5 \text{ m}^3/\text{m}^2$ und Jahr beträgt, muß 99.3 % des Abflusses als Zuschuß vom Oberhang erklärt werden. Hierzu müßte eine mittlere Hanglänge von 150 m ausschließlich durch den Stagnogley entwässern. Da die tatsächliche Entfernung zum Bärhaldekamm 380 m beträgt, ist die Größenordnung wahrscheinlich. Durchfeuchtungsunterschiede zwischen Winter mit 1000 mm und Sommer mit 500 mm zeigen sich im Abflußverhalten des Stagnogleys nicht, da hier im Winter 110 m^3 und im Sommer 95 m^3 abfließen. Das bedeutet, daß die hangaufliegenden Böden bei hoher Wassersättigung ihr Bodenwasser bereits teilweise an offene Rinnen abgeben, während sie in trockneren Phasen vollständig durch den Stagnogley entwässern. In feuchten Phasen staut der Stagnogley das Wasser zurück, da bei hohem Hangwasserspiegel das Gefälle abnimmt und somit das Wasser bereits oberhalb des Stagnogleys in offene Rinnen austreten kann. Die gegenläufige Tendenz von Hangwasserspiegel und Hangwassergefälle ist durch einen Korrelationskoeffizienten von 0.8 gesichert (vgl. Abb. 3). Die Ursache für den Wasserrückstau ist in der Hangverebnung und der gleichzeitigen Abnahme der Bodenmächtigkeit sowie der relativen Zunahme der Mächtigkeit des dichteren Geschiebelehms zu suchen. Hierdurch wird der Fließquerschnitt am Hang verengt, was besonders bei Ablußspitzen zum Rückstau führen muß. Die schlechteste Wasserableitung ist im Bereich des Waldmoors zu erwarten. Hier weisen eine Reihe von offenen Wasserrinnen auf die Entwässerungsschwierigkeiten dieses Hangabschnitts hin. Durch den hochanstehenden Hangwasserkörper sind auch die Horizonte oberhalb der gesättigten Hangwasserzone im Stagnogley stark hydromorph geprägt bzw. naßgebleicht. Die Tensionen im hangwasserfreien Mineralboden lagen ständig unterhalb der Feldkapazität, die Wassersättigung dementsprechend bei 30 - 45 Vol.%, besonders während der Vegetationsperioden beobachtet. Dies muß zu Schwierigkeiten in der Durchlüftung führen (Abb. 4).

Die Ockererde liegt unterhalb des Waldmoorbereiches an einer Hangkante, wo die Neigung auf über 20 % zunimmt. Die hier beobachtete durchschnittliche Oberkante der vollständigen Wassersättigung lag erst in 125 cm Profiltiefe. Aus dem gesättigten Bereich läßt sich eine jährliche Abflußmenge von $85 \text{ m}^3/\text{m}$ Hangbreite bilanzieren. Diese Abflußmenge könnte bereits durch ein Einzugsgebiet von 50 m Oberhang erbracht werden. Die Ockererde wird also von einem Teil des Hangwasserzuges durch die Barriere Waldmoor und den dort eintretenden oberirdischen Wasserabfluß abgeschnitten. Der fehlende Wasserstau bei der Ockererde wird auch durch die bessere Einfügung in das Wasserhaushaltsgeschehen des Gesamtgebietes bestätigt. Der Abfluß im Sommerhalbjahr beträgt 24 m^3 gegenüber 61 m^3 im Winter. Der Korrelationskoeffizient zwischen Abfluß aus der Ockererde und Gebietsabfluß ist dementsprechend mit 0.8 relativ hoch (Stagnogley 0.5). Die sehr große Entwicklungstiefe bei gleichzeitig geringerer Durchflußmenge beschränkt die gesättigte Zone im wesentlichen auf den Bereich des Geschiebelehms und des Zersatzes. Im Oberboden

tritt nur kurzfristig Wassersättigung auf (Schneeschnmelze). Trotz stärkerer Austrocknung unterschreitet auch der Oberboden den Bereich der Feldkapazität nicht. Infolge der hohen Wasserkapazität liegen die Wassergehalte in der gleichen Größenordnung wie beim Stagnogley. Durch die hohen Porenvolumina ist eine günstigere Luftversorgung gewährleistet. Während der Vegetationsperiode unterschreiten die Luftvolumina 10 % bis 1 m nicht. In trocknen Phasen kann der gesättigte Hangwasserzug sogar vollständig verschwinden.

Der "Stagnogley" ist durch einen ständigen relativ kontinuierlichen Durchfluß von Hangzugwasser geprägt. Ein Rückstau des Hangzugwassers im Bereich von Stagnogley und Waldmoor führt zu einem Ausgleich von witterungsbedingten Wasserhaushaltsschwankungen. In der Ockererde beschränkt sich der gesättigte Hangwasserzug auf den Unterboden, während der Oberboden meist gut durchlüftet ist. Das Abflußverhalten der Ockererde gleicht sich dementsprechend stark dem des gesamten Einzugsgebietes an. Diesen Unterschied im Wasserhaushalt der beiden untersuchten Standorte verdeutlicht Abbildung 5.

Danksagung

Für tatkräftige Mithilfe im Gelände haben wir besonders Revierförster Dietsche, E. Best und A. Kasper zu danken.

Literatur

- GAUER, J., 1980: Wasserhaushalt einer Stagnogley-Ockererde-Assoziation am Hang der Bärhalde. - 117 S. Dipl.Arb., Forst.Fak. Freiburg i.Br.
- HÄDRICH, FR., K. KEILEN, K. STAHR und H.W. ZÖTTL, 1979: Exkursion B, S.173-244 in ZÖTTL, H.W.: Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1979 in Freiburg i.Br. - Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges. 28, 398 S. Göttingen.
- KEILEN, K., 1978: Spurenelementverteilung und Bodenentwicklung im Bärhaldegranitgebiet (Südschwarzwald). - Freiburger Bodenkundl. Abh. 8, 278 S. Freiburg i.Br.
- MÜLLER, W., M. RENGER und P. BENECKE, 1970: Bodenphysikalische Kennwerte wichtiger Böden, Erfassungsmethodik, Klasseneinteilung, kart. Darstellung. - Geol. Jb., Beih. Bodenkundl. Beitr. 99, 13-70, Hannover.

Tab. 1: Klimadaten Bärhalde für den Meßzeitraum 1977 - 1979

Seehöhe der Bärhalde: .	1100 - 1300 m üNN
Jahresdurchschnittstemperatur:	4 °C
Niederschlag pro Jahr:	1900 mm
- pot. Evapotranspiration (Haude)	400 mm
"Durchfeuchtung"	1500 mm
Durchfeuchtung Sommerhalbjahr:	500 mm
Durchfeuchtung Winterhalbjahr:	1000 mm
geschlossene Schneedecke:	November - Mai

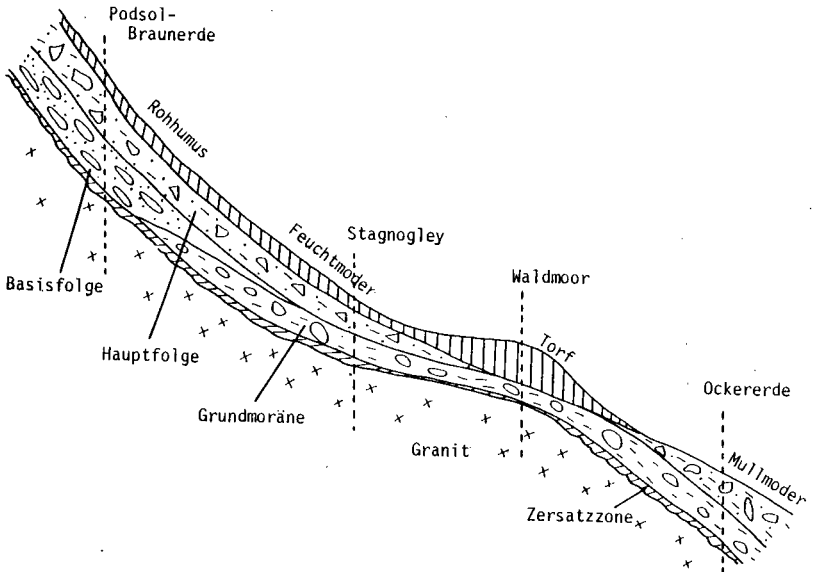


Abb. 1: Bodenassoziation am Unterhang der Bärhalde (1190 - 1150 m ü.NN) unmaßstäblich

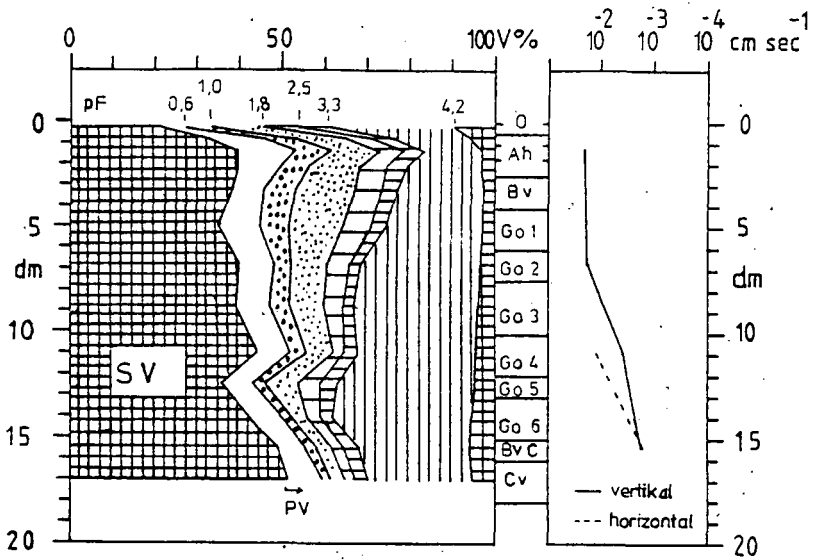
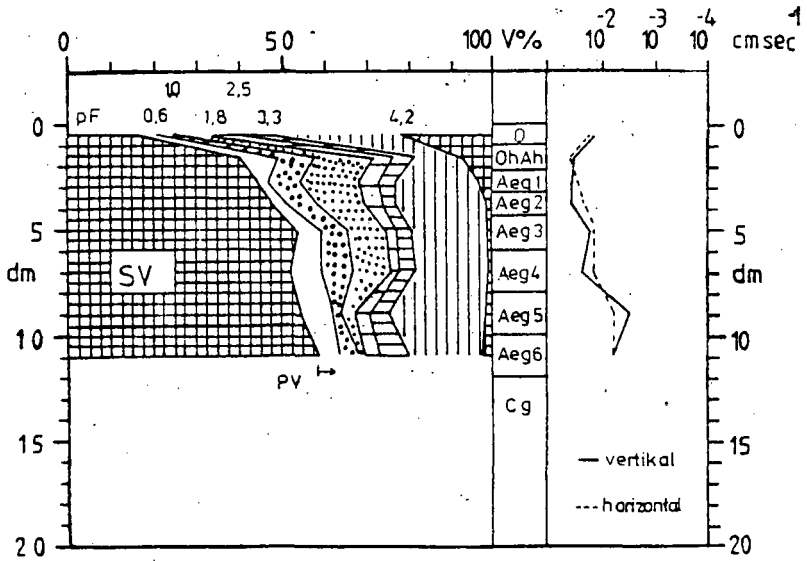


Abb. 2: Porung und gesättigte Wasserleitfähigkeit des Stagnogleys (oben) und der Ockererde.

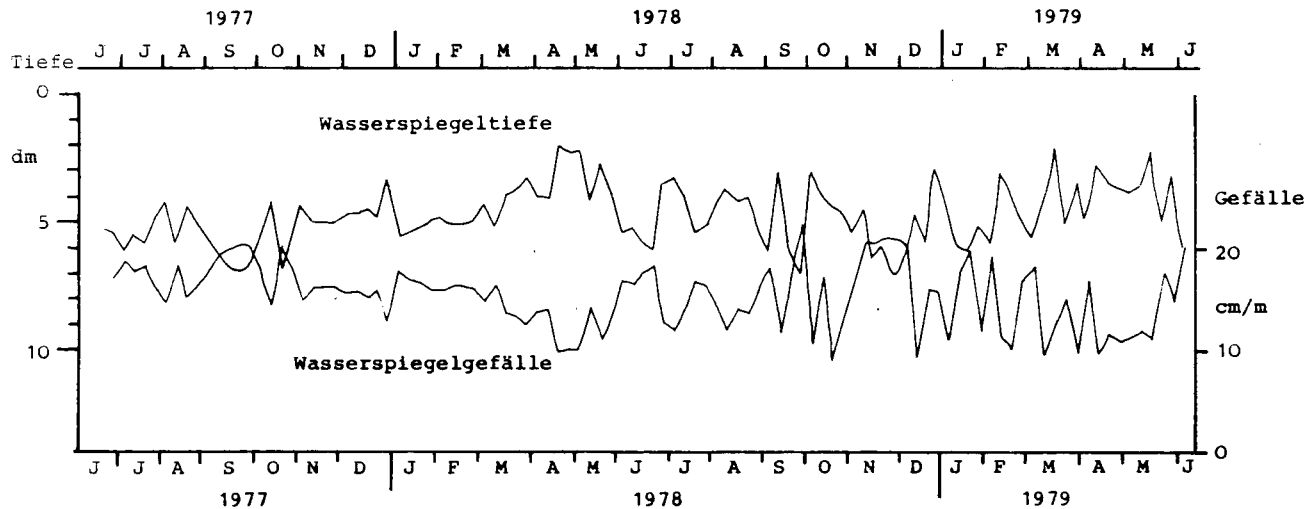


Abb. 3 : Abhängigkeit von Wasserspiegeltiefe (Matrixpotential = 0 cm WS) und Gefälle des Wasserspiegels am Hang im Profil Stagnogley

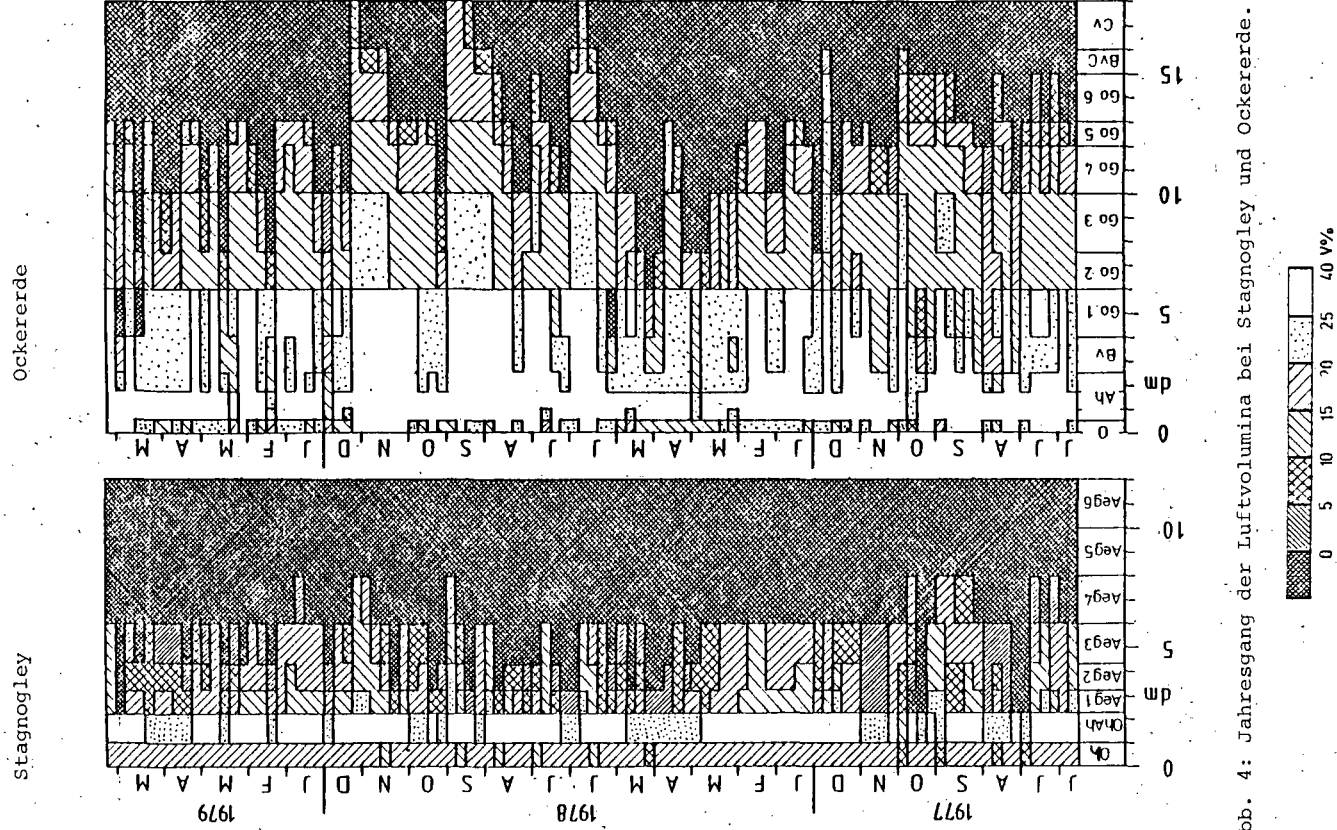


Abb. 4: Jahresgang der Luftvolumina bei Stagnogley und Ockererde.

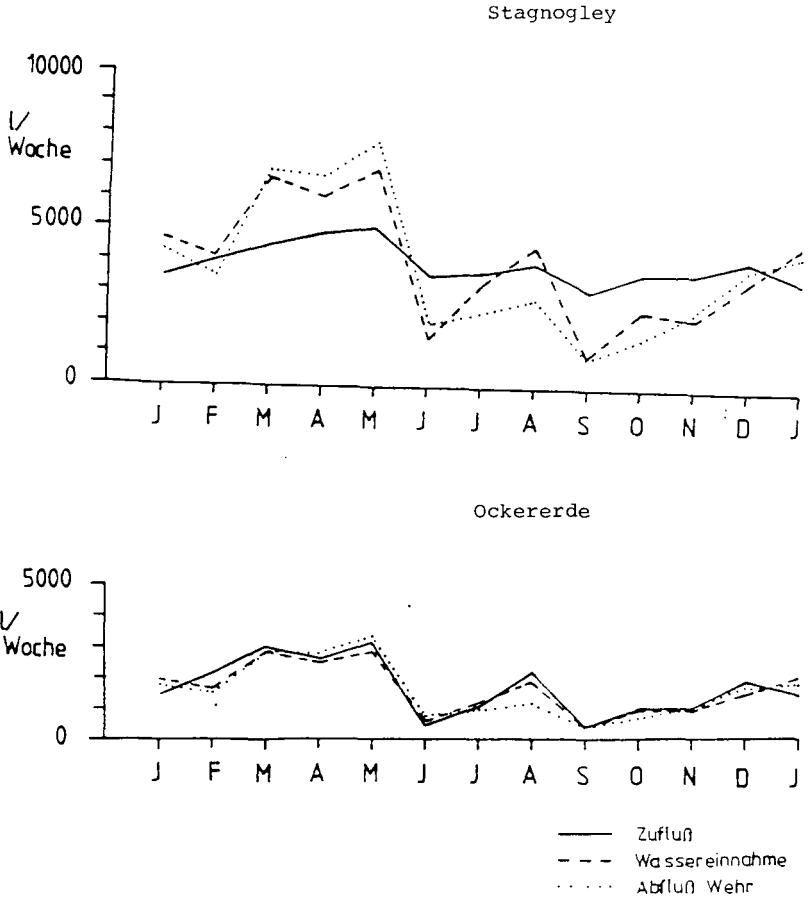


Abb. 5 : Mittlerer monatlicher Zufluß (lateral) in den Stagnogley bzw. die Ockererde, Wassereinnahme und Abfluß aus dem Untersuchungsgebiet (Wehr) bezogen auf ein Einzugsgebiet von 133m² bzw. 55m².



Simulation von Wassertransportprozessen
in Parabraunerden aus Geschiebemergel
mit Sandkeilen

von

Braun, G.[†] und R. Horn^{††}

In den Geschiebemergelflächen des Berliner Raumes entstand vor etwa 16 000 Jahren ein Netz von "Frostkeilen". Da zu dieser Zeit Berlin bereits eisfrei war, nehmen BLUME et. al. (1979) an, daß sich diese Schrumpfrisse mit Tiefen bis zu 4 Metern unter sehr trockenen, hocharktischen Klimaverhältnissen bildeten und im Laufe der Zeit mit Flugsand benachbarter Talsandflächen verfüllt wurden.

Diese gut sortierten Flugsande besitzen eine bis zu hundertmal höhere Wasserleitfähigkeit als die sie umgebenden Parabraunerden aus Geschiebemergel.

Am Beispiel der unter Rieselnutzung stehenden Felder "Karolinenhöhe" (Berlin-Gatow) soll nun gezeigt werden, in welchem Maße sich diese Sandkeile am Transport des Bodenwassers beteiligen.

Hieraus können

- Rückschlüsse gezogen werden auf die Kontamination des Grundwassers bei einer Verrieselung städtischer und industrieller Abwässer und
- die Entstehung von Tonbändern an den Rändern der Sandkeile erklärt werden.

[†] Inst. f. Phys. Geographie der FU Berlin, Grunewaldstr. 35

^{††} Inst. f. Ökologie der TU Berlin, Englerallee 19, 1000 Berlin 33

SIMULATION VON WÄSSERTRANSPORTPROZESSEN
RIESELFELD PARABRAUNERDE BERLIN
RAEUMLICHE DISKRETISIERUNG

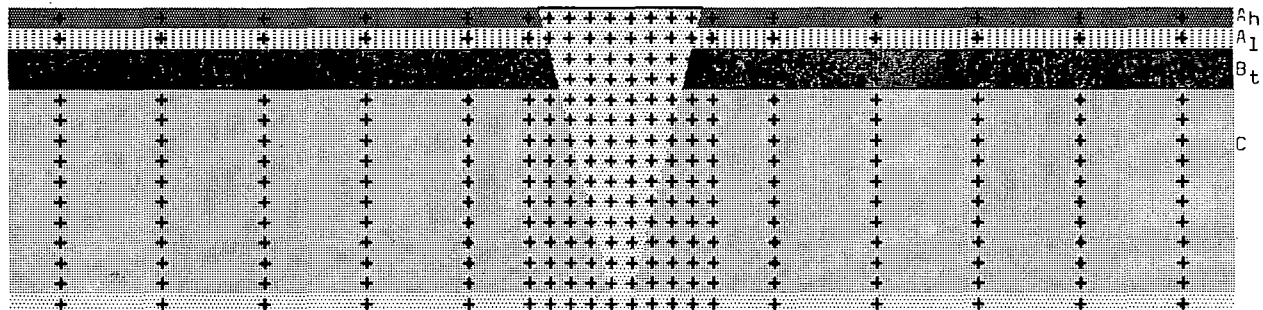


Abb. 1

2 m

Methoden und Material

Jedes mathematische Modell eines dynamischen Systems stellt eine Simplifikation der tatsächlichen Vorgänge dar.

So müssen auch hier einige vereinfachende Annahmen für die Simulation von Wasserbewegungen in einem vorgegebenen vertikalen X-Z-Profil gemacht werden:

- Die Wasserströmungen im Boden sind laminar, d.h. sie finden innerhalb des Gültigkeitsbereiches des DARCY-Gesetzes statt (Einschränkungen vgl. HILLEL).
- Es wird Isothermie angenommen.
- Ein Schrumpfen oder Quellen des Bodens sowie Hysteresis-Effekte werden vernachlässigt. Und ebenso
- muß die Diffusion der Bodenluft unberücksichtigt bleiben, obwohl gerade die durch Überstau von Rieselwässern eingeschlossene Bodenluft in erheblichen Maße den Infiltrationsvorgang beeinflusst.

Unter diesen Annahmen läßt sich der instationäre Wasserfluß in einem ungesättigten Bodenprofil durch eine nichtlineare Differentialgleichung - wie folgt - beschreiben (HILLEL, 1980).

$$c(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \partial_x(k(h) \partial_x h) + \partial_z(k(h) \partial_z(h + z))$$

Wobei h := Matrixpotential des Bodens (cm)
 c := spezifische Wasserkapazität = d θ /dh
 θ := Wassergehalt (cm³/cm³)
 k := Wasserleitfähigkeit (cm/d).

Zur Lösung dieser Gleichung sind eine Vielzahl von numerischen Verfahren entwickelt worden.

In der Regel besteht das Interesse eines Anwenders darin, ein Verfahren mit möglichst wenig Operationen (dies bedeutet Zeit- und Kostenminimierung) bei größtmöglicher Genauigkeit zu erhalten. Dies sind Forderungen, die sich im allgemeinen ausschließen.

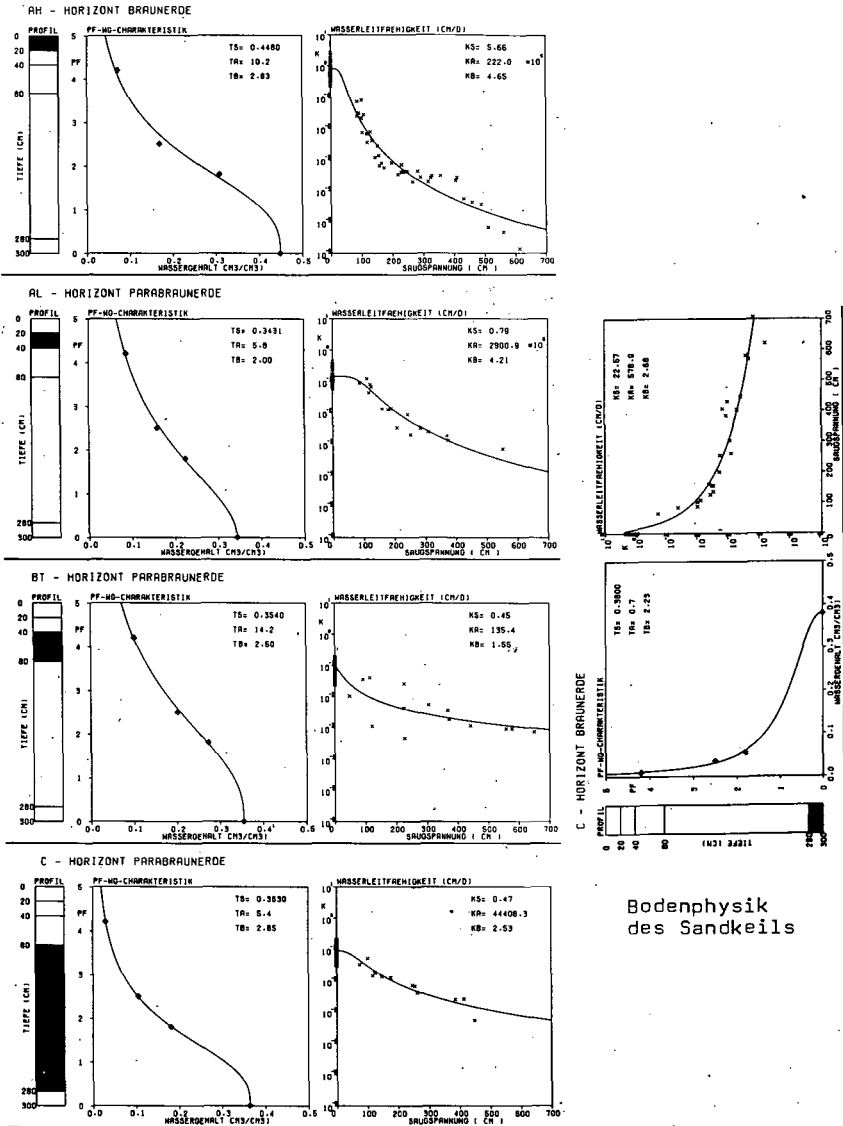
Im folgenden wurde ein neues, nicht-iteratives finites Differenzenverfahren verwendet, das

PCADI - Verfahren von HORNUNG et.al. (1980).

(Predictor-Corrector-Alternating-Direction-Implicit).

BODENPHYSIK RIESELFELD BERLIN

Abb. 2



Das zitierte PCADI-Verfahren wurde für das vorliegende Problem geringfügig erweitert durch die Einbeziehung des Gravitationspotentials. Außerdem wurde es für einen inhomogenen und anisotropen Boden ausgelegt.

Die bei einem Differenzenverfahren erforderliche raumzeitliche Diskretisierung wurde - wie folgt - vorgenommen:

Die Kontrolle der Schrittweite Δt wird automatisch gesteuert. Sie ist von der Menge des infiltrierenden Wassers abhängig. Zur Erlangung einer detaillierten Aufnahme des Strömungsverhaltens wurde das Gitter (räuml. Diskr.) im Bereich des Sandkeiles fokussiert (Abb. 1).

Die für die Berechnungen erforderlichen bodenphysikalischen Parameter und deren profilgerechte Zuordnung ist in Abb. 2 dargestellt. Die Koeffizienten a und b der Funktionen

$$\theta = \theta_s a_1 / (a_1 + \log(h)^{b1}) \quad \text{und} \quad k = k_s a_2 / (a_2 + |h|^{b2})$$

sind mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate bestimmt worden. Sie sind der Darstellung zu entnehmen.

Für die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration (pET) der mit Gras bedeckten Rieselfelder sind die in Abb. 3 dargestellten Variablen Lufttemperatur, relative Feuchte, Windgeschwindigkeit und Globalstrahlung erforderlich.

Die tatsächliche oder aktuelle Evapotranspiration (aET) ist jedoch abhängig von der Bodenfeuchtespannung im Wurzelraum.

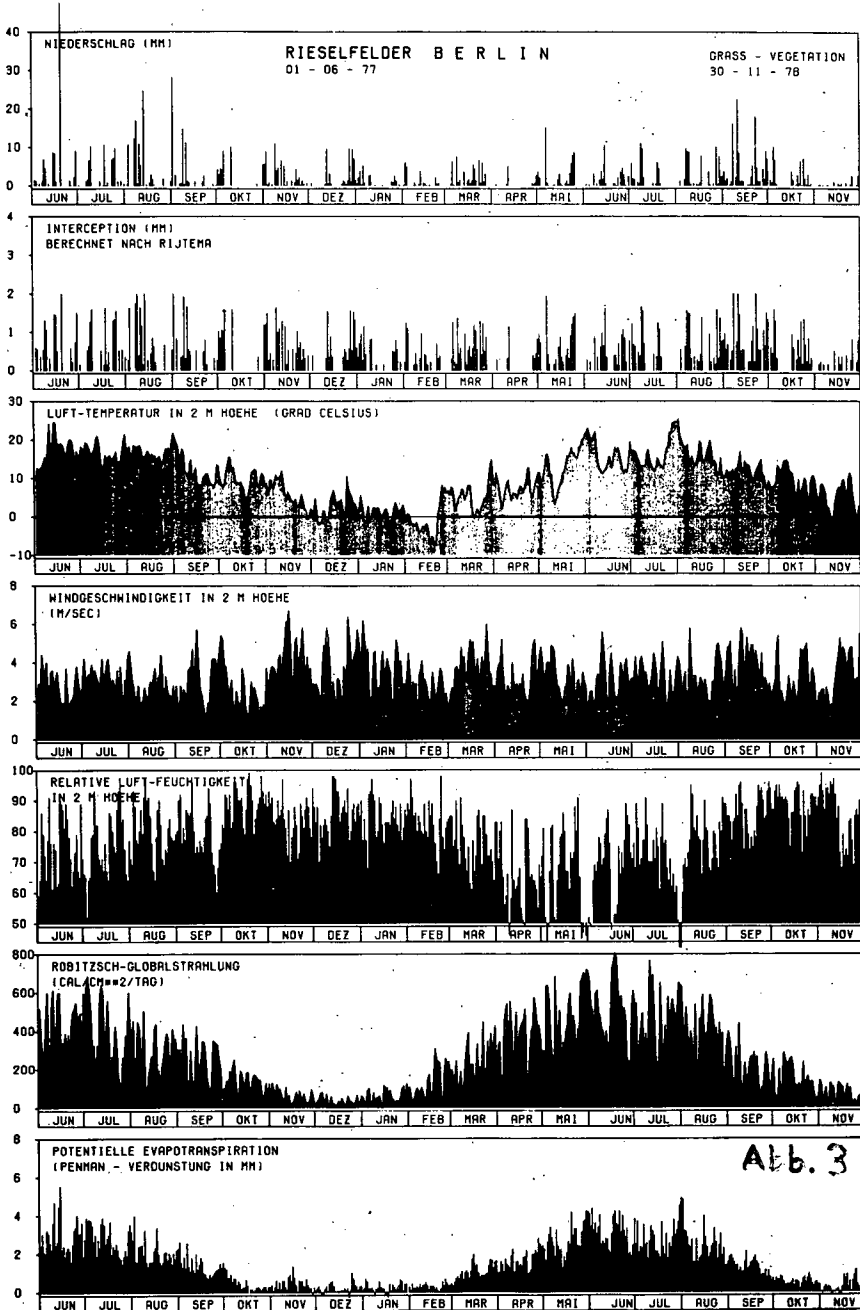
$$aET = pET (1 - h/15000)$$

Bei einer vorgegebenen Durchwurzelung von 80% in der Tiefe 0 - 20 cm und 20% im Bereich 20 - 40 cm wird durch die Spannungsabhängigkeit der aET gewährleistet, daß standortbedingte Unterschiede der Transpiration - und damit auch der Produktion von Phytomasse - quantifiziert werden können.

Die Interceptionsverluste sind in Anlehnung an RIJTEMA mit

$$I = (0.5 \text{ Nied})^{1/2}$$

berechnet worden.



Ergebnisse und Diskussion

Die berechneten Wasserspannungen im Bodenprofil wurden anhand von Tensiometermessungen überprüft. Die Tensionswerte in 75 cm Tiefe wichen maximal 10% von den berechneten Werte ab. Eine besondere "Eichung" des Modell war deshalb nicht erforderlich.

In der Abb. 4 sind die berechneten pF -Werte als Funktion der Tiefe und der Zeit (100 Tage) dargestellt. Deutlich erkennbar ist das stetige Ansteigen der Wasserspannung nach einem Niederschlag infolge der Evapotranspiration. Der Starkregen vom 20.6.77 (20. Tag) mit 47.9 mm resultiert in der Darstellung in einem "tiefgreifenden Graben", d.h. die Spannung nimmt ohne erkennbaren zeitlichen Verzug bis in etwa 2 m Tiefe rapide ab.

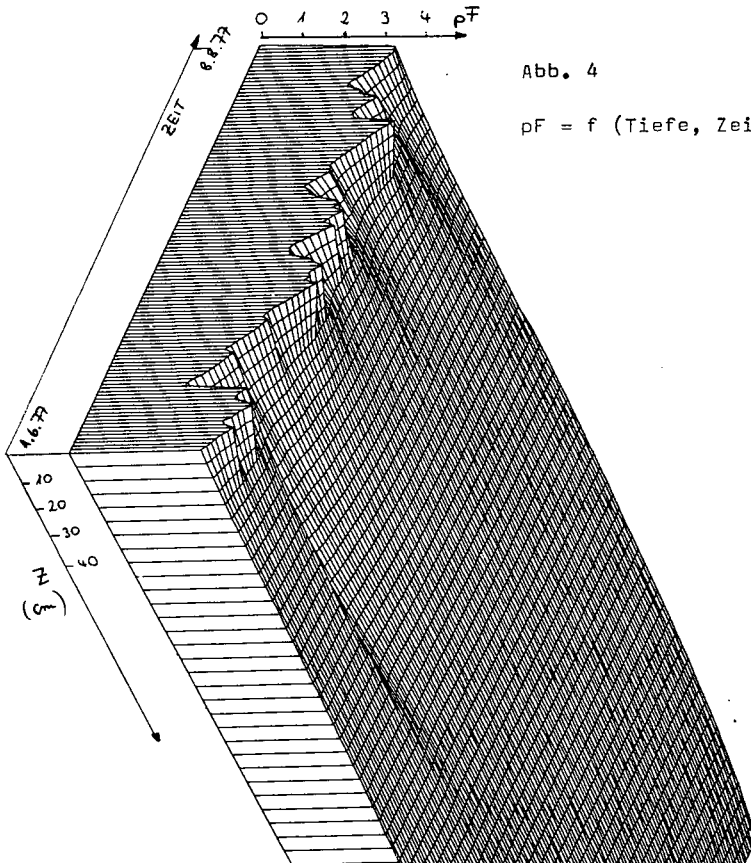
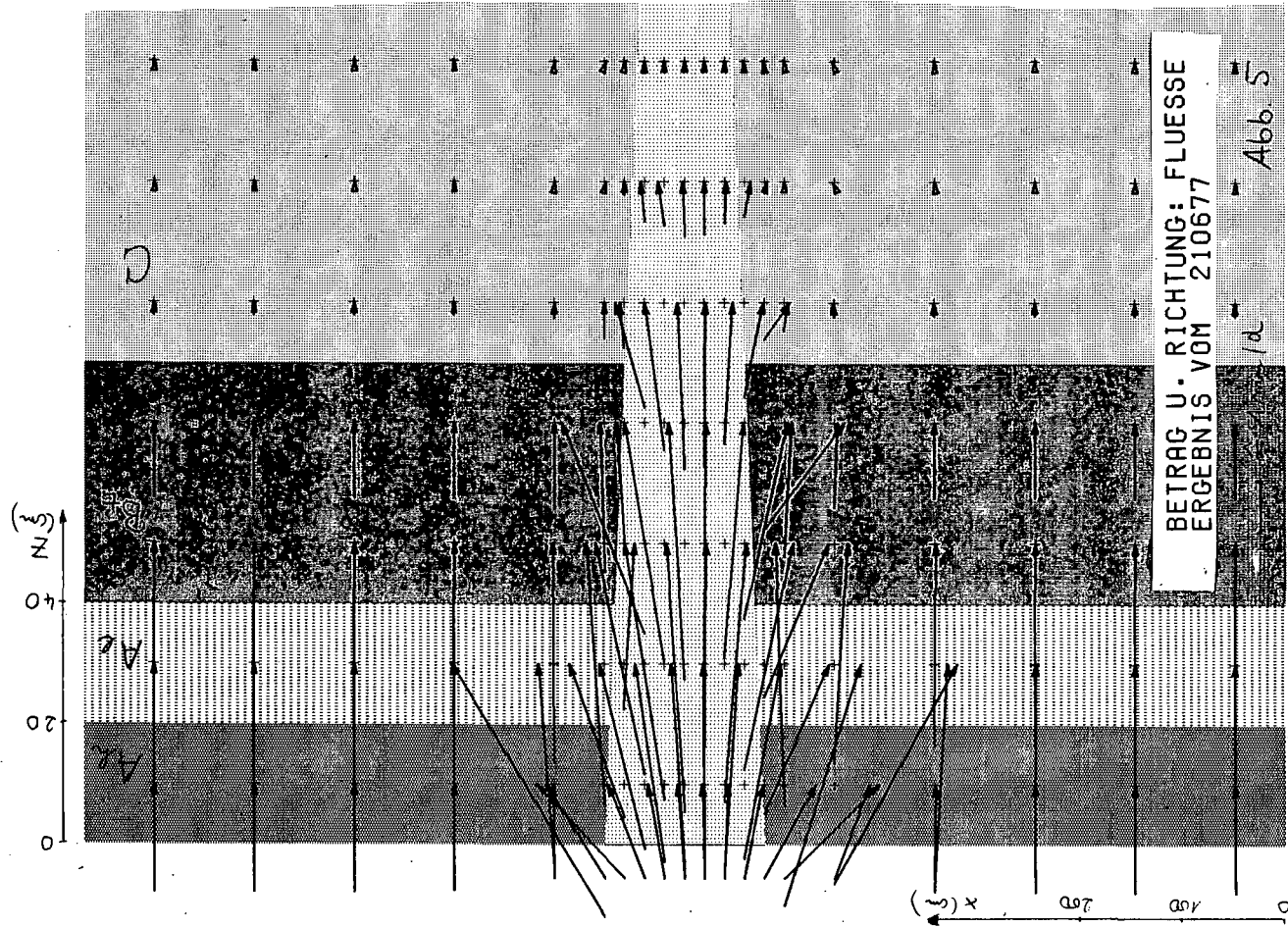
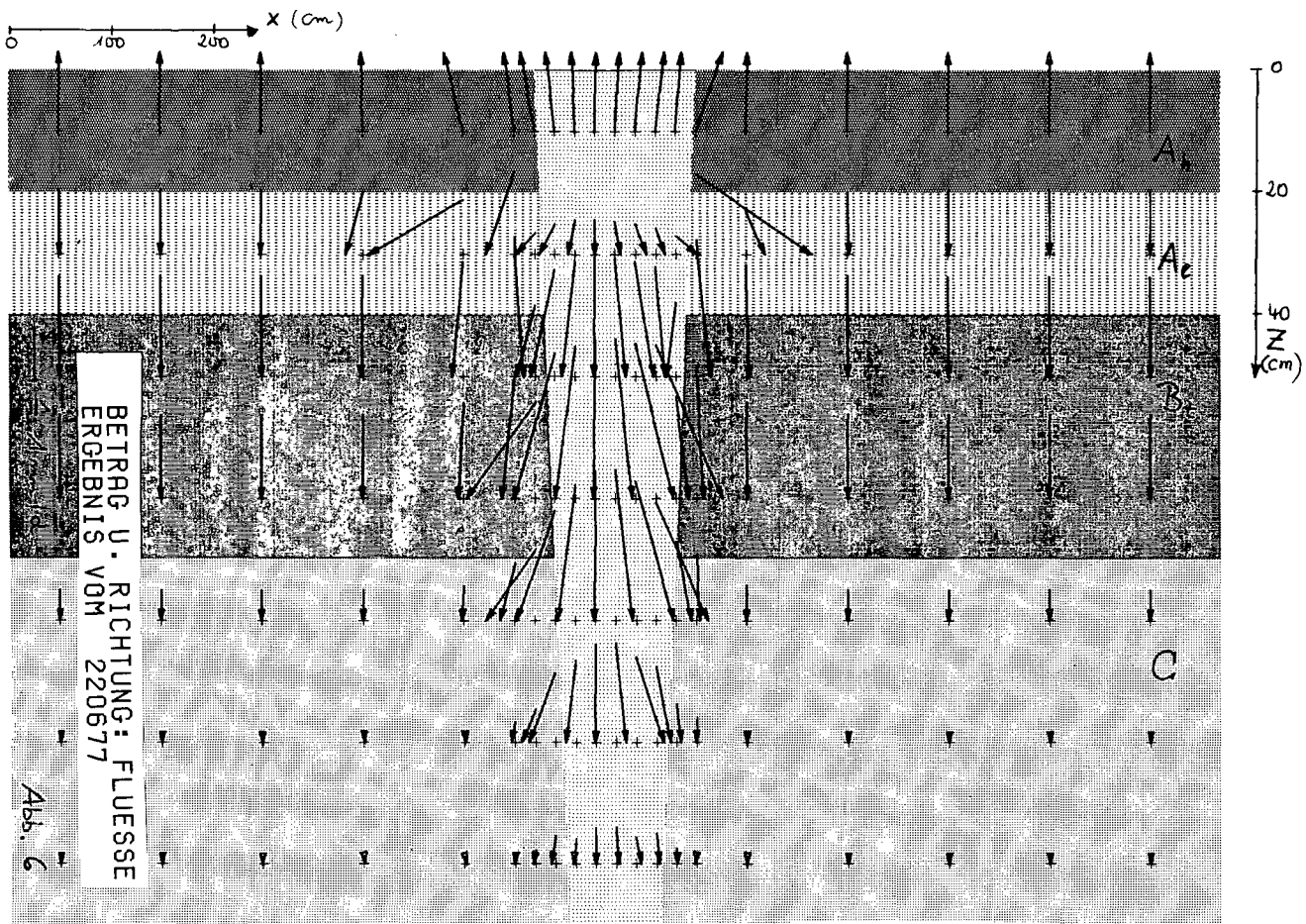


Abb. 4

$$pF = f(\text{Tiefe, Zeit})$$





In den gegenüberliegenden Darstellungen Abb. 5 u. 6 zeigen Vektoren den Betrag und die Richtung der Bodenwasserflüsse an (Tagessummen). Wegen der höheren Wasserleitfähigkeit des Sandkeiles ist die Front der Wasserwelle bereits in 110 cm Tiefe angelangt. Auf Grund horizontaler Spannungsgradienten wird Bodenwasser in die benachbarten Schichten infiltriert. Nennenswerte Wasserflüsse sind jedoch in dieser Richtung nur in einer Entfernung von 40 cm vom Sandkeilrand erkennbar. Die "verspätet" eintreffende, durch die A_h , A_1 und B_t -Horizonte perkolierende Wasserfront findet in diesem Bereich bereits höhere Wassergehalte vor. Während die Wassergehalte im Keil rasch abklingen - in Abb. 6 in 30 cm Tiefe erkennbar - d.h. die Wasserspannung sich vergleichsweise schnell in Richtung Feldkapazität bewegt, sind wesentliche Wasserbewegungen in den naheliegenden Bereichen noch vorhanden. Nun perkoliert das Bodenwasser in umgekehrter Richtung in den Sandkeil zurück (nicht dargestellt).

Somit ist der Bereich um den Sandkeil herum eine äußerst aktive Zone mit Wasserbewegungen ständig wechselnder Richtung. Die Bildung von Tonbändern könnte hiermit erklärt werden.

Zur Verdeutlichung wird in Abb. 7 eine andere Darstellungsweise gewählt. Hier sind nach "oben" die Wasserflüsse in Z-Richtung aufgetragen, die die Tiefe von 110 cm passieren. Wir befinden uns in einer Tiefe, in der der Sandkeil vom C-Horizont umgeben ist. Die Wasserwelle im Sandkeil erreicht - wie erwartet - früher diese Tiefe (aus der gewählten Perspektive nicht deutlich erkennbar). Am Rande des Keils sind die Beträge in Z-Richtung kleiner, die Vektoren der Wasserflüsse haben hier ja auch noch eine X-Komponente. Während des Abklingens der nachfolgenden Wasserfront im C-Horizont kumulieren die Wasserflüsse im Randbereich zu - zunächst - überraschend hohen Beträgen.

Die Deutung dieses Phänomens erbringt ein Blick auf die Bodenphysik (Abb. 2). Die Wasserleitfähigkeitsfunktionen des C-Horizontes und des Sandkeiles besitzen einen - in der Literatur als "cross-over-point" bezeichneten - entscheidenden Punkt: im "nassen" Zustand ist die Leitfähigkeit des Flug-sandes größer, im "trockenen" Bereich um mehr als eine Zehnerpotenz geringer als die des C-Horizontes.

WASSERFLUSSE IN Z-RICHTUNG IN 110 CM TIEFE

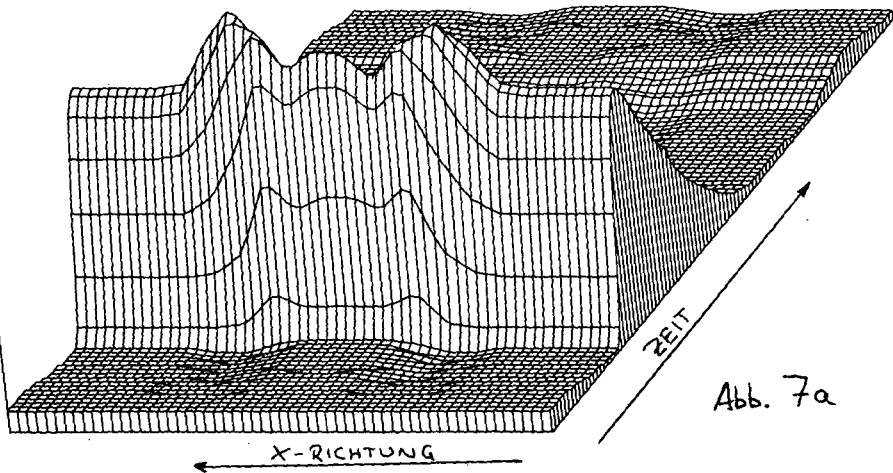


Abb. 7a

Abb. 7b

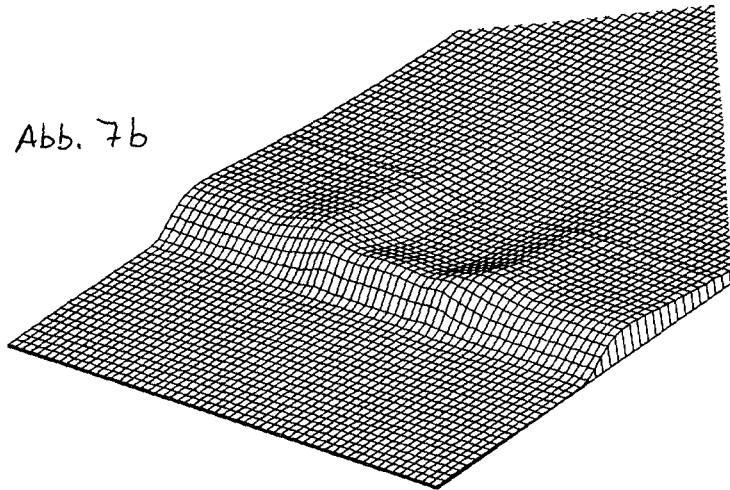
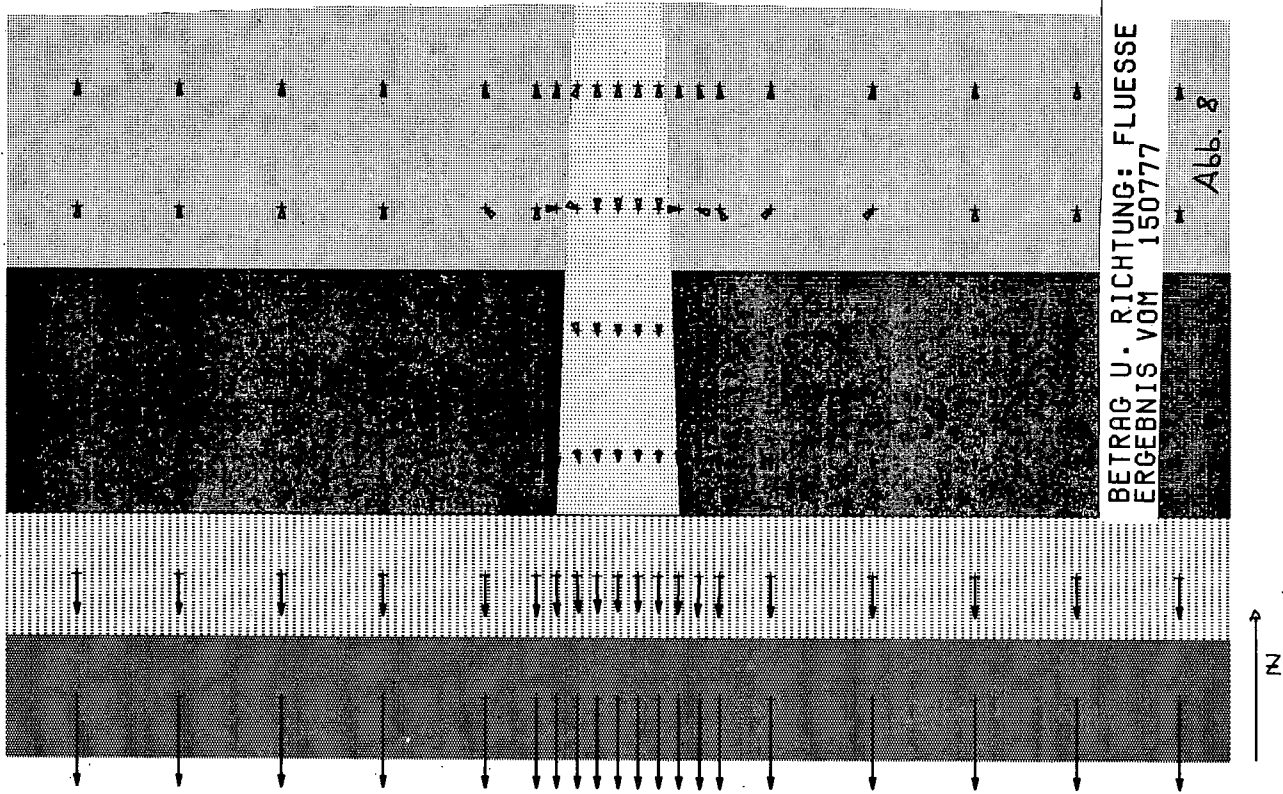


Abb. 7
Wasserflüsse in Z-Richtung
als Funktion der Zeit
Darstellung "b" wie "a",
jedoch andere Perspektive u.
Skalierung



BETRAG U. RICHTUNG: FLUESSE
ERGEBNIS VOM 150777

Abb. 8

Aus der Abb. 8 ist zu entnehmen, daß die Geometrie des Sandkeiles den natürlichen Gegebenheiten angepaßt wurde.

Obwohl nun der Sandkeil von den A_h - und A_1 -Horizonten bedeckt wird, beeinflußt er auf Grund seiner besonderen bodenphysikalischen Eigenschaften den Verdunstungsvorgang. Bei der vorgegebenen Durchwurzelungstiefe wirken sich Evaporation und Transpiration erwartungsgemäß bis zu einer Tiefe von 40 cm aus.

Aus dem B_t -Horizont wird Wasser gegen die Gravitation nach oben nachgeführt.

Aus dem Sandkeil steigt jedoch wesentlich weniger Wasser auf. Dies bedeutet, daß von den Graswurzeln weniger Wasser - bei gleichen klimatischen Bedingungen - aufgenommen werden kann und damit weniger transpiriert werden kann. Bei einer agrarischen Nutzung führt dies zu geringeren Erträgen, da Transpiration und Ertrag eng miteinander verknüpft sind.

Weiterhin ist aus der Darstellung zu entnehmen, daß die sogenannte "zero-flux-plane" am 15.7.77 auf Grund dieser Berechnungen in etwa 80 cm Tiefe gelegen haben muß.

Sie ist deutlich erkennbar, da alle Vektoren in größeren Tiefen "nach unten" gerichtet sind.

Sensitivitätsanalysen zeigen, daß die hier ermittelten Wasserbewegungen im Bereich des Sandkeiles erheblich zunehmen, wenn die gesättigte Wasserleitfähigkeit des Flugsandes verdoppelt oder verdreifacht wird. Da die im Labor ermittelten k_f und k_u - Werte gewöhnlich eine große Varianz aufweisen, ist diese Annahme durchaus realistisch (vgl. Abb. 2).

Dies bedeutet jedoch in der Praxis, daß die Sandkeile in noch größerem Maße am Transport der zur Verrieselung aufgebrauchten Abwässer beteiligt werden.

Bei einer wesentlich geringeren Filterwirkung ist dann eine Gefährdung des Grundwassers nicht auszuschließen.

Eine Weiterentwicklung des vorliegenden Modells zur Lösung von Problemen des Schadstofftransportes wäre zwar möglich, setzt aber die Kenntnis der hydrodynamischen Dispersion voraus.

Zusammenfassung

Die Wasserbewegungen in Parabraunerden aus Geschiebemergel mit Sandkeilen wurden mit Hilfe des PCADI-Verfahrens (finite Differenzen) simuliert.

Der Einfluß des Sandkeiles auf die Transpiration ist quantifizierbar.

Horizontale Wasserflüsse im unmittelbaren Bereich des Sandkeilrandes während des Infiltrationsprozesses weisen auf eine äußerst aktive Zone im Boden hin.

Literatur

- Blume, H.-P., R. Hoffmann und H.-J. Pachur (1979):
Periglaziäre Steinring- und Frostkeilbildungen
norddeutscher Parabraunerden.
Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. 33, S. 257-265
- Hillel, D. (1980): Fundamentals of Soil Physics. New York
- Hornung, U. und W. Messing (1980):
A Predictor-Corrector Alternating-Direction
Implicit Method for Two-Dimensional Unsteady
Saturated-Unsaturated Flow in Porous Media.
J. Hydrology, 47, p. 317-323

Reale Evapotranspiration landwirtschaftlicher
Kulturpflanzen

von

Sponagel, H.

Aufgrund der engen Wechselbeziehung zwischen Boden, Pflanze und Klima ist es leider noch nicht möglich, für die Bestimmung der realen Evapotranspiration (Ereal) auf ein leicht anzuwendendes Verfahren zurückzugreifen. Die bekannten Verfahren zur Bestimmung von Ereal haben einen zu großen Meß- bzw. Rechenaufwand. Aus diesem Grunde begnügt man sich meist mit potentiellen Evapotranspirationsangaben, obwohl allgemein bekannt ist, daß zwischen potentieller und realer Evapotranspiration erhebliche Abweichungen auftreten können.

Es wurde daher versucht, ein leicht anzuwendendes Verfahren zur Bestimmung der realen Evapotranspiration zu entwickeln. Das Verfahren soll sich durch:

- höhere Genauigkeit, besonders in extremen Witterungsperioden,
- Berücksichtigung des Einflusses der Frucht- und Bodenart auf die Evapotranspiration,
- leichte Ermittelbarkeit der notwendigen Parameter,
- einen geringen Meß- und Rechenaufwand auszeichnen.

Dazu wurden zunächst für einen Zeitraum von drei Jahren die Evapotranspirationsraten nach verschiedenen Verfahren (HAUDE 1954, 1955; PENMAN 1948, 1956; TURC 1954; THORNTWHAITE 1948; WENDLING 1972 und RIJTEMA 1965) berechnet und mit im Felde gemessenen Evapotranspirationswerten (aus Wassergehalts- und Wasserspannungsmessungen) verglichen. Dabei zeigte sich, daß die Ergebnisse nach den einzelnen Verfahren sehr unterschiedlich waren. Abbildung 1 zeigt ein Beispiel der unterschiedlichen Evapotranspirationsraten bei Winterweizen.

* Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung
3000 Hannover 51, Postfach 510153

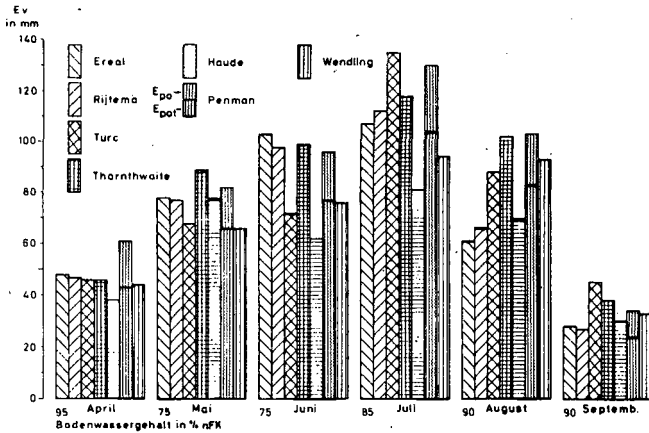


Abb. 1: Monatssumme der potentiellen und realen Evapotranspiration nach verschiedenen Verfahren (Winterweizen)

Von April bis Juli steigen die Evapotranspirationsraten an. Im August und September nehmen sie wieder ab. Dieser Anstieg bzw. Rückgang der Evapotranspiration ist bei den Verfahren, die sich ausschließlich auf meteorologische Parameter stützen, eine Folge der engen Beziehung zwischen Klima, insbesondere der Nettostrahlung und der Jahreszeit.

Die Messungen von Ereal bzw. die Berechnungen nach dem Verfahren von RIJTEMA (1965) zeigen, daß die Zunahme bzw. Abnahme der Evapotranspiration während der Vegetationszeit eng mit dem Entwicklungsstand des Pflanzenbestandes zusammenhängt. Sehr deutlich ist dieses im August zu erkennen. Trotz eines hohen Bodenwassergehaltes ist ein relativ starker Rückgang der Evapotranspiration zu erkennen.

Vergleicht man die errechneten Ergebnisse der einzelnen Methoden mit den gemessenen Evapotranspirationsraten, so zeigt sich, daß das Verfahren nach RIJTEMA (1965) in allen Monaten die reale Evapotranspiration des Weizenbestandes sehr gut erfaßt. Auch bei kleineren Zeitintervallen ist zwischen dem gemessenen Ereal-Wert und dem nach RIJTEMA berechnetem eine gute Übereinstimmung. Abb. 2

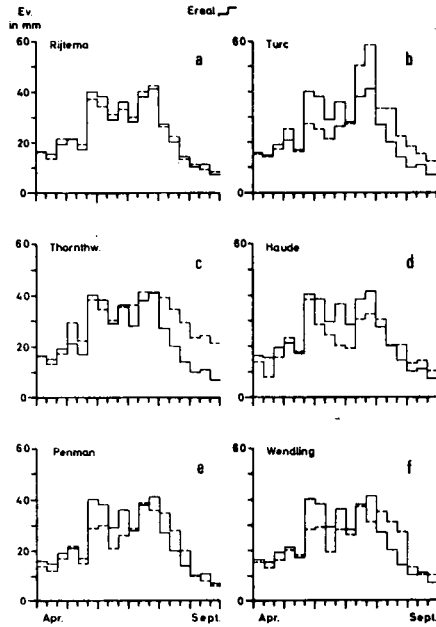


Abb. 2: Dekadensumme der potentiellen und realen Evapotranspiration nach verschiedenen Verfahren (Winterweizen)

Gegenüber den gemessenen Evapotranspirationsraten zeigte keines der Verfahren zur Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration (Epot) eine eindeutige Überlegenheit. Für die weiteren Untersuchungen wurde daher neben dem Verfahren von RIJTEMA (1965) die Methode nach HAUDE (1955) gewählt. Der Vorteil dieser zuletzt genannten Methode ist, da der Deutsche Wetterdienst die Verdunstung ebenfalls nach HAUDE berechnet, daß die notwendigen Parameter auch für eine Reihe von zurückliegenden Jahren jederzeit leicht zu beschaffen sind.

Nachdem für die weiteren Untersuchungen die Methoden festgelegt waren, wurden für einen Zeitraum von zwanzig Jahren für verschiedene Standorte die monatlichen Quotienten aus Ereal nach RIJTEMA und Epot nach HAUDE in Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt in % nFK für verschiedene Fruchtarten (Winterweizen, Wintergerste, Sommergerste, Zuckerrüben, Kartoffeln und Mais) und unterschiedliche Böden (85, 150 und 240 mm nFK) berechnet. Für die berechneten Quotienten wurde dann in Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt in % nFK eine mittlere Ausgleichsfunktion ge-

sucht, mit der die Evapotranspiration nach HAUDE multipliziert werden muß, um E_{real} zu erhalten.

Für Sommerweizen im Juni, bei einem Bodenwassergehalt von 60 % der nFK (Abb. 3) lautet die Gleichung:

$$E_{real} = E_{HAUDE} \times 1,36$$

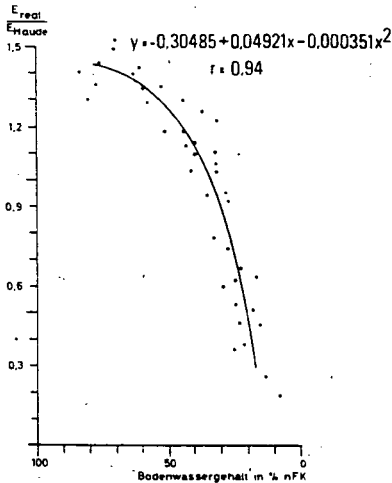


Abb. 3: Verhältnis von E_{real} zu E_{HAUDE} in Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt in % nFK für den Raum Lüchow und Hannover-Langenhagen.

Fruchtart: Sommergerste
Boden: 85 und 150 mm nFK
Zeit: Juni (1957—1976)

Die Beziehung zwischen E_{real} / E_{HAUDE} bei Winterweizen in Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt in % nFK zeigt Abbildung 4.

Es fällt auf, daß die Beziehungen zwischen den Quotienten aus E_{real} / E_{HAUDE} und dem Bodenwassergehalt während der Vegetationszeit sehr stark schwanken. Bei gleichem Bodenwassergehalt nimmt der Quotient von April bis Juli zu. Während er im April selbst bei einem Bodenwassergehalt von 90 % der nFK unter 1 liegt, treten im Juli bei Bodenwassergehalten von 50 % der nFK Quotienten von 1,38 auf. Dieses zeigt, daß die Beziehung zwischen den Quotienten aus E_{real} / E_{HAUDE} sehr stark vom Entwicklungsstand des Pflanzenbestandes, d.h. von der Durchwurzelungstiefe, von dem Bedeckungsgrad, sowie von der Pflanzenhöhe abhängt. Am Ende der Vegetationsperiode (bei Winterweizen im August) liegen die Quotienten wieder wesentlich tiefer, da sich die Transpiration durch Vergilbung und teilweises Absterben der Blätter und Halme verringert. Weiterhin ist zu

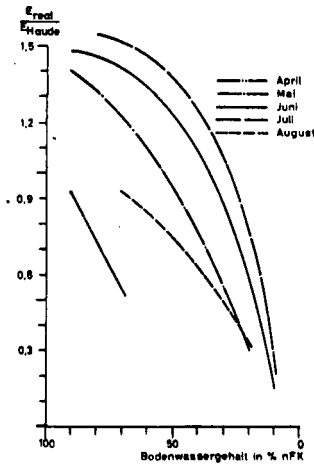


Abb.4: Mittlere Quotienten aus $\frac{E_{real}}{E_{HAUDE}}$ in Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt in % nFK.

erkennen, daß mit abnehmendem Bodenwassergehalt die Differenzen zwischen den einzelnen Kurven geringer werden. Dieses ist offensichtlich auf die K-Ψ-Beziehung bzw. K-%nFK-Beziehung zurückzuführen, die bei einem geringen Bodenwassergehalt die Evapotranspiration entscheidend beeinflusst.

Die Ergebnisse aus den Untersuchungen wurden zur besseren Übersicht in Tabellen zusammengefaßt. Ein Beispiel dafür zeigt die Tabelle 1 mit der Kulturart Winterweizen.

Für die anderen im Text genannten Kulturarten sind die Quotienten aus der Diss. SPONAGEL 1980 zu entnehmen.

Tabelle 1. Faktoren (Quotienten aus E_{real}/E_{HAUDE}) zur Bestimmung der realen Evapotranspiration verschiedener landwirtschaftlicher Nutzpflanzen (Boden 85—150 mm Wpfl.)

% nFK	April			Mai			Juni			Juli			August		September
90	0,80	0,85	0,95												
80	0,70	0,75	0,85	1,05	1,30	1,35	1,35	1,40	1,45	1,50	1,55	1,60			
70	0,55	0,60	0,70	0,95	1,20	1,25	1,35	1,40	1,45	1,50	1,55	1,35	1,10	0,90	
60				0,80	1,05	1,10	1,30	1,35	1,40	1,45	1,45	1,20	1,00	0,80	
50				0,65	0,90	0,95	1,20	1,25	1,30	1,35	1,35	1,10	0,90	0,70	
40				0,45	0,70	0,75	1,05	1,10	1,15	1,25	1,25	1,00	0,75	0,55	
30					0,50	0,55	0,85	0,90	0,95	1,05	1,05	0,80	0,65	0,45	
20							0,50	0,55	0,60	0,70	0,70	0,60	0,50	0,30	
10										0,35	0,35	0,35	0,30	0,20	

Zusammenfassung

An einem Beispiel wurde die Entwicklung eines einfachen Verfahrens zur Bestimmung der realen Evapotranspiration dargestellt.

Im ersten Teil der Untersuchungen wurde gezeigt, daß

- die Ergebnisse zur Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration je nach Verfahren sehr unterschiedlich ausfallen und keine gute Übereinstimmung mit im Felde gemessenen realen Evapotranspirationswerten erzielen,
- die Ergebnisse der realen Evapotranspiration nach RIJTEMA (1965) mit den gemessenen Ergebnissen aus der realen Evapotranspiration aus Wassergehalts- und Wasserspannungsmessungen gut übereinstimmen.

Der zweite Teil der Untersuchungen befaßte sich mit der Ermittlung der Quotienten aus E_{real} (n.RIJTEMA) und E_{HAUDE} in Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt in % nFK.

Die Ergebnisse zeigen, daß die Quotienten im wesentlichen

- von der Kulturart selbst
- dem Entwicklungsstand des Pflanzenbestandes und
- dem Bodenwassergehalt abhängen.

Eine einfache Berechnung von E_{real} wird an einem Beispiel erläutert. Sie erfolgt durch Multiplikation der gefundenen Quotienten mit E_{HAUDE} .

Literatur

- HAUDE, W. (1955): Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. - Mitt.Dtsch.Wetterdienst, 2, 11: 1-24; Bad Kissingen.
- RIJTEMA, P.E. (1965): An analysis of actual evapotranspiration. - Agric.Res.Rep., 659: 107 S.; Wageningen.
- " - (1968): On the relation between transpiration, soil physical property and crop production as a basis for water supply plans. - Techn.Bull.Inst.Land and Water Management Res., 58: 30 S., Wageningen.
- PENMAN, H.L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. - Proc.roy.Soc., Ser. A, 193: 120-145; London.
- " - (1956): Evaporation over parts of Europe. - Publ.Assoc.int.Hydrol., Assembl.général:Rome, 35, III: 168-176; Rome.
- SPONAGEL, H. (1980): Zur Bestimmung der realen Evapotranspiration landwirtschaftlicher Kulturpflanzen. - Geol.Jahrbuch Reihe F, H.9, 87 S., Hannover.

TURC,L. (1954): Le bilan d'eau des sols. Relations entre les pr eipitations, l'évaporation et l' curement. - Ann.agron., 6: 5-131.

WENDLING,U. (1972): Zur Abschätzung der Verdunstung und der klimatischen Wasserbilanz f ur die landwirtschaftliche Praxis. - Arch.Acker- u. Pflanzenbau u. Bodenkde, 16, 3: 199-205; Berlin.



Simulation von Wasserbewegung und Wasseraufnahme
durch Pflanzenwurzeln in einer Löß-Parabraunerde
unter Sommerweizen.

von
Duynisveld, W.H.M. +), O. Strebel +) und M. Renger ++)

1. Einleitung

Simulationsmodelle für den Bodenwasserhaushalt sollen die quantitative Berechnung der einzelnen Wasserhaushalts-Komponenten (Evapotranspiration, Grundwasserneubildung, kapillarer Aufstieg) in Abhängigkeit von Klima, Kulturart, Boden und Grundwasserstand ermöglichen. Sie bilden außerdem die Grundlage für erweiterte Modelle mit Einbeziehung von Transport gelöster Stoffe und deren Aufnahme durch Pflanzenwurzeln. Dieser Kurzbericht +++)) behandelt die Grundlagen unseres Simulationsmodells und einige Ergebnisse im Vergleich zu Geländemeßdaten.

2. Theoretische Grundlagen

In Perioden mit aktiver Vegetation muß neben der Wasserbewegung im ungesättigten Boden auch die Wasseraufnahme durch Wurzeln berücksichtigt werden. Durch Kombination der Darcy-Gleichung mit der Kontinuitätsgleichung entsteht die Flußgleichung für ungesättigte Wasserbewegung. In diese Gleichung wird ein volumetrischer Senkenterm eingefügt, um die Wasseraufnahme durch Wurzeln beschreiben zu können.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k(\theta) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \right) - S(z, t) \quad (1)$$

(Bedeutung der verwendeten Symbole ist aus dem Symbolverzeichnis zu entnehmen.)

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

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

+++)) Veröffentlichung mit ausführlicher Darstellung in Vorbereitung

Die Lösung der Gl. (1) mit den entsprechenden Randbedingungen liefern θ und y als Funktion der Tiefe und der Zeit (Randbedingungen: oben: Niederschl.- act. Evaporation; unten - gemessene Grundwasserstände). Die größte Schwierigkeit bei der Lösung liegt in der unbekannt Form der Wasserentzugsfunktion $S(z,t)$. $S(z,t)$ ist u.a. abhängig von: potentieller Transpiration, Pflanzenfaktoren (Durchwurzelungstiefe und -intensität, Entwicklungsstadium der Pflanzen), Bodenfaktoren (Wassergehalt, Wasserleitfähigkeit). In der Literatur findet man mehrere Arbeiten zur Beschreibung der Wasseraufnahme durch Pflanzen u.a.: NIMAH und HANKS (1973), FEDDES et al. (1974), Van der PLOEG et al. (1978), FEDDES et al. (1978), De JONG und CAMERON (1979), FEDERER (1979).

In dieser Arbeit wird im wesentlichen der Ansatz nach FEDDES et al. (1978) verfolgt. Vorgenommene Änderungen beziehen sich auf die Berechnung und Verteilung der potentiellen Evapotranspiration und die Benutzung der relativen Durchwurzelungsintensität als Funktion der Tiefe. Die Berechnungen erfolgten mit einem numerischen Modell, das auf einem expliziten "Finiten-Differenzen"-Verfahren beruht. Dabei wurde das ungesättigte Bodenprofil in Kompartimente gleicher Dicke ($\Delta z = 10$ cm) unterteilt und mit einem variablen Zeitschritt Δt (im allgemeinen zwischen 10 und 200 Zeitschritten pro Tag, je nach Strömungsverhältnissen im Profil), gerechnet.

Für die Berechnung der maximal möglichen Evapotranspiration wird die folgende Gleichung benutzt (RIJTEMA, 1965):

$$ET_p = \frac{\Delta \cdot R_n / L + \gamma \cdot f(h) \cdot u^{0.75} \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma} \quad (2)$$

Die Evapotranspiration setzt sich aus Interzeptionsverdunstung, Evaporation und Transpiration zusammen:

$$ET_p = E_i + E_p + T_p \quad (3)$$

Zur Berechnung der Interzeptionsverdunstung als Funktion von Niederschlagsmenge N und Bodenbedeckungsgrad B wird folgende Beziehung benutzt (RIJTEMA, 1965, FEDDES et al., 1978)

$$\begin{aligned} N \leq 17 \text{ mm: } E_i &= 0.55 \cdot B \cdot \exp((0.53 - 0.0085(N - 5.0)) \cdot \ln N) \\ N > 17 \text{ mm: } E_i &= 1.85 \cdot B \end{aligned} \quad (4)$$

Zur Berechnung der potentiellen Evaporation von einem Boden unter Vegetation wird die Beziehung von RITCHIE (1972) herangezogen:

$$E_p = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{R_n}{L} \cdot \exp(-0.398 I) \quad (5)$$

Dabei stellte sich bei orientierenden Berechnungen heraus, daß in Perioden mit niedriger Bodenbedeckung (kleinem I-Wert) eine zu hohe Transpiration (Gl. 3) berechnet wird. Dies ist zurückzuführen auf die Vernachlässigung der Wind- und Sättigungsdefizitsterme in Gl. (5), was in Perioden mit geringer Bodenbedeckung zu einer Unterschätzung der Evaporation führt. Zur Glättung des Übergangs von Evaporation zu Transpiration in Perioden mit angehender Vegetation wurde Gl. (5) geändert:

$$E_p = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{R_n}{L} \cdot \exp(-0.398 I) + (1-I) \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f(h) u^{0.75} (e_s - e_a) \quad (6)$$

für $I \leq 1$.

Ist jedoch $I > 1$, dann gilt Gl. (5). Die aktuelle Evaporation E_a wird durch Bodenfaktoren wie Wassergehalt und Wasserleitfähigkeit bestimmt. Zur Berechnung der aktuellen Evaporation wurde eine empirische Beziehung zwischen E_a/E_p und der Wasserspannung in 5 cm Tiefe im Profil, die durch BEESE et al. (1977) für einen ähnlichen Lößboden gefunden worden ist, benutzt.

Die potentielle Transpiration wird berechnet aus:

$$T_p = ET_p - E_p - E_i \quad (7)$$

RIJTEMA (1965) stellte fest, daß die Evapotranspiration bei optimaler Wasserversorgung durch die mittlere Lichtintensität beeinflusst wird. Mit abnehmender Lichtintensität nimmt der Diffusionswiderstand der Blätter zu und damit die Transpiration ab. Für diesen Widerstand muß die Transpiration korrigiert werden:

$$T_{p1} = \frac{\Delta + \gamma}{\Delta + \gamma (1 + r_1 \cdot f(h) \cdot u^{0.75})} (ET_p - E_p - E_i) \quad (8)$$

Zur Beschreibung der Wasseraufnahme durch Wurzeln als Funktion der Tiefe wird die Beziehung der Wasseraufnahme zu Wasserspannung und relativer Wurzelverteilung herangezogen. Bei optimaler Wasserversorgung gilt

$$T_{p1} = 10 \int_0^{Z_r} S_{max} dz = 10 \sum_{i=1}^m S_{max,i} \cdot \Delta z_i \quad (9)$$

mit
$$S_{max,j} = \frac{n_j}{\sum_{i=1}^m n_i \cdot \Delta z_i} 0.1 T_{p1} \quad (10)$$

Die aktuelle Wasseraufnahme als Funktion der Tiefe ist:

$$S_{act,j} = \alpha (\psi_j) \cdot S_{max,j} \quad (11)$$

wobei $S_{act,j}$ dem $S(z,t)$ -Term in Gl. (1) entspricht.

Die dimensionslose Variable α als Funktion von Ψ ist in Abb. 1 dargestellt. Bei Ψ zwischen 0 und Ψ_1 wird die Transpiration durch mangelhafte Bodendurchlüftung behindert. Zwischen Ψ_1 und Ψ_2 wird eine maximale Wasseraufnahme der Wurzeln unterstellt. Bei $\Psi > \Psi_2$ wird die Wasseraufnahme wegen höherer Wasserspannungen beeinträchtigt, die Wasseraufnahme nimmt mit steigendem Ψ linear bis 0 bei Ψ_3 (Welkepunkt) ab. In der Realität ist der Grenzwert Ψ_2 variabel und u.a. abhängig von potentieller Transpiration, Pflanzenfaktoren und Bodenfaktoren. Im Modell wird Ψ_2 aber konstant angenommen.

3. Ergebnisse und Diskussion

Zur Prüfung des Simulationsmodells wurden Geländemeßdaten eines Feldexperimentes herangezogen. Für einen Parabraunerde-Boden aus Löß (Mächtigkeit 1,5 m über kiesigem Sand über sandigem Lehm) unter Ackernutzung liegen für 1979 und 1980 umfangreiche Daten über Wassergehalt, Wasserspannung und Stoffkonzentration in der Bodenlösung als Funktion der Tiefe und der Zeit vor (vgl. STREBEL et al. (1980), ebenso die notwendigen meteorologischen und Pflanzendaten (Pflanzenhöhe, Bedeckungsgrad und Wurzellängen). Für den Blattflächenindex I als Funktion der Zeit wurden Literaturdaten (WATSON, 1962) benutzt und in Übereinstimmung mit der aktuellen Vegetationsentwicklung gebracht (Abb. 2).

Mit dem Simulationsmodell wurde eine Periode von 1 Jahr durchgerechnet: 1.5.79 - 30.4.80. Für die Wasserspannungen zur Bestimmung von $\alpha(\Psi)$ (s. Abb.1) wurde angenommen:

$$\Psi_1 = 60 \text{ cm WS (= 10 Vol. \% Luftgehalt in 0 - 50 cm im Profil)}$$

$$\Psi_2 = 400 \text{ cm WS}$$

$$\Psi_3 = 15000 \text{ cm WS}$$

Bei gemessenen Wasserspannungen zwischen 100 - 800 cm WS in den oberen 10 dm des Profils (nur Mitte Juli wurden während einer Woche Wasserspannungen größer als 1000 cm WS registriert) war die Wasserversorgung des Sommerweizenbestandes in der Periode 1.5. - 5.9.79 nahezu optimal, so daß fast immer potentielle Transpiration stattfinden konnte.

Bei orientierenden Modellberechnungen stellte sich heraus, daß nur bis etwa Ende Juli eine gute Übereinstimmung zwischen gemessener und berechneter Evapotranspiration bestand. Ab Ende Juli wurde die berechnete Evapotranspiration relativ immer größer als die gemessene. Deshalb wurde eine "Reife-funktion" (BEESE et al., 1978) eingesetzt, die ab Milchreife bis Ernte die Transpiration gleichmäßig auf Null absinken läßt. Das Milchreifestadium als Anfangspunkt der zurückgehenden potentiellen Transpiration wurde deshalb

gewählt, weil ab diesem Stadium das Absterben der Blätter einsetzt. Die zurückgehende Transpiration wird teilweise kompensiert durch einen Anstieg der potentiellen Evaporation, weil bei abnehmendem Blattflächenindex I (Abb. 2) mit Gl. (6) eine Zunahme der Evaporation berechnet wird.

In der Vegetationsperiode 1979 unter Sommerweizen wurden mit dem Modell 407 mm aktuelle Evapotranspiration berechnet. Gemessen wurden in dem gleichen Zeitraum 389 mm. In Abb. 3 sind für 9 Teilperioden (5 - 15 Tage lang) gemessene und berechnete aktuelle Evapotranspiration dargestellt. Sowohl für die gesamte Periode als auch für die Teilperioden ist die Übereinstimmung zufriedenstellend. Abb. 4 zeigt die berechnete kumulative Wasseraufnahme für verschiedene Tiefen im Profil und außerdem gemessene und berechnete aktuelle Transpiration + Interceptionsverdunstung, die gut übereinstimmen.

In Abb. 5 und 6 ist ein Vergleich zwischen gemessenen und berechneten Wasserspannungen in 4 verschiedenen Tiefen dargestellt. Sowohl während der Vegetationsperiode (Tage 1 - 125) als auch im Herbst und Winter ist der Verlauf der beiden Kurven ähnlich und eine befriedigende Übereinstimmung zwischen berechneten und gemessenen Werten vorhanden.

Abb. 7 zeigt die berechnete kumulative Versickerung in 90 cm bzw. 170 cm Tiefe. Zwischen Ende Mai und Anfang September steigen in 90 cm Tiefe 33 mm kapillar auf, in 170 cm Tiefe aber nur 9 mm. Die Versickerung über die gesamte Simulationsperiode beträgt 131 mm (in 90 cm) bzw. 126 mm (in 170 cm).

4. Zusammenfassung

Es wurde ein Simulationsmodell zur Beschreibung von Wasserbewegung und Wasseraufnahme in einem Bodenprofil mit einem verbesserten Ansatz für die Evaporation und den Wasserentzug durch die Wurzeln entwickelt und mit Hilfe von Geländemessdaten überprüft. Im Gelände gemessene und mit dem Modell berechnete Daten stimmen gut überein.

Wir danken für die finanzielle Unterstützung unserer Untersuchungen durch Mittel des Umweltbundesamtes.

5. Symbolverzeichnis

B	= Bodenbedeckungsgrad	
E_a	= aktuelle Evaporation	mm/Tag
E_i	= Interceptionsverdunstung	mm/Tag
E_p	= potentielle Evaporation	mm/Tag
ET_p	= potentielle Evapotranspiration	mm/Tag
I	= Blattflächenindex	-
L	= latente Verdunstungswärme von 0,1 cm ³	cal/0,1 cm ³
N	= Niederschlag	mm/Tag
R_n	= Netto-Strahlung	cal/cm ² Tag
S_{act}	= aktuelle Wasseraufnahme	cm ³ /cm ³ Tag
S_{max}	= maximale Wasseraufnahme	cm ³ /cm ³ Tag
$S(z,t)$	= Wasseraufnahme	cm ³ /cm ³ Tag
T_p	= potentielle Transpiration	mm/Tag
T_{p1}	= potentielle Transpiration korrigiert für Lichtwiderstand	mm/Tag
T_a	= aktuelle Transpiration	mm/Tag
Z_r	= Durchwurzelungstiefe	cm
e_a, e_s	= aktuelle bzw. gesättigte Dampfspannung der Luft in 2 m Höhe	mm Hg
$f(h) u^{0,75}$	= Windfunktion in Abhängigkeit der Pflanzenhöhe	mm/Tag. mm Hg
h	= Pflanzenhöhe	cm
$k(\theta)$	= ungesättigte Wasserleitfähigkeit	cm/Tag
$n(z)$	= Wurzellänge in Tiefe z	cm/cm ³
$t, \Delta t$	= Zeitkoordinate bzw. Zeitschrittgröße	Tag
u	= Windgeschwindigkeit	m/sec
$z, \Delta z$	= vertikale Koordinate bzw. Kompartimentsgröße	cm
$\alpha(\psi)$	= Wasseraufnahme Funktion	
γ	= Psychrometerkonstante (0.500)	mm Hg/°C
Δ	= Gradient der gesättigten Wasserdampf- spannungskurve	mm Hg/°C
θ	= volumetrischer Wassergehalt	cm ³ /cm ³
ψ	= Wasserspannung	cm WS

6. Literatur

- BEESE, F., R.R. van der PLOEG and W. RICHTER (1978): Der Wasserhaushalt einer Löß-Parabraunerde unter Winterweizen und Brache.
Z. Acker- und Pflanzenbau 146 : 1 -19
- BEESE, F., R.R. van der PLOEG and W. RICHTER (1977): Test of a soil water model under field conditions.
Soil Sci. Soc. Am J. 41 : 979 - 984
- De JONG, R. and D.R. CAMERON (1979): Computer simulation model for predicting soil water content profiles.
Soil Science 128 : 41 - 48
- FEDDES, R.A., E. BRESLER and S.P. NEUMAN (1974): Field test of a modified numerical model for water uptake by root systems.
Wat. Res. Res. 10 : 1199 - 1206
- FEDDES, R.A., P.J. KOWALIK and H. ZARADNY (1978): Simulation of field water use and crop yield. Pudoc (Centre for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen, The Netherlands
- FEDERER, C.A. (1979): A soil-plant-atmosphere model for transpiration and availability of soil water.
Wat. Res. Res. 15 : 555 - 562
- NIMAH, M.N. and R.J. HANKS (1973): Model for estimating soil water, plant and atmospheric interrelations.
I. Description and sensitivity. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 37 : 522 - 532
- RITCHIE, J. (1972): Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover.
Wat. Res. Res. 8 : 1204 - 1213
- RIJTEMA, P.E. (1965): An analysis of actual evapotranspiration.
Agric. Res. Rep. 659, Pudoc, Wageningen 107 S
- STREBEL, O., H. GRIMME, M. RENGER and H. FLEIGE (1980): A field study with nitrogen - 15 of soil and fertilizer nitrate uptake and of water withdrawal by spring wheat.
Soil Science 130 : 205 - 210
- Van der PLOEG, R.R., F. BEESE, O. STREBEL and M. RENGER (1978): The water balance of a sugar beet crop: a model and some experimental evidence.
Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 141 : 313 - 328
- WATSON, D.J., G.N. THORNE and S.A.W. FRENCH (1963): Analyses of growth and yield of winter and spring wheats.
Ann. Bot. 27 : 1 - 22

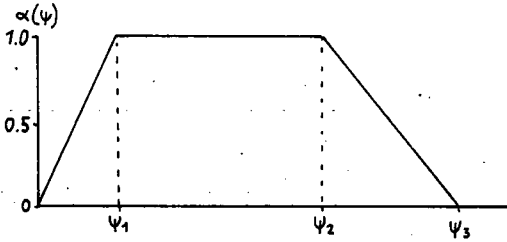


Abb. 1 : Wasseraufnahmefunktion α in Abhängigkeit von der Wasserspannung ψ .

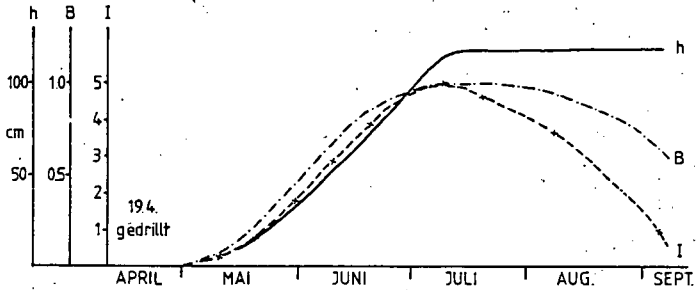


Abb. 2 : Zeitliche Entwicklung von Pflanzenhöhe (h), Bodenbedeckungsgrad (B) und Blattflächenindex (I) für Sommerweizen während der Vegetationsperiode

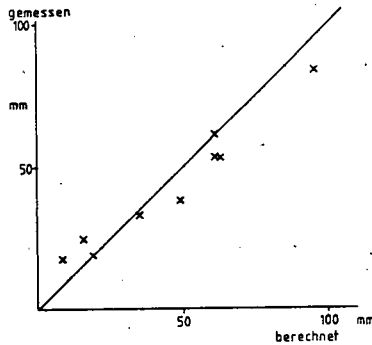


Abb. 3 : Beziehung zwischen gemessener und berechneter Evapotranspiration für sämtliche 9 Teilperioden der Vegetationszeit 1979 (1.5.-5.9.1979)

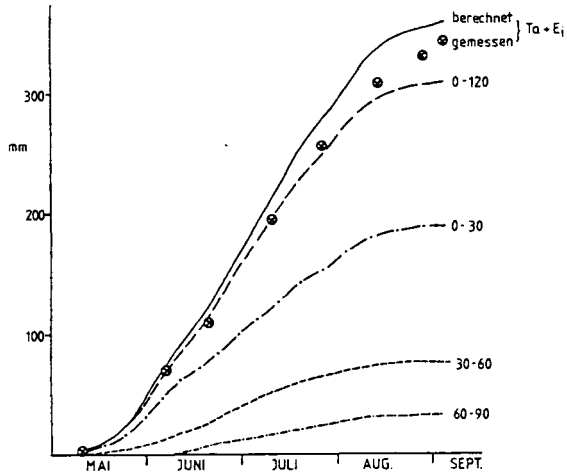


Abb. 4 : Berechnete kumulative Wasseraufnahme aus dem gesamten Wurzelraum (0-120 cm) und aus 3 verschiedenen Tiefenbereichen im Profil sowie gemessene und berechnete kumulative Werte für Transpiration und Interceptionsverdunstung ($T_a + E_i$)

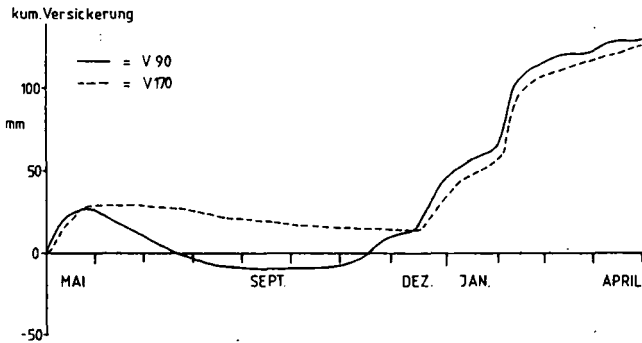


Abb. 7 : Berechnete kumulative Versickerung in 90 cm (V90) und 170 cm (V170) Tiefe im Profil Ohlendorf 1.5.79 - 30.4.80

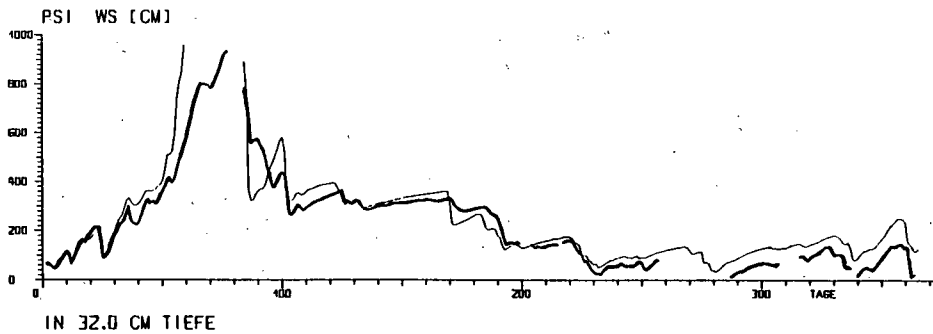
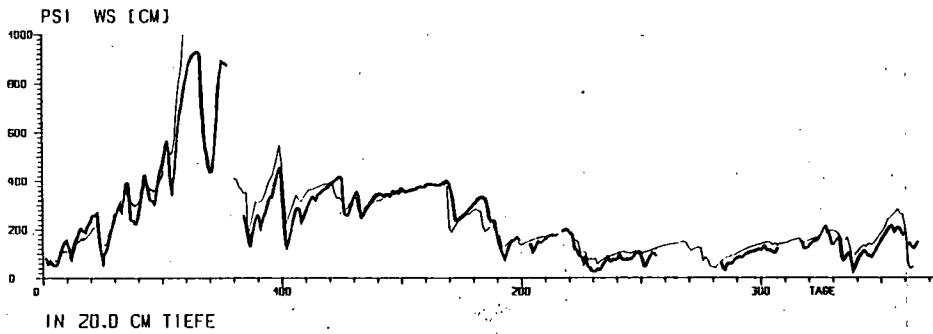


Abb. 5: Gemessene (—) und berechnete (---) Wasserspannungen in zwei Tiefen des Profils Ohlendorf während der Simulationsperiode 1.5.79 - 30.4.80

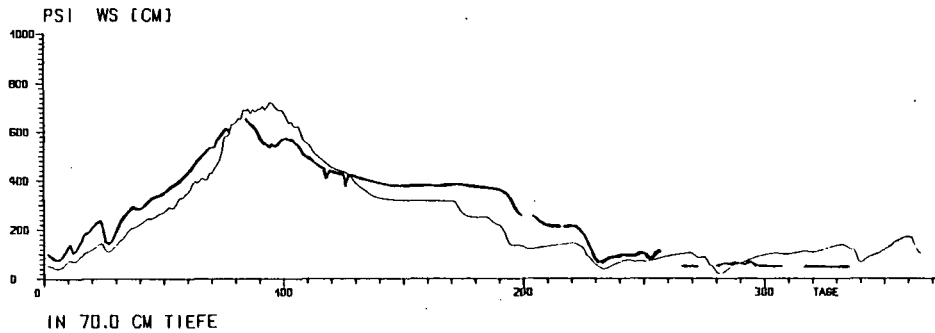
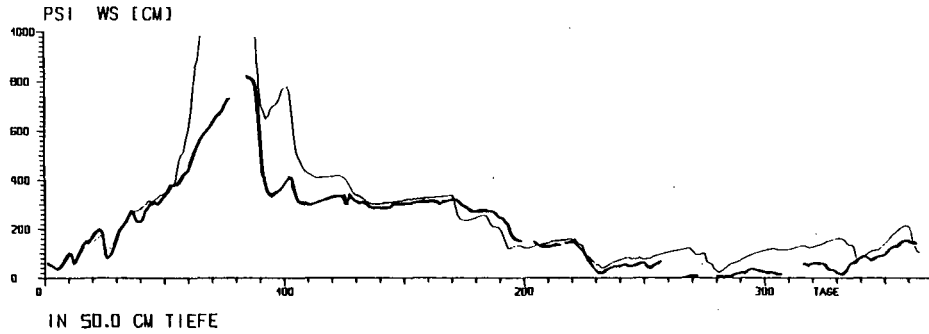


Abb. 6 : Gemessene (—) und berechnete (---) Wasserspannungen in zwei Tiefen des Profils Ohlendorf während der Simulationsperiode 1.5.79 - 30.4.80



Bestimmung der Verdunstungsverteilung in einem Weizenfeld
mit Hilfe der Fernerkundung

von

Hauhs, M.(1), van der Ploeg, R.R. , Dua, A. und
H. Helbig(2)

Im Rahmen eines internationalen Fernerkundungsmeßprogrammes wurden im Juni 1979 Wasserhaushaltsbestimmungen auf landwirtschaftlich genutzten Flächen durchgeführt. Die dabei mit einem Multispektral-Scanner gewonnenen Infrarotaufnahmen liefern die Daten für die Temperaturverteilung in einem Weizenfeld. Durch gleichzeitig am Boden erhobene Messungen kann die Verdunstungsrate punktförmig ermittelt und einer Pflanzenoberflächentemperatur zugeordnet werden. Das Ziel unserer Arbeit war es, mit Hilfe dieser Zuordnung von aktueller Temperatur und Verdunstungsrate zu einer Aussage über die Verdunstungsverteilung in einem Weizenfeld zu gelangen.

Das 16 Quadratkilometer große Untersuchungsgebiet liegt 20 km

1) Institut für Bodenkunde und Waldernährung, 34 Göttingen, Büs-
genweg 2

2) DFVLR, Oberpfaffenhofen

südlich von Hannover und zeichnet sich durch homogene Bodenverhältnisse und große Anbauflächen aus. Bei dem Bodentyp handelt es sich um eine Parabraunerde.

Das umfangreiche Datenmaterial der 14 tägigen Meßperiode gestattete eine Analyse des Energie- und Wasserhaushaltes mit einer hohen zeitlichen Auflösung. Zur Berechnung der Verdunstungsraten wurde das TERGRA Modell von Soer (1977) verwendet, in dem die Strahlungsbilanz des Weizenbestandes als Funktion der Pflanzenoberflächentemperatur berechnet wird. Der genannte Temperaturwert muß dabei nicht als Meßwert vorliegen, sondern wird aus den meteorologischen Randbedingungen durch ein iteratives Verfahren bestimmt. Mit einem erweiterten TERGRA Modell kann aus der gemessenen Wurzelverteilung die aktuelle Wasseraufnahmerate durch die Wurzeln in verschiedenen Tiefen sowie die Versickerung aus der Wurzelzone berechnet werden.

Die Ergebnisse der Simulation der Wasser- und Energieflüsse im Boden-Pflanze-Atmosphäre Kontinuum für einen viertägigen Zeitraum können durch die nicht in der Simulation benötigten Meßdaten validiert werden. So ergibt eine Gegenüberstellung von gemessenen und simulierten Saugspannungsverteilungen im Boden, Pflanzenoberflächentemperaturen und Blattpotentialen zu allen Zeitpunkten eine zufriedenstellende Übereinstimmung.

Die zweite Auswertungsphase ging davon aus, in dem geschilderten Modell ein geeignetes Mittel zur Beschreibung der tatsächlichen Energie- und Wasserflüsse zu besitzen. Das Modell bot damit die Möglichkeit, zu der angestrebten Beziehung zwischen Pflanzenoberflächentemperatur und der aktuellen Verdunstungsrate bzw. dem kumulativen Tageswert zu gelangen.

In einer Folge von Simulationen wurde jeweils ein Parameter

geändert, der den Wasserstrom durch die Pflanze steuert. Dabei werden die gemessenen meteorologischen Randbedingungen für das gesamte Feld räumlich als konstant angenommen und die beobachtete Streuung der Pflanzentemperatur auf eine entsprechende Variation von verschiedenen Parametern im Boden-Pflanze System zurückgeführt. Unter dieser Voraussetzung ist die erhaltene Beziehung zwischen Temperatur und Verdunstung unabhängig von dem variierten Parameter.

Die räumliche Auflösung des untersuchten Weizenbestandes in circa 3 Quadratmeter große Teilflächen ergibt für den Tag der Befliegung eine kummulative Verdunstung auf diesen Teilflächen zwischen 5.2 und 6.7 mm (im Mittel 6.0 mm). Der Vergleich der Mittelwerte aller gleichzeitig überflogenen Weizenfelder (insgesamt 3 Flächen) unterstreicht die Homogenität des Untersuchungsgebietes. Die mittleren Tageswerte der Verdunstung für diese Flächen liegen zwischen 5.0 und 6.25 mm.

Eine ausführlichere Darstellung dieser Untersuchung ist in Vorbereitung.

Literatur :

Soer, G.J.R.: Estimation of regional evapotranspiration and soil moisture conditions using remotely sensed crop surface temperatures, Publication 45 of the Netherlands Interdepartmental Working Community for the Application of Remote Sensing Techniques (NIWARS), Delft, The Netherlands

Soer, G.J.R.: The TERGRA Model, publication 46, NIWARS, Delft, The Netherlands



Beregnungsbedarf landwirtschaftlicher Kulturen
in Niedersachsen

von

M. Renger⁺ u. O. Strebel⁺⁺

1. Einleitung

In Niedersachsen hat sich die Beregnungsfläche in den letzten 10 Jahren etwa verdoppelt. Sie liegt heute bei 140.000 ha. Dies sind etwa 8 - 10 % der Ackerfläche. Bei einer mittleren Beregnungsmenge von 100 mm/Jahr errechnet sich daraus ein jährlicher mittlerer Beregnungswasserbedarf von 140 Mio m³. Davon werden etwa 90 % aus dem Grundwasser entnommen. Man kann bereits heute davon ausgehen, daß in den Hauptberegnungsgebieten Niedersachsens ebensoviel Grundwasser für Beregnungszwecke entnommen wird, wie für die Trinkwassergewinnung. Diese zweifache Nutzung des Grundwassers hat bereits zu Konfliktsituationen geführt, da die Grundwasserneubildung für die Deckung des Grundwasserbedarfs für beide Interessenten nicht ausreicht. Für die Lösung solcher Konflikte und für die wasserwirtschaftliche Planung braucht man 1. Daten über die Grundwasserneubildung und 2. Kenntnisse über den zukünftigen Wasserbedarf. Über den zukünftigen Beregnungswasserbedarf war bisher wenig bekannt, da eine flächenhafte Erfassung der Beregnungsbedürftigkeit niedersächsischer Böden bislang fehlte. Im Rahmen eines Forschungsvorhabens wurde daher in den letzten 4 Jahren der Beregnungsbedarf für ganz Niedersachsen flächendeckend erfaßt. Seit einigen Monaten liegt nun eine Karte des Beregnungsbedarfs für Niedersachsen im Maßstab 1:200 000 vor.

+ Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung

++ Bundesanstalt f. Geowissenschaften u. Rohstoffe, Stilleweg 2,

2. Ermittlung des Beregnungsbedarfs

Der Beregnungsbedarf wurde mit einem geeichten Simulationsmodell ermittelt, das bereits an anderer Stelle beschrieben ist (s. RENGER u. STREBEL, 1981). Der Vergleich zwischen berechneten und tatsächlich gegebenen Beregnungsmengen in Abbildung 1 zeigt, daß bei sämtlichen Standorten und Kulturen eine gute Übereinstimmung besteht.

Um möglichst langfristig gültige Mittelwerte zu erhalten, wurde der Beregnungsbedarf 8 landwirtschaftlicher Kulturen für den Zeitraum 1957 bis 76 von 13 Wetterstationen des Deutschen Wetterdienstes und Böden mit unterschiedlicher pflanzenverfügbaren Bodenwassermenge Wpfl ermittelt. Aus den Einzelwerten der 20 Jahre wurden die Beregnungsmengen berechnet, die mit einer bestimmten Häufigkeit langfristig zu erwarten sind. Ein Beispiel für den Raum Hannover ist in Abbildung 2 zu finden. Es zeigt, daß bei Zuckerrüben bei Böden mit 85 mm Wpfl im Mittel der Jahre (Häufigkeit = 50 %) ein Beregnungsbedarf von 110 mm/a besteht, wenn der Beregnungseinsatz bei einem Bodenwasserhalt von 40 % der nutzbaren Feldkapazität nFK erfolgt. - Einmal in 5 Jahren (Häufigkeit 20 %) ist bei Zuckerrüben eine Beregnungsmenge von 175 mm/a (Wpfl = 85 mm) erforderlich.

Für eine flächendeckende Aussage über den Beregnungsbedarf für ganz Niedersachsen reichen die Ergebnisse der 13 Wetterstationen nicht aus. Deshalb wurden die ermittelten Beregnungsmengen mit der klimatischen Wasserbilanz KwB (Niederschlag minus Evapotranspiration nach HAUDE) in Beziehung gesetzt. Die dabei gefundene enge Beziehung zwischen den berechneten Beregnungsmengen und der klimatischen Wasserbilanz ermöglicht es, den Beregnungsbedarf flächendeckend und fruchtartenspezifisch anzugeben, sofern die pflanzenverfügbare Bodenwassermenge der jeweiligen Flächen bekannt ist (s. Abb. 3). Für die klimatische Wasserbilanz des Zeitraumes Mai bis Oktober liegt eine von ECKELMANN erarbeitete Karte im Maßstab 1 : 500 000 mit mehr als 400 Einzelwerten vor (s. ECKELMANN und RENGER 1981). Eine flächendeckende Erfassung der Wpfl-Werte für ganz Niedersachsen ist mit Hilfe der "Bodenkundlichen Standortkarte" Maßstab 1 : 200 000 möglich (MOLLER u. LODERS 1977).

Die Beschreibung der auf dieser Karte dargestellten Einheiten enthält verbale Angaben z.B. über Bodenart und Wasserhaushalt. Jede Einheit stellt eine Bodengesellschaft dar, der ein Leitprofil, eine Profilbeschreibung mit für die jeweilige Einheit durchschnittlichen Boden- und Wasserverhältnissen zugeordnet werden kann. Auf der Grundlage dieser Leitprofile wurde für jede Einheit der Bodenkundlichen Standortkarte 1 : 200 000 die Menge des pflanzenverfügbaren Bodenwassers (nFK + kapillarer Aufstieg) ermittelt. In Absprache mit den am Forschungsvorhaben beteiligten Dienststellen wurde in den Beregnungsbedarfskarten die mittlere jährliche Beregnungsmenge (Häufigkeit = 50 %) ausgewiesen, die sich durch Mittelwertbildung der Beregnungsmengen folgender Fruchtarten ergibt: Winterweizen, Wintergerste, Sommergerste, Zuckerrüben, Kartoffeln, Mais.

Die flächenhafte Darstellung der Beregnungsmengen erfolgte in 6 Klassen:

Klasse	mittlerer Beregnungsbedarf (Beregnungseinsatz bei 40 % nFK)
	mm/a
1	< 25
2	25 - 50
3	50 - 75
4	75 - 100
5	100 - 125
6	> 125

3. Anwendungsbereiche

3.1 Abschätzung des Beregnungserfolges

Beregnungsversuche zeigen, daß man unter unseren Klimabedingungen bei einem Beregnungseinsatz von 40 bis 50 % nFK pro 1 mm Beregnungsmenge im Mittel bei Getreide einen Mehrertrag $\approx 0,14$ dt Korn/ha und bei Zuckerrüben sowie Kartoffeln 1,2 dt/ha erzielt (HELLINGS 1968, MARTIN 1977, WICKE et al. 1972, RICHTER 1975, CZERATZKI 1966, REUSS 1973).

Hieraus ergibt sich für die auf der Karte ausgewiesenen Beregnungsklassen im Mittel der Jahre folgender zu erwartender Mehrertrag:

Beregnungsklasse	Zu erwartender Mehrertrag ⁺⁾	
	Getreide dt Korn/ha	Hackfrüchte dt Zuckerrüben bzw. Kartoffeln /ha
1 = < 25 mm/a	< 3,5	< 30
2 = 25 - 50 "	3,5 - 7,0	30 - 60
3 = 50 - 75 "	7,0 - 10,5	60 - 90
4 = 75 - 100 "	10,5 - 14	90 - 120
5 = 100 - 125 "	14 - 17,5	120-150
6 = > 125 "	> 17,5	> 150

⁺⁾ Die fruchtartenbedingten Unterschiede in den Beregnungsmengen wurden bei der Berechnung der Mehrerträge nicht berücksichtigt.

Die Gegenüberstellung zeigt, daß bei den Klassen 1 und 2 nur ein geringer Beregnungserfolg zu erwarten ist. Die Grenze für die Wirtschaftlichkeit des Beregnungseinsatzes (Beregnungswürdigkeit) dürfte daher je nach Betriebsintensität und Fruchtfolge unter den heutigen Kostenverhältnissen im Bereich der Klassen 3 und 4 liegen. Die in dieser Tabelle angeführten Beziehungen zwischen Beregnungsmenge und Mehrertrag können dem Betriebswirtschaftler bei der Planung von Beregnungsanlagen und der Ermittlung der Beregnungswürdigkeit helfen.

3.2 Abschätzung der beregnungsbedürftigen Flächen und des Beregnungswasserbedarfs in Niedersachsen

In der folgenden Übersicht sind die für eine Beregnung infrage kommenden landwirtschaftlich genutzten Flächen der Beregnungsklassen 3 bis 6 zusammengestellt:

Blatt (Maßstab = 1 : 200 000)	Landwirtschaftliche Nutzfläche der Beregnungsklassen:		
	5 + 6	4	3
Braunschweig	≈ 70 000 ha	≈ 60 000 ha	≈ 35 000 ha
Bremen	≈ 10 000 "	≈ 120 000 "	≈ 75 000 "
Hannover	≈ 32 000 "	≈ 85 000 "	≈ 40 000 "
Lüneburg	≈ 70 000 "	≈ 70 000 "	≈ 20 000 "
Oldenburg	---	≈ 55 000 "	≈ 75 000 "
Osnabrück	≈ 3 000 "	≈ 160 000 "	≈ 60 000 "

Niedersachsen (ohne Blatt Göttingen)	≈ 185 000 ha	≈ 550 000 ha	≈ 305 000 ha

Die Summe der landwirtschaftlich genutzten Beregnungsklassenflächen 3 bis 6 ergibt eine Gesamtfläche von >1 Mio ha und liegt ≈ 8 mal höher als die heutige Beregnungsfläche. Aus der Lage der heutigen Beregnungsschwerpunkte darf man schließen, daß z. Zt. der größte Teil der Klassen 5 und 6 bereits beregnet wird. Bei einem Ausbau der Beregnung ist zu erwarten, daß zunächst die Flächen der Klasse 4 hinzukommen. Da sich die Anschaffung einer Beregnungsanlage nur lohnt, wenn der Anteil der besonders beregnungsbedürftigen Flächen eine bestimmte Größe erreicht, ist auch in Zukunft nicht mit einer Beregnung der gesamten Fläche der Klasse 4 zu rechnen. Ist dagegen bereits eine Beregnungsanlage vorhanden, so ist in niederschlagsarmen Jahren auch eine Beregnung der Standorte der Klasse 3 zu erwarten. Eine vorläufige Hochrechnung des zukünftigen Beregnungswasserbedarfs geht daher von folgenden Annahmen aus:

1. Der Flächenanteil der Beregnung beträgt in Klasse 5 und 6 = 90 %, in Klasse 4 = 60 % und in Klasse 3 = 30 %,
2. Die Entnahme des Beregnungswassers erfolgt aus dem Grundwasser. Der am Ende der Vegetationsperiode (vor allem bei Hackfrüchten) höhere Wassergehalt auf den beregneten Flächen führt zu einer früher einsetzenden Versickerung. Der dabei auftretende beregnungsbedingte Versickerungsanstieg in Höhe von ≈ 20 bis 40 mm/a wird bei der Ermittlung des Beregnungswasserbedarfs entsprechend berücksichtigt (RENGER und STREBEL 1980).

Unter diesen Annahmen errechnet sich folgender Beregnungswasserbedarf:

Blatt	Beregnungswasserbedarf aus dem Grundwasser bei einem Beregnungseinsatz bei:	
	30 % nFK	40 % nFK
Braunschweig	≈ 70 Mio m ³ /a	≈ 93 Mio m ³ /a
Bremen	≈ 50 "	≈ 70 "
Hannover	≈ 50 "	≈ 70 "
Lüneburg	≈ 75 "	≈ 96 "
Oldenburg	≈ 20 "	≈ 33 "
Osnabrück	≈ 60 "	≈ 75 "

Niedersachsen (ohne Göttingen)	≈ 325 Mio m ³ /a	≈ 437 Mio m ³ /a

Der Beregnungswasserbedarf, der sich bei einem Beregnungseinsatz von 30 % nFK ergibt, liegt im Vergleich zum derzeitigen Bedarf etwas mehr als doppelt so hoch. Wenn sich diese Annahmen in Zukunft als richtig erweisen sollten, und der errechnete Bedarf an Beregnungswasser tatsächlich auftritt, ist in Gebieten mit mehreren Grundwassernutzern (z.B. Wasserwerk und Landwirtschaft) und geringen Grundwasserneubildungsraten (Nordöstlicher Teil Niedersachsens) der Wasserbedarf nur auf Kosten von Grundwasserabsenkungen zu decken. Um diese Absenkungen möglichst gering zu halten, sind rechtzeitig Maßnahmen einzuleiten, die eine optimale Nutzung des nutzbaren Grundwasserdargebotes sicherstellen. Sollte eine Bewirtschaftung notwendig werden, dann darf sie sich nicht nur auf die landwirtschaftliche Nutzung beschränken, sondern sie muß auch andere Nutzungen und auch die Trinkwasserversorgung (z.B. Reduzierung des Wasserbedarfs für private Schwimmbecken, Rasensprengen usw.) erfassen.

Der hier ermittelte Wasserbedarf ist nur als grobe Schätzung zu betrachten, da vor allem bei der Ermittlung der landwirtschaftlichen Nutzflächen nur Mittelwerte auf der Ebene von Landkreisen zur Verfügung standen. Genauere Werte werden zur Zeit im Auftrage des Ministeriums für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten von den Bezirksregierungen in Zusammenarbeit mit den Wasserwirtschaftsämtern und den Landwirtschaftskammern unter Verwendung der Ergebnisse unseres Forschungsvorhabens erarbeitet.

4. Zusammenfassung

Mit dem von uns entwickelten Simulationsmodell ist es möglich, die für die Aufrechterhaltung eines bestimmten Bodenwassergehaltes erforderliche Berechnungsmenge fruchtartenspezifisch in Abhängigkeit von Boden und Klima zu ermitteln. Unter Heranziehung der bodenkundlichen Standortkarte und der Klimatischen-Wasserbilanz-Karte wurde eine Karte des Berechnungsbedarfs erstellt, die für wasserwirtschaftliche und betriebswirtschaftliche Planungszwecke von Beregnungsanlagen verwendet werden kann.

Die Untersuchungen werden mit Hilfe von Forschungsmitteln des Landes Niedersachsen gefördert.

5. Literatur

- CZERATZKI, W. (1966): Methoden zur Bestimmung von Bodenkennwerten und Einsatzzeitpunkten für die Beregnung. - Wasser und Boden, 18: 95-98; Hamburg.
- ECKELMANN, W. & RENGER, M. (1981): Erfassung und Darstellung der Trockengefährdung landwirtschaftlich genutzter Standorte am Beispiel der Bodenkundlichen Standortkarte i.M. 1 : 200 000. - Z. Kulturtechn., Flurbereinigung 22: 224-231; Berlin u. Hamburg.
- HELLINGS, A.J. (1968): Effect van beregning en stikstof bij zomertarwe op zandgrond. - Mededeling Inst. Land and Water Management Res. Mededeling 106: 27 S.; Wageningen.
- LÖDERS, R., MÖLLER, W. & OELKERS, K.-H. (1974): Karten des Naturraumpotentials von Niedersachsen und Bremen, Teil A.: Bodenkundliche Standortkarte 1 : 200 000. - Blatt Hannover, Nds. Landesamt für Bodenforschung; Hannover.
- MARTIN, K.-H. (1977): Lohnt sich die Beregnung von Getreide? - Kali-Briefe, Fachgebiete 3, 8. Folge 1-10; Hannover
- MÖLLER, W. & LÖDERS, R. (1977): Die Bodenkundliche Standortkarte von Niedersachsen und Bremen 1 : 200 000. - Mitt. dt. bodenkdl. Ges., 25: 459-466; Göttingen
- RENGER, M. & STREBEL, O. (1981) Beregnungsbedürftigkeit landwirtschaftlicher Kulturen in Niedersachsen in Abhängigkeit von Klima und Boden. - Meteorol. Rdsch. 34: 10-16; Berlin und Stuttgart.
- RENGER, M. & STREBEL, O. (1980) Beregnungsbedarf landwirtschaftlicher Kulturen in Abhängigkeit vom Boden. - Wasser u. Boden 32: 572-575; Hamburg.
- RICHTER, W. (1975): Einfluß unterschiedlicher Wasserversorgung durch Beregnung auf die Ertragsleistung von mittelfrühen Kartoffeln, Futterrüben, Luzerne und Sommergerste auf einer Tieflehmfahlerde. - Arch. Acker- u. Pflanzenbau u. Bodenkde. 19: 521-530; Berlin.
- WICKE, H.J.; STOCK, H.G. & SINGH, D.P. (1972): Untersuchungen zur Wirkung von Beregnungsmaßnahmen auf die Ertragsbildung des Getreides. - Arch. Acker- und Pflanzenbau und Bodenkde. 16: 837-845; Berlin.

Abb.1: Vergleich zwischen berechneten und tatsächlich gegebenen Berechnungsmengen (Berechnungseinsatz bei 50 % nFK) für verschiedene Fruchtarten und Versuchsorte.

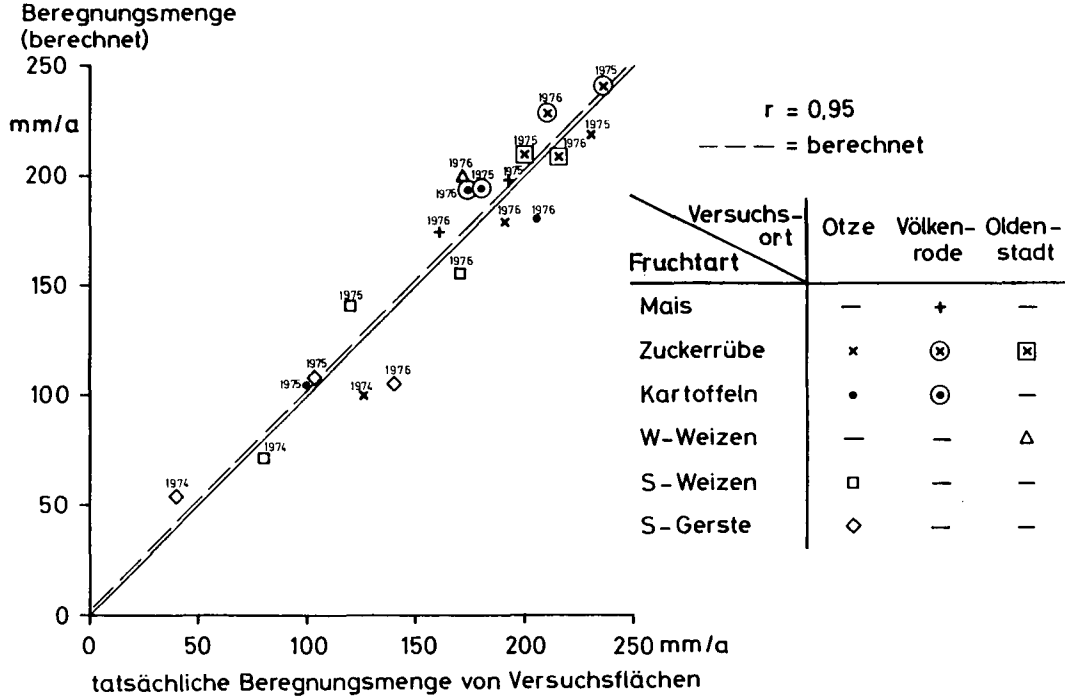


Abb.2: Berechnungsmenge in Abhängigkeit von der pflanzenverfügbaren Bodenwassermenge Wpfl für verschiedene Häufigkeiten.

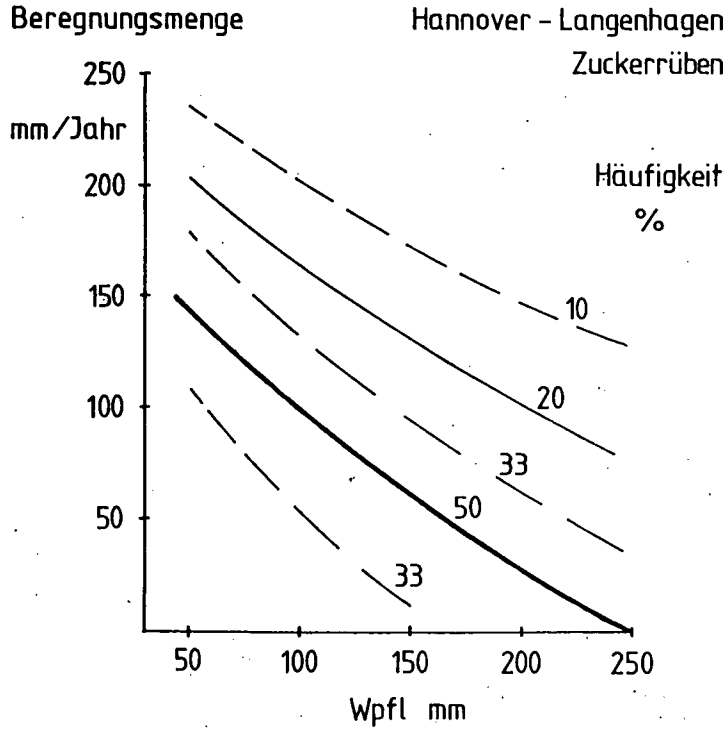
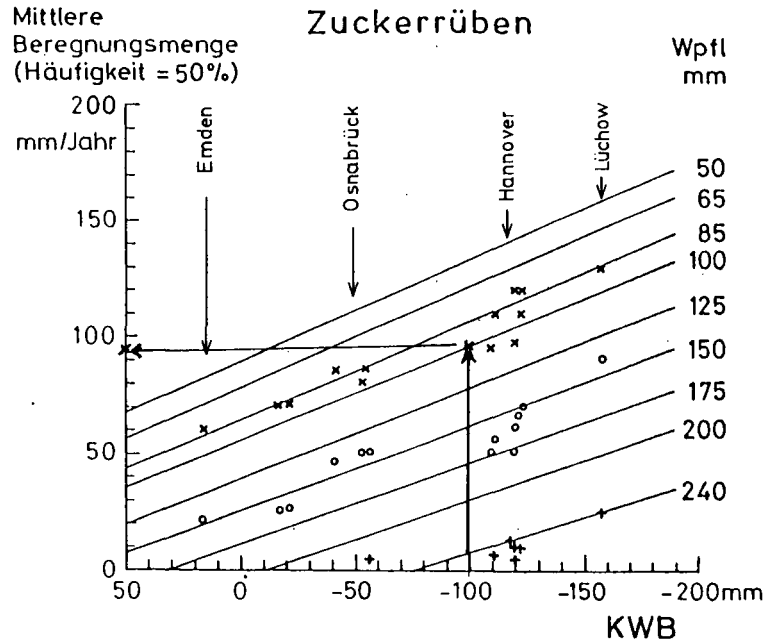


Abb.3: Beziehung zwischen Beregnungsmenge und klimatischer Wasserbilanz KWB in Abhängigkeit vom pflanzenverfügbaren Bodenwasser Wpfl bei Zuckerrüben.





Evapotranspiration und Pflanzenenertrag in Abhängigkeit vom Grundwasserflurabstand bei Sandböden unter Ackernutzung

von

Strebel, O. *) und Renger, M. **)

Einleitung

Die Absenkung des Grundwassers kann eine Verringerung von Evapotranspiration und Pflanzenenertrag (bzw. eine Änderung in der Zusammensetzung des Pflanzenbestandes) sowie eine Zunahme der Grundwasserneubildung zur Folge haben. Solche Auswirkungen sind vor allem bei grundwassernahen Sandböden zu erwarten. Dieser Kurzbericht ***) beschränkt sich auf einige Teilergebnisse unserer Untersuchungen an Sandböden.

Untersuchungsstandorte

Unsere Untersuchungen erfolgten nordöstlich Hannover an ebenen Ackerböden aus feinsandigem Mittelsand (nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes ca. 75 mm) bei unterschiedlichem Grundwasserflurabstand (Podsol, Podsol-Gleye und Gleye) auf kleinen Meßflächen innerhalb geschlossener Bestände. Grundlage der Bestimmung von Evapotranspiration und Grundwasserneubildung sind Messungen des Wassergehaltes (Neutronensonde) und der Wasserspannung (Tensiometer) als Funktion der Tiefe und der Zeit (z. B. STREBEL u. RENGGER 1979). Tabelle 1 enthält eine Übersicht über Fruchtarten, Niederschlag, Grundwasserflurabstand und gemessene Werte der realen Evapotranspiration während der Vegetationszeit. Die Düngung war auf allen 4 Standorten innerhalb einer Fruchtart einheitlich. Aus den

*) Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, und

***) Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung

Postfach 51 01 53, 3000 Hannover

****) Veröffentlichung mit ausführlicher Darstellung in Vorbereitung

Daten der rechten Spalte geht hervor, daß mit zunehmendem Grundwasserflurabstand E_{real} kleiner wird. Da sich die 4 Standorte in nutzbarer Feldkapazität und Niederschlag kaum unterscheiden, liegt die Hauptursache für die höheren E_{real} -Werte bei dem kapillaren Aufstieg aus dem Grundwasser.

Tabelle 1.

Jahr	Fruchtart	N/Jahr ^o mm	N ^x	E_{real}^x mm, bzw. mittl. Grundwasserst. ^x m
1977	So-Weizen	626	364	362/ 358/ 311/ 293 0.86/1.06/1.47/2.85
1978	Wi-Roggen, Zw.Fr.Ölrettich	639	326	334/ 338/ 322/ 301 0.88/1.10/1.40/2.80
1979	Kartoffeln	652	302	397/ 373/ 356/ 317 0.75/1.00/1.38/2.23
1980	Zu-Rüben	811	432	373/ 383/ 365/ 314 0.57/0.92/1.00/1.90

^o Zeitraum: 1.3.-28.2.

^x Zeitraum: Getreide 1.3.-31.8., Hackfrüchte 1.5.-30.9.

Beziehung zwischen Grundwasserflurabstand und Evapotranspiration bzw. Pflanzenenertrag

Abb. 1 zeigt den Zusammenhang zwischen Grundwasserflurabstand und E_{real} , Abb. 2 einen entsprechenden Zusammenhang zum Pflanzenenertrag (dargestellt am Beispiel des Kornertrages). Die größere Streuung bei geringen Flurabständen ist vor allem auf wiederholte Wild-, Wühlmaus- und Verunkrautungsschäden bei dem Standort mit dem geringsten Flurabstand zurückzuführen. Bei Grundwasserständen tiefer als ca. 1.7 m u. GOF nimmt die reale Evapotranspiration nicht mehr ab (Abb. 1), ebenso besteht zwischen etwa 1.5 und 2.8 m Flurabstand kein gesicherter Unterschied im Korntrug (Abb. 2). Im Bereich zwischen etwa 1.7 und 0.9 m Flurabstand dagegen steigen sowohl E_{real} als auch der Kornertrag ziemlich steil an.

Aus Abb. 3 und 4 geht hervor, daß zwischen E_{real} und dem Ertrag in dem dargestellten Bereich eine enge Beziehung besteht: Je 10 mm Zunahme von E_{real} steigt der Kornertrag um 2.5 dt/ha, der Rüben-ertrag um 15.5 dt/ha und der Kartoffelertrag um 13 dt/ha an. Allerdings ist diese Beziehung ebenso wie die Beziehung zwischen E_{real} und dem Grundwasserflurabstand von der jeweiligen Jahreswitterung abhängig. Deshalb wurden mit Hilfe eines digitalen Simulationsmodells (RENGER, STREBEL u. BRUNKE 1977) der langjährige Mittelwert (1967-1980) für die E_{real} -Differenz zwischen einem Standort mit optimaler und mit fehlender kapillarer Nachlieferung aus dem Grundwasser berechnet und daraus mittlere Ertragsdifferenzen in Abhängigkeit vom Grundwasserflurabstand abgeleitet. Wie aus Abb. 5 u. 6 für den Bereich zwischen 0.9 und 1.7 m u. GOF hervorgeht, ist je dm Grundwasserabsenkung im langjährigen Mittel ein Verlust von ca. 2 dt/ha Korn (≈ 90 DM/ha) und 17 dt/ha Zuckerrüben bzw. 14 dt/ha Kartoffeln (≈ 140 DM/ha) zu erwarten.

Schlußfolgerungen und Zusammenfassung

Bei feinsandigen Mittelsandböden im Raum Hannover muß man unter Ackernutzung bis zu einem mittleren Grundwasserflurabstand während der Vegetationszeit von ca. 1.7 m u. GOF (Grundwasseramplitude ≈ 1.3 bis 2.0 m u. GOF) mit einem Einfluß des Grundwassers auf Wasserversorgung und Ertrag von Pflanzenbeständen rechnen. Die Ableitung von allgemeiner gültigen (z. B. jahreswitterungs- und bodenspezifischen) Beziehungen erfordert die zusätzliche Berücksichtigung von weiteren Boden- und Klimadaten wie nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraums, Sättigungsdefizit der Luft während der Vegetationsperiode und eventuell auch Nährstoffversorgung des Bodens.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danken wir für die finanzielle Unterstützung dieser Untersuchungen.

Literatur

- FEDES, R.A., KOWALIK, P.J., ZARADNY, H.: Simulation of field water use and crop yield. Simulation Monographs, Centre f. Agric. Publ. and Docum., 189. S., 1978
- RENGER, M., STREBEL, O., BRUNKE, H.: Auswirkungen von Absenkungen des Grundwassers auf Evapotranspiration und Grundwasserneubildung. Mitt. Deutsch. Bodenkdl. Ges. 25(1), 89 - 100, 1977
- RENGER, M., STREBEL, O.: Wasserverbrauch und Ertrag von Pflanzenbeständen. Káli-Briefe (Büntehof) 15(2), 135 - 143, 1980
- RIJTEMA, P.E.: Een berekeningsmethode voor de benadering van de landouwschade ten gevolge van grondwateronttrekking. Nota 587, Inst. Land and Water Managm. Res., Wageningen, 64 S., 1971
- STREBEL, O., RENGER, M.: Geländeuntersuchungen zum Wasserentzug durch die Wurzeln in Abhängigkeit von Klima, Boden und Kulturart. Mitt. Deutsch. Bodenkdl. Ges. 29, 89 - 98, 1979

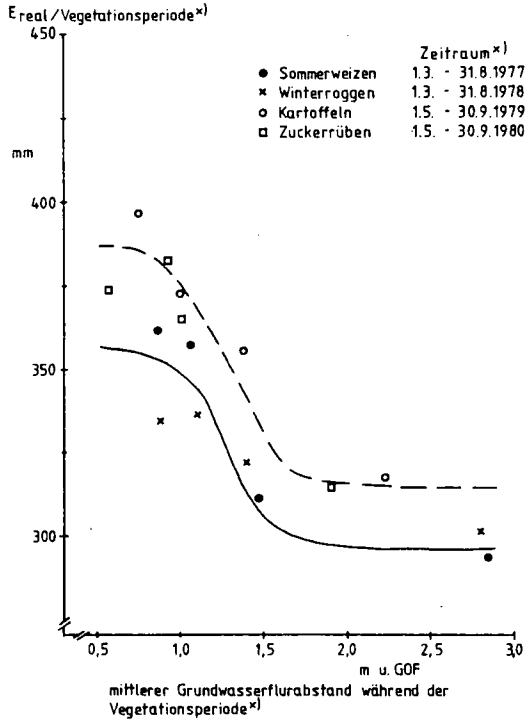


Abb. 1

Beziehung zwischen mittlerem Grundwasserflurabstand und E_{real} bzw. Pflanzenertrag

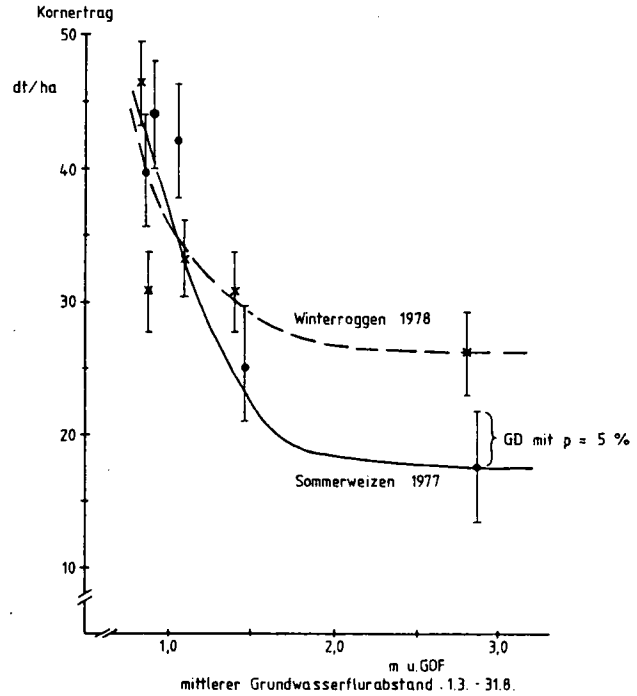


Abb. 2

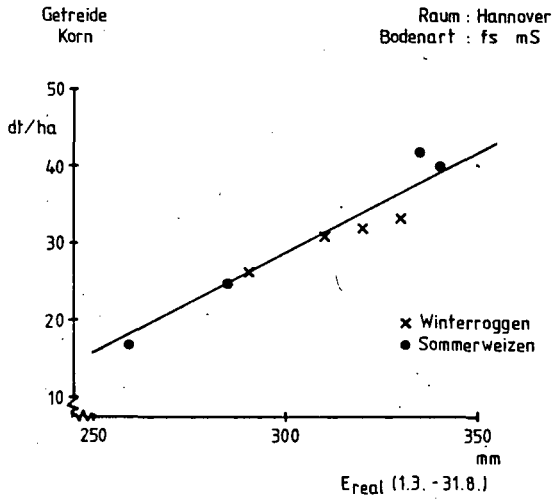


Abb. 3

Beziehung zwischen realer Evapotranspiration und Pflanzenertrag

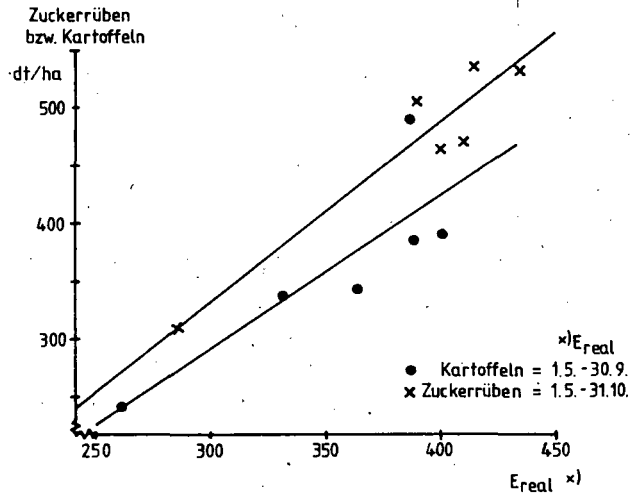


Abb. 4

mittlere Ertrags-
differenz bei Getreide
Korn

Raum: Hannover
Bodenart: fs mS

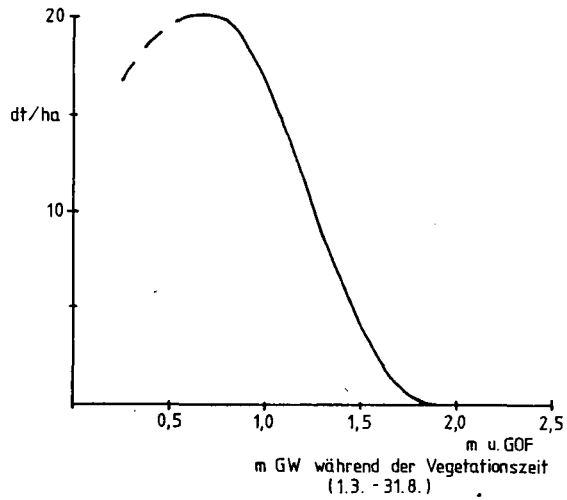


Abb. 5

Mittlere Ertragsdifferenz in Abhängigkeit vom mittleren Grundwasserflurabstand

Ertragsdifferenz bei
Zuckerrüben bzw. Kartoffeln

Raum: Hannover
Bodenart: fs mS

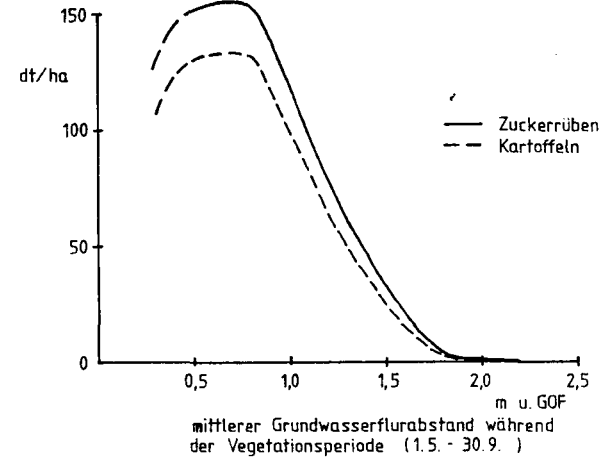


Abb. 6



GRUNDWASSER-TIEFE UND PFLANZLICHER WASSER-VERBRAUCH, PFLANZEN-
ERTRAG UND SICKERWASSER-SPENDE. - ERGEBNISSE AUS LYSIMETER-VER-
SUCHEN MIT LÖB-BÖDEN. -

von

Severin, K., H.-G. Frede u. B. Meyer *)

Material und Methoden:

Die Meß-Anlage ist bereits von FREDE et al. (1) beschrieben worden. Heute werden die Ergebnisse der ersten 4 Jahre mitgeteilt. 4 Lysimeter mit je 7 m² Oberfläche sind mit kalkhaltigem LÖB (C-Horizont) - Material gefüllt, dessen Poren-Menge und -Verteilung der natürlichen Lagerung gleicht. Der Grundwasser-Spiegel wird konstant in 125, 225, 350 und 475 cm Tiefe gehalten.

Folgende Messungen werden vorgenommen:

- 1) täglich: Spende und Verbrauch an Grundwasser,
- 2) wöchentlich: Wasser-Gehalt 0 - 30 cm Tiefe in 10 cm Abschnitten gravimetrisch, 30 cm bis Grundwasser in 20 cm -Abschnitten mit TROXLER - 100 mc - AM/BE - Neutronensonde,
- 3) 2-täglich: Bodenwasser-Tension in 10 bis 20 cm-Tiefen-Abschnitten bis zum Grundwasser-Spiegel.
Anbau-Früchte waren: 1977 Hafer, 1978 Zucker-Rüben, 1979 Winterweizen, 1980 Sommerweizen.

Ergebnisse:

Ertrag und Wasser-Verbrauch: Abb. 1 bringt die klimatische Wasser-Bilanz (KWB) nach HAUDE der Monate Juni/Juli für Getreide und August/September für Rüben, die Trockenmasse-Erträge, den Evapotranspirations-Wasserverbrauch der einzelnen Versuchsfrüchte in der Jahresfolge bei unterschiedlicher Grundwasser-Tiefe und dementsprechend unterschiedlichem Wasserangebot an die Pflanzen. Die Spiegel-Tiefe des Grundwassers nimmt jeweils von links nach rechts ab.

In den beiden Jahren mit negativer KWB fallen Ertrag und Wasser-Verbrauch, letzterer stärker, mit zunehmender Tiefe des Grundwasser-Spiegels. Bei positiver KWB ist bei den Erträgen eine umgekehrte Tendenz zu erkennen während der Wasserverbrauch 1978 bei Rüben mit zunehmender Tiefe des Grundwasser-Spiegels sinkt und 1980 sinkt und steigt.

Außer 1978 steigen also die TrM-Erträge zusammen mit dem Wasser-Verbrauch. 1980 haben jedoch bei großer Niederschlagshöhe und hohem

*) Institut für Bodenwissenschaften, von-Siebold-Str. 4,
3400 Göttingen

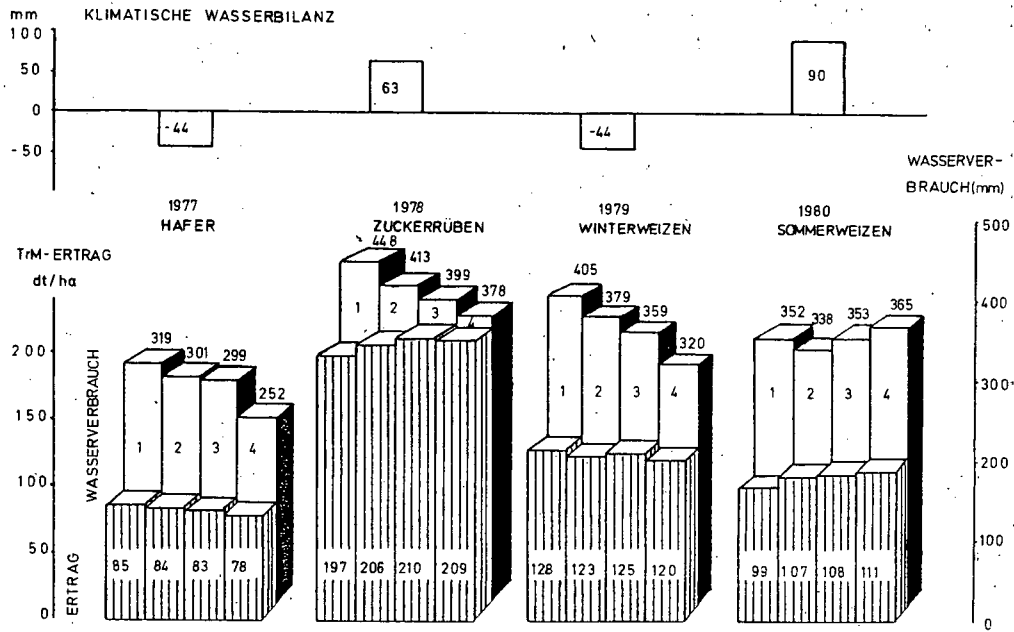


ABB. 1: KLIMATISCHE WASSERBILANZ, WASSERVERBRAUCH UND ERTRÄGE DER 4 LÖSS-LYSIMETER IN DEN JAHREN 1977 - 1980

Grundwasserstand die Pflanzen während der Haupt-Wachstumszeit unter einem Wasser-Überangebot gelitten, das sich über eine Behinderung des Gas-Austausches im Wurzel-Bereich ausgewirkt haben mag. Zur Erläuterung ist in Abb. 2 der Verlauf der Saugspannung im Oberboden des Lysimeters mit geringster Grundwasser-Spiegeltiefe dargestellt. Während des Schossens des Sommerweizens im Juni/Juli wurde hier die für die Durchlüftung kritische Grenze der Tension $pF < 1.8$ (Groporen größer $50 \mu m$) 30 Tage lang unterschritten - bei 475 cm Tiefe dagegen nur 3 aufeinanderfolgende Tage lang.

Transpirations-Koeffizienten:

Der Transpirations-Koeffizient (TK) ist ein Maß für die ökonomische Bewertung des Produktionsfaktors Wasser in der Pflanzen-Produktion [$l H_2O/kg TrM$].

Nach Abb. 3 hatte der Hafer die höchsten, die Zuckerrüben den niedrigsten Verbrauch an Wasser für die Erzeugung eines kg pflanzlicher Trockensubstanz. Der höchste Grundwasser-Spiegel bedingte in allen 4 Jahren den höchsten Transpirations-Koeffizient. Unterschreitet der Grundwasserstand den "Grenzflurabstand", so erhöht sich die Wirtschaftlichkeit des Wasser-Verbrauchs beträchtlich. Die von uns gefundenen TK stimmen für Getreide in der Größenordnung gut mit den von anderen Autoren ermittelten überein.

(Hafer: De WITT (4) 380 $l/kg TrM$; Weizen: SCHULZE-GEMEN (3) 349 $l/kg TrM$; Zuckerrüben: SCHULZE-GEMEN 305 l/kg). Für Zuckerrüben jedoch, für die in der Literatur an sich schon relativ niedrige TK angegeben werden, liegen unsere TK ungewöhnlich niedrig.

Gemessen an der Höhe des TK produzierten physiologisch ähnliche Pflanzen wie Winter- und Sommerweizen unter den relativ trockenen Bedingungen 1979 wesentlich wirtschaftlicher Trockenmasse als unter den relativ feuchten Bedingungen 1980. Die Erhöhung des Wasserangebots 1980 gegenüber 1979 in Form von Niederschlägen hat bei niedrigen Grundwasserständen ein prozentual stärkeres Ansteigen des TK zur Folge als eine zunehmende Höhe des Grundwasser-Spiegels.

Die in Abb. 3 dargestellten Zusammenhänge zwischen der Verfügbarkeit des Wachstums-Faktors Wasser und dem Ertrag erfüllen das Gesetz vom abnehmenden Ertragszuwachs einmal für den Produktionsfaktor Wasser.

Inwieweit die unterschiedlichen Grundwasserstände Einfluß auf die Ertragsstruktur (Anzahl Ähren/ m^2 , Anzahl Körner/Ähre, TKG) hatten, kann hier nicht näher mit Ergebnissen belegt werden. Die Entwicklung der Pflanzenbestände zeigte bei einem Grundwasserstand von 1,25 m einen besseren Feldaufgang als bei tieferen Grundwasserständen als Folge der höheren Feuchte in der Krume. Auch die Anzahl geernteter Ähren/ m^2 war höher. Das gibt Anlaß zu der Annahme, daß üppiges Wachstum während der vegetativen Phase auf Kosten des Endertrages ging.

Wasser-Verbrauch während der Phase der pflanzlichen Entwicklung:

Die unterschiedlich hohen Ansprüche der Pflanzen an die Wasserversorgung sind aus Tab. 1 für die Lysimeter mit 125 und 475 cm Grundwasser-Spiegeltiefe getrennt für die einzelnen Abschnitte der Entwicklung am Beispiel des Sommerweizens 1980 dargestellt. Bezugsgröße (100 %) ist der Gesamt-Wasserverbrauch.

Nach dieser Tabelle beanspruchten die Pflanzen-Bestände bei unterschiedlichem Gesamt-Wasserverbrauch in den einzelnen Abschnitten der Entwicklung etwa dieselben Prozent-Anteile des Gesamt-Wasserverbrauchs - mit einem Maximum während des Schossens.

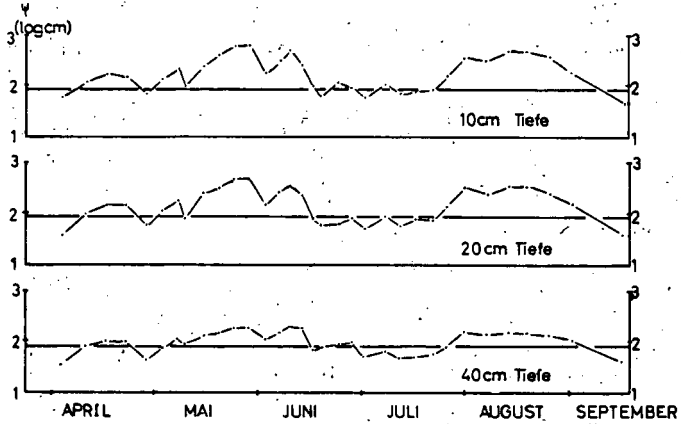


ABB. 2: SAUGSPANNUNGEN 1980 IN VERSCHIEDENEN TIEFEN EINES LÖSS-LYSIMETERS MIT EINEM GRUNDWASSERSPIEGEL IN 1,25M TIEFE

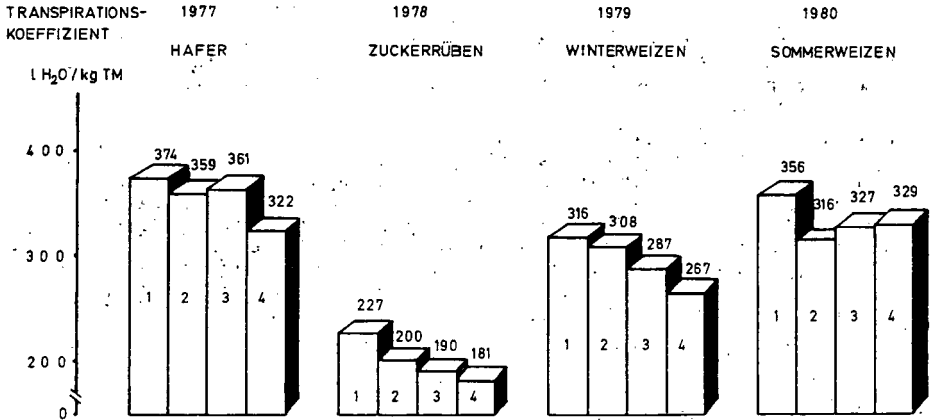
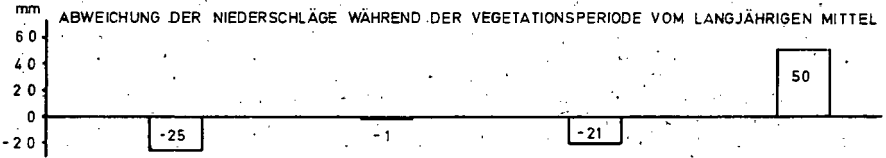


ABB. 3: ABWEICHUNG DER NIEDERSCHLÄGE WÄHREND DER VEGETATIONSPERIODE VOM LANGJÄHRIGEN MITTEL UND TRANSPIRATIONS-KOEFFIZIENTEN FÜR 4 LÖSS-LYSIMETER IN DEN JAHREN 1977-1980

TAB.1: PROZENTUALE VERTEILUNG DES WASSERVERBRAUCHS IN DEN ENTWICKLUNGSSTADIEN VON WEIZEN FÜR LÖSS-LYSIMETER MIT GRUNDWASSERSTÄNDEN VON 1,25 UND 3,50 m TIEFE IM JAHR 1980.

ENTWICKLUNGS-STADIUM	WASSERVERBRAUCH IN DEN STADIEN (Angaben in %)		VEGETATIONS-TAGE
	Ly 1,25	Ly 4,75	
AUFGANG - BESTOCKUNGS-ENDE	16,5	13,4	50
SCHOSSBEGINN-ÖFFNEN DER BLATTSCHIED	36,0	36,6	30
ÄHRENSCHIEBEN-BLÜH-ENDE	30,0	30,6	15
KORNBILDUNG-TOTREIFE	17,5	19,4	50
	100 (= 352 mm)	100 (= 365 mm)	

TAB.2: WASSERAUFNAHME DURCH DIE WURZELN, EVAPORATION, INTERCEPTION UND EVAPOTRANSPIRATION+INTERCEPTION FÜR LÖSS-LYSIMETER MIT GRUNDWASSERSTÄNDEN VON 1,25 UND 3,50 m TIEFE IM JAHR 1979 (FRUCHT-WINTER-WEIZEN)

	Wasseraufnahme durch die Wurzeln				
	Ly 1,25 mm	%	Ly 3,50 mm	%	
cmTIEFE	0-10	78	24	72	25
	10-20	70	21	71	25
	20-40	57	18	60	21
	40-60	52	16	38	13
	60-80	50	15	21	8
	80-100	20	6	21	8
	100-120	-	-	-	-
	120-350	-	-	-	-
TRANSPIRATION	327		283		
EVAPORATION	22		20		
INTERCEPTION	56		56		
EVAPOTRANSPIRATION + INTERCEPTION	405		359		

Der Tages-Wasserverbrauch dagegen hatte sein Maximum zwischen dem Beginn des Ähren-Schiebens und dem Ende des Blühens. Auf entsprechenden Lysimetern mit Sand-Füllung, die hier nicht behandelt werden sollen, wurde eine gleiche prozentuale Verteilung des Gesamt-Wasserverbrauchs gemessen.

Tiefenabhängigkeit der Wasseraufnahme:

Für den Winterweizen soll die Tiefen-Verteilung der Wasserentnahme in Abhängigkeit von der Grundwasser-Spiegeltiefe untersucht werden.

Die Wasseraufnahme durch eine Wurzel (q_r) für ein räumlich definiertes Bodenkompartment (x_r) für den Zeitraum ($t_2 - t_1$) ist die Summe aus der Wassergehaltsänderung (V) und der Differenz der Wasser-Zu- und Abflüsse ($q_{Zufluß}$), ($q_{Abfluß}$)

$$q_r = (q_{Zufluß} - q_{Abfluß}) + V$$

Die Zu- und Abflüsse werden mit Hilfe der Flußgleichung für ein-dimensionalen Wasserfluß für den ungesättigten Bereich berechnet

$$dO / dt = d (k dH / dz) / dz$$

Die Änderungen des Wassergehalts lassen sich aus den Änderungen der Saugspannungen ableiten.

Als bodenphysikalische Funktion werden Saugspannungs-Leitfähigkeits-Beziehungen benötigt.

Bei der Berechnung der Wasserflüsse von 0 bis zu 40 cm oberhalb der Grundwasser-Spiegel trat das Problem auf, daß die aus den durchschnittlichen Saugspannungen berechneten Flüsse wesentlich von den gemessenen Sickerwasser-Raten bzw. Aufstiegs-Raten zum und vom Grundwasser abwichen. Diese Probleme traten immer in Bereichen niedriger Saugspannung, speziell in Grundwassernähe, auf, da hier die im Boden herrschenden Gradienten so klein sind, daß sie nicht mehr mit ausreichender Genauigkeit gemessen werden können. In diesen Kompartimenten konnte mit den gängigen Methoden praktisch keine Änderung des Wassergehaltes nachgewiesen werden. Deshalb ist auch die Wasser-Aufnahme durch die Wurzeln hier nicht nachweisbar.

In Tab. 2 ist die Aufnahme von Wasser durch die Wurzeln in verschiedenen Tiefen für die Löss-Lysimeter mit Grundwasserständen von 125 (1) und 350 (3) cm im Jahr 1979 für Winter-Weizen dargestellt.

Die gesamte über die relativ trockene Vegetationsperiode 1979 berechnete Wasser-Aufnahme durch die Wurzel beträgt für Lysimeter (1) 327 mm und für Lysimeter (3) 292 mm. 45 % bzw. 50 % dieser Menge werden in 0 - 20 cm Tiefe aufgenommen. Die verbleibenden 50 % verteilen sich auf die folgenden 20 - 100 cm Bodentiefe mit einer deutlichen Abnahme in Richtung auf den Grundwasserspiegel. Auf Lysimeter 1 entziehen die Pflanzenwurzeln aus 40 - 80 cm Bodentiefe relativ mehr Wasser als auf Lysimeter 3. Auf Lysimeter 3 ist die Wasseraufnahme unterhalb von 100 cm Bodentiefe praktisch Null. Die Evaporation, die Differenz Evapotranspiration minus Interzeption minus Transpiration, ist auf beiden Lysimetern annähernd gleich.

Untergrenze des Wasser-Entzugs durch Wurzeln:

Sie wird im Verlauf der Vegetationsperiode von meteorologischen, bodenphysikalischen und wachstumsabhängigen Parametern bestimmt. Abb. 4 zeigt für Winterweizen (vgl. Tab. 2) im Jahr 1979 mit negativer KWB im Juni/Juli die Folge der Niederschläge, das Mittel

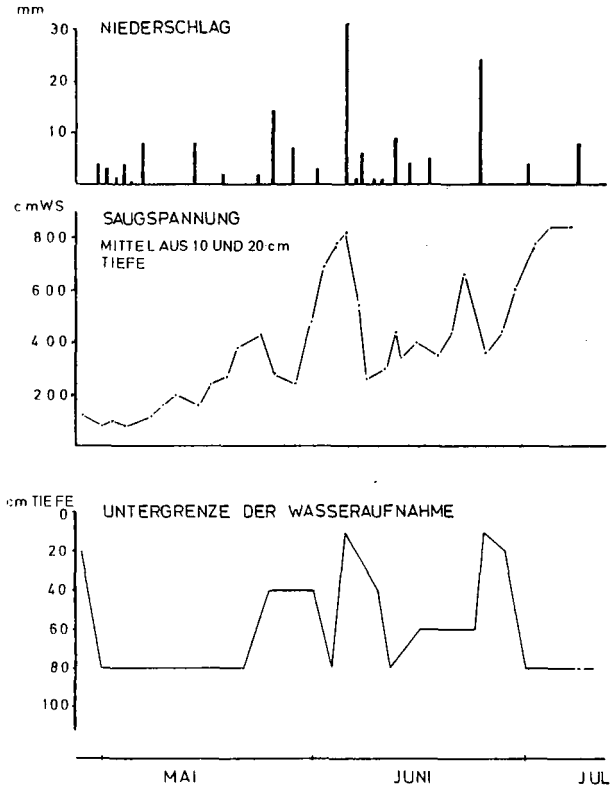


ABB. 4. NIEDERSCHLAG, MITTLERE SAUGSPANNUNG IN 10 UND 20 CM TIEFE
UND UNTERGRENZE DER WURZELWASSERAUFNAHME FÜR DAS
LÖSS-LYSIMETER 3 IM SOMMER 1979

der Wasser-Tension im A -Horizont und die Tiefen-Grenze der Wasseraufnahme durch die Wurzeln zwischen der Zeit vor dem Schossen und der Ernte.

Zunehmender Wasserbedarf, Abnahme der Wasserverfügbarkeit im Oberboden und Tiefenwachstum der Pflanzenwurzeln senken die Untergrenze der Wasseraufnahme auf 80 cm Bodentiefe ab. Diese Untergrenze verschiebt sich kurzfristig in Richtung Bodenoberfläche, wenn hohe Niederschläge den Oberboden mit leicht verfügbarem Wasser anreichern. Die Pflanzenwurzeln stellen die Wasseraufnahme aus tieferen Schichten ein und nehmen zuerst das leicht verfügbare Wasser aus dem Oberboden auf. Mit ansteigender Saugspannung in den oberen 20 cm Bodentiefe verlagern die Wurzeln die Wasseraufnahme wieder in größere Tiefen. Besonders stark wirken sich Niederschlagsereignisse mit mehr als 15 mm auf die Untergrenze der Wasseraufnahme aus. Niederschlagsereignis, Saugspannungsabfall im Oberboden und Anhebung der Untergrenze der Wasseraufnahme folgen zeitlich aufeinander.

Zusammenfassung

An 4 Lysimetern mit Löss-Füllung und Grundwasser-Spiegeltiefen zwischen 125 und 475 cm wird an 4 Kulturpflanzen in 4 Jahren mit unterschiedlicher Witterung die Abhängigkeit folgender Größen von der Tiefe des Grundwasser-Spiegels untersucht: Trockenmasse-Ertrag und Gesamt-Wasserverbrauch, Transpirations-Koeffizient, prozentualer Wasser-Verbrauch in den einzelnen Phasen der pflanzlichen Entwicklung und die Tiefen-Abhängigkeit des Wasser-Entzuges durch die Wurzeln. An einem Beispiel werden die Bedingungen für den zeitlichen Verlauf der Untergrenze der Wasser-Aufnahme dargestellt.

Literatur:

1. FREDE, H.G., P. HUGENROTH und B. MEYER, 1978: Eine Grundwasser-Lysimeter-Anlage zur Erfassung der Boden-Wasserhaushaltsgleichung bei unterschiedlichem Grundwasserstand.-
Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 26, 83 - 92
2. FREDE, H.G. und B. MEYER, 1978: Pflanzenertrag und Wasserbilanz bei unterschiedlichen Grundwasserständen, Lysimeterversuch.-
Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 26, 209 - 218
3. SCHULZE, E. und P. SCHULZE-GEMEN, 1957: Der Wasserhaushalt des Bodens im Dauerdüngungsversuch Dikopshof 1953/54.-
Z. Acker und Pflanzenbau, 103, 22 - 58
4. De WITT, C.T., 1958: Transpiration and crop yield.-
Versl. Landbouwk 64, 6, 59 - 88

Grundwasserneubildungsrate und Bodenfeuchtevorrat.
Ein Vergleich unterschiedlicher Berechnungsverfahren.

von
Petzold, E.⁺

1. Ausgangssituation und Datenbasis

Für 30 Flußeinzugsgebiete in Nordrhein-Westfalen war die Grundwasserneubildungsrate zu bestimmen. Als Basisdaten standen für jedes Einzugsgebiet (max. Größe: 100 km²) zur Verfügung:

Mittlerer monatlicher Niederschlag N (mm),

Mittlerer monatlicher Abfluß A (mm) und

Mittlere Höhe H des Einzugsgebietes ü.NN (m).

Zur Abschätzung der mittleren monatlichen Lufttemperatur T (°C) eignet sich eine lineare Regression mit der Steuervariablen "Höhe" (PETZOLD & STREIT 1980, S.22). Sie wurde monatspezifisch auf der Basis von 90 Stationen in NRW durchgeführt; das multiple Bestimmtheitsmaß erreicht in der Regel 80 % und mehr:

$$T_i = a_i + b_i \cdot H \quad , \text{für: } i = 1, \dots, 12 \quad (1)$$

Mit den auf diese Weise berechneten Monatsmitteltemperaturen kann für jedes Einzugsgebiet die potentielle Verdunstung VP (mm) als monatlicher Mittelwert berechnet werden. Hierzu eignet sich das Verfahren nach THORNTHWAITE (MATHER 1978, S.5):

$$VP_i = 16 \cdot \left[\frac{10 T_i}{I} \right]^a \quad (2)$$

$$\text{mit: } I = \sum_{i=1}^{12} (T_i / 5)^{1,514} \quad (3)$$

$$\text{und: } a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 0,0179 \cdot I + 0,49 \quad (4)$$

Dieses Verfahren schätzt die pot. Verdunstung möglicherweise zu hoch (UHLIG 1954, S.6/13), andere Verfahren verlangen jedoch nicht allgemein verfügbare Daten wie Sättigungsdefizit um 14 Uhr, Windverhältnisse oder Strahlung, und scheiden daher aus.

⁺ Institut für Geographie, Univ. Münster, Robert Koch-Str. 26

2. Grundwasserneubildung und klimatische Wasserbilanz

Zur Berechnung der Grundwasserneubildung wurden 3 Verfahren getestet:

- a) Nach THORNTHWAITE / MATHER
- b) Nach RENGER / STREBEL / GIESEL
- c) Nach PFAU.

2.1. ad a): Nach THORNTHWAITE (1959) ist die aktuelle (VA) gleich der potentiellen Verdunstung (VP), wenn der Niederschlag größer oder gleich der potentiellen Verdunstung ist:

$$VA = VP, \text{ wenn: } D = N - VP \geq 0 \quad (5)$$

Ist der Restverdunstungsanspruch D kleiner als Null, so wird der Bodenfeuchtevorrat angegriffen. MATHER (1978, S.12) nimmt eine nichtlineare Entleerung des Bodenspeichers (SA - SE) an:

SA (mm) sei der aktuelle Wassergehalt des Bodenspeichers zu Beginn des Betrachtungszeitraumes und NF (mm) die nutzbare Feldkapazität; am Ende des Zeitraumes wird der Wassergehalt SE (mm) erreicht:

$$SE = SA + D \cdot SA / NF \quad (6)$$

Für die aktuelle Verdunstung gilt:

$$VA = N - D \cdot SA / NF \quad (7)$$

Grundwasserneubildung findet erst dann statt, wenn 1. der Niederschlag größer als die pot. Verdunstung ist, und 2. der Bodenspeicher auf nutzbare Feldkapazität aufgefüllt ist:

$$GW = N - VP, \text{ wenn: } N > VP \quad \text{und: } SE = NF \quad (8)$$

2.2. ad b): Nach RENGER et al. (1974) gilt das unter 2.1. bis einschließlich Gleichung (5) Gesagte. Jedoch ist bei $D < 0$ die aktuelle gleich der potentiellen Verdunstung, wenn der Bodenspeicher zu mindestens 70 % gefüllt ist:

$$VA = VP, \text{ wenn: } SA / NF \geq 0,7 \quad (9)$$

Ist das nicht der Fall, so wird die Verdunstung abnehmen nach der Formel:

$$VA = VP \left(0,2 + 2 SA / NF - 1,2 \left(SA / NF \right)^2 \right) \quad (10)$$

Der Bodenspeicher wird sich wie folgt entleeren:

$$SE = SA - (VA - N) \quad (11)$$

Zur Grundwasserneubildung siehe unter 2.1.

2.3. ad c): PFAU (1966, S.35) berechnet für Zeiten mit $N < VP$ die Abnahme des Bodenwassergehaltes mit einem exponentiellen Ansatz:

$$SE = SA / e^k \quad (12)$$

$$\text{wobei: } k = - (N - VP) / NF \quad (13)$$

Die aktuelle Verdunstung ist gleich der potentiellen, wenn $N \geq VP$ ist. Ist $N < VP$, so kann VA unter Verwendung von (12) berechnet werden:

$$VA = N + (SA - SE) \quad (14)$$

Für die Grundwasserneubildung gilt wieder das unter 2.1. Gesagte.

2.4. Vergleich der Verfahren a), b), c)

Um das Verhalten der 3 Modelle bezüglich der Entleerung des Bodenspeichers zu prüfen, wurde ein Simulationslauf durchgeführt:

Für 25 Pentaden, d.h. 4 Monate, wurde der Niederschlag mit 10 mm und die pot. Verdunstung mit 20 mm vorgegeben; als nutzbare Feldkapazität wird 50, 100, 150 und 200 mm, als Füllungsgrad zum Startpunkt 100 % angenommen. Die Verfahren a) Thornthwaite/Mather und c) Pfau sind einander sehr ähnlich; letzteres zeigt eine geringe zeitliche Verzögerung. Im Gegensatz dazu liefert das Modell b) von Renger et al. zunächst konstante Werte der aktuellen (= pot.) Verdunstung und einen linearen Abfall des Bodenwassergehaltes. Als Grenzwert der Bodenspeicherentleerung wird nicht Null (wie bei a) und c)) erreicht, sondern in Abhängigkeit von nFK und Wasserdefizit ein höherer Wert. Auch die Simulation von Monatswerten ($N = 50$ mm, $VP = 100$ mm) liefert ähnliche Ergebnisse, wobei wegen des höheren Niederschlagsdefizits die Auslaufzeiten kürzer sind. (Abb. 1).

Nimmt man 30 % Füllungsgrad der nFK als kritischen unteren Wert für das Pflanzenwachstum an (PFAU 1966, S.34), so ergibt sich folgendes Bild:

Modell	nFK:	50	100	150	200	mm
	krit.unt.Wert:	15	30	45	60	mm (= 30 % der nFK)
a)	erreicht nach:	5	11	17	23	Pentaden
b)	erreicht nach:	3	8	12	16	Pentaden
c)	erreicht nach:	6	12	18	24	Pentaden
a)	Entleerung bis max.:	0	0	0	0	mm
b)	Entleerung bis max.:	8,3	16,7	25,0	33,3	mm
c)	Entleerung bis max.:	0	0	0	0	mm
Auslaufzeit (keine Verdunstung mehr aus dem Boden; $VA=N=10$ mm)						
a)	erreicht nach:	24	51	77	104	Pentaden
b)	erreicht nach:	9	21	32	43	Pentaden
c)	erreicht nach:	26	53	79	106	Pentaden

3. Grundwasserneubildung in Flußeinzugsgebieten

Mit den unter 2. aufgeführten Verfahren wurde für die 30 Einzugsgebiete in NRW die Grundwasserneubildung auf der Basis langjähriger monatlicher Mittelwerte berechnet. Da derart extreme und langandauernde Witterungsperioden wie in den Simulationsläufen in natura nicht auftreten, zeigen alle 3 Modelle nun ein ähnliches Bild; die berechneten Werte der Grundwasserneubildung und der aktuellen Verdunstung unterscheiden sich kaum.

Allen Verfahren gemeinsam ist die Vorstellung, daß in Zeiträumen negativer Wasserbilanz (= Monate mit $N < VP$) der Niederschlag vollständig der Verdunstung zugeführt wird; eine Grundwasserneubildung ist nicht möglich. Tatsächlich finden wir jedoch Grundwasserneubildung während des ganzen Jahres, natürlich in den Sommermonaten stark vermindert und in Abhängigkeit von der Niederschlags- und Verdunstungsverteilung innerhalb des Untersuchungszeitraumes (hier: Monate). Fällt der Niederschlag gleichverteilt über den gesamten Zeitraum, so wird er direkt verdunstet; fällt die Gesamtmenge innerhalb eines oder weniger Tage bei verringerter Verdunstung, so ist Grundwasserneubildung möglich, zumindest aber Versickerung mit Oberflächen- bzw. oberflächennahem Abfluß.

Hierzu als Beispiel:

Im August fallen 100 mm Niederschlag an 5 aufeinanderfolgenden Tagen, d.h. 20 mm/Tag. Die potentielle Verdunstung erreicht 120 mm im Monat bzw. 4 mm/Tag. Nach der klimatischen Wasserbilanz entsteht ein Defizit von 20 mm, und die aktuelle Verdunstung wird etwa dem Niederschlag entsprechen. Tatsächlich verdunstet von den 100 mm Niederschlag bei verringerter Verdunstung nur etwa 10 mm; der Rest füllt den Bodenspeicher und reichert das Grundwasser an. Bei einer nFK von 100 mm und einem Füllungsgrad von 40 % dienen zunächst 60 mm der Wiederauffüllung; die restlichen 30 mm dienen der Grundwasserneubildung, z.T. auch dem Oberflächen- bzw. oberflächennahen Abfluß. Die aktuelle Verdunstung würde somit überschätzt.

Diese Annahme wird gestützt durch die eigenen Rechenergebnisse: Im Mittel werden für die benutzten 30 Flußeinzugsgebiete folgende Werte (Jahressummen) erreicht: Niederschlag = 1013 mm, Abfluß = 589 mm, Differenz $N-A = 424$ mm, pot. Verdunstung = 612 mm. Da die mittlere nutzbare Feldkapazität dieser Einzugsgebiete nicht bekannt war, wurden 4 Rechenläufe mit einer angenommenen nFK von 50, 100, 150 und 200 mm durchgeführt. Demzufolge variieren mittlere

Grundwasserneubildung und aktuelle Verdunstung:

nFK	50	100	150	200	mm
GW	432	419	418	423	mm
VA	517	569	592	605	mm
GW+VA	949	988	1010	1028	mm (= Niederschlag)

Als realistisch dürften die Berechnungen für 100 und 150 mm nFK gelten.

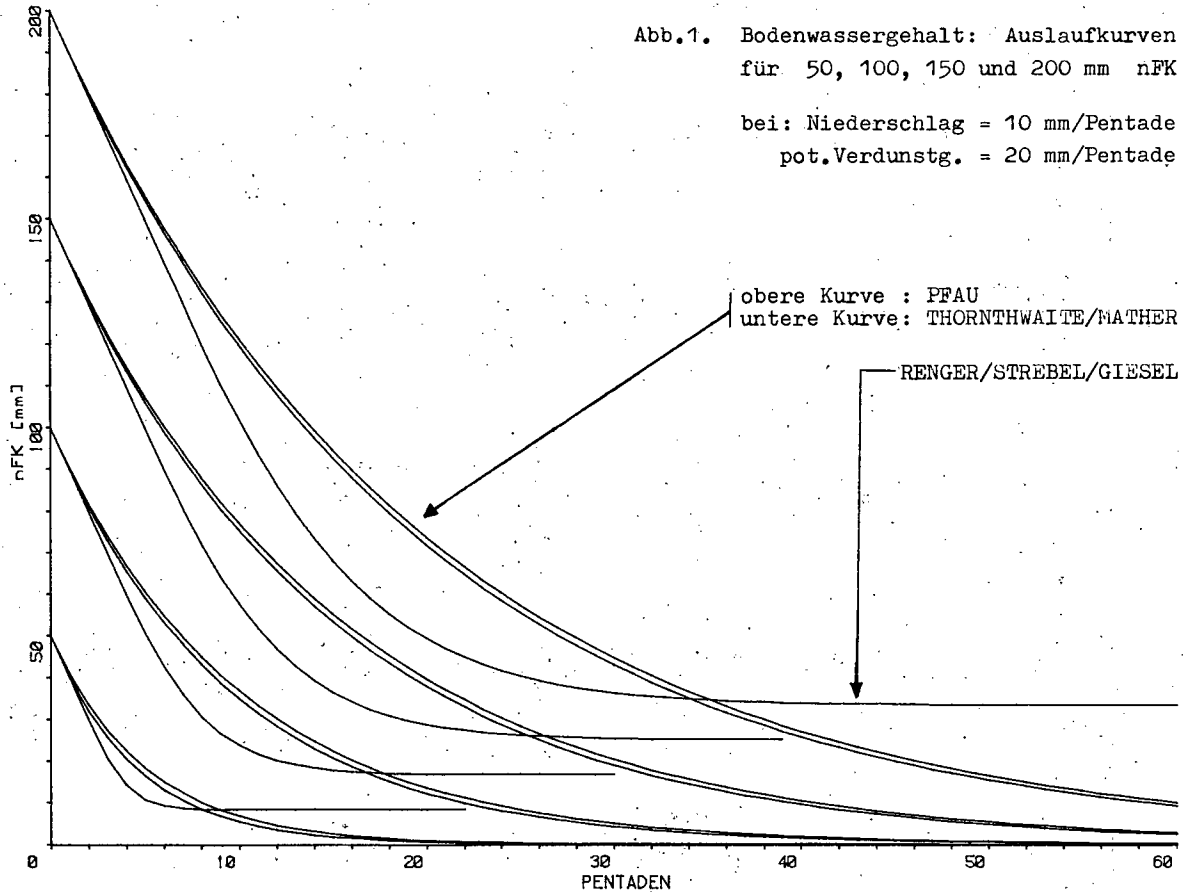
Da die Summe GW+VA bereits die Höhe des Niederschlags erreicht, andererseits in dieser Bilanz der - sicher nicht unerhebliche - Oberflächen- bzw. oberflächennahe Abfluß fehlt, liegt der Schluß nahe, daß die aktuelle Verdunstung überschätzt wird, vermutlich um ca. 25 % (vgl. Differenz N-A und VA).

Aus den dargelegten Gründen erscheint der Einsatz dieser 3 Modelle zur Bestimmung der Grundwasserneubildung problematisch, wenn nicht Kenntnisse über den Gang von Niederschlag und potentieller Evapotranspiration im Untersuchungszeitraum vorliegen. Dies gilt für Pentaden, Dekaden oder Monate. Lediglich bei der Berechnung von Tageswerten bestehen keine Bedenken; STREIT (1975, S.29) berechnet Tageswerte für Porto Santo / Madeira-Archipel mit dem PFAU-Modell.

Eine Verbesserung der Ergebnisse könnte durch Vergleich mit den monatlichen mittleren Niedrigabflüssen erreicht werden. Nach WUNDT (1958) und KILLE (1970) entsprechen sie der Grundwasserneubildung. Diese Daten können den Abflußhaupttabellen entnommen werden. Bei den eigenen Berechnungen ergab sich für Einzugsgebiete im Flachland eine gute Übereinstimmung zwischen mittlerem Niedrigabfluß und Grundwasserneubildung aus der klimatischen Wasserbilanz. Im Mittelgebirge liegt die berechnete Grundwasserneubildungsrate jedoch weit höher als der Niedrigabfluß; sie enthält möglicherweise auch Oberflächen- bzw. oberflächennahen Abfluß. Weitere Untersuchungen sind begonnen, um die Ursachen aufzudecken.

Abb.1. Bodenwassergehalt: Auslaufkurven
für 50, 100, 150 und 200 mm nFK

bei: Niederschlag = 10 mm/Pentade
pot. Verdunstg. = 20 mm/Pentade



Literatur:

- KILLE, K. (1970): Das Verfahren MoMNQ, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse. In: Z.deutsch.geol. Ges., Sonderh. Hydrogeol. Hydrogeochem., S.89-95, Hannover.
- MATHER, J.R. (1978): The Climatic Water Budget in Environmental Analysis. 239 S., Lexington, Mass.
- PETZOLD, E. & U. STREIT (1980): Zur Bestimmung des Wasserdargebots-potentials. In: Arb.ber. des Lehrstuhls Landsch.ökol., H.2, S.19-25, Münster.
- PFAU, R. (1966): Ein Beitrag zur Frage des Wassergehaltes und der Beregnungsbedürftigkeit landwirtschaftlich genutzter Böden im Raume der EWG. Meteorolog. Rundschau, Jg.19, S.33-46.
- RENGER, M., STREBEL, O. & W. GIESEL (1974): Beurteilung bodenkundlicher, kulturtechnischer und hydrologischer Fragen mit Hilfe von klimatischer Wasserbilanz und bodenphysikalischen Kennwerten. 4. Bericht: Grundwasserneubildung. In: Zeitschr. f. Kulturtechnik u. Flurbereinigung, 15, S.353-366.
- STREIT, U. (1975): Eine Modellstudie zur Abschätzung von Wasserhaushaltskomponenten für semiaride Gebiete - am Beispiel der Insel Porto Santo/Madeira-Archipel. In: Werkstatt-papier, Geogr.Inst. der Univ.Gießen, S.1-50.
- THORNTHWAITTE, C.W.: zitiert in UHLIG, S. (1959): Wasserhaushaltsbetrachtungen nach Thornthwaite. In: Zeitschr. f. Acker- und Pflanzenbau, 109, S.384-407.
- UHLIG, S. (1954): Berechnung der Verdunstung aus klimatologischen Daten. In: Mitteilgn. des Deutschen Wetterdienstes, Nr.6, S. 6/1-6/24, Bad Kissingen.
- WUNDT, W. (1958): Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. In: Forschungen zur deutschen Landeskunde, 105, II, S.47-54, Remagen.



Bodenchemische Gleichgewichtsmodelle:
Berechnungsmethoden und Anwendungen

von

Prenzel, J.⁺

Aufgabe der Bodenchemie ist es, quantitative Modelle für die Wechselwirkung zwischen fester und flüssiger Phase zu entwickeln. Vielfach werden hier unter Annahme von Gleichgewicht Ansätze der chemischen Thermodynamik verwendet. Dazu zählen die Austauschgleichungen, z.B. nach Gapon, Gleichungen vom Typ des Löslichkeitsprodukts für die Bildung und Auflösung der festen Phase und Gleichungen vom Typ des Massenwirkungsgesetzes für Komplexe in der Bodenlösung (Butler 1964, Bolt u. Bruggenwert 1976). Aber auch Adsorptionsisothermen sind Gleichgewichtsmodelle. Im Boden laufen zahlreiche Reaktionen nebeneinander ab und beeinflussen sich gegenseitig. Deshalb erscheint es wünschenswert, zahlreiche Gleichgewichtsmodelle einzelner Reaktionen zu komplexen bodenchemischen Gleichgewichtsmodellen zu kombinieren. Dieses Vorhaben führt mathematisch auf das Problem der Nullstellenbestimmung in nichtlinearen Gleichungssystemen. Die Lösung dieses Problems bereitet in einigen Fällen Schwierigkeiten (Frissel und Reiniger 1974), sodaß die Auswahl einer geeigneten mathematischen Methode dabei Beachtung verdient.

Im folgenden soll an einem vereinfachten Beispiel die Formulierung und mathematische Behandlung eines chemischen Gleichgewichtsmodells demonstriert werden.

+

Institut für Bodenkunde und Waldernährung,
Büsgenweg 2, 3400 Göttingen

Das physikalisch - chemische System (Abb. 1) bestehe aus einem Becherglas, in dem sich neben Wasser festes $\text{Al}(\text{OH})_3$, ein Kationenaustauscher mit Ca / Al - Belegung sowie die Ionen H^+ , OH^- , Ca^{2+} und Al^{3+} befinden. Außerdem wird eine bekannte Menge Schwefelsäure in das Becherglas gegeben. Die Frage, die das Modell zu beantworten hat, ist, wie sich bei Änderung der Schwefelsäurekonzentration die Konzentrationen der vier Ionen und die Belegung des Austauschers ändern. Das Modell ist insofern sehr vereinfacht, als keine Komplexe in der Lösung und keine Aktivitätskoeffizienten berücksichtigt werden sollen.

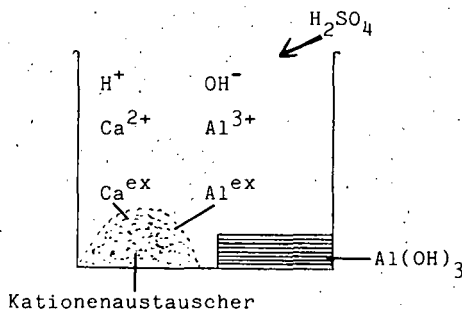
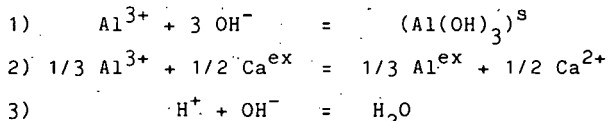


Abb. 1: Einfaches physikalisch-chemisches System, das in ein Gleichgewichtsmodell abgebildet wird.

Es handelt sich um 6 unbekannte Größen, deshalb sind 6 unabhängige Gleichungen zu ihrer Berechnung nötig. Man gewinnt die Gleichungen durch Spezifikation der chemischen Reaktionen im System:



Für jede Reaktion erhält man aus der Annahme chemischen Gleichgewichts eine thermodynamische Gleichgewichtsbedingung (Denbigh 1971). Drei weitere Bedingungen, die sich auch aus den Reaktionen ergeben, sind:

- 4) die Erhaltung der Gesamt-Ca-Menge
- 5) die Erhaltung der Austauschkapazität
- 6) die Elektroneutralitätsbedingung

Benutzt man für 1) eine Löslichkeitsprodukt-Gleichung, für 2) eine Gapon-Gleichung und für 3) die Ionenprodukt-Gleichung des Wassers, so erhält man das folgende Gleichungssystem:

$$\begin{array}{l}
 1) \quad [Al^{3+}] \cdot [OH^-]^3 = K_L \\
 2) \quad \frac{x_{Al}^s \cdot [Ca^{2+}]^{1/2}}{x_{Ca}^s \cdot [Al^{3+}]^{1/3}} = K_G \\
 3) \quad [H^+] \cdot [OH^-] = K_W \\
 4) \quad [Ca^{2+}] \cdot v + x_{Ca}^s \cdot a \cdot 0.5 = c_{Ca}^t \\
 5) \quad x_{Ca}^s + x_{Al}^s = 1 \\
 6) \quad [H^+] + 3[Al^{3+}] + 2[Ca^{2+}] - [OH^-] - 2[SO_4^{2-}] = 0
 \end{array}$$

Dabei bedeuten $[]$: Konzentrationen (mol/l), K_i : Gleichgewichtskonstanten, v : Lösungsvolumen (l), a : Austauschkapazität (mol IÄ), c_{Ca}^t : Gesamtmenge Ca (mol) und x_i^s Anteile an der Austauscherbelegung (mol IÄ / mol IÄ).

Einige dieser Gleichungen können leicht durch Einsetzen eliminiert werden. Löst man wie folgt auf: 1) nach $[Al^{3+}]$, 2) nach $[Ca^{2+}]$, 3) nach $[OH^-]$ und 5) nach x_{Al}^s , so bleiben zwei Gleichungen übrig:

$$\begin{aligned}
 f_1([H^+], x_{Ca}^s) &= (K_G \cdot x_{Ca}^s \cdot K_L^{1/3} \cdot [H^+] / (K_W (1-x_{Ca}^s)))^2 \cdot v \\
 &\quad + x_{Ca}^s \cdot 0.5 \cdot a - c_{Ca}^t \\
 &= 0
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 f_2([H^+], x_{Ca}^s) &= [H^+] + 3 K_L \cdot K_W^{-3} \cdot [H^+]^3 \\
 &\quad + 2(K_G \cdot x_{Ca}^s \cdot K_L^{1/3} \cdot [H^+] / (K_W (1-x_{Ca}^s)))^2 \\
 &\quad - K_W / [H^+] - 2[SO_4^{2-}] \\
 &= 0
 \end{aligned}$$

Damit ist das Gleichungssystem auf die Dimension 2 reduziert. Eine weitere Reduktion wäre sicherlich schwierig, ist aber auch nicht nötig, denn es gibt mathematische Verfahren zur Nullstellenbestimmung von mehrdimensionalen Gleichungssystemen. Erst diese geben dem Bodenchemiker die Möglichkeit bei der Formulierung seiner Gleichgewichtsmodelle die gegebene Komplexität zu berücksichtigen.

Man kann das Problem in eine Minimierungsaufgabe umformulieren:

$$h([\text{H}^+], x_{\text{Ca}}^{\text{S}}) =: f_1^2 + f_2^2 = 0$$

Gesucht wird jetzt eine Nullstelle, also ein Minimum von h . Abb. 2 zeigt $\log(h)$ für das besprochene Beispiel. Die gesuchte Lösung liegt hier in dem gebogenen Graben nahe der vorderen Ecke. Auf der Linie $x_{\text{Ca}}^{\text{S}}=1$ wird die Funktion h unendlich. Jenseits davon liegen physikalisch-chemisch unsinnige Werte und Lösungen, die sich aber durch einfache Plausibilitätsprüfungen aussondern lassen.

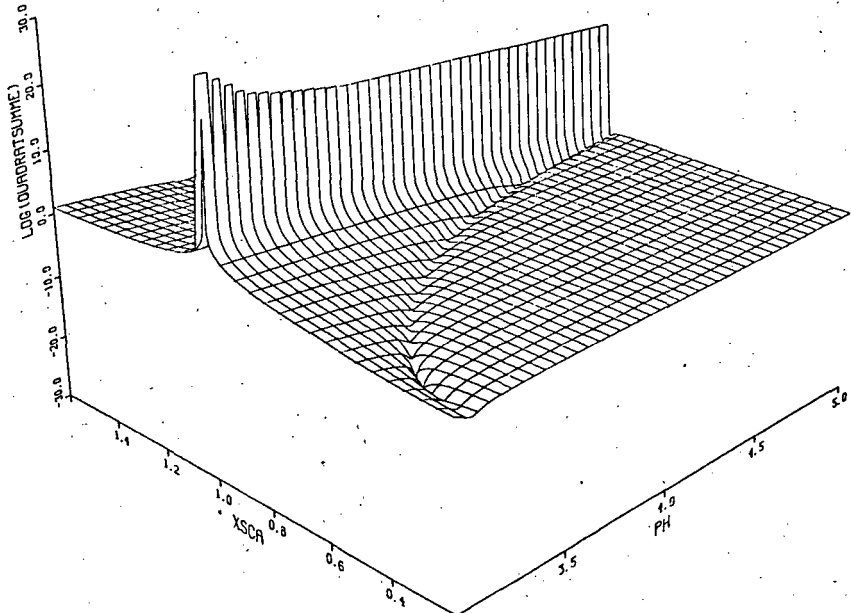


Abb. 2: $\log_{10}(h)$ (Wegen der endlichen Gitterweite werden die sehr niedrigen (Nullstelle) und sehr hohen (Pol) Werte nicht erfaßt.)

Eine Änderung der vorgegebenen Schwefelsäuremenge würde zu einer Verformung der Fläche h führen, sodaß die Nullstelle verschoben würde. Mit Gleichgewichtsmodellen lassen sich dynamische Veränderungen darstellen, wenn jeweils für veränderte Gesamtmengen der Elemente eine neue Nullstelle bestimmt wird. Komplexere Modelle führen auf Funktionen h von mehr als 2 Variablen. Zur Minimierung von h können fertige Programme aus den an den Rechenzentren vorhandenen Bibliotheken benutzt werden. Hier hat sich das Programm "DFMFP" aus "SSP" (IBM 1970) bewährt.

Über ein komplexeres bodenchemisches Gleichgewichtsmodell (Prenzel 1981) wird an anderer Stelle berichtet. Es soll hier nur als Beispiel dienen, wie die Ergebnisse solcher Modelle interpretiert werden können.

Mit einem Bodenmaterial aus einer sauren Braunerde wurden Batchversuchsserien angestellt, bei denen als Angebotslösungen 1 mmol/l HCl, NaCl, MgCl₂, CaCl₂, AlCl₃, MnCl₂, Na₂SO₄ und Wasser verwendet wurden. Die Versuchsergebnisse wurden mit Berechnungen des Modells verglichen. Tab. 1 charakterisiert das Modell. Die Gleichgewichtskonstanten für den Kationenaustausch wurden durch Parameteranpassung gefunden, das Löslichkeitsprodukt von AlOH₃ wurde experimentell bestimmt. Wie im vorhergehenden Beispiel kamen zu den 24 Gleichgewichtsbedingungen noch Erhaltungsgleichungen und hier noch zusätzlich Gleichungen für Aktivitätskoeffizienten der Ionen in der Lösung. Damit lagen 45 Gleichungen vor, von denen einige, wie im ersten Beispiel, eliminiert werden konnten, sodaß sich ein Gleichungssystem der Dimension 12 ergab. Dieses wurde wie oben durch das Programm DFMFP gelöst.

Abb. 3 u. 4 zeigen Vergleiche zwischen Experiment und Modell. Man kann von einem abgestuften Erfolg in der Beschreibung der vorliegenden Experimente sprechen. Dort, wo die Übereinstimmung gut ist, liegt der Schluß nahe, daß hier die bodenchemischen Prozesse richtig erfaßt worden sind. Wo sie schlecht ist, kann dies Anlaß für weitere Forschung an den betreffenden Mechanismen sein.

Tab. 1: Die Reaktionsgleichungen des Gleichgewichtsmodells mit den Gleichgewichtskonstanten, die der Literatur entnommen worden sind.

	Reaktion		-log K	Quelle
1	$1/3 \text{ Al}^{\text{ex}}$	$+ \text{H}^+ = 1/3 \text{ Al}^{3+} + \text{H}^{\text{ex}}$	-	
2	$1/3 \text{ Al}^{\text{ex}}$	$+ \text{Na}^+ = 1/3 \text{ Al}^{3+} + \text{Na}^{\text{ex}}$	-	
3	$1/3 \text{ Al}^{\text{ex}}$	$+ \text{K}^+ = 1/3 \text{ Al}^{3+} + \text{K}^{\text{ex}}$	-	
4	$1/3 \text{ Al}^{\text{ex}}$	$+ 1/2 \text{ Mg}^{++} = 1/3 \text{ Al}^{3+} + 1/2 \text{ Mg}^{\text{ex}}$	-	
5	$1/3 \text{ Al}^{\text{ex}}$	$+ 1/2 \text{ Ca}^{++} = 1/3 \text{ Al}^{3+} + 1/2 \text{ Ca}^{\text{ex}}$	-	
6	$1/3 \text{ Al}^{\text{ex}}$	$+ 1/2 \text{ Mn}^{++} = 1/3 \text{ Al}^{3+} + 1/2 \text{ Mn}^{\text{ex}}$	-	
7	$1/3 \text{ Al}^{\text{ex}}$	$+ 1/2 \text{ Fe}^{++} = 1/3 \text{ Al}^{3+} + 1/2 \text{ Fe}^{\text{ex}}$	-	
8	$1/3 \text{ Al}^{\text{ex}}$	$+ \text{NH}_4^+ = 1/3 \text{ Al}^{3+} + \text{NH}_4^{\text{ex}}$	-	
<hr/>				
9	Na^+	$+ \text{SO}_4^{--} = \text{NaSO}_4^-$	-0.72	SM
10	K^+	$+ \text{SO}_4^{--} = \text{KSO}_4^-$	-0.96	SM
11	Mg^{++}	$+ \text{SO}_4^{--} = \text{MgSO}_4^{\circ}$	-2.20	SM
12	Ca^{++}	$+ \text{SO}_4^{--} = \text{CaSO}_4^{\circ}$	-2.31	SM
13	Mn^{++}	$+ \text{SO}_4^{--} = \text{MnSO}_4^{\circ}$	-2.28	SM
14	Fe^{++}	$+ \text{SO}_4^{--} = \text{FeSO}_4^{\circ}$	-2.3	SM
15	Al^{3+}	$+ \text{SO}_4^{--} = \text{AlSO}_4^+$	-3.2	SM
<hr/>				
16	Al^{3+}	$+ \text{H}_2\text{O} = \text{AlOH}^{++} + \text{H}^+$	4.97	BM
17	Al^{3+}	$+ 2 \text{H}_2\text{O} = \text{Al}(\text{OH})_2^+ + 2 \text{H}^+$	9.3	BM
18	Al^{3+}	$+ 3 \text{H}_2\text{O} = \text{Al}(\text{OH})_3^{\circ} + 3 \text{H}^+$	15.0	BM
19	Al^{3+}	$+ 4 \text{H}_2\text{O} = \text{Al}(\text{OH})_4^- + 4 \text{H}^+$	23.0	BM
20	2Al^{3+}	$+ 2 \text{H}_2\text{O} = \text{Al}_2(\text{OH})_2^{4+} + 2 \text{H}^+$	7.7	BM
21	3Al^{3+}	$+ 4 \text{H}_2\text{O} = \text{Al}_3(\text{OH})_4^{5+} + 4 \text{H}^+$	13.94	BM
22	13Al^{3+}	$+ 32 \text{H}_2\text{O} = \text{Al}_{13}(\text{OH})_{32}^{7+} + 32 \text{H}^+$	98.73	BM
<hr/>				
23	H^+	$+ \text{OH}^- = \text{H}_2\text{O}$	-14.0	BM
24	Al^{3+}	$+ \text{OH}^- + \text{SO}_4^{--} = (\text{AlOHSO}_4)^{\text{S}}$	-	

Quellen: SM = Sillen und Martell (1964)
 BM = Baes und Mesmer (1976)

Aus Abb. 3 u. 4 lassen sich (u.a.) 3 derartige Schlüsse ziehen:
1.) Der Mechanismus der Mn - Freisetzung und - Festlegung ist in diesem sauren Boden ausschließlich Kationenaustausch. 2.) Ein wichtiger Faktor für das pH-Pufferverhalten dieses Bodenmaterials ist die Änderung der pH-abhängigen Ladung, denn diese spielt im Modell eine wichtige Rolle, während das Modell die beobachtete pH-Pufferung recht gut wiedergibt. 3.) Die Annahme der Lösung/ Fällung einer definierten Substanz " AlOHSO_4 " kann zwar in erster Näherung einiges am Verhalten von Al und SO_4 in den Versuchen erklären, ist aber noch nicht befriedigend.

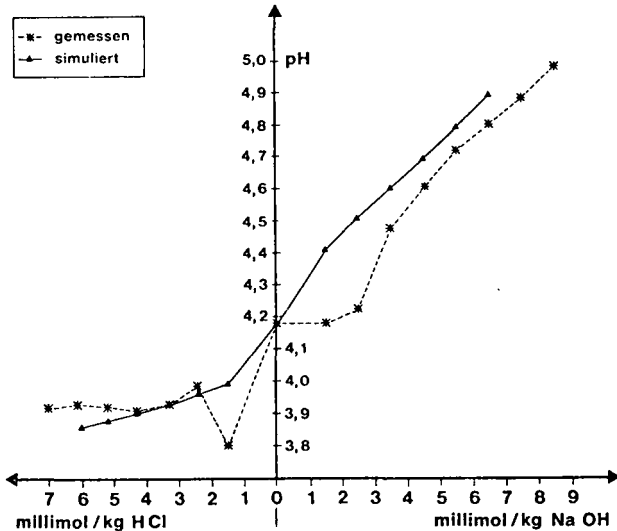


Abb. 3: Gleichgewichts-pH in den Versuchsserien mit HCl u. NaOH

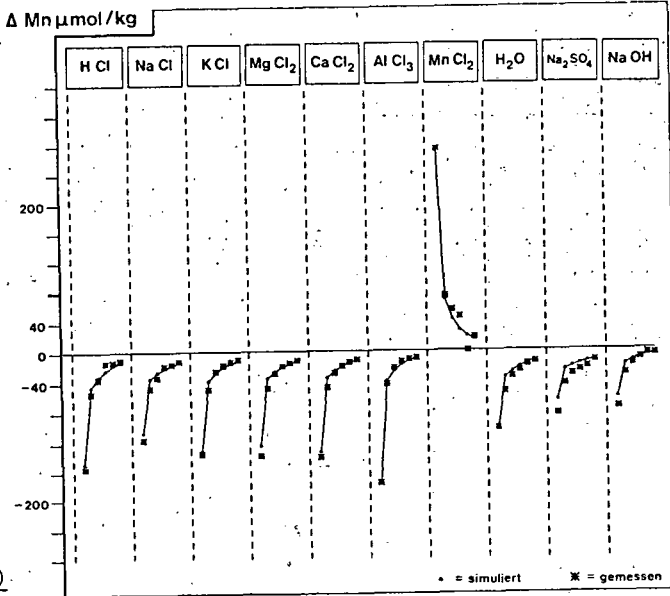


Abb. 4a)

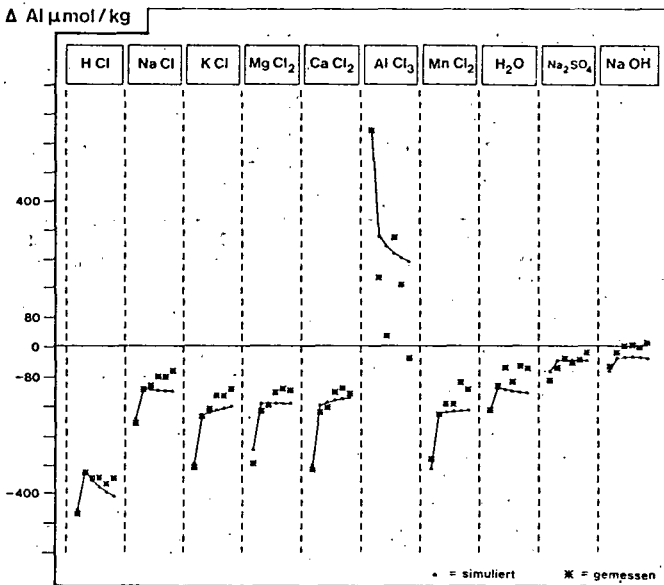
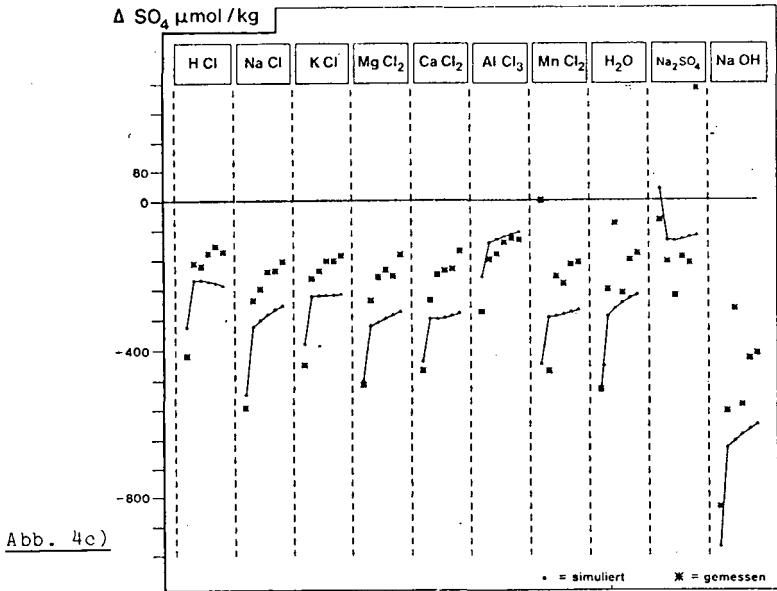


Abb. 4b)

Abb. 4 a-c): Ad- oder Desorption in den einzelnen Batchversuchen. Jeder Streifen repräsentiert eine Versuchsserie mit der oben angegebenen Angebotslösung (1 mmol/l).



Auf die hier angedeutete Weise können bodenchemische Gleichgewichtsmodelle als Werkzeug der Forschung benutzt werden, wobei den Abweichungen zwischen Modell und Experiment besondere Bedeutung zukommt. Die Anwendung solcher Modelle auf mehr praktische Fragen ist leicht vorstellbar und wird vor allem im Zusammenhang von Bewässerungsproblemen entwickelt (Tanji et al. 1967 a u. b, Teague 1977, Robbins 1979)

Literatur:

- Baes, C.F. und R.F. Mesmer, 1976: The hydrolysis of cations. London: Wiley.
- Bolt, G.H. und M.G.M. Bruggenwert (ed.), 1976: Soil Chemistry, A, basic elements. Amsterdam: Elsevier. 281 pp. (Developments in Soil Science, Vol. 5A)
- Butler, J.N., 1964: Ionic equilibrium, a mathematical approach. Reading (Massachusetts): Addison-Wesley. 547 pp.
- Denbigh, K., 1971: The Principles of th Chemical Equilibrium. 3rd edition. Cambridge: University Press. 494 pp.
- Frissel, M.J. und P. Reiniger, 1974: Simulation of accumulation and leaching in soils. Wageningen: pudoc. 116 pp.
- IBM Corp., 1970: System/360 Scientific Subroutine Package, Version III, Programmer's Manual. 5th edition. IBM Publication No. GH20-0205-4.
- Prenzel, J., 1981: Ein bodenchemisches Gleichgewichtsmodell mit Kationenaustausch und Aluminiumhydroxosulfat. Diss. Göttingen.
- Robbins, C.W., 1979: A salt transport and storage model for calcareous soils that may contain gypsum. Dissertation, Utah State University. 93 pp. (University Microfilms International Nr. 79 17985)
- Sillen, L.G. und A.F. Martell, 1964: Stability constants of metal-ion complexes. London: The Chemical Society. (Special Publication No. 17)
- Tanji, K.K., G.R. Dutt, J.L. Paul und L.D. Doneen, 1967a: Quality of percolating waters, II, a computer method for predicting salt concentrations in soils at variable moisture contents. Hilgardia 38, 307-318.
- Tanji, K.K., L.D. Doneen und J.L. Paul, 1967b: Quality of percolating waters, III, The quality of waters percolating through stratified substrata, as predicted by computer analyses. Hilgardia 38, 319-353.
- Teague, W.R., 1977: Finite-difference modeling of transport and chemical interaction of several ions in soil solution. Dissertation, Texas A&M University. (University Microfilms International Nr. 77-32,208) 282 pp.

Einfluß von Temperatur und Reaktionszeit
auf die Adsorption von Nickel, Zink und
Cadmium durch Goethit

von

Gerth, J. und G. Brümmer +)

Löslichkeit und Mobilität der Schwermetalle in Böden und Sedimenten werden in starkem Maße von Ad- und Desorptionsvorgängen bestimmt, die wiederum von einer Reihe physikochemischer Faktoren beeinflusst werden. Die Wirkungsweise des Faktors Temperatur ist im Gegensatz zu anderen Einflußgrößen bisher relativ wenig untersucht.

Von verschiedenen Autoren sind aus den Ergebnissen von Adsorptionsversuchen bei unterschiedlichen Temperaturen mit Hilfe der Arrhenius-Gleichung Aktivierungsenergien für die Adsorption von Schwermetallen ermittelt worden (SALIM und COOKSEY, 1980; KUO und MIKKELSEN, 1979). Die Verwendung der Arrhenius-Gleichung setzt voraus, daß die Adsorption an homogenen Partikeloberflächen mit gleichwertigen Bindungspositionen stattfindet (vgl. JURINAK und BAUER, 1956). Diese Bedingung ist jedoch bei Bodenkomponenten sehr oft nicht erfüllt.

Adsorptionsreaktionen sind in der Regel endotherme Vorgänge, so daß Schwermetalle in Böden und Sedimenten mit zunehmender Temperatur meist vermehrt adsorbiert werden. Da in Böden z. T. beträchtliche Temperaturschwankungen auftreten, kann der Faktor Temperatur für die Bindung von Schwermetallen von erheblicher Bedeutung sein.

Mit den durchgeführten Untersuchungen soll der Einfluß von Temperatur und Reaktionszeit auf die Adsorption der leichtlöslichen Schwermetalle Nickel, Zink und Cadmium durch Goethit ermittelt

+) Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde, Christian-Albrechts-Universität Kiel, Olshausenstraße 40 - 60, 2300 Kiel 1

werden. Mit Goethit wurde ein Vertreter aus der Stoffgruppe der Oxide gewählt, die für die Adsorption von Schwermetallen in Böden von entscheidender Bedeutung sind (vgl. GERTH et. al., 1981). Gleichzeitig sollen die bei verschiedenen Temperaturen und Reaktionszeiten gebildeten Anteile unspezifisch und spezifisch adsorbierter Schwermetalle ermittelt werden, um Anhaltspunkte über die Homogenität bzw. Inhomogenität der Adsorptionsplätze beim Goethit zu erhalten.

Material und Methoden

Der für die Untersuchungen verwendete synthetische Goethit besitzt eine Oberfläche von $73 \text{ m}^2/\text{g}$ und weist einen oxalatlöslichen Anteil von 5,8 % Eisen auf.

Die Adsorption von Nickel, Zink und Cadmium wurde in einem pH-Bereich zwischen 3,5 und 8 bei Metallkonzentrationen von 0,5, 2,5, 5,0, 25 und 50 $\mu\text{mol Me/g}$ untersucht. Die Durchführung der Versuche erfolgte bei Temperaturen von 5, 15, 20, 25 und $35 \pm 0,5^\circ \text{C}$ sowie bei Reaktionszeiten von 7 und 21 Tagen. Nach Bestimmung der Metallkonzentration in der Gleichgewichtslösung wurde die insgesamt adsorbierte Metallmenge in folgender Weise sequentiell extrahiert:

- a) Bestimmung des unspezifisch gebundenen Anteils durch kurzzeitige Extraktion mit $\text{m}/100 \text{ Ca}(\text{NO}_3)_2$ -Lösung (nach TILLER et al., 1979).
- b) Bestimmung der HNO_3 -löslichen Fraktion des spezifisch adsorbierten Anteils durch dreitägige Extraktion mit 0,7 n HNO_3 .
- c) Ermittlung des sehr stark gebundenen Restanteils durch Auflösen des Goethits in konzentrierter Flußsäure.

Die Konzentrationsbestimmung der gelösten und unterschiedlich stark gebundenen Metallanteile erfolgte mit Hilfe radiochemischer Methoden.

Ergebnisse und Diskussion

1. Einfluß von Temperatur und Reaktionszeit auf die insgesamt adsorbierte Metallmenge

In Abb. 1 sind die Beziehungen zwischen den insgesamt adsorbierten Cd-, Zn- und Ni-Mengen und dem pH-Wert für alle fünf untersuchten Metallkonzentrationen und die Temperaturstufen 5 und 35° C dargestellt. Die adsorbierten Metallmengen sind als Relativwerte zur jeweils vorgegebenen Gesamtmetallmenge angegeben. Dabei zeigt sich, daß für die Adsorption gleicher Metallanteile in den Versuchsgliedern mit größerem Metallangebot entsprechend höhere pH-Werte erforderlich sind, da die Zahl der Bindungspositionen für Schwermetalle mit dem pH ansteigt (GERTH et al., 1981).

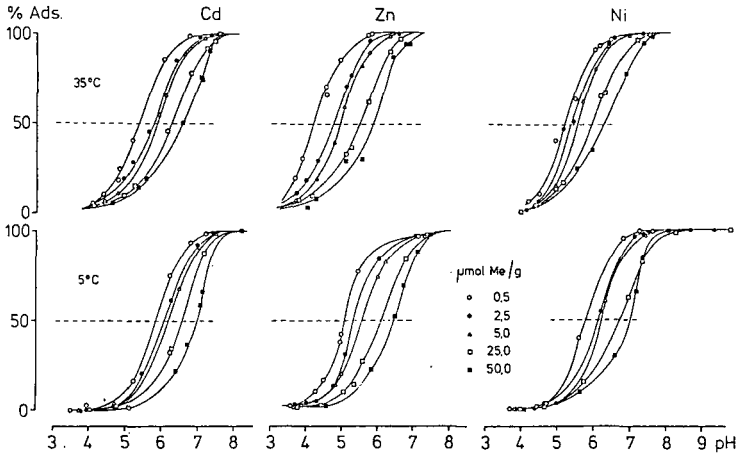


Abb. 1 : Beziehungen zwischen den von Goethit insgesamt adsorbierten Cd-, Zn- und Ni-Mengen (in % der angebotenen Metallmenge) und dem pH der Gleichgewichtslösung bei unterschiedlichem Metallangebot zwischen 0,5 und 50 µmol/g sowie Temperaturen von 5 und 35° C

Der Einfluß der Temperatur ist bei der Zn-Adsorption am deutlichsten ausgeprägt. Die bei 35° C ermittelten Beziehungen zwischen den adsorbierten Metallanteilen und dem pH-Wert verlaufen bei deutlich niedrigeren pH-Werten als die für 5° C erhaltenen Adsorptionskurven. Beim Nickel ist dieser Effekt ebenfalls deutlich, beim Cadmium jedoch nur schwach erkennbar.

Der Einfluß der Temperatur auf die Adsorption läßt sich genauer erfassen, wenn Adsorptionsisothermen für verschiedene Temperaturen bei konstantem pH-Wert miteinander verglichen werden. In Abb. 2 sind die aus Adsorptionskurven (vgl. Abb. 1) graphisch ermittelten adsorbierten Metallmengen in Abhängigkeit von der entsprechenden Konzentration an gelösten Metallen exemplarisch für pH 6,5 als Adsorptionsisothermen dargestellt.

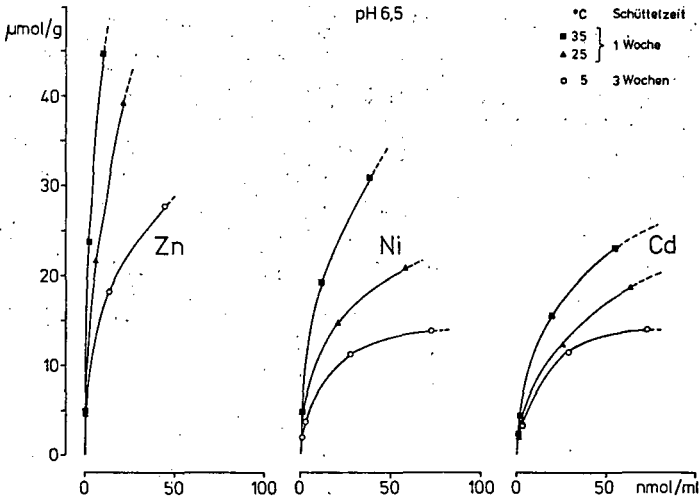


Abb. 2 : Quantitäts-Intensitäts-Beziehungen zwischen den von Goethit insgesamt adsorbierten und den gelösten Cd-, Zn- und Ni-Anteilen bei pH 6,5 und Temperaturen von 5, 25 und 35° C

Bei allen drei Elementen nimmt die Adsorption mit dem Anstieg der Temperatur deutlich zu. Die für 5° C ermittelten Adsorptionsisothermen von Cadmium und Nickel verlaufen bei höheren Lösungskonzentrationen horizontal und zeigen damit an, daß die Bindungskapazität des Goethits für diese beiden Elemente unter den gegebenen Versuchsbedingungen (5° C, pH 6,5) erschöpft ist. Beim Cadmium liegen die Adsorptionsisothermen für 5, 25 und 35° C relativ dicht beieinander. Der Einfluß der Temperatur steigt vom Cadmium zum Nickel und Zink stark an, wie sich besonders deutlich aus der erhöhten Adsorption bei 25° C gegenüber der bei 5° C ergibt. Die Adsorptionskapazität des Goethits ist von den drei Elementen für Zink

am größten und nimmt vom Nickel zum Cadmium hin ab.

Da sich der pH-Bereich für die Schwermetalladsorption in Abhängigkeit von der Temperatur verändert (vgl. Abb. 1), läßt sich der Temperatureinfluß auch mit Hilfe der pH-Werte bei 50 %iger Adsorption der vorgegebenen Metallmenge verdeutlichen. In Abb. 3 sind die pH₅₀-Werte aller drei Metalle für eine Metallkonzentration von 5 µmol/g in Abhängigkeit von der Temperatur und Reaktionszeit (1 Woche, 3 Wochen) zusammengestellt.

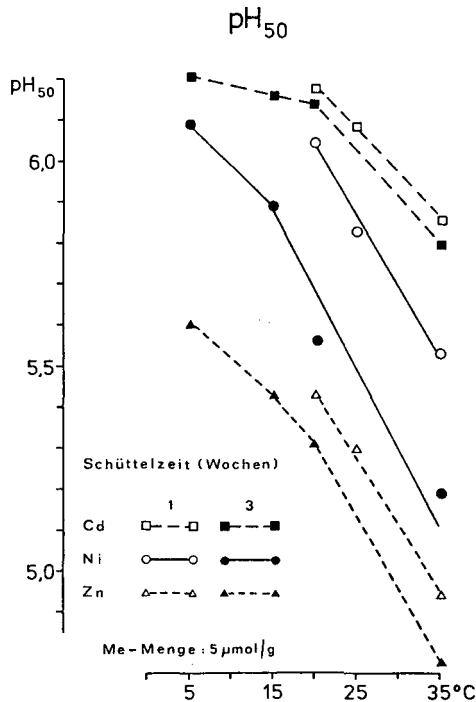


Abb. 3 : pH₅₀-Werte der Cd-, Zn- und Ni-Adsorption (Erklärung im Text) für Goethit in Abhängigkeit von der Versuchstemperatur bei Reaktionszeiten von 1 Woche und 3 Wochen (Metallangebot: 5 µmol/g)

Beim Cadmium werden 50 % der vorgegebenen Gesamtmenge erst bei relativ hohen pH-Werten adsorbiert. Zwischen 5 und 20° C sinken die pH₅₀-Werte nur geringfügig ab. Erst oberhalb von 20° C wird der Temperatureinfluß größer und führt zu einer deutlichen Abnahme der

pH₅₀-Werte und damit zu einer verstärkten Adsorption des Cadmiums. Die Unterschiede zwischen den bei einer Woche und drei Wochen Schüttelzeit ermittelten Werten sind relativ gering, aber dennoch deutlich ausgeprägt. Zink weist von allen drei Elementen die tiefsten pH₅₀-Werte auf und wird damit am stärksten adsorbiert. Neben der Temperaturabhängigkeit ist auch der Einfluß unterschiedlicher Schüttelzeiten beim Zink sehr viel stärker ausgeprägt als beim Cadmium. Die pH₅₀-Werte für Nickel liegen bei niedrigen Temperaturen im Bereich der Cd-Werte, fallen aber bei höheren Temperaturen stark ab und gelangen bei dreiwöchiger Reaktionszeit bis in den Bereich der pH₅₀-Werte für Zink. Nickel nimmt damit bezüglich seines Adsorptionsverhaltens eine Mittelstellung zwischen Cadmium und Zink ein.

2. Einfluß der Temperatur auf die unspezifische und spezifische Adsorption

Der unspezifisch adsorbierte, durch m/100 Ca(NO₃)₂-Lösung desorbierbare Anteil an der insgesamt adsorbierten Metallmenge ist beim Cadmium deutlich größer als beim Nickel und Zink und kann je nach pH-Wert und Temperatur unterschiedlich hoch sein. Bei pH-Werten über 5 nimmt bei allen drei Metallen die spezifische Adsorption den höchsten Anteil an der Gesamtadsorption ein.

In Abb. 4 sind die Beziehungen zwischen den spezifisch adsorbierten Metallfraktionen und dem pH für eine vorgegebene Metallkonzentration von 0,5 µmol/g und drei Temperaturstufen dargestellt. Die gesamte spezifisch adsorbierte Metallfraktion (SPA_t) wurde dabei in eine HNO₃-lösliche Fraktion (SPA_{HNO₃}) und eine nur durch Flußsäure extrahierbare Fraktion (SPA_{HF}) unterteilt.

Die extrem fest gebundene SPA_{HF}-Fraktion ist beim Cadmium und Zink relativ groß, bei Nickel dagegen deutlich kleiner. Mit dem Anstieg der Temperatur nimmt der Anteil der SPA_{HF}-Fraktion vor allem beim Cadmium und Zink stark zu. Dieser nicht einmal durch mehrtägige HNO₃-Behandlung extrahierbare Metallanteil, der als vollkommen immobil betrachtet werden kann, ist wahrscheinlich durch sehr langsam ablaufende, temperaturabhängige Diffusionsvorgänge in das Gitter des Goethits gelangt (vgl. SIDHU et al., 1981).

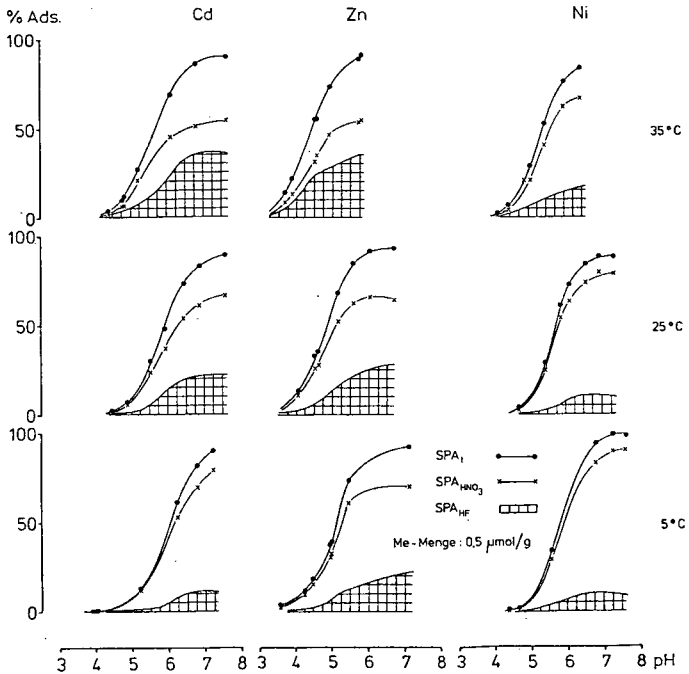


Abb. 4 : Beziehungen zwischen den von Goethit spezifisch adsorbierten Cd-, Zn- und Ni-Fractionen (in % der angebotenen Metallmenge von 0,5 $\mu\text{mol/g}$) und dem pH bei Temperaturen von 5, 25 und 35 $^{\circ}\text{C}$ ($\text{SPA}_{\text{HNO}_3}$: HNO_3 -extrahierbarer und SPA_{HF} : HF -extrahierbarer Anteil der gesamten spezifisch adsorbierten Metallfraktion (SPA_t))

Zur genaueren Kennzeichnung von Unterschieden zwischen den drei Elementen sind in Abb. 5 die Anteile der drei Metallfraktionen bei pH 6 in Form von Blockdiagrammen zusammengestellt. Beim Cadmium wie beim Nickel ergibt sich mit Zunahme der Temperatur ein deutlicher Anstieg der gesamten spezifisch adsorbierten Fraktion, der beim Cadmium im wesentlichen durch eine Vergrößerung der SPA_{HF} -Fraktion, beim Nickel durch eine Zunahme beider Teilfraktionen bedingt ist.

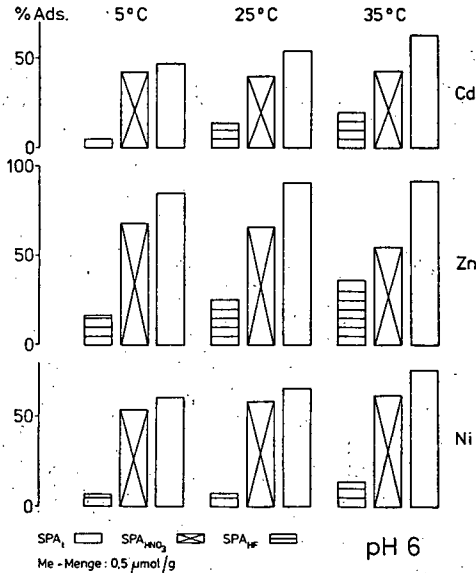


Abb. 5 : Spezifisch adsorbierte Cd-, Zn- und Ni-Fractionen in % der angebotenen Metallmenge von 0,5 µmol/g bei pH 6 und Temperaturen von 5, 25 und 35° C (spezifisch adsorbierte Metallfraktionen wie Abb. 4)

Bei pH 6 ist für Zink im Gegensatz zu Cadmium und Nickel bereits bei 5° C eine so hohe Adsorption erreicht, daß auch bei starkem Temperaturanstieg keine nennenswerte Zunahme der gesamten spezifisch adsorbierten Metallfraktion mehr erfolgen kann. Sie bleibt bei 5, 25 und 35° C fast gleich hoch. Der Temperaturanstieg bewirkt hingegen eine starke Vergrößerung der nur mit Flußsäure extrahierbaren Zn-Fraktion bei gleichzeitiger Verringerung des HNO₃-extrahierbaren Anteils und führt damit zu einer starken Immobilisierung des Zinks.

3. Einfluß der Reaktionszeit auf die spezifische Adsorption

Ähnlich wie die Temperatur bei konstanter Reaktionszeit bewirkt eine unterschiedliche Reaktionszeit bei konstanter Temperatur eine Umverteilung der unterschiedlichen spezifisch adsorbierten Metallanteile. In Abb. 6 sind die Anteile der spezifisch adsorbierten Nickel-Fractionen bei pH 6 und Temperaturen von 20 und 35° C sowie

Reaktionszeiten von 1 Woche und 3 Wochen dargestellt.

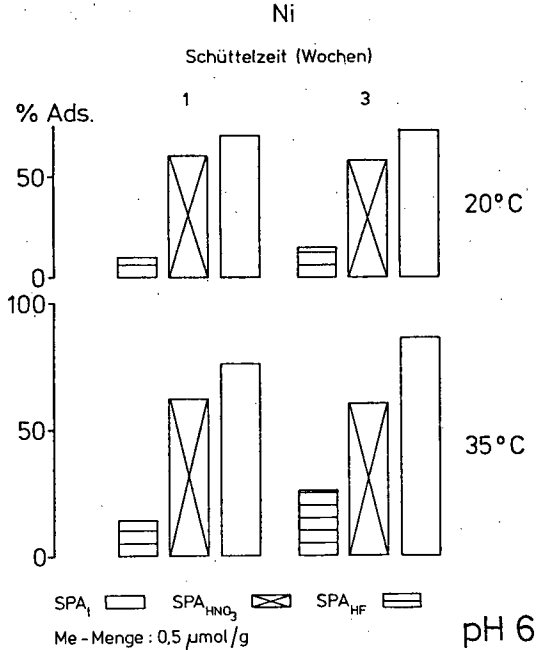


Abb. 6 : Spezifisch adsorbierte Ni-Fractionen in % der angebotenen Metallmenge von 0,5 μmol/g bei pH 6 und Temperaturen von 20 und 35°C sowie Reaktionszeiten von 1 Woche und 3 Wochen (spezifisch adsorbierte Metallfraktionen wie Abb. 4)

Die gesamte spezifisch adsorbierte Fraktion nimmt bei beiden Temperaturstufen infolge längerer Reaktionszeiten zu, wobei der HNO₃-extrahierbare Anteil geringfügig abnimmt und nur der mit Flußsäure extrahierbare Anteil - besonders bei 35°C - deutlich zunimmt. Damit wird auch durch den Faktor Zeit beim Nickel - und in gleicher Weise auch beim Zink und Cadmium - eine zunehmende Immobilisierung der Metalle hervorgerufen.

4. Schlußfolgerungen

Die Faktoren Temperatur und Reaktionszeit können die spezifische Adsorption von Schwermetallen in Böden stark beeinflussen. Neben einer schnell ablaufenden Adsorption an der Oberfläche der Goethit-Partikel findet eine langsam ablaufende Metalldiffusion in das Innere des Goethitgitters statt. Intensität und Ausmaß dieses Diffusionsprozesses werden in starkem Maße von der Temperatur und der Reaktionszeit beeinflußt. Die im Goethitgitter gebundenen, nur mit Flußsäure extrahierbaren Schwermetallanteile liegen in einer sehr immobilen Form vor. Ähnlich wie beim Goethit konnte auch bei silicatischen Tonmineralen eine Immobilisierung von Schwermetallen, insbesondere von Zink, festgestellt werden.

Für die Einstellung von wirklichen Gleichgewichtsbedingungen bei Adsorptionsvorgängen mit Schwermetallen sind sehr lange Reaktionszeiten und/oder erhöhte Temperaturen erforderlich. Kurze Reaktionszeiten, wie sie für natürliche Verhältnisse bei sich ständig ändernder Bodenfeuchte und Temperatur charakteristisch sind, führen wahrscheinlich in Abhängigkeit von der sehr geringen Geschwindigkeit der Metalldiffusion zu permanenten Ungleichgewichtszuständen zwischen gelösten, unspezifisch und spezifisch adsorbierten Metallanteilen in Böden und Sedimenten.

Literatur

- GERTH, J., C.G. SCHIMMING und G. Brümmer: Einfluß der Chloro-Komplexbildung auf Löslichkeit und Adsorption von Nickel, Zink und Cadmium. Mittéilgn.Dtsch.Bodenkundl.Gesellsch. 30, 19-30, 1981.
- JURINAK, J.J. und N. BAUER: Thermodynamics of zinc adsorption on calcite, dolomite and magnesite-type minerals. Soil.Sci. Soc.Am.Proc. 20, 466-471, 1956.
- KUO, S. und D.S. MIKKELSEN: Zinc adsorption by two alkaline soils. Soil Science 128, 274-279, 1979.
- SALIM, R. und B.G. COOKSEY: Kinetics of the adsorption of lead on river-mud. Plant and Soil 54, 399-417, 1980.
- SIDHU, P.S., R.J. GILKES und A.M.POSNER: Oxidation and ejection of nickel and zinc from natural and synthetic magnetites. Soil Sci.Soc.Am.J. 45, 641-644, 1981.
- TILLER, K.G., U.K.NAYYAR und P.M. CLAYTON: Specific and non-specific sorption of cadmium by soil clays as influenced by zinc and calcium. Aust.J. Soil Res. 17, 17-28, 1979.

Beziehungen zwischen dem Schwermetallgehalt
von Boden und Pflanze -
Zur Aussagefähigkeit von Wurzel- und Blattanalysen

von

Mohr, H. D. +)

Einleitung

Um den Nährstoffvorrat im Boden und die Nährstoffversorgung der Pflanze bewerten zu können, untersucht man einerseits den Boden, andererseits die Pflanze, wobei man sich meist auf die oberirdischen Pflanzenteile beschränkt. Im Rahmen eines Forschungsvorhabens, das sich mit der Anreicherung von Schwermetallen aus Siedlungsabfällen in Weinbergsböden und ihrer Aufnahme in die Rebe und andere Pflanzen beschäftigte, wurden von uns neben Blattanalysen auch zahlreiche Wurzelanalysen durchgeführt. Letztere erbrachten z. T. überraschende Ergebnisse, von denen einige im folgenden mitgeteilt werden sollen.

Material und Methoden

Die hier vorgestellten Gefäßversuche wurden im Gewächshaus durchgeführt. Rebstecklinge (*Vitis vinifera* L., Sorten Riesling und Müller-Thurgau) wurden in einem Torf-Boden-Gemisch angezogen und nach dem Freispülen der Wurzelballen in 1- bzw. 3-Liter Plastiktöpfe mit dem endgültigen Substrat gepflanzt. Außer Reben wurden Sonnenblumen (*Helianthus annuus* L.), Weizen (*Triticum aestivum* L., Sorte Caribo) und Welsches Weidelgras (*Lolium multiflorum* Lam.) als Versuchspflanzen verwendet. Als Versuchsböden dienten ein humusarmer lehmiger

+) Institut für Pflanzenschutz im Weinbau der Biologischen Bundesanstalt, Brünigstr. 84, 5550 Bernkastel-Kues

Sand (pH 4,0) aus Kues (s. MOHR 1979, 1980a) und ein stark mit Cu kontaminierter Weinbergsboden (Tonschieferverwitterung, lehmiger Sand, pH 6,8) aus Bernkastel. Der Kueser Boden wurde z. T. mit folgenden Zusätzen vermischt: Müllklärschlammkompost aus Bad Kreuznach (< 1 cm), Hüttenkalk und Austauschharz (Lewatit Typ 1029/1030, makroporöses Ionenaustauscherharz mit selektivem Bindungsvermögen für Schwermetallionen, s. MOHR 1980). Die Versuchsgefäße wurden mit Nährlösung gegossen. Am Versuchsende wurden die Wurzelballen ausgewaschen, die hellen Wurzelabschnitte von max. 1 mm Ø (bei der Rebe erreichten die Wurzelspitzen z. T. einen Durchmesser von 2-3 mm) ausgelesen und unter einem Wasserstrahl sorgfältig von anhaftendem Substrat befreit. Die in Tab. 1 - 6 angeführten Substrateinwaagen (außer beim Austauscherharz) sowie die Wurzel- und Blattmasse beziehen sich auf luftgetrocknetes, die Schwermetallgehalte auf bei 105° C getrocknetes Material. Der Aufschluß des Pflanzenmaterials erfolgte in Druckgefäßen mit Tefloneinsätzen, die Schwermetallanalyse mit Hilfe der Atomabsorptionsspektroskopie (Graphitrohr bzw. Flamme, s. MOHR 1980a).

Ergebnisse und Diskussion

1. Einfluß von Austauscherharz auf die Schwermetallaufnahme von Weizen, Sonnenblumen und Reben aus einem Cu-reichen Weinbergsboden

Weinbergsböden können durch den in früheren Jahren üblichen Gebrauch Cu-haltiger Pflanzenbehandlungsmittel in den obersten Zentimetern stark mit Cu angereichert sein. Der für den Gefäßversuch verwendete Devonschiefer-Verwitterungsboden (< 0,5 cm) wies im Feinboden einen in 2n HCl löslichen Cu-Gehalt von 507 ppm auf. Einige Versuchsergebnisse sind in Tab. 1 zusammengestellt (je Variante 8 Wiederholungen). Die Versuchspflanzen waren, wie die geringere Blattmasse zeigt, auf dem unbehandelten Boden deutlich geschädigt. Außerdem traten Blattchlorosen und -nekrosen auf. Die Wurzelmasse (helle Wurzelabschnitte, s. o.) war im unbehandelten und behandelten Boden dagegen nicht wesentlich verschieden. Der Cu-Gehalt der Blätter war um ein Vielfaches geringer als derjenige der Wurzeln. Setzt man den Cu-Gehalt der Wurzeln in den Varianten ohne Austauscherharz in Beziehung zum Cu-Gehalt des Bodens, so ergibt sich ein Verhältnis von etwa 2,5: 1 (Weizen), 1:1 (Sonnenblumen) bzw. 0,5:1 (Reben). Drückt man, um die Stärke des Cu-Transports in die Blätter zu charakterisieren, den Cu-Gehalt der Blätter in Prozent des Wurzelgehalts aus, so ergeben sich 1,9 % beim Weizen, 4,0 % bei den Sonnenblumen und 3,1 % bei den Reben. In den Varianten mit Austauscherharz wurden die Versuchspflanzen erheblich schwächer geschädigt als in denen mit unbe-

handeltem Boden, was offensichtlich auf die Bindung von Cu-Ionen an das Austauscherharz zurückzuführen ist (s. MOHR 1980). Der Cu-Gehalt der Blätter nahm deutlich, derjenige der Wurzeln jedoch stärker ab (Differenz zur unbehandelten Variante meist hoch signifikant).

2. Einfluß verschiedener Zusätze zu einem kontaminierten Boden auf den Cd-Gehalt von Rebstecklingen

Ein stark saurer Boden wurde künstlich mit Cd-Acetat kontaminiert und mit Kalk, Austauscherharz oder Müllklärschlammkompost vermengt. Wie aus Tab. 2 zu ersehen, ist der Cd-Gehalt der Blätter nur in der Variante "30 ppm Cd" deutlich erhöht, während in den übrigen Varianten die Differenz zur Kontrolle nicht bedeutend ist. Ein ganz anderes Bild ergibt sich dagegen bei den Wurzeln. Hier weist die Kontrolle den mit Abstand geringsten Cd-Gehalt (1,4 ppm), die Variante "30 ppm Cd" mit 553 ppm dagegen einen extrem hohen Cd-Gehalt der Wurzeln auf. In der Variante "120 ppm Cd + MKK" ist der Cd-Wurzelgehalt mit 396 ppm ebenfalls sehr hoch und steht in auffälligem Gegensatz zum niedrigen Cd-Gehalt der Blätter. In den Varianten mit Kalk und Austauscherharz nimmt der Cd-Gehalt der Wurzeln stark ab, ist aber immer noch signifikant höher als in der Kontrolle. Die Ergebnisse der Wurzelanalyse ermöglichen also eine viel bessere Beurteilung der Cd-Verfügbarkeit im Substrat als die der Blattanalyse.

3. Einfluß der Bodenreaktion auf die Aufnahme von CrVI in Wurzeln und Blätter von Rebstecklingen

In Gefäßversuchen hatte sich überraschend gezeigt, daß CrVI (Dichromat) in einem basischen Boden erheblich toxischer auf die Pflanze wirkte als in einem sauren, während bei anderen Schwermetallen das Gegenteil der Fall war. Zur näheren Untersuchung wurde ein stark saurer Boden mit steigenden Mengen Hüttenkalk sowie mit $K_2Cr_2O_7$ vermischt und mit Reben bepflanzt (5 - 7 Wiederholungen je Variante). Wie Tab. 3 zeigt, nimmt das Blattgewicht mit steigendem pH erheblich ab, was eine zunehmende Toxizität erkennen läßt. Der Cr-Gehalt der Blätter bleibt gegenüber der Kontrolle bei steigendem pH zunächst unverändert und steigt erst bei pH 7,3 auf 2,2 ppm an. Wesentlich stärker sind jedoch die Veränderungen beim Cr-Gehalt der Wurzeln. Man sieht aus Tab. 3, daß letzterer gegenüber der Kontrolle bei pH 4,0 stark, nämlich auf 212 ppm, ansteigt, daß er jedoch mit steigendem pH erheblich, nämlich um fast das 10-fache, abnimmt. Dieser zunächst widersprüchlich erscheinende

Befund könnte damit erklärt werden, daß das als Anion vorliegende Dichromat an den Sorptionskomplex Wurzel mit steigendem pH schwächer adsorbiert wird und daher möglicherweise leichter in die Pflanzæ eindringen kann, was die zunehmende Schädigung der Reben erklären würde. Wie weit die Gesetzmäßigkeit, daß die Anionenaufnahme der Pflanze mit steigendem pH gehemmt wird (BAUMEISTER und BURGHARDT 1969), auch für Dichromat-Ionen gilt, kann hier nicht beurteilt werden. Der Cr-Transport in die oberirdischen Pflanzenteile ist auffällig gering. Auch in diesem Versuch hätte die ausschließliche Analyse der Blätter also ein nur sehr unzulängliches Bild von der Schwermetallodynamik vermittelt.

4. Schwermetallaufnahme von Reben aus einem unterschiedlich stark angesäuerten Müllklärschlammkompost (MKK)

MKK, der eine schwach basische Reaktion (pH 8,0) aufwies, wurde mit verdünnter Schwefelsäure angesäuert und mit einem stark sauren Boden vermischt, um den Einfluß der zunehmenden Acidität auf die Schwermetallaufnahme der Rebe zu untersuchen. Wie Tab. 5 zeigt, nimmt die Pflanzenmasse mit zunehmender Versauerung stark ab, was auf eine Schädigung der Reben hinweist. Die Schwermetallaufnahme ist zunächst bei pH 6,3 kaum höher als bei pH 7,5. Nur der Mn-Gehalt der Blätter steigt von 121 auf 232 ppm an. Im stark angesäuerten MKK (pH 4,5) steigt der Schwermetallgehalt der Blätter bei Mn äußerst stark (auf 384 ppm), bei Zn verdoppelt er sich, bei den übrigen Metallen nimmt er dagegen nicht wesentlich zu. Völlig andere Verhältnisse liegen wiederum in der Wurzel vor, der Schwermetallgehalt steigt nämlich, mit Ausnahme von Cu und Cr, äußerst stark an. So beträgt z. B. der Cd-Gehalt der Wurzel 100 ppm, ist also gegenüber dem Cd-Gehalt des MKK (s. Tab. 4, 2n HCl-Auszug) um etwa das 40-fache gestiegen. Die Cd-Löslichkeit ist also stark pH-abhängig. Auch der Zn-Gehalt der Wurzeln ist sehr hoch, er beträgt mit 2758 ppm etwa das 3-fache des Gehalts im MKK. In hohem Maße pflanzenverfügbar ist im stark angesäuerten MKK auch das Mn, dessen Gehalt im Blatt sogar über demjenigen der Wurzel liegt. Von großer Bedeutung für die Praxis ist, daß nur ein geringer Prozentsatz toxischer Schwermetalle in den Sproß transportiert wird. Der Schwermetallgehalt der Blätter, ausgedrückt in Prozent des Wurzelgehalts, beträgt nämlich bei Zn ca. 3 %, bei Pb ca 2% und bei Cd 0,2 %. Vergleicht man die Schwermetallgehalte von Wurzeln und MKK, so erkennt man, daß Cr und Pb nur in geringem Maße pflanzenverfügbar sind (die Pb-Löslichkeit ist allerdings bei pH 4,5 deutlich erhöht).

5. Aufnahme von Cd aus einem künstlich kontaminierten Müllklärschlammkompost (MKK) in Weidelgras, Sonnenblumen und Reben

MKK wurde mit Cd-Nitrat kontaminiert und mit einem stark sauren Boden vermischt (je Gefäß 1000 g Boden + 250 g MKK; 4 - 6 Wiederholungen je Variante; Versuchsdauer bei Weidelgras: 11 Wochen; Sonnenblume: 6 Wochen; Rebe: 17 Wochen). Wie man aus Tab. 6 sieht, war die Blattmasse in den kontaminierten Varianten etwa so hoch wie in den nicht-kontaminierten, die Pflanzen waren also offenbar nicht geschädigt. Der Cd-Gehalt der Blätter nahm gegenüber der nicht-kontaminierten Variante wie folgt zu: Weidelgras: je nach Schnitt von 0,26 - 0,73 ppm auf 2,5 - 11 ppm; Sonnenblume: von 0,68 auf 11 ppm; Rebe: von 0,06 auf 0,17 ppm. Der Cd-Gehalt der Blätter nahm also in der Rebe nur geringfügig, bei Weidelgras und Sonnenblume dagegen recht stark zu. Der Cd-Gehalt der Wurzeln stieg folgendermaßen an: Weidelgras: von 10 auf 459 ppm; Sonnenblume: von 4,1 auf 91 ppm; Rebe: von 9,1 auf 276 ppm. Der Cd-Gehalt der Blätter, ausgedrückt in Prozent des Wurzelgehalts, betrug bei der Sonnenblume 12 %, beim Weidelgras 0,5 - 2,4 %, bei der Rebe dagegen nur 0,06 %.

Abschließende Betrachtung

Die Aufnahme von Schwermetallen in die Wurzel und der Weitertransport in die oberirdischen Pflanzenteile soll abschließend anhand von Abb. 1 näher betrachtet werden.

Die Schwermetalle treffen, wie alle Ionen der Bodenlösung, zunächst auf die Rhizodermis (Rh) mit den Wurzelhaaren (H). Die Zellwände weisen einen Überschuß an negativen Ladungen auf, der durch indiffusible Anionen (vor allem Carboxylgruppen von Pektinen und Proteinen) bedingt ist (MENGEL 1979, S. 235; LÜTTGE und HIGINBOTHAM 1979, S. 81 ff) und vermögen daher Kationen zu adsorbieren, wobei Schwermetallionen wegen ihrer meist höheren Eintauschstärke andere Kationen verdrängen können. Die Adsorption beschränkt sich jedoch nicht auf die Wurzeloberfläche, sondern erstreckt sich auf die gesamte Wurzelrinde bis hin zur Endodermis (E), da sich gelöste Nährstoffe innerhalb der Zellwände in einem System von Mikrokapillaren bewegen können (CLARKSON 1974, S. 205). Außerdem weist das Rindenparenchym (Rp) zahlreiche luftgefüllte Interzellularen auf. Der gesamte, außerhalb des Cytoplasmas liegende Bereich der Zellen wird als Apoplast bezeichnet. Seine beachtliche Größe macht verständlich, warum die Wurzel erhebliche Mengen an Kationen, speziell an Schwermetall-Ionen, zu adsorbieren vermag. Daß es sich tatsächlich in erster Linie um eine Adsorption handelt, kann daraus geschlossen werden, daß sich ca. 80 - 90 % der Schwermetalle innerhalb von 20

Minuten mit 0,1 n HNO_3 aus Weizenwurzeln ausschütteln lassen. Die Wurzel kann daher als eine Art "Filter" aufgefaßt werden, der die Pflanze bis zu einem gewissen Grade vor der Einwirkung toxischer Schwermetalle schützt (MOHR 1980a).

Einige Schwermetalle (Fe, Mn, Zn, Cu) sind für die Pflanze essentielle Nährstoffe. Steigt jedoch die Schwermetallkonzentration in der Pflanzenzelle erheblich an, so kommt es, insbesondere wenn es sich um stärker toxische Metalle wie Hg, Cd, Pb oder CrVI handelt, zu Störungen im Stoffwechsel. So können Konkurrenzwirkungen, z. B. ein Schwermetall-induzierter Fe-Mangel (WALLACE et al. 1976, AGARWALA et al. 1977), Förderung oder Hemmung der Aktivität von Enzymen (MATHYS 1976, COOMBES et al. 1976, VELTRUP 1978) oder deren Inaktivierung, z. B. durch die hohe Affinität mancher Schwermetalle zu den SH-Gruppen von Enzymen (SCHMITT et al. 1978, AUSTENFELD 1979) auftreten. In schweren Fällen wurden auch pathologische Veränderungen, z. B. an Golgi-Körpern und am endoplasmatischen Reticulum von Wurzelmeristemen, beobachtet (KOSTAL 1974, HERICH und BOBAK 1976).

Spätestens in der Endodermis müssen die Schwermetalle, wie alle Ionen, ins Cytoplasma eintreten, da der Casparysche Streifen wegen seiner hydrophoben Eigenschaften ein weiteres Vordringen im Apoplasten stark behindert. Die Ionen werden schließlich an den Zentralzylinder weitergeleitet und dort von den Parenchymzellen (Pa) an die Gefäße des Xylems (X) abgegeben und in den Sproß transportiert.

Sowohl bei der Adsorption der Schwermetalle an die Wurzeloberfläche als auch beim Transport in die oberirdischen Pflanzenteile lassen sich erhebliche Unterschiede zwischen den verschiedenen Schwermetallen einerseits und den Pflanzenarten andererseits feststellen. Auch die Schwermetallkonzentration der Boden- bzw. Nährlösung ist von Bedeutung. So konnten wir in zahlreichen Gefäßversuchen mit verschiedenen Substraten feststellen, daß bei einem niedrigen Schwermetallgehalt des Substrats prozentual erheblich mehr Schwermetalle in den Sproß transportiert wurden als bei einem hohen Schwermetallangebot. Berücksichtigt man weiterhin die starke Schwermetallanreicherung in der Wurzel und die meist nur geringe Transportrate in den Sproß, so wird verständlich, warum eine Blattanalyse nur recht wenig über die Schwermetалldynamik im Boden auszusagen vermag.

Die Schwermetallverteilung in der Pflanze soll schließlich durch die schematische Darstellung in Abb. 1 rechts veranschaulicht werden. Die Breite der Säulen kennzeichnet den Schwermetallgehalt. Daß die Wurzel oft den weitaus höchsten Gehalt an Schwermetallen aufweist, wurde schon betont. Der Gehalt in Stengel

und Blattstielen ist oft wesentlich geringer, Blattspreiten haben aber meist einen höheren Schwermetallgehalt als Blattstiele (Ausnahme: Cd). Den geringsten Schwermetallgehalt findet man meist im generativen Teil der Pflanze, also in der Blüte bzw. Frucht, was für die Ernährung von Tier und Mensch wichtig ist.

Zusammenfassung

Die Ergebnisse zeigen, daß Blattanalysen nur bedingt Rückschlüsse auf die im Substrat vorhandenen Mengen an löslichen bzw. pflanzenverfügbaren Schwermetallen zulassen, weit aufschlußreicher sind als Wurzelanalysen. Auch Kulturmaßnahmen, die den Schwermetallgehalt, die Reaktion, das Redoxpotential oder die Sorptionskapazität von Böden verändern (z. B. durch Einbringen von MKK, Kalk, Torf oder Austauschharz) wirken sich auf den Schwermetallgehalt der Wurzeln oft wesentlich stärker aus als auf diejenigen der oberirdischen Pflanzenteile. Die hier vorgestellten Versuchsergebnisse sollen dazu anregen, neben Boden- und Blattanalysen verstärkt auch Wurzelanalysen durchzuführen. Zwar kommt die Untersuchung von Wurzeln aus Freilandversuchen wohl nur in Ausnahmefällen in Betracht, bei Gefäßversuchen ist sie jedoch ohne allzu großen Mehraufwand möglich und kann wertvolle zusätzliche Informationen über die Schwermetалldynamik im Boden und die Schwermetallaufnahme in die Pflanze liefern.

Literatur

- AGARWALA, S. C., BISHT, S. S. und SHARMA, C. P.: Relative effectiveness of certain heavy metals in producing toxicity and symptoms of iron deficiency in barley. *Canad. J. Bot.* 55, 1299 - 1307 (1977)
- AUSTENFELD, F. A.: Nettphotosynthese der Primär- und Folgeblätter von *Phaseolus vulgaris* L. unter dem Einfluß von Nickel, Kobalt und Chrom. *Photosynthetica* 13, 434 - 438 (1979)
- BAUMEISTER, W. und BURGHARDT, H.: Nährstoffaufnahme durch die Wurzel. In: SCHARRER, K. und LINSE, H. (Ed.): *Handbuch der Pflanzenernährung und Düngung*. Band I, 1. Hälfte, 141 - 203. Springer Verlag Wien-New York (1969)
- CLARKSON, D.: *Ion transport and cell structure in plants*. Mc Graw-Hill Book Company (UK) Limited (1974)

- COOMBES, A. J., LEPP, N. W. und PHIPPS, D. A.: The effect of copper on IAA-oxidase activity in root tissue of barley (*Hordeum vulgare*, c. v. Zephyr). Z. Pflanzenphysiol. 80, 236 - 242 (1976).
- HERICH, R. und BOBAK, M.: The influence of cobalt on the endoplasmatic reticulum of the horse bean (*Vicia faba* L.). *Experientia* 32, 570 - 571 (1976)
- KOSTAL, L.: Influence of copper on the Golgi apparatus of the meristematic cells of the horse-bean - *Vicia faba* c. v. Povazsky. *Physiol. Plantarum* 9, 31 - 39 (1974)
- LÜTTGE, U. und HIGINBOTHAM, N.: *Transport in Plants*. Springer Verlag New York, Heidelberg, Berlin (1979)
- MATHYS, W.: Physiologische Aspekte der Zinktoleranz bei *Silene cucubalus* Wib. und anderen Arten. Diss. Münster 1976
- MENGEL, K.: *Ernährung und Stoffwechsel der Pflanze*. Gustav Fischer Verlag Stuttgart, New York (1979)
- MOHR, H. D.: Welche Risiken sind mit der Anwendung schwermetallhaltiger kompostierter Siedlungsabfälle im Weinbau verbunden? *Kali-Briefe* 14, 781 - 789 (1979)
- MOHR, H. D.: Einfluß von Kalk, Torf und Kationenaustauscherharz auf die Schwermetallaufnahme der Rebe (*Vitis vinifera* L.) aus kontaminierten Böden. Z. Pflanzenernaehr. Bodenkd. 143, 494 - 504 (1980)
- MOHR, H. D.: Schwermetallgehalt von Wurzel und Sproßorganen der Rebe (*Vitis vinifera* L.) nach Düngung mit Müll-Klärschlammkompost. Z. Pflanzenernaehr. Bodenkd. 143, 129 - 139 (1980a)
- SCHMITT, J. A., MEISCH, H. U. und REINLE, W.: Schwermetalle in höheren Pilzen. 4. Mitt. Silber. Z. Naturforsch. 33 c, 608 - 615 (1978)
- VELTRUP, W.: Der Einfluß von Cu^{2+} und Mg^{2+} auf die Aktivität von ATPasen aus Gerstenwurzeln. *Biochem. u. Physiol. Pflanzen* 173, 17 - 22 (1978)
- WALLACE, A., MUELLER, R. T. und ALEXANDER, G. V.: High levels of four heavy metals on the iron status of plants. *Commun. Soil Sci. and Plant Anal.* 7, 43 - 46 (1976)

Dem Bundesministerium des Inneren wird für die Unterstützung der Untersuchungen gedankt.

Tab. 1 : Einfluß von Kationenaustauscherharz auf die Schwermetall-
aufnahme von Weizen, Sonnenblumen und Reben aus einem
Cu-reichen Weinbergsboden

Variante	Pflanzenart	Pflanzen- teil	Gewicht (g)	Cu (ppm)
1000 g Boden	Weizen	Blätter	4,5	24
		Wurzeln	1,1	1259
1000 g Boden + 15 g Austauscherharz		Blätter	6,2**	14**
		Wurzeln	1,1	634***
1000 g Boden	Sonnenblume	Blätter	4,5	20
		Wurzeln	0,65	506
1000 g Boden + 15 g Austauscherharz		Blätter	5,1*	15***
		Wurzeln	0,75	168***
1000 g Boden	Rebe	Blätter	1,1	8,3
		Wurzeln	0,25	268
1000 g Boden + 15 g Austauscherharz		Blätter	2,7	3,8**
		Wurzeln	0,19	67*

Signifikanz: * = $P < 5,0\%$; ** = $P < 1,0\%$; *** = $P < 0,1\%$

Tab. 2 : Einfluß verschiedener Zusätze zu einem kontaminierten Boden auf den Cd-Gehalt in Wurzeln und Blättern von Rebstecklingen (MCHR 1980)

Variante	Blätter		Wurzeln
	28.8. 1978	26.2. 1979	26.2. 1979
ppm Cd			
Boden (Kontrolle)	0,21	0,10	1,4
+ 30 ppm Cd	6,6**	3,2**	553***
+ 30 ppm Cd + Kalk	0,10*	0,12	24,2*
+ 120 ppm Cd + Austauscherharz	0,30	0,19	26,7*
+ 120 ppm Cd + Müllklärschlammkompost	0,21	0,45**	396***

Tab. 3 : Einfluß der Bodenreaktion auf die Aufnahme von Cr(VI) in Wurzel und Blätter von Rebstecklingen

Variante	pH	Pflanzen- teil	Gewicht (g)	Cr-Gehalt (ppm)
1000 g Boden (Kontrolle)	4,0	Blätter	5,3	< 0,7
		Wurzeln	0,08	0,8
+ 50 ppm Cr	4,0	Blätter	4,9	0,8
		Wurzeln	0,10	212
+ 50 ppm Cr + 4 g Kalk	5,3	Blätter	1,3***	< 0,7
		Wurzeln	0,07	80
+ 50 ppm Cr + 16 g Kalk	7,3	Blätter	0,44***	2,2
		Wurzeln	0,08	26

Tab. 4 : Schwermetallgehalt des in den Gefäßversuchen verwendeten Müllklärschlammkompostes Bad Kreuznach

Schwermetallgehalt im:	Mn	Zn	Cu	Pb	Cd	Cr
mg/kg (ppm)						
Aufschluß	892	1157	228	1363	4,6	65
Königswasserauszug	902	1057	164	1142	4,0	38
2n HCl-Auszug	681	931	97	329	2,5	20

Tab. 5 : Schwermetallaufnahme von Reben aus einem unterschiedlich stark angesäuerten Müllklärschlammkompost (MKK)

Substrat	pH	Pflanzen- teil	Gewicht (g)	Mn	Zn	Cu	Pb	Cd	Cr
						mg/kg (ppm)			
Boden + MKK unbehan- delt	7,5	Blätter	5,1	121	42	10	1,6	0,06	< 0,7
		Holz	3,4	42	63	8	< 0,7	0,05	< 0,7
		Wurzeln	0,61	203	264	55	14	9,1	1,5
Boden + MKK schwach sauer	6,3	Blätter	2,8***	232**	41	8,7	1,6	> 0,04	< 0,7
		Holz	1,4	35	65	8,2	< 0,7	0,09	< 0,7
		Wurzeln	0,51	203	226	55	21	7,1	1,5
Boden + MKK stark sauer	4,5	Blätter	1,8***	3841***	87***	11	1,5	0,2	< 0,7
		Holz	0,77*	983***	251**	14	< 0,7	0,6	> 0,7
		Wurzeln	0,24**	2267**	2758***	58	109***	100***	1,8
Boden (Kontrolle)	4,0	Blätter	6,6	839***	35	6,0*	1,6	0,09	< 0,7
		Holz	4,3	237***	16***	1,5***	< 0,7	0,2**	> 0,7
		Wurzeln	0,81	763***	68***	7,1***	2,2***	5,6*	> 0,7

Tab. 6 : Aufnahme von Cd aus einem künstlich kontaminierten
Müllklärschlammkompost (MKK) in Weidelgras, Sonnenblumen
und Reben

Pflanzenart u. Variante	Pflanzen- teil	Gewicht (g)	Cd-Gehalt (ppm)
<u>Weidelgras</u>			
1. Schnitt			
Boden + MKK	Blätter	1,6	0,26
Boden + MKK + 50 ppm Cd	"	1,6	2,5***
Boden (Kontrolle)	"	1,7	0,23
3. Schnitt			
Boden + MKK	Blätter	2,3	0,39
Boden + MKK + 50 ppm Cd	"	2,1	5,8***
Boden (Kontrolle)	"	5,9***	0,52
5. Schnitt			
Boden + MKK	Blätter	1,7	0,73
	Wurzeln	0,72	10
Boden + MKK + 50 ppm Cd	Blätter	1,7	11***
	Wurzeln	0,65	459***
Boden (Kontrolle)	Blätter	3,1**	0,60
	Wurzeln	0,43	6,7*
<u>Sonnenblume</u>			
Boden + MKK	Blätter	3,4	0,68
	Wurzeln	0,29	4,1
Boden + MKK + 50 ppm Cd	Blätter	4,5	11***
	Wurzeln	0,36	91***
Boden (Kontrolle)	Blätter	2,6	0,80
	Wurzeln	0,28	2,9*
<u>Rebe</u>			
Boden + MKK	Blätter	5,1	0,06
	Holz	3,4	0,05
	Wurzeln	0,61	9,1
Boden + MKK + 50 ppm Cd	Blätter	6,1	0,17*
	Holz	4,8	0,28***
	Wurzeln	0,41	276***
Boden (Kontrolle)	Blätter	6,6	0,09
	Holz	4,3	0,21**
	Wurzeln	0,81	5,6*

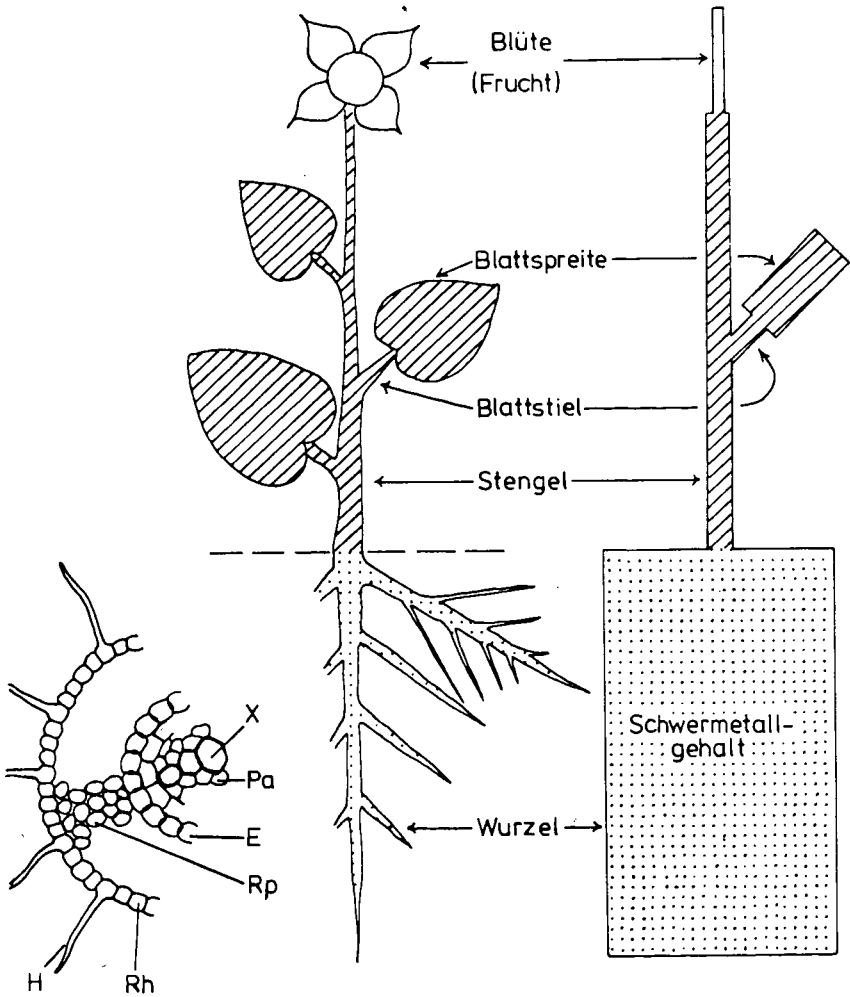


Abb. 1 : Schwermetallverteilung in der Pflanze
links: Wurzelquerschnitt kurz hinter der Wurzelspitze
Mitte: Schema einer dikotylen Pflanze
rechts: Schwermetallverteilung in der Pflanze
(die Breite der Säulen kennzeichnet den
Schwermetallgehalt)
Erläuterungen s. Text



Die geochemische Verteilung metallischer Mikroelemente in
Böden des südöstlichen Dona deltas

von

Rauta, C., R. Lacatusu, A. Mihailescu, I. Munteanu, C. Grigoras⁺

Der Beginn einiger komplexer Forschungen, die als Zielpunkt die Einführung in die landwirtschaftliche Landnutzung einiger Zonen aus dem Donaudelta haben, benötigt außer den Studien betreffs der hydro- und pedoameliorativen Arbeiten auch ausführliche Forschungen über die Verteilung und die Beweglichkeit von Makro- und Mikroelementen zwecks der Festlegung der Kulturtechnologien.

Was Gehalt und Mobilität von Mikroelementen im Donaudelta betrifft, gibt es keine Angaben.

Einige Ergebnisse über die Verteilung von metallischen Mikroelementen sollen im folgenden dargestellt werden.

Material und Methoden

Es wurden 55 Bodenprofile analysiert, die eine Anzahl von 259 Proben aus der Zone Isacova-Uzlina innere Dranov erfaßt, wo Auenböden, Moore und Gleye auftreten.

Die Moore dominieren mit ca. 70 % flächenmäßig unter den analysierten Böden. Die Gleye werden durch Moorgleye und Anmoorgleye repräsentiert. Außerdem treten Unterwasserböden auf. Die Aueböden, die durch vergleyte Alluvionen und Aueböden dargestellt werden, stellen eine kleine Fläche insbesondere längs des Donauarms Sf. Gheorghe und im Norden des Gebietes dar.

Die Gesamtgehalte an Spurenelementen wurden nach Säureaufschluß (HClO_4 , HNO_3 , H_2SO_4) mittels AAS bestimmt. Die Ergebnisse wurden statistisch verrechnet: es wurden die Zerstreuungsparameter ($X_{\min.}$ - $X_{\max.}$) und von den Parametern des Gruppierungszentrums das arithmetrische Mittel (\bar{x}) bestimmt. Der Verteilungstyp wurde durch die Untersuchung der Übereinstimmung der empirischen Verteilung mit

⁺ Institut für Bodenkunde und Agrochemie, 71331 Bukarest, B-dul Marasti 61, Rumänien

dem Gesetz der Normalität und der Lognormalität mit Hilfe der Momentenmethode bestimmt. Der Verlauf der Verteilung wurde nach den Werten der Asymmetriezahl-A und der Exzeßzahl-E (Ianovici und Dumitriu, 1967) festgelegt.

Der Assoziationsgrad der chemischen Elemente wurde durch die Berechnung der Korrelationsbeiwerte in Abhängigkeit von Bodentyp und Bodenhorizonten durchgeführt, in bezug auf den Verteilungstyp, der für jede einzelne Gesamtheit aufgenommen wurde.

Um die Arealvariabilität der Mikroelementengehalte zu erfassen, wurde die Analyse der polynomischen Tendenzoberflächen (Harbaugh und Merriam, 1972) angewandt. Die Berechnung der Tendenzoberflächen wurde an einem elektronischen Rechner ICL 1905 nach einem in Fortran IV-Sprache geschriebenen Programm durchgeführt. Es wurden polynomische Tendenzoberflächen bis zum Grade 6 berechnet.

Ergebnisse und Diskussion

Statistische Verteilung von Mikroelementen

Im Mittel aller Proben ergaben sich in ppm 13 Co, 22 Pb, 28 Cu, 39 Cr, 46 Ni, 67 Zn und 370 Mn (Tab. 1). Ein Vergleich der Mittelwerte der analysierten Proben mit dem Clark-Wert (Rankama und Sahama, 1970) und mit dem Wert der Mittelkonzentration aus den Böden (Bowen, 1966) durchgeführt, ergibt, daß in den Böden aus der analysierten Zone, die Konzentration Cu und Pb ca. 3 mal höher als der Clark-Wert und als der Mittelkonzentrationswert im Boden ist. Die Konzentration von Zn und Ni ist ungefähr gleich mit den beiden Vergleichsindikatoren, während die Konzentrationen von Co, Cr und Mn 1/2, 1/4 bzw. 1/10 von dem Clark-Wert und 1/4 vom Mittelkonzentrationswert in Böden für Cr und 1/3 für Mn bedeutet. Die Mittelkonzentration von Co von den analysierten Proben ist gleich der Mittelkonzentration im Boden.

Für die Festlegung des Verteilungstypes wurden die Asymmetriewerte und die Exzeßwerte berechnet, die zeigen, daß die meisten Elemente durch die lognormale Verteilung geprüft werden. Der lognormale Charakter der Verteilungen zeigt das Vorherrschen einer wichtigen Quelle dieser Elemente, und zwar die Ablagerungen von geologischen Schichtenfolgen, die von der Donau und ihren Nebenflüssen durchquert werden. Unter diesen geologischen Schichtenfolgen besetzen diejenigen der Karpaten den ersten Platz.

Die normale Verteilung mancher Elemente zeigt, daß zur Akkumulation dieser Elemente zwei oder mehrere Prozesse von ähnlicher Intensität beigetragen haben, unter denen diejenigen, die mit der Anwesenheit organischer Stoffe verknüpft sind, dominieren. Gleichfalls zeigt dieser Verteilungstyp, daß mehrere Quellen und auch antropogene Belastung, die zur Anhäufung von Elementen in den analysierten Böden beigetragen haben.

Tab. 1 Statistische Parameter der geochemischen Verteilung von Böden aus der südöstlichen Zone des Donaudeltas

Element	Boden- gruppe	N	X min. ppm	X max. ppm	Normalverteilung		Lognormalverteilung		Verteilungs- und Symmetrie- typ				
					\bar{x} ppm	A	E	A	E				
Cu	Gesamt	259	2.5	78.0	28.1	5.15	3.41	-5.71	4.73				
	Aue-	41	7.5	65.0	26.9	2.87	0.85	0.27	0.11	N	AsL	Lgn	Sm
	Moor-	143	2.5	78.0	28.4	4.32	3.18	-3.40	1.59			Lgn	AsR
	Gley-	75	6.0	60.0	28.1	1.58	0.78	-1.43	0.24	N	AsL	Lgn	AsR
Pb	Gesamt	253	2.8	63.8	22.2	8.15	8.06	-5.32	8.13			Lgn	AsR
	Aue-	38	3.5	36.8	20.3	0.02	0.03	-3.33	2.81	N	Sm		
	Moor-	140	2.8	63.8	20.7	8.78	14.16	-2.75	5.73			Lgn	Sm
	Gley-	75	7.0	60.8	28.1	1.58	0.78	-1.43	0.24	N	AsL	Lgn	Sm
Zn	Gesamt	259	5.0	313	67.2	21.3	51.6	-2.61	15.8			Lgn	Sm
	Aue-	41	17.5	150	61.5	4.12	5.42	-0.53	1.21			Lgn	Sm
	Moor-	143	5.0	313	61.7	18.0	58.4	-2.93	13.7			Lgn	Sm
	Gley-	75	23.0	275	80.7	8.3	13.9	1.49	1.28			Lgn	Sm
Co	Gesamt	252	1.0	45.8	13.4	7.8	13.5	-5.71	4.73			Lgn	
	Aue-	38	5.5	44.8	13.7	7.9	15.8	1.42	1.42			Lgn	AsL
	Moor-	139	1.0	25.0	11.8	-0.07	-1.43	-6.41	4.47				
	Gley-	75	3.3	45.8	16.1	7.6	13.8	1.82	3.97			Lgn	Sm
Ni	Gesamt	252	3.0	100	45.8	-1.13	-2.40	-11.2	13.2	N	Sm		
	Aue-	38	8.8	71.3	44.1	0.21	-1.51	-2.22	1.97	N	Sm	Lgn	AsR
	Moor-	139	3.0	100	43.6	1.13	-1.03	6.53	5.22	N	Sm		
	Gley-	75	11.8	76.8	50.6	-0.64	-1.12	-3.56	1.85	N	Sm		
Cr	Gesamt	252	3.5	100	39.1	6.35	4.42	-7.08	7.63				
	Aue-	38	6.3	70	30.5	0.67	-0.41	-2.40	1.83	N	AsL	Lgn	AsR
	Moor-	139	3.5	100	35.3	4.46	7.79	-5.52	4.57				
	Gley-	75	11.0	100	47.0	4.40	1.56	1.52	-0.47			Lgn	Sm
Mn	Gesamt	258	13	1000	371	6.96	3.61	-6.30	10.0				
	Aue-	41	180	1000	403	3.95	2.94	1.04	0.33			Lgn	AsL
	Moor-	143	13	1000	326	6.80	4.64	-3.63	4.51			Lgn	Sm
	Gley-	74	113	900	441	2.48	0.01	-1.06	-0.63	N	AsL	Lgn	Sm

Abkürzungen: N = Normalverteilung; Lgn = Lognormalverteilung; AsL = Linksasymmetrie; AsR = Rechtsasymmetrie; Sm = Symmetrie

Die Verteilungshistogramme, die in arithmetrischer oder logarithmischer Skala konstruiert wurden, haben nach dem Verteilungscharakter eine vorherrschend-symmetrische Häufigkeit für die Normalverteilung und teilweise für die lognormale Verteilung. Im Falle letzten Verteilungstypes schließt sich auch die Asymmetrie an, indem die Asymmetrie von rechts eine höhere Häufigkeit hat. Der Symmetrietyp der Histogramme ist in der Tabelle 1 gegeben. Die meisten Verteilungshistogramme haben einen unimodalen Aspekt, was den homogenen Charakter der analysierten Gesamtheit beweist.

Mit Hilfe von Verteilungskurven, die durch die Parabelmethode (Sarapov, 1968) gewonnen wurden, wurden die geochemischen Indikatoren der Mikroelemente festgelegt. Diese Indikatoren charakterisieren die Verteilung dieser Elemente, und zwar die geochemische Grundlage, die geochemische Schwelle und die Exzeßwerte (Anomalien), die in der Tabelle 2 dargestellt werden. Man bemerkt, daß über 90 % der Gesamtbeiträge der Werte sich unter den Grenzen der geochemischen Grundlage befinden, indem die anomalen Werte sich häufig zwischen 0.4 und 10 % befinden. Ausnahme von der Regel bilden Cu und Ni bei den Auenböden, bei denen anomale Werte bis 22 % bzw. 40 % betragen. Das ist wohl Folge der Anwesenheit dieser Elemente in sedimentierten primären Mineralen und die ganz verwittert wurden, damit die bildenden Elemente im Netz der Sekundärmineralien oder in den organo-mineralischen Komplexen gebunden werden. Die geochemischen Eigenschaften von Ni und Cu verleihen diesen die Möglichkeit, zu großen Distanzen zu wandern (Rankama und Sahama, 1970). Die höheren Mn-Konzentrationen mit anomalen Werten bis 23 % in Gleyböden stellen die Folge von Redoxbedingungen dar, die günstig für die Akkumulation dieser Elemente sind (Krauskopf, 1972).

Beziehungen zwischen den Elementen

Zur Darstellung der Arealvariabilität der Mikroelemente wurde die Analyse der polynomischen Tendenzoberflächen angewandt zwecks Trennung der Variationen in großem Umfange oder der Tendenz von den Localvariationen. Die Analyse der Tendenzoberflächen stellt ein wirksames Mittel dar, einfache Beziehungen aus einer relativ komplexen Angabenserie (Harbough und Merriam, 1972) zu entziffern. Für jedes Element wurden Tendenzwerte jeweils alle Gehalte eines Bodenprofils sowie der oberen Horizonte (bis 80-100 cm) berechnet. Als Beispiel sind die Tendenzkarten der Cu und Pb für die oberen Horizonte in der Abbildung 1 dargestellt.

Kupfer

Die mittleren Cu-Gehalte der Bodenprofile nehmen von Nord nach Süd von 33 auf 18 ppm ab. Das Areal höchster Konzentration befindet sich in Nähe des Sf.Gheorghe-Armes und im Norden dieses Armes, wobei es Auenböden und teilweise Gleye sowie Moore bis Mudden enthält. Das Areal mit minimaler Konzentration entspricht den Mooren. Diese Verteilung zeigt im großen und ganzen die alluviale Zufuhr des

Tab. 2 Geochemische Indikatoren in Abhängigkeit von der Bodengruppe aus der südöstlichen Zone des Donaudeltas

Element	Boden- gruppe	N	\bar{X} Fg ppm	Pg ppm	Fg %	An %
Cu	Gesamt	259	24.5	33.7	98.00	2.00
	Aue-	41	16.5	58.0	78.04	21.96
	Moor-	143	27.0	51.0	96.50	3.50
	Gley-	75	30.0	58.0	97.34	2.66
Pb	Gesamt	253	20.0	47.5	98.50	1.50
	Aue-	38	21.1	33.0	97.37	2.63
	Moor-	140	21.0	37.0	95.01	4.99
	Gley-	75	23.0	43.0	92.00	8.00
Zn	Gesamt	259	56	159	97.68	2.32
	Aue-	41	53	100	95.23	4.77
	Moor-	143	62	136	97.90	2.10
	Gley-	75	78	152	94.67	5.33
Co	Gesamt	252	13.4	26.0	88.81	1.19
	Aue-	38	13.0	23.6	97.37	2.63
	Moor-	139	8.2	13.0	53.85	46.05
	Gley-	75	15.6	31.8	97.33	2.67
Ni	Gesamt	252	47.0	90.0	99.60	0.40
	Aue-	38	33.8	44.8	60.53	39.47
	Moor-	139	44.8	86.0	98.56	1.44
	Gley-	75	33.0	75.0	94.67	5.33
Cr	Gesamt	252	35.7	65.8	91.27	8.73
	Aue-	38	31.7	51.0	89.48	10.52
	Moor-	139	35.7	65.0	95.68	4.32
	Gley-	75	38.0	73.0	84.00	16.00
Mn	Gesamt	258	287	570	84.11	15.89
	Aue-	41	320	566	82.92	17.08
	Moor-	143	302	617	89.50	10.50
	Gley-	74	397	638	77.12	22.88

Abkürzungen:

\bar{X} Fg = arithmetisches Mittel der geochemischen Grundlage

Pg = geochemische Schwelle

Tab. 3 Variationsgrenzen von Korrelationsbeiwerten

Element	Boden- gruppe	Vertei- lungstyp	0.4 - 0.6		0.6 - 0.8		
			N	Lgn	N	Lgn	
Cu	Gesamt			Pb,Zn	Pb,Zn,Co	Ni	
	Aue-	N	Lgn			Ni	Zn
	Moor- Gley-	N	Lgn	Pb,Ni	Pb,Zn,Co,Cr Zn,Ni		
Pb	Gesamt		Lgn		Cu,Zn,Co		Ni,Cr
	Aue-	N	Lgn	Cu			Ni
	Moor- Gley-	N	Lgn		Zn,Co,Cr Co,Ni	Zn	Cr
Zn	Gesamt		Lgn		Cu,Ni,Co,Cr		
	Aue-		Lgn		Ni		Cu
	Moor- Gley-		Lgn		Cu,Pb,Co,Ni,Cr		
Co	Gesamt		Lgn		Cu,Pb,Zn,Mn Pb,Ni,Cr		Ni,Cr
	Aue-	N	Lgn				Ni
	Moor- Gley-		Lgn		Pb,Cr,Mn		
Ni	Gesamt		Lgn			Cu	
	Aue-	N	Lgn		Cu,Co		Pb,Cr
	Moor- Gley-	N		Cr		Pb	
Cr	Gesamt		Lgn				
	Aue-	N	Lgn		Co		Pb,Ni
	Moor- Gley-		Lgn				
Mn	Gesamt		Lgn				
	Aue-		Lgn		Zn,Co,Cr		
	Moor- Gley-	N	Lgn		Co		

Kupfers. Hohe Gehalte der Oberböden dominieren hingegen im Süden (Abb. 1), d.h. im Bereich der Moore. Aus der Raumverteilung dieser Umfänge ergibt sich, daß in den oberen Horizonten eine Wanderung des Kupfers nach anorganischem Stoff reiche Areale stattgefunden hat.

Die Bestimmungsbeiwerte von Oberflächen der Ordnung 4 für das ganze Bodenprofil (27.6 %) und der Ordnung 6 für die oberen Horizonte (29.5 %) erklärt nur einen Teil der ganzen Variation aus der Oberfläche. Man kann folglich sagen, daß die Variabilität in kleinem Umfange so wie die Tendenzbestandteile in der oberen Ordnung ein wesentliches Schwergewicht haben.

Blei

Die für die Arealverteilung des Bleies auf dem ganzen Bodenprofil berechneten Tendenzoberflächen zeigen eine Konzentrationsabnahme, je entfernter sie von dem Sf.Gheorghe-Arm sind. Also findet die Konzentration in der Richtung NW - SE statt, was zeigt, daß dieses Element mit dem Auenstoff mitgebracht wurde. Die Tendenzkarte für die oberen Horizonte (Abb. 1) zeigt das Vorhandensein zweier Umfänge mit bis 35-39 ppm höheren Werten, die insbesondere von dem Moor und teilweise von den Gleyauböden abhängig sind. Der höhere Wert des Bestimmungsbeiwertes (35.3 %) zeigt einen höheren Wahrhaftigkeitsgrad im Falle einer polynomischen Oberfläche der Ordnung 6 für die aus den oberen Horizonten

Zink

Die polynomischen Oberflächen, die für die Arealverteilung von Zn auf dem ganzen Bodenprofil und für die oberen Horizonte berechnet wurden, sind gleich. Als sehr augenscheinlich erscheint auch in diesem Falle die Konzentrationstendenz in der Richtung NW - SE längs des Sf.Gheorghe-Armes. Das zeigt mit einem höheren Sicherheitsgrad die Abhängigkeit dieses Elements von den abgelagerten Auenschichtenfolgen. Für die beiden Fälle sind die polynomischen Oberflächen fünften Grades mit einem höheren Bestimmungsbeiwert im Falle des für die Oberflächenproben repräsentativen Areals.

Nickel

Der Verlauf der zwei Tendenzkarten für den Ni-Gehalt des ganzen Profils und der oberen Horizonte ist ähnlich. Man hebt zwei Zonen von maximaler Konzentration (55-60 ppm) hervor; eine befindet sich längs des Sf.Gheorghe-Armes und eine im Süden der erforschten Zone. Die räumliche Anordnung dieser Zonen suggeriert denselben Ursprung des Elementes - den Auenstoff, der von den Nebenflüssen der Donau selbst mitgebracht wird. Das Areal mit höchsten Konzentrationen aus der Nähe des Armes Sf.Gheorghe wurde aus den Aueböden und teilweise aus Moor und Gleyböden gebildet, jedoch im Süden nur aus Moor. Der Bestimmungsbeiwert der polynomischen Oberflächen fünften Grades für die Proben des ganzen Bodenprofils liegt bei 44 %. Im Falle der Proben aus den oberen Horizonten liegt der Wert desselben Beiwertes

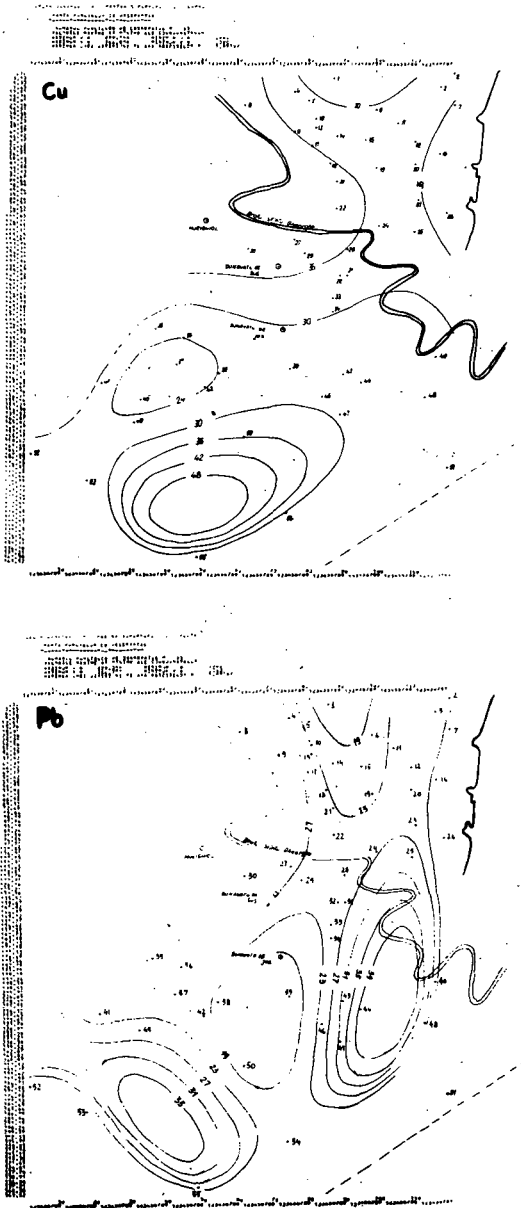


Abb. 1 Tendenzoberflächenkarte für Cu und Pb aus den Oberhorizonten (bis 80-100 cm) der Zone Isacova-Uzlina innere Dranov (Donaudelta)

für jede Oberfläche sechsten Grades bei 26.3 %. In diesem letzten Falle ist die Oberfläche weniger repräsentativ, weil der größte Teil der Variabilität dieses Elementes mit Variationen in örtlichem Umfange und mit Tendenzbestandteilen oberer Ordnung verbunden ist.

Kobalt

Die für Co berechneten Karten der Tendenzoberflächen sind im allgemeinen ähnlich der Karten anderer Elemente. Die Zone der Minimalgehalte (8.5 ppm) bildet in der Tendenzoberfläche fünften Grades für das ganze Profil und in der Tendenzoberfläche sechsten Grades für die oberen Horizonte je eine Ellipse mit einer nach N-S gerichteten Achse. Diese Oberfläche ist nur mit torfigen Böden bedeckt. Die Isokonzentrate mit maximalen Werten von 14.5 und 16 ppm befinden sich längs des Armes Sf.Gheorghe und im Norden dieses Armes, in dem sie charakteristisch für die Aue- und Gleyböden sind. Die Bestimmungsbeiwerte für die zwei Karten der Tendenzoberflächen haben Werte von 34.7 % und 37.4 %, indem sie einen genügenden Wahrhaftigkeitsgrad zeigen.

Literatur

- Bowen, H.J.M., 1966: Trace elements in Biochemistry, Academic Press New York
- Ianovici, V., Al. Dumitriu, 1967: Natura statistica a distributiei asimetrice in geochimie. S.C.XII, 1
- Harbaugh, J.W., D.F. Merriam, 1972: Aplicatiile calculatoarelor in geologie., Ed. Tehnica. Bucuresti
- Krausopf, K., 1972: Geochemistry of Micronutrients, in Micronutrients in Agriculture, Madison, USA
- Pedro, G., A.B. Delmas, 1970: Les principes géochimiques de la distribution des éléments dans les sols. Ann.agron. 21, 5
- Rankama, K.K., Th.G. Sahama, 1970: Geochimia, Ed. tehnica. Bucuresti
- Sarapov, I., 1968: Utilizarea statisticii matematice in geologie. Ed. tehnica., Bucuresti



Bedeutung der Reaktionskinetik und der Nicht-linearität der Adsorptionsisotherme für die Simulation des Fluortransportes im Boden.

von

Flühler, H. u. W. A. Jur.^{††}

Im Beitrag Flühler et al. 1981b (Tagung des DBG Komm. I-III 1980) haben wir gezeigt, dass die Reaktionskinetik der F-adsorption und -ausfällung für die Mobilität des Fluors im Boden eine dominierende Rolle spielen kann. In dieser Arbeit versuchen wir diese Vorgänge rechnerisch nachzuvollziehen. In jedem mathematischen Modell, das den Stofftransport im Boden beschreiben soll, müssen die realen Vorgänge vereinfacht werden. Dieser Beitrag soll zeigen, welche Vorgänge in einem Fluortransportmodell berücksichtigt und welche Parameter dafür bestimmt werden müssen. Das Modell beschreibt die zeitliche Veränderung des Konzentrationsprofils in einer homogenen Bodensäule. Der Fluss der Bodenlösung sei stationär und die Konzentration an der Oberfläche konstant.

Fluor ist das elektronegativste Element und somit ausserordentlich reaktiv. Das F-ion in der Bodenlösung kann z.B. OH⁻-Gruppen der Al- und Fe-hydroxide austauschen, also an die feste Bodenmatrix gebunden werden. Es kann aber auch als Ligand mit gelösten Metallen, z.B. Ca, reagieren und ausgefällt werden, also eine neue feste Phase bilden. Austauschreaktionen verlaufen in der Regel sehr schnell, Ausfällprozesse aber oft sehr langsam. Die Ausfällrate von CaF₂ beispielsweise hängt unter anderem von der Art und Konzentration der Kristallisationskerne und vom Uebersättigungsgrad an F und Ca ab (Baer und Lewin 1970 und mündl. Mitteilung von H. Hohl, EAWAG, Schweiz). Die durch das Löslichkeitsprodukt gegebene Verteilung von gelöstem und ausgefälltem F stellt sich im

[†] Eidg. Anstalt für das forstl. Versuchswesen, CH-8903 Birmensdorf, Schweiz.

^{††} Dept. of Soil and Environ. Sciences, Riverside 92521 Calif. USA

Fälle von CaF_2 nur sehr langsam ein. In dieser Arbeit verwenden wir den Begriff "Adsorption" als Summenwirkung aller Austausch- und Ausfällreaktionen, also im Sinne einer "scheinbaren Adsorption".

Die folgende quantitative Interpretation der Adsorptionsisothermen ist rein empirisch. Der Ansatz beruht auf der Hypothese, dass Austausch- und Ausfällprozesse verschiedene Verteilungsisothermen und eine verschiedene Reaktionskinetic aufweisen.

Experimente

Mit zwei Bodenmaterialien, einem sauren Ton aus einer Braunerde (LIEBEFELD, pH 4.2) und einer kalkhaltigen Feinerde aus einer Humus-Rendzina (SCHITTERWALD, pH 7.4) wurden drei Versuche durchgeführt:

- a) Adsorptionsmessungen in Suspensionen (10 g Boden pro 100 ml NaF-Lösung) die während 15 Std. geschüttelt wurden.
- b) Adsorptionsmessungen wie unter a) aber mit variabler Schütteldauer
- c) Durchbruchskurven in sehr kurzen Bodensäulen (2 cm) mit grossem Querschnitt (20 cm^2). Die Flussrate der NaF-Lösung war $0.2 \text{ cm} \cdot \text{Std.}^{-1}$, die F-konzentration $200 \text{ } \mu\text{g F} \cdot \text{ml}^{-1}$ im Falle des Rendzinabodens und 10, 50 und $200 \text{ } \mu\text{g F} \cdot \text{ml}^{-1}$ im sauren Ton. Der Dispersionskoeffizient wurde in einem entsprechenden Versuch mit einer NaCl-Lösung bestimmt.

Die experimentellen Einzelheiten finden sich in einer anderen Arbeit (Flühler et al. 1981a). Die Bodenmaterialien sind in einer früheren Mitteilung beschrieben (Flühler et al. 1981b).

Modell

Der Fluss gelöster Stoffe im Boden (J_s) setzt sich aus zwei Summanden zusammen, dem Dispersions- und dem Massenflussterm:

$$J_s = - \theta \cdot D \cdot \frac{dc}{dz} + q \cdot c \quad (1)$$

(θ = volumetrischer Wassergehalt, D = Dispersionskoeffizient, q = Filtergeschwindigkeit, c = Stoffkonzentration in der Lösung).

Die zeitliche Aenderung der Stoffmenge in einem Volumenelement $dV = dz \cdot l$ (l cm² Querschnitt) ist

$$\theta \cdot \frac{\partial c}{\partial t} + \vartheta \cdot \frac{\partial S}{\partial t} = D\theta \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} - q \cdot \frac{\partial c}{\partial z} \quad (2)$$

Der erste Term auf der linken Seite beschreibt die Aenderung der Stoffmenge in der Bodenlösung, der zweite jene in der festen Phase. Auf der rechten Seite steht die Differenz des Zu- und Wegflusses. Verwenden wir $S = \dot{s} \cdot (\vartheta/\theta)$ (ϑ = scheinbare Dichte) und $v = q/\theta$ (v = Porengeschwindigkeit) dann erhalten wir

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial S}{\partial t} = D \cdot \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} - v \cdot \frac{\partial c}{\partial z} \quad (3)$$

Gestützt auf die experimentell bestimmten Adsorptionsisothermen nehmen wir an, dass die Gleichgewichtsbeziehung zwischen c und S einer sequentiellen Langmuirgleichung entspricht.

$$S_{eq} = \frac{K_1 \cdot c}{K_2 + c} + \frac{K_3 \cdot c}{K_4 + c} \quad (4)$$

Der erste Term auf der rechten Seite beschreibe das Endergebnis (Gleichgewicht) von Ausfällreaktionen und der zweite jenes der Austauschprozesse. Die tatsächlich sorbierte bzw. ausgefällte Menge S hänge nun hinter S_{eq} nach, das Gleichgewicht stelle sich also bei dieser Fliessgeschwindigkeit nicht ein. Die Reaktionsrate beschreiben wir mit

$$\frac{\partial S}{\partial t} = r \cdot [S_{eq} - S] \quad (5)$$

Die Reaktion verläuft um so schneller je grösser die Reaktionskonstante und je weiter weg die tatsächlich sorbierte Menge S vom möglichen Endwert S_{eq} ist. Gleichung 5 unterschiebt, dass die beiden Terme in Gleichung 4 die gleiche Kinetik aufweisen. Dies widerspricht der Annahme, welche zum formalen Ansatz der Gleichung 4 führt. Wir müssen für jeden der beiden Prozesse "Ausfällung" und "Austausch" (S_1 und S_2) getrennt Buch führen.

$$\frac{\partial S}{\partial t} = r_1 \cdot \left[\frac{K_1 c}{K_2 + c} - S_1 \right] + r_2 \cdot \left[\frac{K_3 c}{K_4 + c} - S_2 \right] \quad (6)$$

Im statischen Schüttelversuch der Adsorptionsexperimente ist die rechte Seite von Gleichung 3 gleich Null (kein Fluss). Setzen wir Gleichung 6 in 3 ein, dann können wir S_1 und S_2 über die Zeit integrieren (Runge-Kutta-Integration), also den zeitabhängigen Schüttelversuch rechnerisch nachvollziehen.

Im Perkolationsversuch ist die rechte Seite von Gleichung 3 ungleich Null. Für die Lösung der Gleichung 3 verwenden wir eine implizite Differenzengleichung (Crank-Nicholson Verfahren). Die Herleitung und Rechenprogramme dieses Modelles wurden durch Flühler und Jury (1981c) im Detail beschrieben.

Ergebnisse

Transformiert man die Ordinate (S_{eq}) einer einfachen Langmuir-Gleichung ($K_3 = 0$) zu c/S_{eq} , dann erhält man bekanntlich eine Gerade. Ueber den grössten Teil des Messbereiches $0 < c < 5000 \mu\text{g F}\cdot\text{ml}^{-1}$ ist dies für die F-Adsorption am sauren Ton der Fall (Abb. 1), d.h. einer der beiden Terme in Gleichung 4 dominiert. Im untersten Bereich von c weicht c/S_{eq} systematisch von dieser, durch den oberen Konzentrationsbereich definierten Geraden ab (Abb. 2). Diese Abweichung wird durch den zweiten Term in Gleichung 4 hinreichend erklärt (Abb. 1). Anhand der Adsorptionsisotherme bestimmen wir also die vier Parameter dieses empirischen Ansatzes K_i ($i = 1, \dots, 4$). Die Streuung der F-Adsorptionsdaten ist beträchtlich und nicht vermeidbar (Flühler et al. 1981a). Bei einer gleichzeitigen Optimierung mittels einer nicht-linearen Regression lassen sich diese Parameter zwar bestimmen, aber nicht signifikant voneinander trennen. Verwendet man die über den ganzen Konzentrationsbereich bestimmten Parameter K_1 und K_2 als Konstanten, wenn man K_3 und K_4 im unteren Konzentrationsbereich optimiert, dann erhalten wir die in Abbildung 2 gezeigte Adsorptionsfunktion.

Wenn man den sauren Ton (10 g) in einer NaF-Lösung von $200 \mu\text{g F}\cdot\text{ml}^{-1}$ (100 ml) schüttelt, dann ändert sich der gelöste F-gehalt nach 3-4 Stunden praktisch nicht mehr, mit kalkhaltigem Bodenmaterial dauert diese Gleichgewichtseinstellung über 200 Std. Wir nehmen an, dass die Reaktionskonstanten $r_2 \gg r_1$ sind, dass sich das Austauschgleichgewicht praktisch sofort einstellt

($S_2 \approx \frac{K_3 c}{K_4 + c}$). Die "Krümmung" dieser Ausgleichskurve (LIEBEFELD)

in Abbildung 3 entspricht somit der Reaktionskonstanten r_1 (s. Gl. 6), denn dies ist der einzige Parameter, den wir anpassen können, wenn wir diesen statischen Schüttelversuch simulieren. Im Perkolationsversuch ist die F-Konzentration in der infiltrierenden Lösung für $t > 0$ konstant ($c(0, t) = C_0$). Die in den Aus-

flusfraktionen gemessene Konzentration, C , wird als relative Konzentration C/C_0 in Funktion des kumulierten Ausflussvolumens ausgedrückt. Dieses wird in Anzahl Porenvolumina angegeben. Ein Porenvolumen entspricht der Bodenlösungsmenge in der ganzen Säule. Diese Art der Darstellung (Abb. 4) nennt man Durchbruchskurve. Ist die Adsorptionsisotherme linear $S_{eq} = K \cdot c$ und die Gleichgewichtseinstellung sehr schnell, dann ist $\partial S / \partial t = K \cdot \partial c / \partial t$. Verwenden wir diese Beziehung in Gleichung 3, dann erhalten wir

$$\frac{\partial c}{\partial t} (1 + K) = D \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} - v \frac{\partial c}{\partial z} \quad (7)$$

Der Retardationsfaktor $R = (1+K)$ ist von C unabhängig. Die Durchbruchskurve müsste deshalb für beliebige Inputkonzentrationen (C_0) identisch sein, was experimentell eindeutig nicht zutrifft. Verwenden wir eine einfache Langmuir Isotherme, dann liefert die Simulation die in Abbildung 4 gezeigten Durchbruchskurven. Je tiefer die Inputkonzentration C_0 , desto näher liegen die berechneten Kurven zusammen. Das liegt daran, dass die einfache Langmuir-Gleichung mit abnehmendem C immer "linearer" wird.

Verwenden wir die zusammengesetzte Adsorptionsisotherme in Gleichung 4 dann erhalten wir die in Abbildung 5 gezeigten Simulationsergebnisse. Der zweite Term in Gleichung 4 verändert die Isothermensteigung vor allem im tiefsten Konzentrationsbereich und bewirkt deshalb die experimentell beobachtete Verspätung des Durchbruchs, wenn C_0 klein ist. Verwenden wir nun auch noch die experimentell unabhängig bestimmte Reaktionskonstante $r_1 = 3 \text{ Std.}^{-1}$ ($r_2 \gg 3$, Annahme), dann erhalten wir die beste Erklärung der gemessenen Daten.

Je grösser die Anzahl der in einem Modell verwendeten Parameter, desto besser kann man die Simulationskurven den Daten anpassen. Im Gegensatz zu andern mehr parametrischen Durchbruchmodellen, ist die vorliegende "Anpassung" nicht "breakthrough curve fitting". Die verwendeten Parameter wurden unter völlig verschiedenen Versuchsbedingungen experimentell unabhängig bestimmt und ohne weitere Manipulationen im Modell auf vier Durchbruchskurven mit verschiedenen Randbedingungen angewendet. Obschon die Parameter anhand geschüttelter Suspensionen bestimmt wurden und statistisch gesehen nicht eindeutig trennbar sind, liefern sie im Modell verwendet eine erstaunlich gute Erklärung der beobachteten Durchbruchskurven. Daraus schliessen wir, dass dieses Modell die wesentlichen Prozesse berücksichtigt.

Für das kalkhaltige Bodenmaterial wurde analog vorgegangen. Abbildung 6 zeigt das Ergebnis der Messung ($C_o = 200 \mu\text{g F}\cdot\text{ml}^{-1}$) und der Simulation. In diesem Fall ist die Reaktionskonstante $r_1 = 0.01 \text{ Std.}^{-1}$. Die sehr langsame Gleichgewichtseinstellung des Term 1 (Gl. 4) führt dazu, dass der Durchbruch schon erfolgt wenn erst fünf PV durch die Säule perkoliert waren. Die Bewegung der Bodenlösung ist im Vergleich zur Reaktionsgeschwindigkeit schnell. Anders ausgedrückt ist die Verweildauer der Bodenlösung in der Säule für eine Gleichgewichtseinstellung zu kurz.

Schlussfolgerungen

Der Transport von Fluor im Boden wird massgeblich durch zwei verschiedenen Senken gesteuert. Deren Unterscheidung als "Austausch- und Ausfällungsvorgang" beruht auf einem rein empirischen Ansatz. Die beiden Senken weisen offenbar eine verschiedene Reaktionskinetik auf. Das gilt ganz besonders im Fall von kalkhaltigen Böden. Die enormen Unterschiede der Fließgeschwindigkeit im mikroskopischen Bereich, also die Existenz einer mobilen und immobilen Bodenlösung in natürlich gelagerten Böden führt höchstwahrscheinlich dazu, dass das Austauschgleichgewicht noch weiter von jenem der Adsorptionsisotherme entfernt. Die Verwendung einfacher Stofftransportmodelle ist für die Beschreibung des Fluortransportes im Boden unzweckmässig.

Referenzen

- Baer, N.S. and S.Z. Lewin 1970: The replacement of calcite by fluorite: a kinetic study. The American Mineralogist 55:466-476
- Flühler, H., Janina Polomski und P. Blaser 1981a: Retention and movement of fluoride in soils (J. Environ. Qual., in review)
- Flühler, H., Janina Polomski und P. Blaser 1981b: Dynamik der Fluorakkumulation in einem immissionsbelasteten Boden. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 30:81-92.
- Flühler, H. and W.A. Jury 1981c: Transport of solutes with a non-linear rate dependent, two sites adsorption. (Manuskript auf Verlangen erhältlich.)

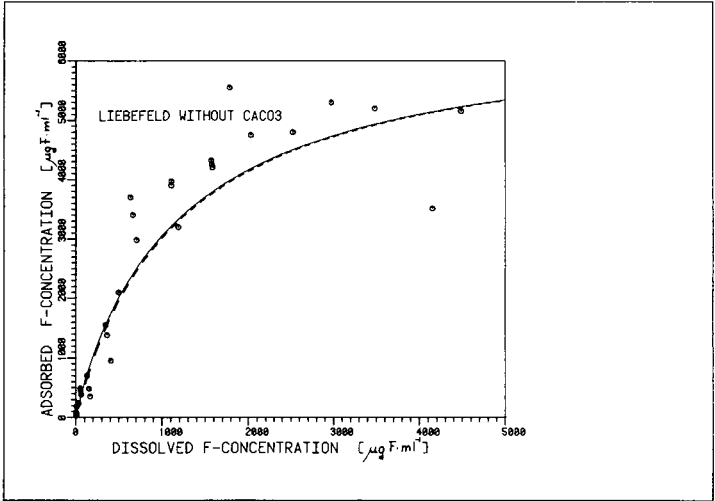


Abb. 1 Adsorptionsisotherme LIEBEFELD (pH 4.2). Die ausgezogene Linie ist anhand von Gl. 4 gerechnet ($K_1=6500$, $K_2=1200$, $K_3=100$, $K_4=1$). Die gestrichelte Linie ist der Beitrag des ersten Summanden ($K_3=0$). Sie entspricht demnach einer einfachen Langmuirgleichung die in der linearen Darstellung $C/S=(1/K_1) \cdot C+K_2/K_1$ eine Gerade ist.

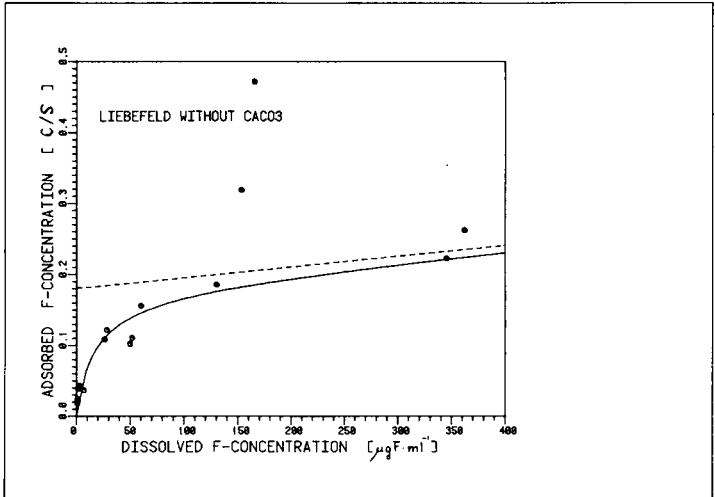


Abb. 2 Linearisierte Darstellung der in Abbildung 1 gezeigten Daten und Kurven.

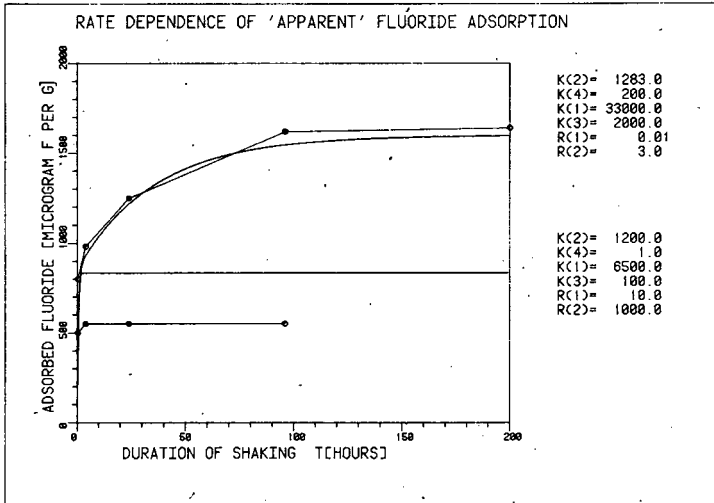


Abb. 3 Einstellung des Gleichgewichts in den geschüttelten Suspensionen. Für die Berechnung dieser Kurven wurden die Parameter der entsprechenden Adsorptionsisothermen (K_1 bis K_4) unverändert übernommen. Die Reaktionskonstanten r_1 und r_2 wurden angepasst. Sie definieren die Krümmung der entsprechenden Gleichkurve.

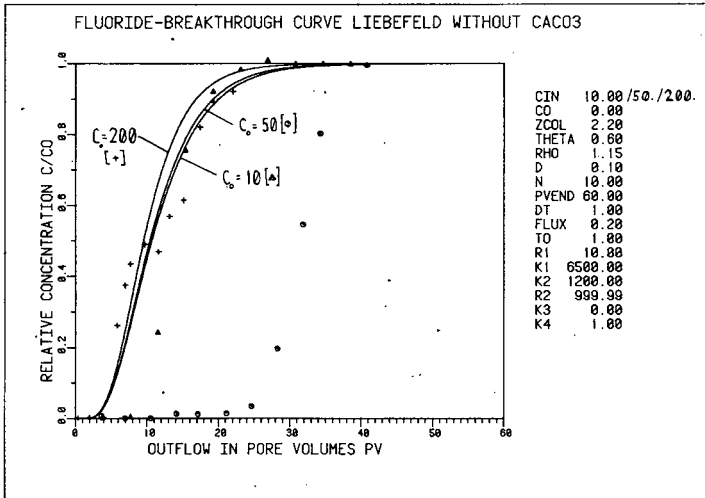


Abb. 4 Durchbruchkurven für drei Inputkonzentrationen (C_0 ($\mu\text{g F}\cdot\text{ml}^{-1}$) = 10 [Kreise], 50 [Dreiecke], 200 [Plus]). Verwendet man für die Adsorptionsisotherme eine einfache Langmuirgleichung, dann kann die von der Inputkonzentration abhängige Verschiebung des Durchbruchs nicht erklärt werden (ausgezogene Linien wurden mit dem Modell berechnet).

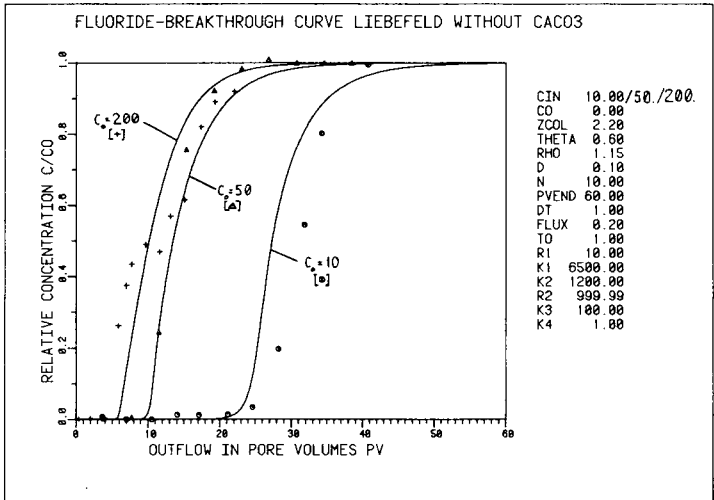


Abb. 5 Gleiche Daten wie in Abbildung 4. Für die Simulation wurden die Adsorptionsparameter K_1 bis K_4 und r_1 , r_2 (Abb. 1, 3) verwendet.

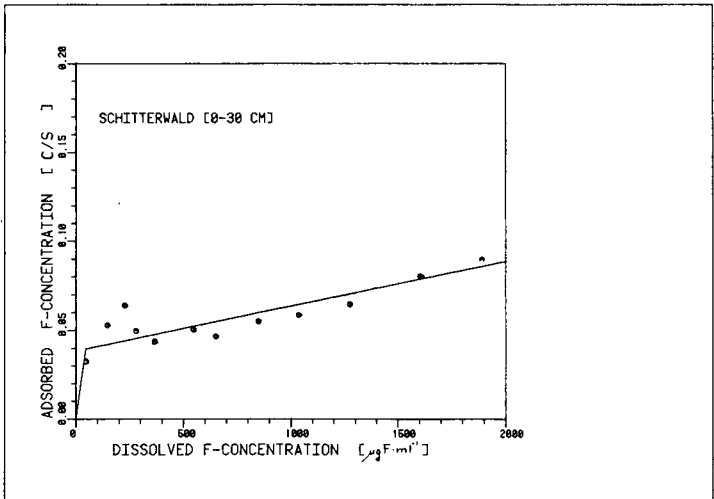


Abb. 6 Linearisierte Darstellung der Adsorptionsisotherme für den stark organischen und kalkhaltigen Boden SCHITTERWALD (0-30 cm).

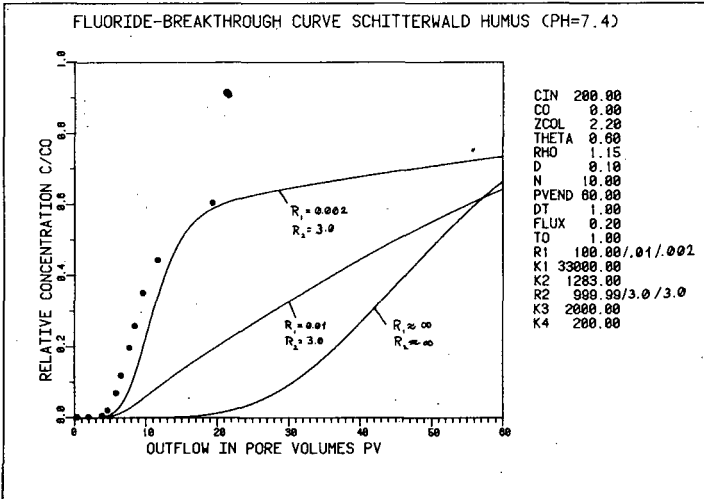


Abb. 7 Durchbruchkurven SCHITTERWALD (0-30 cm, pH 7.4) für $C_0=200 \text{ ug F}\cdot\text{ml}^{-1}$. Die mittlere Kurve 2 wurde anhand der Adsorptionsparameter K_1 bis K_4 , r_1 , r_2 berechnet. Kurve 1 entspricht der Annahme einer augenblicklichen Gleichgewichtseinstellung.

Die Stoffbefruchtung des Sickerwassers in Waldbeständen.

von
Kreutzer, K.⁺

Einleitung und Fragestellung

Die Waldgebiete gewinnen zunehmend an wasserwirtschaftlicher Bedeutung; denn im Gegensatz zu Siedlungsräumen oder landwirtschaftlich genutzten Gebieten sind in den Wäldern die Wasserressourcen nur wenig belastet. Es ist allerdings noch kaum erforscht,

- in welchem Rahmen die Qualität der Waldwässer schwankt,
- ob gravierende Qualitätsmängel auftreten und
- welche spezifischen Verhältnisse im Wald die Qualität der Waldwässer bestimmen.

Um zu diesen Fragen einen Beitrag zu leisten, untersuchten wir Standort, Bestockung und Wasserqualität in einigen repräsentativen süddeutschen Waldbeständen.

Material und Methoden

Ausgewählt wurden 24 mittelalte bis alte, in sich weitgehend homogene Bestände in ebener Lage auf Standorten mit vorherrschend vertikaler Sickerung (s. Tab. 1). Eine Ausnahme bilden die Auwaldbestände: In ihnen zieht das Wasser zeitweise auch lateral durch die Wurzelzone (Fi 6, BAh 1, Es 1, Es 2, Er 1, GER 2) und überflutet gelegentlich den Boden (GER 1, BAh 1).

Jeden Bestand bestückten wir mit 16 Saugkerzen aus Keramik und Nikkelsinter (Czeratzki 1971, El Bassam 1972, Hädrich et al. 1979), die sich auf vier Versuchsplätze gleichmäßig verteilten. Die Bodenwasserproben entnahmen wir in 4-6-wöchigen Abständen aus dem untersten Be-

⁺ Lehrstuhl für Bodenkunde, 8000 München 40, Amalienstr. 52

reich des Wurzelraumes meist aus 1,8 m Tiefe, in den Beständen GER 1 und GER 2 aus 1,5 m Tiefe und in den Beständen Fi 1, Fi 2, Ki 2 und Ki 4 aus 1,3 m Tiefe. Die zur Wassergewinnung angelegten Saugspannungen übertrafen jene des umgebenden Bodens um 50 bis 150 cm WS. In der Regel dauerte der Absaugvorgang 2-3 Tage.

Die Untersuchungen erstreckten sich in 20 Beständen auf 3-4 Jahre, in vier Beständen (Fi 6, Ki 5, Bu 1 und GER 2) nur auf ein Jahr.

Die abgesaugten Bodenlösungen wurden um Labor auf ihren Gehalt an Ammonium, Kjeldahl-N, Nitrat, Nitrit, Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , SO_4^{2-} und Cl^- nach den üblichen Verfahren der Wasseranalyse untersucht.

Die Durchlässigkeit der Nickelsinterkerzen befriedigte im 4. Jahr des Einbaus nicht mehr voll. Auch zeigte sich gegen Ende der Meßperiode ein kerzenbedingter Anstieg des pH-Wertes im abgesaugten Wasser (Hetsch et al. 1979). Auf die Stoffkonzentrationen schienen die Kerzen jedoch keinen wesentlichen Einfluß auszuüben; dies zeigen die Zeitreihen der Analysendaten, die sehr gleichmäßig verlaufen.

Darstellung und Interpretation der Ergebnisse

In Tab. 2 sind die arithmetischen Mittelwerte der Stoffkonzentrationen je Bestand für die gesamte Untersuchungszeit angegeben. Auf die Darstellung der Zeitreihen wurde der Einfachheit halber verzichtet. Außerdem waren in den meisten Beständen keine wesentlichen saisonalen Schwankungen zu erkennen.

Die in Tab. 2 angegebenen mittleren Streuungen geben die Variation der Mittelwerte der jeweils vier Versuchsplätze je Bestand wieder.

Ammonium

Der Schwankungsbereich der Mittelwerte liegt zwischen 0,05 und 0,29 mg/l. Die als Verschmutzungsindiz von der Weltgesundheitsorganisation (WHO) empfohlene Grenze von 0,5 mg/l wird damit nicht erreicht. Höhere Einzelwerte treten jedoch auf. Sie können aber wegen des fehlenden räumlichen Zusammenhangs zu Fäkalstellen (wie Wildfütterungen, Deponien oder Düngungen mit Siedlungsabfällen) oder anderen Verunreinigungsquellen nicht als Verschmutzungsindikatoren gewertet werden.

Standörtlich ist keine klare Differenzierung zu erkennen. Eine schwache Tendenz zu höheren Werten zeigt sich auf den sehr sauren, früher streugenutzten Sandböden (Ki 1-4) und in den Auen. Auf den Sandböden mag die fehlende Nitrifikation, die nur sehr geringe Kationen-Austauschkapazität und das schwache Wasserretentionsvermögen dafür verantwortlich sein, daß Ammoniumionen leichter nach unten gespült werden. In den Auen kann dagegen ein Eintrag mit dem Grundwasser

aus landwirtschaftlichen Einzugsgebieten vorliegen.

Kjeldahl-Stickstoff

Die Mittelwerte schwanken zwischen 0,18 und 0,65 mg/l. Sie liegen unterhalb der empfohlenen Richtwerte der WHO von 1 mg/l; Einzelwerte überschreiten diese Grenze gelegentlich. Ein Verschmutzungsfaktor wird damit aber nicht indiziert, da ähnlich wie beim NH_4^+ kein Bezug zu Verunreinigungsquellen erkennbar ist.

Nitrit

In keinem Fall konnte Nitrit nachgewiesen werden.

Nitrat

Der Schwankungsbereich der Nitrat-Mittelwerte reicht von 0,2 bis 96,3 mg/l. Er überschreitet die zulässige Höchstkonzentration der WHO von 50 mg/l bedenklich.

Nach unseren Untersuchungen lassen sich vorerst drei forstliche Ökosystemtypen unterscheiden, deren Sickerwasser auch ohne Bestandsdüngung enorm nitratreich ist:

1. Erlenbestände

Die von uns untersuchten Grauerlenbestände wiesen rund 70 mg NO_3^- /l mehr im Sickerwasser auf als die Eschen-, Bergahorn- und Fichtenbestände auf sehr ähnlichen Standorten in der Au. Die höheren Nitratgehalte in den Erlenbeständen gehen mit großer Wahrscheinlichkeit auf die Aktivität der luftstickstoffbindenden Mikroorganismen zurück, die mit den Erlen symbiontisch zusammenleben.

Da diese Symbiose zeitlebens besteht, sind Erlenökosysteme offensichtlich N-Eutrophierungszellen in der Landschaft, die über den Transport im Grundwasser auch andere Ökosysteme mit pflanzenverwertbarem Stickstoff anreichern.

2. Fichtenbestände erster Generation nach Laubholz auf nitrifizierenden Standorten.

Von den wenigen Fichtenbeständen, deren Wasserqualität bisher untersucht wurde, weisen jene abnorm hohe Nitratgehalte auf, die unmittelbar auf eine jahrhundertelange Laubholzbestockung folgten und zwar auf Standorten, die neben günstigen Nitrifikationsbedingungen auch einen hohen Humusvorrat enthalten. Typische Beispiele hierfür sind der Bestand Fichte 5 im/Landsberg und ein von Bücking (1980) untersuchter Bestand im Schönbuch.

Da in diesen Beständen nach den örtlichen Gegebenheiten eine erhöhte laterale Nitratzufuhr ebenso unwahrscheinlich ist wie eine stärkere Luftstickstoffbindung (vgl. Hüser 1966), darf angenommen werden, daß die großen Nitratmengen durch verstärkten Abbau von Humus Ökosystemintern entstehen. Offensichtlich steht dem Nitratangebot aus der Zersetzung des in der Laubholzzeit angesammelten Humus keine entsprechende Aufnahme gegenüber, da die Fichten selbst weniger verwerten als das Laubholz und die Bodenvegetation wegen starker Beschattung des Waldgrundes weitgehend fehlt. Die mit der Nitratauswaschung sich ergebende Minderung des N-Vorrates kann als ein Anzeichen für eine neue Gleichgewichtseinstellung zwischen Standort und neuer Bestockungsform betrachtet werden. Bemerkenswert ist daran allerdings, daß es nahezu eine ganze Fichtenumtriebszeit dauern kann, bis sich das neue Gleichgewicht herausgebildet hat.

Nicht zu diesem nitratentlassenden Ökosystemtyp gehören Fichtenbestände 1. Generation auf saueren Standorten wegen zu geringer Nitrifikation (Fi 3), Fichtenbestände 1. Generation mit üppiger Kraut- und Strauchschicht auf nitrifizierenden, aber humusarmen jungen Böden (Fi 6) sowie Fichtenbestände höherer Generation auf nitrifizierenden Standorten, bei denen die Gleichgewichtseinstellung bereits vollzogen ist (Fi 4).

3. Eichen-Buchen- und Buchenbestände auf nitrifizierenden Standorten nach Stammzahlreduktion.

Die Nitratmittelwerte dieser heterogenen Ökosystemgruppe (Eiche 1, Buche 1) liegen mit 28 bis 43 mg/l zwar unter dem Grenzwert, doch überschreiten ihn Einzelwerte erheblich (> 70 mg/l).

Die Faktorenkonstellation für das Zustandekommen der hohen Nitratkonzentrationen ist hier ähnlich wie bei dem vorher beschriebenen Fichtenökosystem:

- Am Standort müssen nitrifizierende Bedingungen herrschen,
- längerfristig angehäufte Humusvorräte müssen verstärkt in die Zersetzung einbezogen werden und
- das Aufnahmevermögen des Ökosystems für Nährstoffe muß verringert sein.

Die Verringerung des Aufnahmevermögens ist in diesem Ökosystemtyp dadurch bedingt, daß durch forstwirtschaftliche Eingriffe (z.B. in älteren Beständen zur Einleitung der Naturverjüngung) die Stammzahlen reduziert werden und in den folgenden Jahren die Kronen der verbliebenen Bäume sich soweit ausbreiten, daß eine vorübergehend auf-

gekommene Bodenvegetation wegen Lichtmangel wieder verschwindet oder nur im Frühjahr vor Laubausschub oberirdisch entwickelt ist. Besonders buchenreiche Bestockungen weisen eine solche Dynamik auf, da die Buchenkronen bis ins hohe Alter plastisch bleiben.

Fraglich ist es in solchen Beständen, die Stammzahlen aus wasserwirtschaftlichen Gründen zu verringern, um die Wasserspende mengenmäßig zu erhöhen; denn dem quantitativen Plus würde ein Absinken der Wasserqualität gegenüber stehen. Wie lange es dauern wird, bis die Nitratgehalte wieder auf das frühere Maß zurückgehen, ist von zahlreichen Bedingungen wie Ausgangs-N-Vorrat, Nitrifikationsraten, N-Aufnahmekapazität etc. abhängig und kann vorerst noch nicht abgeschätzt werden. In Wirtschaftswäldern dürfte das Ungleichgewicht auf die Phase der Verjüngungsvorbereitung beschränkt sein.

Ca⁺⁺ und Mg⁺⁺

Der Schwankungsbereich der Mittelwerte liegt für Ca⁺⁺ zwischen 3,7 und 88,4 mg/l und für Mg⁺⁺ zwischen 0,8 und 31,4 mg/l. Die WHO gibt für Trinkwassernutzung keinen Ca⁺⁺-Richtwert, für Mg⁺⁺ einen bei 30 mg/l an. Zu hart sollte jedoch das Trinkwasser nicht sein, deshalb empfiehlt der DVGW einen ungefähren Richtwert von 100 mg/l Ca⁺⁺ und 30 mg/l Mg⁺⁺.

Der weite Schwankungsbereich unserer Daten ist in erster Linie vom Standort abhängig. Karbonatische Schichten im Unterboden führen regelmäßig zu Ca⁺⁺-Gehalten über 50 mg/l und zu Mg⁺⁺-Gehalten über 15 mg/l, während die extrem Ca- und Mg-armen Substrate wie die quarzreichen Flugsande weniger als 5 mg Ca⁺⁺ bzw. 1 mg Mg⁺⁺ je l Sickerwasser enthalten.

K⁺ und Na⁺

Die Mittelwerte der K⁺-Gehalte liegen zwischen 0,3 und 6,5 mg/l, jene der Na⁺-Gehalte zwischen 2,2 und 8,9 mg/l. Die entsprechenden Richtwerte der WHO betragen 12 bzw. 175 mg/l.

Ein eindeutiger Bestockungseinfluß auf die K⁺- und Na⁺-Gehalte läßt sich nicht nachweisen. Dagegen schält sich beim K⁺ ein deutlicher Standortseinfluß heraus: Auf den sorptionsschwachen Sanden sind die K⁺-Konzentrationen relativ hoch (3-7 mg/l) und überschreiten in Einzelfällen die für Verschmutzungsindikationen empfohlenen Richtwerte der WHO. Auch in den Auen liegen die K⁺-Gehalte des Sickerwassers ziemlich hoch (1,5-4 mg/l), da vermutlich mit dem Grund- und Überflutungswasser Kaliumionen aus landwirtschaftlichen Düngungsgebieten herangeschafft werden.

SO₄²⁻ und Cl⁻

Die Schwankungsbereiche der Mittelwerte liegen für SO₄²⁻ zwischen 6,2 und 83,2 für Cl⁻ zwischen 6,2 und 23,4 mg/l. Die WHO-Richtwerte (SO₄²⁻ 250 mg/l, Cl⁻ 200 mg/l) werden in keinem Fall, auch nicht von Einzelwerten überschritten.

Ein Bestockungseinfluß ist an unserem Datenmaterial nicht nachweisbar. Von den Standorten heben sich die Auen stärker heraus: Die mittlere SO₄²⁻-Konzentration liegt zwischen 42 und 83, die mittlere Cl⁻-Konzentration zwischen 9 und 23 mg/l. Wahrscheinlich wirkt sich in den Auen die laterale Zufuhr durch Grund- und Überflutungswasser aus.

Diskussion

In den Waldökosystemen variiert die Stoffbefrachtung der Sickerwässer offenbar in weiten Grenzen. Bedenklich hoch sind in einigen Ökosystemtypen die Nitratkonzentrationen, während die den Richtwert der WHO gelegentlich überschreitenden Konzentrationen von Ammonium, Kjeldahl-N und Kaliumionen zu keinen Bedenken Anlaß geben; denn die Richtwerte dieser Stoffe dienen lediglich als Indikatoren für mögliche, siedlungsbedingte Verunreinigungsquellen. Im Walde sind solche Quellen in der Regel nicht vorhanden, es sei denn, daß Siedlungen im oder am Wald liegen, größere Wildfütterungen angelegt sind oder Siedlungsabfälle ausgebracht werden.

Nicht völlig auszuschließen ist, daß bei unseren Untersuchungen erhöhte Ammonium- und Kjeldahl-N-Konzentrationen auch dadurch entstanden, daß Nitrat in geringen Mengen (bis zu 2 mg Nitrat je l) während der Probengewinnung bzw. nach dem Auftauen im Labor reduziert wurde.

Die bisherigen Erkenntnisse über die Wasserqualität im Walde, insbesondere über die Nitratbelastung der Sickerwässer sind wegen der geringen Anzahl von Untersuchungen noch zu wenig abgesichert, um eindeutige forsthydrologische Qualitätsbeurteilungen einzelner Ökosystemtypen zuzulassen (s. auch Höll 1970). Deswegen müssen hier die Forschungen weiter intensiviert werden. Insbesondere muß geklärt werden, welchen Einfluß forstliche Maßnahmen auf die Wasserqualität haben (Bücking 1972, Weiger und Kreutzer 1975, Kreutzer und Weiger 1974).

Von Bedeutung ist in diesem Zusammenhang auch die Erfassung der quantitativen Stofftransporte im Sickerwasser. Besonders wichtig wird dies, wenn das Ausmaß der Qualitätsänderung von Grundwasserkörpern zu kalkulieren ist oder wenn Beziehungen zwischen dem Stoff-

eintrag und der Sickerwasserbelastung hergestellt werden sollen.

Die Stoffbefruchtung des Bodenwassers an der Untergrenze des Wurzelraumes ist zwar ein guter indikatorischer Wert, wenn man den Einfluß verschiedener Bioökosphären auf die Qualität des Sickerwassers ~~vergleichen~~ will. Bezüglich der qualitativen Einwirkung auf den Grundwasserkörper muß aber die Mengenrelation zwischen Wasserspende und Grundwasservorrat ebenso berücksichtigt werden, wie die Qualitätsänderung, die das Sickerwasser auf seinem Weg vom Wurzelraum bis zum Grundwasserspiegel erfährt. Solche Qualitätsänderungen können auftreten durch Austauschvorgänge zwischen den im Sickerwasser gelösten Ionen und der tonigen oder organischen Bodenmatrix oder durch Fällungen z.B. von Karbonaten infolge veränderter CO_2 -Gehalte in der Porenluft oder von Eisen- und Manganhydroxiden infolge von pH-Änderungen. Auch die Nitratgehalte können zurückgehen, wenn das Sickerwasser Horizonte durchzieht, in denen reduzierende Verhältnisse herrschen.

Zusammenfassung

Im Sickerwasser von 24 mittelalten bis alten Waldbeständen Bayerns (6 Fichtenbestände, 5 Kiefernbestände, 4 Eichenbestände, 2 Buchenbestände, 2 Bergahornbestände, 2 Eschenbestände, 2 Grauerlenbestände) wurde der Gehalt an NH_4^+ , Kjeldahl-N, NO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , SO_4^{2-} und Cl^- in 4-6wöchigen Intervallen über 1-4 Jahre untersucht. Die Mittelwerte (in mg/l) liegen in folgenden Rahmen: NH_4^+ 0,05-0,29, Kjeldahl 0,18-0,65, NO_3^- 0,2-96,3, Ca^{2+} 3,7-88,4, Mg^{2+} 0,8-31,4, K^+ 0,3-6,5, Na^+ 2,2-8,9, SO_4^{2-} 6,2-83,2, Cl^- 6,2-23,4. Bedenklich hoch sind die NO_3^- -Gehalte in Erlenbeständen, in einem Fichtenbestand 1. Generation nach Laubholz auf humusreichem nitrifizierenden Standort sowie in buchenreichen Bestockungen nach Stammzahlreduktion, wenn günstige Nitrifizierungsbedingungen herrschen und das Kronendach wieder geschlossen ist. In den übrigen Beständen liegen die Konzentrationswerte unter den von der WHO empfohlenen Richtwerten.

Tab. 1 Bestockungs- und Standortdaten der untersuchten Waldbestände

Nr.	Bestockung:	Standort:
Fi 1	Fichte, 100jährig, Kronendach geschlossen, einzelne Lücken. Auf Lücken und lichterem Stellen <i>Deschampsia flexuosa</i> , (wahrscheinlich mindestens 3. Fichtengeneration)	Podsol-Braunerde aus schwach sandiger - lehmiger Fließerde über grusig-lehmig - sandiger Verwitterung des Weißenstädter Granits
Fi 2	Fichte, 93jährig. Kronendach geschlossen, einzelne lichte Stellen und Lücken. - Kalkung in den fünfziger Jahren -. Teilweise Moose, vereinzelt Heidelbeere.	Podsol-Braunerde, Schlufflehm mit hohem Steingehalt aus quarzitischem Schiefer.
Fi 3	Fichte, 52jährig. Kronendach dicht geschlossen. Keine Vegetation. (1. Fichtengeneration nach Laubholz)	Podsol-Parabraunerde aus solifluidal verlagelter Rissmoräne mit wärmeiszeitlicher Lössbeimengung. (Entkalkungsgrenze 28 cm)
Fi 4	Fichte, 85jährig. Kronendach geschlossen. Lockere Moos- und Sauerklée-Vegetation. (2. Fichtengeneration nach Laubholz)	Podsolige Parabraunerde aus Löss über rissglazialem Schotter. (Entkalkungstiefe über 2 m)
Fi 5	Fichte, 65jährig. Kronendach dicht geschlossen. Keine Vegetation. (1. Fichtengeneration nach Laubholz)	Parabraunerde aus Löss über rissglazialem Schotter. (Entkalkungstiefe über 2 m)
Fi 6	Fichte, 120jährig. Kronendach sehr licht bis lückig. Üppige Strauch- und Krautvegetation von Frühjahr bis Herbst. (1. Fichtengeneration nach Laubholz)	Kalkpaternia der Isar.
Ki 1	Kiefer, 60jährig. Kronendach geschlossen. Überwiegend Flechtenvegetation.	Podsol aus Flugsand
Ki 2	Kiefer, 83jährig. Kronendach licht geschlossen bis licht. Flechtenreiche Teile wechseln mit heidelbeerreichen. Daneben Preiselbeere und Moose.	Podsol aus Flugsand
Ki 3	Kiefer, 120-130jährig. Kronendach licht bis licht geschlossen. Überwiegend Flechtenvegetation, dazwischen Preiselbeere, Heide.	Podsol aus Flugsand

Fortsetzung Tab. 1

Nr.	Bestockung:	Standort:
Ki 4	Kiefer, 67jährig. Kronendach geschlossen bis licht geschlossen. Geschlossene Schicht aus Heidelbeere, dazwischen Moose.	Podsolige Braunerde aus Burgsandstein (Keuper)
Ki 5	Kiefer, 77jährig. Kronendach licht bis licht geschlossen. Fastgeschlossene Strauchschicht aus Cornus, Viburnum etc., üppiger Gras- und Krautwuchs.	Terra fusca aus Muschelkalk
Ei 1	Eiche-Buche mit Esche und Hainbuche. 120-150jährig. Räumlicher Stand, Kronendach jedoch geschlossen. Nur Frühjahrsvegetation.	Parabraunerde aus Löss über fluvioglazialen Schotter der Risseiszeit. (Entkalkungstiefe 140 cm)
Ei 2	Eiche weitständig, 120-150jährig; mit durchgewachsenem Lindenstockausschlag. Kronendach licht bis licht geschlossen. Von Frühjahr bis Herbst dichte Bodenvegetation (Seegrass).	Parabraunerde aus Löss über fluvioglazialen Schotter der Risseiszeit. (Entkalkungstiefe 210 cm)
Ei 3	Eiche engständig, 85jährig mit dichtem Unter- und Zwischenstand aus Buche. Kronendach geschlossen. Wenig Frühjahrsvegetation.	Podsolige Parabraunerde aus Lössfließerde über fluvioglazialen Schotter der Risseiszeit. (Entkalkungstiefe 140 cm)
Ei 4	Eiche engständig, 85jährig, ohne Unter- und Zwischenstand. Kronendach geschlossen. Mäßig entwickelte Vegetation.	Podsolige Parabraunerde aus Lössfließerde über fluvioglazialen Schotter der Risseiszeit. (Entkalkungstiefe 200 cm)
Bu 1	Buche, 125jährig. Aufgelockert, jedoch Kronendach geschlossen. Nur Frühjahrsvegetation.	Flach- bis mittelgründig entwickelte Terra fusca aus Malm. (Entkalkungstiefe 35 cm)
Bu 2	Buche, 110-140jährig. Licht geschlossen. Nur schwach entwickelte Frühjahrsvegetation.	Podsolige Parabraunerde aus solifluidal verlagerten Rissmoränen mit würmglazialen Löss. (Entkalkungstiefe 80 cm)
BAh 1	Bergahorn, 75jährig. Kronendach licht geschlossen. Von Frühjahr bis Herbst Bodenvegetation.	Kalkpaternia der Isar
BAh 2	Bergahorn, 110-130jährig; mit beigemischten Eichen, Hainbuchen und Birken. Kronendach aufgelockert. Von Frühjahr bis Herbst üppige Bodenvegetation.	Parabraunerde aus Löss (Entkalkungstiefe 80 cm)

Fortsetzung Tab. 1

Nr.	Bestockung:	Standort:
Es 1	Esche, 90jährig; licht geschlossen. Von Frühjahr bis Herbst Bodenvegetation.	Kalkpaternia der Amper
Es 2	Esche, 80jährig; licht geschlossen. Von Frühjahr bis Herbst Bodenvegetation.	Kalkpaternia der Isar
GEr 1	Grauerle, 40jährig; licht geschlossen. Von Frühjahr bis Herbst Bodenvegetation.	Kalkpaternia der Isar
GEr 2	Grauerle, 40jährig; mit Kulturpappeln; licht geschlossen. Von Frühjahr bis Herbst üppige Bodenvegetation.	Kalkpaternia der Isar

Tab. 2 Mittelwert und Streuung der Konzentration von gelösten Stoffen im ab-gesaugten Bodenwasser (mg/l)

Nr.	NH ₄ ⁺	Kj-N	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻
Fi 1	0,15 (+0,05)	0,20 (+0,10)	3,2 (+1,2)	6,0 (+3,8)	2,1 (+0,8)	0,9 (+0,8)	4,2 (+3,2)	n.b.	n.b.
2	0,10 (+0,07)	0,18 (+0,12)	17,2 (+2,1)	7,0 (+2,8)	2,5 (+0,9)	1,5 (+0,7)	6,5 (+3,8)	n.b.	n.b.
3	0,17 (+0,05)	0,34 (+0,16)	4,4 (+2,3)	44,1 (+6,0)	8,8 (+2,2)	0,5 (+0,2)	5,9 (+1,1)	12,2 (+3,2)	6,9 (+1,6)
4	0,18 (+0,15)	0,32 (+0,16)	8,3 (+2,3)	12,5 (+2,7)	2,9 (+1,0)	0,4 (+0,2)	4,1 (+0,8)	9,3 (+4,2)	6,6 (+2,4)
5	0,18 (+0,17)	0,35 (+0,27)	90,8 (+15,6)	29,4 (+3,7)	13,3 (+2,1)	0,5 (+0,3)	7,2 (+1,7)	11,5 (+3,8)	11,5 (+2,3)
6	0,20 (+0,07)	0,35 (+0,15)	14,3 (+3,4)	70,2 (+20,3)	20,8 (+3,5)	2,1 (+0,4)	8,6 (+1,8)	42,3 (+4,7)	18,5 (+5,2)
Ki 1	0,22 (+0,10)	0,40 (+0,26)	0,7 (+0,4)	3,7 (+0,9)	0,8 (+0,3)	4,8 (+3,7)	3,3 (+0,7)	37,2 (+6,3)	6,2 (+1,2)
2	0,20 (+0,15)	0,22 (+0,25)	0,7 (+0,3)	4,2 (+2,7)	0,9 (+0,8)	3,3 (+1,7)	4,7 (+1,2)	n.b.	n.b.
3	0,29 (+0,18)	0,49 (+0,23)	0,9 (+0,4)	4,2 (+1,5)	0,8 (+0,2)	6,5 (+5,2)	4,6 (+1,8)	43,2 (+6,3)	6,5 (+2,2)
4	0,18 (+0,22)	0,24 (+0,23)	0,2 (+0,2)	4,5 (+3,8)	1,0 (+0,5)	1,9 (+0,8)	3,4 (+0,6)	n.b.	n.b.
5	0,15 (+0,15)	0,18 (+0,12)	18,3 (+3,5)	52,4 (+10,5)	15,2 (+3,8)	0,7 (+0,3)	4,3 (+1,7)	42,0 (+6,1)	12,2 (+3,5)
Ei 1	0,16 (+0,17)	0,53 (+0,26)	43,1 (+22,4)	73,4 (+5,8)	29,5 (+1,7)	0,4 (+0,3)	3,4 (+0,6)	28,2 (+3,2)	6,8 (+2,6)
2	0,17 (+0,09)	0,61 (+0,35)	11,3 (+7,7)	33,0 (+6,7)	13,7 (+3,7)	0,7 (+0,5)	7,3 (+3,6)	28,7 (+4,1)	7,0 (+1,8)
3	0,05 (+0,04)	0,27 (+0,36)	0,8 (+0,5)	42,3 (+5,7)	7,6 (+1,6)	0,3 (+0,2)	2,2 (+0,8)	10,3 (+2,2)	4,3 (+1,2)
4	0,10 (+0,06)	0,30 (+0,15)	0,9 (+0,3)	9,6 (+1,9)	1,7 (+0,8)	0,4 (+0,2)	4,0 (+0,9)	6,2 (+1,5)	4,8 (+1,6)
Bu 1	0,15 (+0,10)	0,35 (+0,18)	28,3 (+6,5)	72,3 (+15,3)	14,5 (+4,1)	0,6 (+0,3)	4,0 (+1,7)	21,3 (+4,5)	6,8 (+2,0)
2	0,10 (+0,06)	0,64 (+0,68)	3,2 (+1,8)	74,4 (+13,4)	16,6 (+2,1)	0,7 (+0,6)	4,7 (+2,6)	16,8 (+3,3)	5,5 (+1,8)
BAh 1	0,24 (+0,23)	0,45 (+0,42)	13,1 (+5,1)	67,5 (+18,7)	21,3 (+3,2)	1,9 (+0,4)	8,6 (+1,4)	39,0 (+5,4)	16,9 (+3,0)
2	0,14 (+0,06)	0,64 (+0,62)	3,9 (+1,8)	57,5 (+7,6)	31,4 (+2,6)	0,5 (+0,4)	4,1 (+1,5)	34,1 (+3,5)	6,8 (+2,2)

Fortsetzung Tab. 2

Nr.	NH_4^+	Kj-N	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^+	Na^+	SO_4^{2-}	Cl^-
Es 1	0,20	0,64	13,6	88,4	29,3	3,7	8,9	83,2	23,4
	(+0,10)	(+0,16)	(+7,3)	(+31,5)	(+4,6)	(+0,7)	(+1,8)	(+32,0)	(+5,5)
2	0,18	0,55	14,2	78,7	21,4	1,8	7,3	43,3	16,6
	(+0,15)	(+0,39)	(+3,0)	(+24,1)	(+3,7)	(+0,3)	(+1,1)	(+9,1)	(+3,0)
GEr 1	0,13	0,65	78,3	80,8	19,4	1,5	5,4	43,2	11,0
	(+0,11)	(+0,37)	(+36,2)	(+22,8)	(+3,7)	(+0,7)	(+1,7)	(+8,0)	(+4,7)
2	0,19	0,45	96,3	76,3	25,4	2,1	4,2	42,5	8,5
	(+0,15)	(+0,22)	(+27,8)	(+20,2)	(+4,7)	(+0,9)	(+1,8)	(+8,8)	(+3,7)

Literatur

- BÜCKING, W., 1972: Auswirkungen einer Flächenstickstoffdüngung auf Quellen und Oberflächengewässer im Düngungsgebiet. Tagungsber.d.Ges.f.Ökologie, 85-93.
- BÜCKING, W., 1980: Bestandesabhängige Stofftransporte. Kolloquium Schönbuchprojekt. Babenhausen am 6. und 7.11.1980 (Manuskript)
- CZERATZKI, W., 1971: Saugvorrichtung für kapillar gebundenes Bodenwasser. Landbauforschung Völkenrode 21, 1-14.
- DEUTSCHER VEREIN VON GAS- UND WASSERFACHMÄNNERN: DVGW Regelwerk. Arbeitsblatt W 151. Eignung von Oberflächenwasser als Rohstoff für die Trinkwasserversorgung. Eschborn 1975.
- EL BASSAM, 1972: Aussagewert der chemischen Zusammensetzung einer durch Saugvorrichtung gewonnenen Bodenlösung. Landbauforschung Völkenrode 22, 37-40.
- HÄDRICH, F., STAHR, K., ZÖTTL, H.W., 1977: Die Eignung der Al_2O_3 -Keramikplatten und Ni-Sinterkerzen zur Gewinnung von Bodenlösungen für die Spurenelementanalyse. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges. 25, 151-162.
- HETSCH, W., F. BEESE und B. ULRICH 1979: Die Beeinflussung der Bodenlösung durch Saugkerzen aus Ni-Sintermetall und Keramik. Z. Pflanzenernähr., Düngung u. Bodenkunde 142,29-38
- HÖLL, K. 1970: Wasser. Berlin. Verlag Walter de Gruyter.
- HÜSER; R., 1967: Probleme zur biologischen Luftstickstoffbindung in Waldböden. Z. Pflanzenernähr., Düngung u. Bodenk. 103, 220-226.
- KREUTZER, K. und H. WEIGER, 1974: Untersuchungen über den Einfluß forstlicher Düngungsmaßnahmen auf den Nitratgehalt des Sickerwassers im Wald. Forstwiss. Centralblatt 93, 57-74.
- WEIGER, H. und KREUTZER, K., 1975: Nitratauswaschung nach Kalkammonsalpeterdüngung in der Forstwirtschaft. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellschaft 22,287-300.
- WORLD HEALTH ORGANIZATION (WHO), 1970: Einheitliche Anforderungen an die Beschaffenheit, Untersuchung und Beurteilung von Trinkwasser in Europa. - 2. WHO Auflage Genf.



Der Einfluß von Bodenreaktion, Redoxbedingungen
und organischer Substanz auf die Phosphatgehalte
der Bodenlösung

von

WELP, G., U. HERMS und G. BRÜMMER ⁺

Verfügbarkeit und Mobilität der Phosphate in Böden werden durch die Phosphatlöslichkeit bestimmt (SCHACHTSCHABEL, 1980). Bodenreaktion und Redoxbedingungen sowie Gehalte und Umsetzungen an organischer Substanz beeinflussen die Phosphatlöslichkeit in starkem Maße. Nach vorherrschender Lehrmeinung liegt Phosphor in Böden neben organischen Bindungsformen vor allem in Form definierter Eisen-, Aluminium- und Calciumphosphate vor. Der Einfluß der Bodenreaktion auf die Löslichkeit dieser Phosphate (vgl. Abb. 1) läßt die höchste Phosphatlöslichkeit bei pH 5 - 6 erwarten. Zum stark sauren Bereich hin begrenzt die Bildung von Eisen- und Aluminiumphosphaten die Löslichkeit, während im alkalischen Milieu die Entstehung von Calciumphosphaten löslichkeitserniedrigend wirkt. Einige in der Literatur veröffentlichte Ergebnisse widersprechen jedoch diesen theoretischen Vorstellungen. So nennen z.B. MURRMANN und PEECH (1969), die ein Minimum der wasserlöslichen Phosphate bei pH 5 - 6,5 feststellten, Ad- und Desorptionvorgänge als löslichkeitsbestimmende Prozesse. Für die erhöhte Phosphatlöslichkeit unter reduzierenden Bedingungen gilt als wichtigster Mechanismus die Reduktion phosphathaltiger Fe(III)-Oxide zu Fe²⁺-Ionen und Fe(II)-oder Fe(II/III)-Verbindungen, durch die eine Freisetzung der gebundenen Phosphate ermöglicht wird (PATRICK und MAHAPATRA, 1968; PONNAMPERUMA, 1972). Daneben bilden sich im anaeroben Milieu verstärkt mikrobiell unvollständig abgebaute organische Stoffe mit stark komplexierender Wirkung (HERMS und BRÜMMER, 1978). Durch Komplexbildung von Eisen, Aluminium und Calcium können so ebenfalls Phosphate gelöst werden. Weiterhin tragen organische Stoffe, auch unter aeroben Bedingungen, zur protolytischen und reduktiven Auflösung phosphathaltiger Fe-Oxide bei.

⁺ Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde der Christian-Albrechts-Universität Kiel, Olshausenstr. 40-60, 2300 Kiel

Außerdem können organische Anionen Phosphate desorbieren oder deren Adsorption blockieren.

Mit den durchgeführten Untersuchungen sollen der Einfluß von Bodenreaktion und Redoxbedingungen sowie die Bedeutung der organischen Substanz für die Löslichkeit der Phosphate ermittelt und Hinweise zur Phosphatbindung in Böden und Sedimenten gewonnen werden.

Material und Methoden

Als Untersuchungsmaterial dienten Proben aus sieben schleswig-holsteinischen Ackerböden (A_p -Horizonte), zwei kompostierten Siedlungsabfällen und einem marinen Unterwasserboden. Wässrige Bodensuspensionen (50 g Boden, 150 ml H_2O dest.) wurden mit NaOH bzw. HCl auf pH 3-8 und gleichzeitig durch unterschiedliche Belüftung bis hin zu Sauerstoffabschluß in 100 mV-Intervallen auf E_h -Werte von +600 mV (pH 3) bis -300 mV (pH 8) eingestellt. Nach einer Inkubationsdauer von 22 Tagen wurden die Bodenlösungen abfiltriert. In den Filtraten erfolgte die Bestimmung der Orthophosphatgehalte und nach oxidativer Zerstörung der gelösten organischen Stoffe der Gesamtphosphatgehalte.

Ergebnisse und Diskussion

1. Einfluß der Bodenreaktion

In Abb. 1 ist die pH-abhängige Löslichkeit definierter Fe-, Al- und Ca-Phosphate im logarithmischen Maßstab dargestellt. Mit zunehmendem pH steigt die Löslichkeit von Strengit und Variscit, während sie bei den Ca-Phosphaten sinkt. Die berechneten Löslichkeiten einschließlich des Löslichkeitsmaximums im Schnittpunkt der Geraden ließen sich durch die Ergebnisse der Modellversuche nicht bestätigen. In Abb. 1 sind exemplarisch die analytisch ermittelten Ortho- und Gesamtphosphatgehalte einer Probe aus dem A_p -Horizont einer Rosterde (RE) dargestellt. Abb. 2 zeigt im vergrößerten Maßstab die Lösungsgehalte an Gesamtphosphat für Proben eines Müllkompostes, einer Parabraunerde (A_p) und einer Braunerde (A_p).

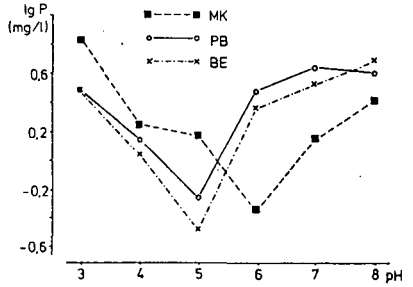
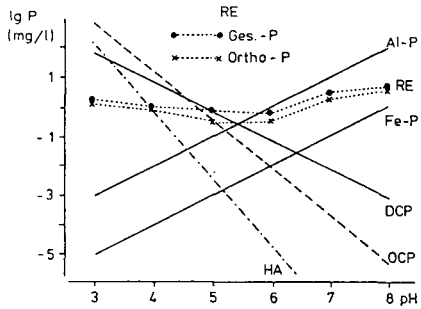
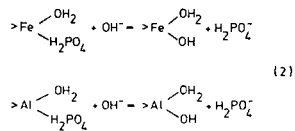
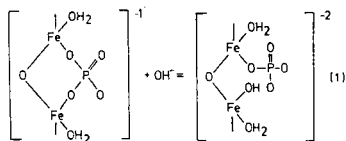


Abb. 1 (links): In Abhängigkeit vom pH-Wert berechnete Löslichkeit definierter Ca-, Fe- und Al-Phosphate sowie analytisch ermittelte Gesamt- und Orthophosphatgehalte in den Gleichgewichtslösungen von Bodenproben aus dem A₁-Horizont einer Rosterde (Al-P = Variscit, Fe-P = Strengit, DCP = Dicalciumphosphat, OCP = Octocalciumphosphat, HA = Hydroxylapatit)

Abb. 2 (rechts): Gehalte an Gesamtphosphat in den Gleichgewichtslösungen von Proben eines Müllkompostes, einer Parabraunerde (A₁) und einer Braunerde (A₁) in Abhängigkeit vom pH-Wert (oxidierende Bedingungen)

Bei allen untersuchten Proben sind die Phosphatgehalte der Lösung bei pH 5 - 6 am niedrigsten. Eine Beziehung zur Löslichkeit definierter Phosphate besteht nicht. Die hier gefundene pH-Abhängigkeit wurde bereits von verschiedenen Autoren festgestellt (z.B. MURMANN und PEECH, 1969; PEINEMANN, 1975). Die ursächlichen Mechanismen werden z.T. kontrovers diskutiert; gemeinsames Ergebnis ist aber, daß Ad- und Desorptionsvorgänge maßgeblich die Phosphatlöslichkeit bestimmen. Nach Meinung einiger Autoren (KAFKAFI, POSNER und QUIRK, 1967; PARFITT, ATKINSON und SMART, 1975) kommt es auf der Oberfläche von Tonmineralen oder Fe- und Al-Oxiden zur Bildung eines Sechser-Rings aus zwei Sauerstoffatomen des Phosphattetraeders und zwei benachbarten Fe- oder Al-Atomen des Oxids oder Tonminerals. Diese Ringstruktur ist bei pH 5 - 6 sehr stabil und bewirkt in diesem pH-Bereich eine besonders niedrige Phosphatlöslichkeit.



Reaktion (1) zeigt den Übergang des ringförmig gebundenen Phosphats in eine einfach gebundene und damit leichter austauschbare Form bei Zufuhr von OH⁻-Ionen. In Reaktion (2) ist modellhaft die adsorptive

Bindung des Phosphats an Fe- und Al-Oxiden dargestellt. Neuere Veröffentlichungen ergeben (z.B. ROBARGE und COREY, 1979), daß besonders Hydroxo-Aluminium-Komplexe in sehr effektiver Weise bei pH 5 - 6 Phosphate binden und damit der Lösungsphase entziehen können. Bei Erhöhung der Hydroxylionenaktivität wird das adsorbierte Phosphat in einem Ligandentausch durch eine OH^- -Gruppe ersetzt, so daß die Phosphatlöslichkeit steigt (siehe Reaktion 2). Bei pH-Werten unter 5 wird Phosphat dagegen durch eine protolytische Auflösung phosphathaltiger Hydroxo-Aluminium-Komplexe und bei tieferen pH-Werten auch von phosphathaltigen Fe- und Al-Oxiden freigesetzt. Untersuchungen mit der Mikrosonde (BRÜMMER und ACKERMANN, unveröffentlicht) an schleswig-holsteinischen Böden ergaben, daß die Bindung der Phosphate vor allem an und in Fe-Oxiden stattfindet. Da jedoch auch geringe Mengen an Aluminium und anderen Kationen in Fe-Oxiden enthalten sein können, ist denkbar, daß Phosphate im sauren pH-Bereich in den Fe-Oxiden sowohl an Eisen- als auch an Aluminiumkomplexen adsorbiert werden können.

2. Einfluß der Redoxbedingungen

Unter reduzierenden Bedingungen trat bei allen untersuchten Proben eine Erhöhung der Phosphatlöslichkeit auf. In Abb. 3 ist die Wirkung einer abgestuften Redoxpotentialabsenkung auf die Phosphatgehalte der Lösung am Beispiel eines marinen Unterwasserbodens dargestellt. Mit sinkendem Redoxpotential bleibt bei den einzelnen pH-Stufen die Phosphatlöslichkeit zunächst unter oxidierenden Bedingungen annähernd konstant, um dann bei bestimmten Grenzpotentialen deutlich anzusteigen. So beginnt die Phosphatfreisetzung bei pH 5 unterhalb von +300 mV, bei pH 7 und 8 unterhalb von 0 mV. Diese für die Reduktion von Fe(III)-Oxiden charakteristische Abfolge von Grenzpotentialen verdeutlicht die Parallelen zwischen Phosphatlöslichkeit und Eisenreduktion. Im Vergleich zu den anderen Bodenproben werden im marinen Unterwasserboden erheblich mehr Phosphate gelöst. In diesem Boden findet unter reduzierenden Bedingungen eine intensive Sulfidbildung statt, die zu einer Umwandlung der Fe(III)-Oxide in Fe-Sulfide führt. Hierbei kommt es zu einer vollständigen Freisetzung der von den Fe-Oxiden adsorbierten und in ihnen okkludierten Phosphate.

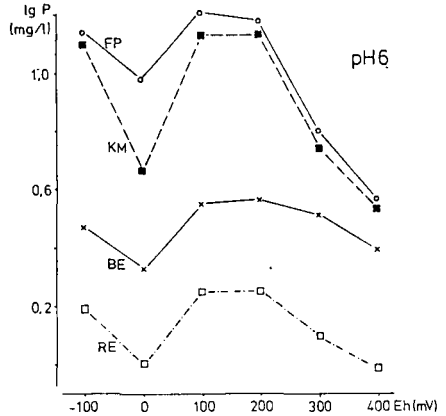
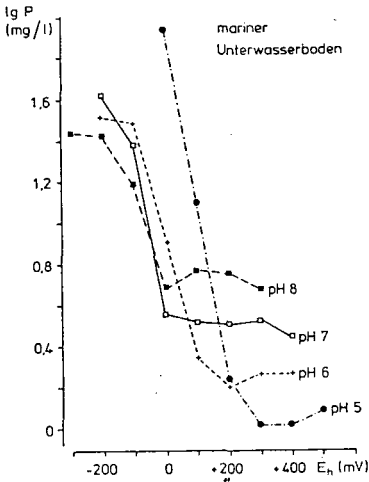


Abb. 3 (links): Beziehungen zwischen den Redoxbedingungen und den Gehalten an Gesamtphosphat in den Gleichgewichtslösungen eines marinen Unterwasserbodens bei pH 5 - 8

Abb. 4 (rechts): Beziehungen zwischen den Redoxbedingungen und den Gehalten an Gesamtphosphat in den Gleichgewichtslösungen von Proben eines Feuchtpodsols, einer Kalkmarsch, Braunerde und Rosterde (jeweils A_p) bei pH 6

In den anderen Bodenproben ist nur wenig Schwefel vorhanden, so daß es nicht zu einer Bildung von Fe-Sulfiden, sondern nur zu einer randlichen Reduktion der Fe-Oxide und damit verbunden zu einer geringeren Phosphatfreisetzung kommt. Durch Neubildung von Fe(II/III)-Mischoxiden kann außerdem eine Readsorption der Phosphate erfolgen. Die in Abb. 4 dargestellten Ergebnisse sind charakteristisch für die Phosphatdynamik von Ackerböden unter reduzierenden Bedingungen. Mit sinkenden E_h -Werten steigen die Phosphatgehalte der Lösung zunächst an, fallen bei 0 mV ab und steigen erneut an. Zur Erklärung dieses einheitlichen Kurvenverlaufs bei den verschiedenen Bodenproben muß neben der Fe-Oxidreduktion der Einfluß organischer Substanzen angeführt werden, deren Löslichkeit mit sinkenden E_h -Werten zunächst ebenfalls ansteigt und dann - der Phosphatlöslichkeit vergleichbar - wieder abnimmt (Abb. 4).

3. Einfluß der organischen Substanz

Bei allen untersuchten Substraten konnten sowohl unter oxidierenden wie auch unter reduzierenden Bedingungen Parallelen im Lösungsverhalten von Phosphat, Eisen und organischer Substanz festgestellt

werden. In Abb. 5 sind die Lösungsgehalte dieser drei Komponenten in Proben aus dem A_p-Horizont einer Rosterde in Abhängigkeit vom pH dargestellt. Abb. 6 zeigt die entsprechenden Lösungsgehalte in Abhängigkeit von den Redoxbedingungen.

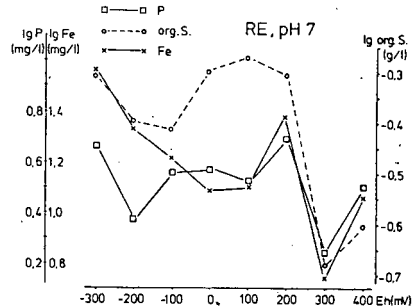
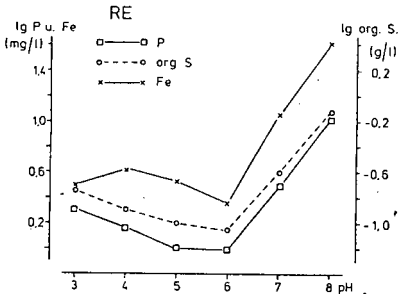


Abb. 5 (links): Gehalte an Gesamtphosphat, Eisen und organischer Substanz in den Gleichgewichtslösungen von Proben einer Rosterde (A_p) in Abhängigkeit vom pH-Wert (oxidierende Bedingungen)

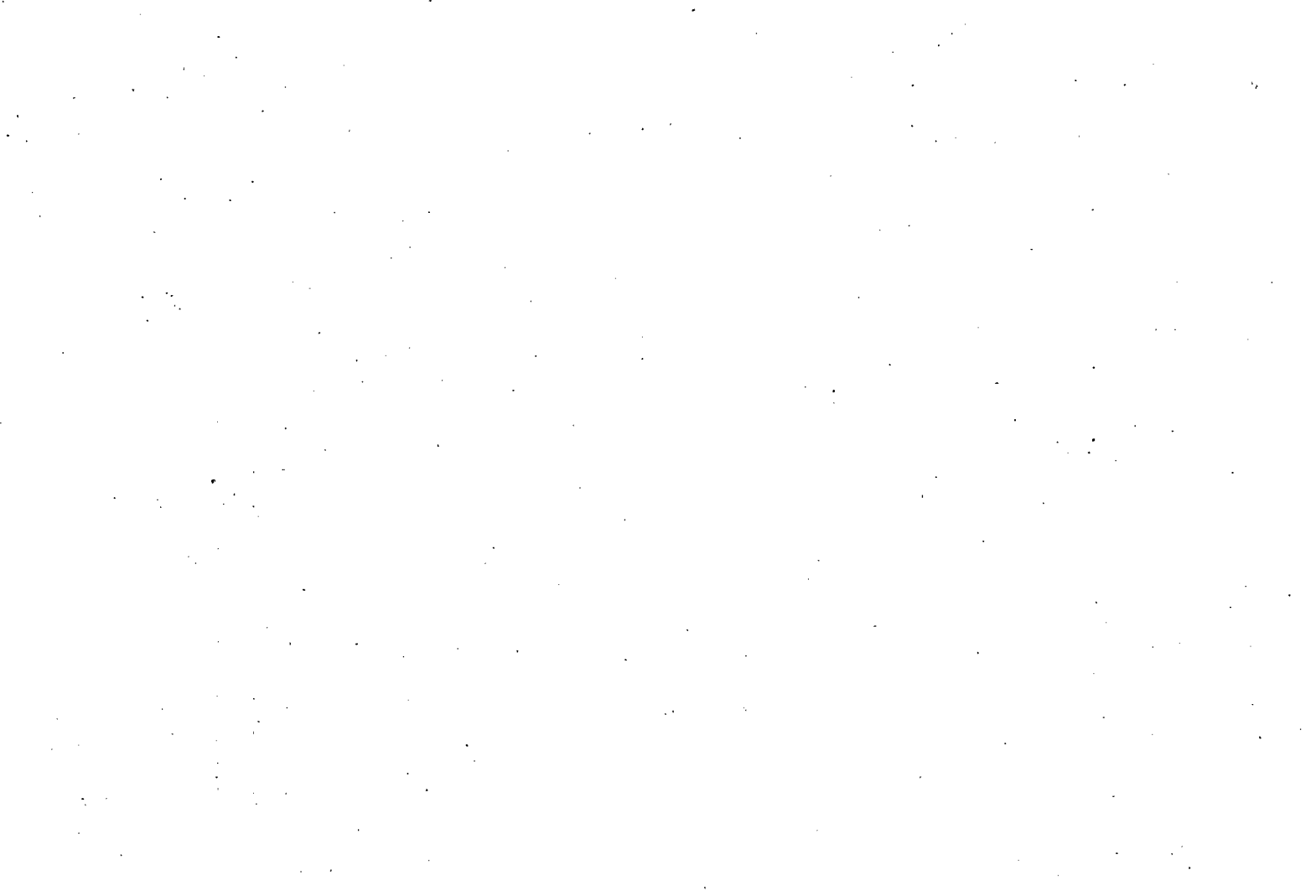
Abb. 6 (rechts): Beziehungen zwischen den Redoxbedingungen und den Gehalten an Gesamtphosphat, Eisen und organischer Substanz in den Gleichgewichtslösungen von Proben einer Rosterde (A_p) bei pH 7

Bei einem Vergleich der Lösungsgehalte an Gesamt- und Orthophosphat ergibt sich für beide Phosphatfraktionen ein vergleichbares Löslichkeitsverhalten in Abhängigkeit von der Bodenreaktion und den Redoxbedingungen. Das Löslichkeitsminimum zwischen pH 5 - 6 ist jedoch in der Regel bei der Orthophosphat-Fraktion deutlicher ausgeprägt als bei den Gesamtphosphaten. Wird die Differenz zwischen beiden Fraktionen im wesentlichen auf organische Phosphorverbindungen zurückgeführt, so können diese zwischen pH 5 - 6 bis zu 70 % des gelösten Phosphors ausmachen. Bei pH-Werten unter- und oberhalb des Löslichkeitsminimums sinkt der Anteil mit zunehmender pH-Verschiebung auf z.T. weniger als 20 % ab.

Literatur

HERMS, U. und G. Brümmer: *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.* 27, 181-192, 1978
 KAFKAFI, M., A.M. POSNER und J.P. QUIRK: *Soil Sci.Soc.Amer.Proc.* 31, 348-353, 1967

- MURRMANN, R.P. und M. PEECH: Soil Sci.Soc.Amer.Proc. 33, 205-210, 1969
- PARFITT, R.L. , R.J. ATKINSON und R.St.C. SMART: Soil Sci.Soc.Amer. Proc. 39, 837-841, 1975
- PATRICK, W.H.Jr. und J.C. MAHAPATRA: Adv. Agronomy 20, 323-359, 1968
- PEINEMANN, N.: Phosphat-Verteilung in Landschaften Südwestdeutschlands. Dissertation, Hohenheim, 123 S.
- PONNAMPERUMA, F.N.: Adv. Agronomy 24, 29-96, 1972
- ROBARGE, W.P. und R.B. COREY: Soil Sci.Soc.Amer.J. 43, 481-487, 1979
- SCHACHTSCHABEL, P.: Z. Acker- und Pflanzenbau 149, 191-205, 1980



Phosphatumsetzungen im Wurzelraum von Pflanzen

von

Helal, H.M. und D.R. Sauerbeck *)

1. Einleitung und Problemstellung

Für ein Verständnis der Phosphatversorgung von Pflanzen ist die Frage, inwieweit die Phosphatumsetzung im Boden durch Pflanzenwurzeln beeinflußt wird, von grundlegender Bedeutung. Experimentell läßt sich dieses Problem dadurch angehen, daß man den betreffenden Boden zunächst mit einer Lösung von radioaktivem Phosphor versetzt, der rasch in die verschiedenen Phosphatfraktionen inkorporiert wird. Der so markierte Boden wird anschließend bepflanzt und die ^{32}P -Aufnahme bestimmt. Da der Versuchsboden aber nur teilweise durchwurzelt ist, sollte man diesen vor der Analyse möglichst in Zonen von unterschiedlicher Wurzelnähe zerlegen, die dann auf ihren Gehalt an anorganisch und organisch gebundenem Phosphor untersucht werden können.

Ein derartiger Versuchsansatz setzt eine befriedigende Lösung zweier Probleme voraus, nämlich (1) der reproduzierbaren Trennung und Isolierung von Bodenzonen verschiedener Wurzelnähe und (2) der Auftrennung und quantitativen Erfassung verschiedener im Boden enthaltener Phosphorfraktionen.

Der konventionelle Weg zur Gewinnung einer wurzelnahen Bodenfraktion besteht in der Regel darin, daß man Pflanzenwurzeln bei geeigneter Feuchte aus dem Boden entnimmt und die daran haftende Erde als Rhizosphärenboden betrachtet. Mit einiger Vorsicht läßt sich diese Fraktion sogar noch weiter in einen nur lose und einen sehr fest an der Wurzel haftenden Anteil zerlegen (z. B. RILEY u. BARBER, 1971).

Eine Analyse von derart gewonnenen Bodenzonen zeigt zwar für einzelne Phosphatfraktionen eine deutliche Abnahme im wurzelnahen verglichen mit dem wurzelfernen Bereich (Tab. 1, $\text{dpm} \times 10^4/\text{g}$ Boden). Berechnet man aber die von den Pflanzen insgesamt aus den verschiedenen Bodenfraktionen entzogene Phosphatmenge (Tab. 1, $\text{dpm} \times 10^4/\text{Gefäß}$) so stellt man fest, daß diese Menge zwar gut mit der in den Pflanzen enthaltenen Aktivität übereinstimmt, jedoch zum überwiegenden Teil gar nicht aus dem wurzelnahen sondern dem wurzelfernen Bodenbereich stammt.

*) Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde der Bundesforschungsanstalt für Landwirtschaft Braunschweig-Völkenrode (FAL), Bundesallee 50, 3300 Braunschweig

³²P-Gehalt in den Phosphatfraktionen (nach Chang-Jackson)

einer Parabraunerde nach 10 d Bepflanzung mit Mais
(Gewinnung der Bodenfraktionen durch Abschütteln)

Bodenfraktion	un- bepfl.	wurzel- fern	lose haftend	fest haftend
Bodengewicht g	154,0	145,9	3,8	4,3
a) dpm x 10 ⁴ / g Boden				
lösli.P	8,7	8,4	6,2 ^{xxx}	5,0 ^{xxx}
Al-P	106,7	106,7	96,6 ^x	84,5 ^{xxx}
Fe-P	113,5	112,4	106,6	102,5 ^x
Ca-P	17,7	15,8	14,9 ^x	14,4 ^x
Summe	246,6	243,3	224,3 ^x	206,4 ^x
b) % Abnahme gegenüber unbepflanz				
lösli.P	100	96	71	57
Al-P	100	100	91	79
Fe-P	100	99	94	90
Ca-P	100	89	84	81
Summe	100	99	91	84
c) Verminderung dpm x 10 ⁴ / Gefäß				
lösli.P	-	43,8	9,5	15,9
Al-P	-	0	38,0	95,0
Fe-P	-	160,5	26,2	47,3
Ca-P	-	277,2	10,6	14,2
Summe	-	481,5	84,3	172,4
kalk. Gesamtentzug dpm x 10 ⁴ / Gefäß:			738,2	
Aktivität der Pflanze dpm x 10 ⁴ :			773	

Natürlich ist dieser Befund unlogisch und steht im klaren Widerspruch zu der bekanntermaßen sehr geringen Mobilität des Phosphors im Boden. Eine Erklärung hierfür ist denkbar auf dreierlei Weise, daß nämlich (1) der an den Wurzeln haftende Boden nur einen Teil des gesamten Rhizobodens umfaßt oder (2) gar nicht unbedingt die von den Wurzeln am stärksten beeinflusste Bodenfraktion darstellt, bzw. daß (3) möglicherweise beide Erklärungen gemeinsam zutreffen.

Auch eine Reihe unter ganz anderen Gesichtspunkten durchgeführte Untersuchungen, so z. B. ¹⁴C-Versuche über den Wurzelumsatz (SAUERBECK, 1978) und Beobachtungen über die Entstehung und den Zerfall feinsten Wurzelteile hinter Glas (eig. Arb. i. Vorbereitung) läßt vermuten, daß sich die Kontaktfläche Wurzel/Boden als Funktion der Zeitständig ändert. Aus diesem Grunde

wurde in den nachfolgend beschriebenen Untersuchungen von dem bisherigen Verfahren des Abschüttelns von Rhizo-Boden abgegangen und auch die Fraktionierung des Phosphors im Boden experimentell variiert.

2. Material und Methoden

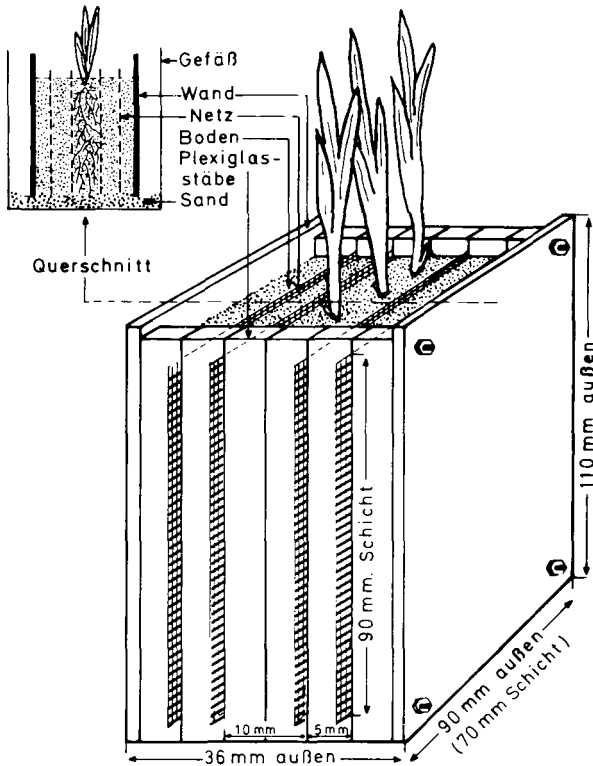


Abb. 1 Vorrichtung zur experimentellen Trennung von Bodenzonen unterschiedlicher Wurzelnahe (Helal und Sauerbeck, 1981)

Nach dem Verfahren von Helal und Sauerbeck (1981) wird der zu untersuchende Boden vor seiner Bepflanzung durch vertikal gespannte engmaschige Netze in drei definierte Zonen (bzw. 5 Schichten) unterteilt. Wie in Abb. 1 gezeigt, wird nur die mittlere Schicht eingesät und von den Pflanzen sehr intensiv

durchwurzelt. Als Folge der seitlichen Abgrenzung durch Netze ist sichergestellt, daß aus dieser Zentralschicht lediglich Wurzelhaare in die benachbarte Bodenzone eindringen können, während die äußerste Zone mit Sicherheit weder von den Pflanzenwurzeln selbst noch von deren Wurzelhaaren erreicht werden kann.

Die Abmessungen dieser Vorrichtung lassen sich beliebig verändern. Im vorliegenden Falle war die durchwuzelte Zentralschicht 10 mm stark und wurde beiderseits von 2 weiteren, je 5 mm breiten Schichten umgrenzt. Bei einer Höhe von 90 mm und einer Schichttiefe von 70 mm umfaßt jede dieser Anordnungen insgesamt 210 g Boden, und zwar gleichmäßig auf 3 Zonen unterschiedlicher Wurzelnähe verteilt. Mit Hilfe dieser Vorrichtung wurde der Phosphorumsatz einer Parabraunerde, einer Schwarzerde und einer Braunerde in Abhängigkeit von der Wurzelnähe untersucht und verglichen.

Die zur Markierung eingesetzte Aktivitätsmenge betrug 1150 nCi ^{32}P /g Boden. Die Inkubation vor Versuchsbeginn dauerte 14 Tage bei 40 °C und einer Bodenfeuchte von 60 % der maximalen Wasserkapazität. Nach Einsaat und 23-tägigem Wachstum von Mais (4 Pflanzen pro Gefäß, mindestens 5 Wiederholungen) wurden die 3 Bodenzone voneinander getrennt und auf ihren Gehalt an verschiedenen gebundenen Phosphaten untersucht.

Neben einer Bestimmung des Gesamtphosphors im HClO_4 -Auszug und des isotonenaustauschbaren Phosphors wurde eine Phosphatfraktionierung nach dem Verfahren von Chang und Jackson (1957) durchgeführt. Der wasserlösliche Phosphor ergab sich durch 5-minütige Extraktion des Bodens im Verhältnis 5 : 1 (Boden : Wasser) bei Zimmertemperatur nach Watanabe und Olsen (1962). Anschließend erfolgte die Herauslösung von organisch gebundenem Phosphor durch Behandlung des Bodens mit einem Kationenaustauscher und anschließende Extraktion mit 0,2 m Acetylaceton nach dem für diesen Zweck etwas modifizierten Verfahren von Hong und Jamane (1980). Organisch und anorganisch gebundener Phosphor in den beiden löslichen Fraktionen (Wasserextrakt bzw. Fulvosäuren) wurden mit Hilfe von Isobutylalkohol voneinander getrennt (WATANABE u. OLSEN, 1962).

3. Ergebnisse und Diskussion

Tab. 2 zeigt in der ersten Spalte den Gehalt an Gesamt- ^{32}P in den verschiedenen Bodenzone. Hierbei ergab sich für die eigentliche Wurzelzone eine signifikante Minderung des ^{32}P -Gehaltes um 9 - 19 % im Vergleich zu den unbepflanzten Kontrollböden. Bei der Braunerde nahm der Phosphatgehalt auch in der nächfolgenden Zone von 1 - 5 mm außerhalb des Wurzelbereiches um ungefähr 4 % signifikant ab.

Tab. 2 ^{32}P -Gehalte in 3 Bodenzonen unterschiedlicher Wurzelnähe
nach 14 d Inkubation und 23 d Bepflanzung mit Mais
Angaben in nCi/g Boden (HClO_4 -Auszug)

	^{32}P -Geh. nCi/g	Abn. geg. unbepfl. nCi/g	unbepfl. nCi/Gefäß
<u>Parabraunerde sL</u>			
unbepflanzte	1152		
Wurzelzone (10 mm)	1033*	-119*	8330
1 - 5 mm außerhalb	1131	- 21	1470
6 - 10 mm außerhalb	1154	-	-
Summe			9800
Geh. i. Maispflanzen			9248
<u>Schwarzerde sL</u>			
unbepflanzte	1148		
Wurzelzone (10 mm)	1041*	- 107*	7490
1 - 5 mm außerhalb	1134	- 14	980
6 - 10 mm außerhalb	1152	-	-
Summe			8470
Geh. i. Maispflanzen			8620
<u>Braunerde uS</u>			
unbepflanzte	1152		
Wurzelzone (10 mm)	930*	- 222*	15540
1 - 5 mm außerhalb	1109*	- 43*	3010
6 - 10 mm außerhalb	1148	- 4	280
Summe			18830
Geh. i. Maispflanzen			17930

(Eingesetzte Aktivitätsmenge = 1150 nCi/g Boden)

Rechnet man diese Abnahme an ^{32}P in den 3 untersuchten Bodenzonen wie in den folgenden Spalten der Tab. 2 geschehen auf nCi/Gefäß um, so stellt sich heraus, daß dieser Betrag mit dem ^{32}P -Gehalt der Versuchspflanzen gut übereinstimmt. Weiterhin ergibt sich aus Tab. 2, daß dieser von den Pflanzen aufgenommene radioaktiv markierte Phosphor zu 87 - 90 % aus der zentralen durchwurzelten Bodenschicht stammt. Der verhältnismäßig geringe Rest aber wurde ausschließlich aus der unmittelbar angrenzenden Zone (1 - 5 mm außerhalb) aufgenommen, während die äußerste dieser 3 Bodenzonen (6 - 10 mm außerhalb) keinerlei ^{32}P mehr an die Pflanzen geliefert hat.

Tab. 3. ³²P-Gehalte in den Phosphatfraktionen (nach Chang-Jackson) von 3 Bodenzonen unterschiedlicher Wurzelnähe nach 14 d Inkubation und 23 d Bepflanzung mit Mais (nCi/g Boden)

	pH	lösli. P	Al-P	Fe-P	Ca-P	Summe
Parabraunerde sL						
unbepflanzt	6,70	70	395	441	144	1050
Wurzelzone (10 mm)	6,18	47**	323***	430	136	936**
1 - 5 mm außerhalb	6,41	72	352*	438	136	998
6 - 10 mm außerhalb	6,59	76	389	437	140	1042
Schwarzerde sL						
unbepflanzt	8,39	58	452	224	304	1038
Wurzelzone (10 mm)	7,91	39**	374**	244	284**	941*
1 - 5 mm außerhalb	8,30	53	421	230	290	994
6 - 10 mm außerhalb	8,39	60	446	228	306	1040
Braunerde uS						
unbepflanzt	6,48	162	481	339	88	1070
Wurzelzone (10 mm)	5,83	88**	407**	290*	62**	847
1 - 5 mm außerhalb	6,43	140*	463*	332	71*	1006
6 - 10 mm außerhalb	6,56	167	468	324	89	1048

(Eingesetzte Aktivitätsmenge = 1150 nCi/g Boden)

In Übereinstimmung mit früheren Untersuchungen (IVANOV u. SAUERBECK, 1972) zeigt die Fraktionierung der Bodenphosphate nach dem Verfahren von Chang und Jackson (1957) gemäß Tab. 3, daß der ursprünglich in gelöster Form dem Boden zugesetzte Radio-Phosphor dort vorwiegend in schwerer lösliche Bindungsformen übergegangen ist. Hiervon entfielen die größten Anteile auf die Aluminium- und Eisenphosphat-Fraktion und nur bei der Schwarzerde vermehrt auch auf das Calciumphosphat. Demgegenüber wies die lösliche Phosphorfraction dieses Bodens nur noch einen sehr geringen Anteil der Gesamtaktivität auf.

In diesem Zusammenhang sei hier vermerkt, daß die sogenannten "Aluminium-, Eisen- und Calciumphosphate" nach Chang und Jackson (1957) bekanntermaßen keine chemisch exakt definierten Bindungsformen darstellen (IVANOV u. SAUERBECK, 1972, weitere Literatur s. dort). Deshalb wird dieses Verfahren in jüngerer Zeit auch nur noch unter Vorbehalt für eine chemische Charakterisierung von Bodenphosphaten eingesetzt. Nichtsdestoweniger unterscheiden sich diese, wenn auch im Prinzip nur empirisch definierten Fraktionen in ihrer Pflanzenverfügbarkeit je nach Boden beträchtlich (IVANOV u. SAUERBECK, 1972). Für eine

vergleichende Betrachtung von unterschiedlich durchwurzelten Bodenzonen erscheint dieses Fraktionierungsverfahren deshalb trotz seiner methodischen Unzulänglichkeit durchaus geeignet.

Ein Vergleich der einzelnen Bodenzonen mit den unbepflanzten Kontrollproben zeigt, daß tatsächlich die lösliche und die Aluminiumphosphat-Fraktion von allen drei Böden in der Wurzelzone am stärksten abgenommen hat. In der Schwarzerde und Braunerde ging auch die Calciumphosphat-Fraktion als Folge der Bepflanzung meßbar zurück. Demgegenüber erfuhr die Eisenphosphat-Fraktion nur bei der Braunerde eine geringfügige Abnahme im Wurzelbereich. In der durchwurzelten Schwarzerde dagegen weist diese Fraktion überraschenderweise sogar eine gewisse Tendenz zu einer Zunahme auf. Dies dürfte damit zusammenhängen, daß das laugelöslliche "Eisenphosphat" in der Wurzelzone naturgemäß auch organisch gebundenen Phosphor enthält.

Die Tab. 3 läßt ferner erkennen, daß die Verminderung der leicht löslichen Phosphatfraktion nur einen sehr kleinen Anteil des aus der durchwurzelten Zone entzogenen Phosphors ausmacht. Hieraus folgt, daß diese lösliche Fraktion im Laufe dieser Versuche durch eine Phosphatmobilisierung aus anderen Fraktionen grobenteils wieder aufgefüllt wurde.

Tab. 4 Veränderung des Gehaltes an isotopenaustauschbarem P in 3 Bodenzonen unterschiedlicher Wurzelhöhe nach 23tägiger Bepflanzung mit Mais im Vergleich zum P-Entzug durch die Pflanze

	Isot.-austb.-P µg P/g Boden	Diff. z. Kontr.	P-Verarmg. µg/Gefäß	Entzug d. Pfl. µg/Gefäß
<u>Parabraunerde</u>				
unbepflanzte	26			
Wurzelzone (10 mm)	14**	- 12	- 840	} 1050 3836
1 - 5 mm außerhalb	24	- 2	- 140	
6 - 10 mm außerhalb	25	- 1	- 70	
<u>Schwarzerde</u>				
unbepflanzte	11			
Wurzelzone (10 mm)	7**	- 4	- 280	} 420 4053
1 - 5 mm außerhalb	9	- 2	- 140	
6 - 10 mm außerhalb	12	-	-	
<u>Braunerde</u>				
unbepflanzte	41			
Wurzelzone (10 mm)	18**	- 23	- 1610	} 2590 7726
1 - 5 mm außerhalb	29*	- 12	- 840	
6 - 10 mm außerhalb	39	- 2	- 140	

Gleiches ist auch in Tab. 4 aus den Analysen des isotopenaustauschbaren Phosphors zu schließen. Hiernach fand zwar in der Wurzelzone aller drei Böden eine durchaus signifikante Verminderung dieser am leichtesten pflanzenverfügbaren Fraktion statt. Im Ganzen aber machte diese Gehaltsabnahme nicht mehr als 1/10 bis höchstens 1/3 der Phosphatmenge aus, die von den Pflanzen insgesamt aufgenommen wurde. Im Hinblick auf diese Nachlieferung zeigten sich zwischen den drei hier verglichenen Böden beträchtliche Unterschiede.

Tab. 5 ^{32}P -Gehalte organischer Phosphorfractionen in 3 Bodenzonen unterschiedlicher Wurzelhöhe nach 14 d Inkubation und 23 d Bepflanzung mit Mais (nCi/g Boden)

	H ₂ O-lösl.	Fulvosr.	Huminsr.	Summe
<u>Parabraunerde sL</u>				
unbepflanzt	15	58	30	103
Wurzelzone (10 mm)	13	66	29	108
1 - 5 mm außerhalb	29**	80*	32	141**
6 - 10 mm außerhalb	22**	65	39*	126*
<u>Schwarzerde sL</u>				
unbepflanzt	17	57	43	117
Wurzelzone (10 mm)	12*	69*	44	125
1 - 5 mm außerhalb	28**	81**	46	155**
6 - 10 mm außerhalb	19	60	43	122
<u>Braunerde uS</u>				
unbepflanzt	13	61	14	88
Wurzelzone (10 mm)	14	65	11	90
1 - 5 mm außerhalb	16*	79*	15	110*
6 - 10 mm außerhalb	13	77*	15	105

Eingesetzte Aktivitätsmenge = 1150 nCi/g Boden

Die Tab. 5 schließlich zeigt die ^{32}P -Gehalte des organisch gebundenen Bodenphosphors und läßt zunächst erkennen, daß bei Versuchsende immerhin 9 - 13 % des ursprünglich zugesetzten Radio-Phosphors in organischer Form vorlag. Der größte Teil hiervon wurde offenbar in die Fulvosäuren eingebaut.

Vergleicht man die einzelnen Zonen der bepflanzten Böden untereinander und mit den unbepflanzten Kontrollproben so stellt sich heraus, daß durch die Bepflanzung zum Teil eindeutig mehr Radio-Phosphor in organische Bindung übergeführt wurde. Dieser Effekt nahm von außen her zunächst in Richtung der

Wurzeln zu, ist jedoch in der eigentlichen Wurzelzone wiederum etwas zurückgegangen. Diese verschiedene Konzentration von organisch gebundenem Phosphor in Abhängigkeit von der Wurzelnähe zeigt, daß der organische Bodenphosphor durchaus nicht nur aus reaktionsträgen bzw. schwer pflanzenverfügbaren Substanzen besteht. Es darf vielmehr angenommen werden, daß auch solche organischen Verbindungen für den Phosphatumsatz im Wurzelraum eine beträchtliche Rolle spielen.

4. Zusammenfassung

Um den Nährstoffumsatz im Wurzelraum von Pflanzen verfolgen zu können, wurde eine spezielle Methode zur Trennung von definierten Bodenzonen verschiedener Wurzelnähe entwickelt. Durch Kombination dieses Verfahrens mit der Isotopentechnik wurde die Inkorporation von ^{32}P in verschiedene Bodenphosphate sowie deren Umwandlung in drei verschiedenen Böden in Abhängigkeit von der Durchwurzelung untersucht. Die Ergebnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- (1) Das in löslicher Form zugesetzte Düngerphosphat wurde im Boden sehr rasch in schwerer verfügbare, teils anorganische teils organische Verbindungen überführt.
- (2) Unter dem Einfluß der Pflanzenwurzeln nahmen das lösliche und das Aluminiumphosphat in allen drei Böden eindeutig, die Calcium- und Eisenphosphate aber nur im Einzelfall meßbar ab. Die lösliche Fraktion wurde jedoch während des Versuches durch Nachlieferung aus anderen Phosphatformen des Bodens laufend ergänzt.
- (3) Der Gehalt an organisch gebundenem Phosphor war in den bepflanzen Böden höher als in den Kontrollproben, nahm jedoch in der eigentlichen Wurzelzone im Vergleich zu der weiter außen liegenden Bodenschicht wiederum ab.

Diese Ergebnisse zeigen, daß der von den Pflanzen aufgenommene Phosphor nahezu ausschließlich aus der unmittelbaren Kontaktzone Pflanzenwurzel/Boden stammt, daß in dieser Zone beträchtliche Umsetzungs- und Mobilisierungsprozesse stattfinden, und daß auch die organischen Phosphorverbindungen hieran beteiligt sind.

"Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danken wir für die finanzielle Förderung dieses Forschungsvorhabens".

Literatur:

- Böhm, W.; 1979: Methods of Studying Root Systems. Berlin u. a., Springer-Verlag
- Chang, S. C., Jackson, M. L.; 1957: Fractionation of soil phosphorus. Soil Sci. 84, 133 - 144
- Helal, H. M., Sauerbeck, D.; 1981: Ein Verfahren zur Trennung von Bodenzonen unterschiedlicher Wurzelhöhe. Z. Pflanzenern. Bodenkde. 144, im Druck
- Hong, J. K., Yamane, I.; 1980: Proposal for a more suitable method to extract soil organic phosphorus. Soil Sci. Plant Nutr. (Japan) 26, 383 - 390
- Ivanov, R., Sauerbeck, D.; 1972: Phosphatumschwund und Pflanzenverfügbarkeit anorganischer Phosphatfraktionen in verschiedenen Böden. Landw. Forschung 27/I. Sonderh., 171 - 183
- Riley, D., Barber, S. A.; 1971: Effect of ammonium and nitrate fertilization on phosphorus uptake as related to root-induced pH-changes at the root-soil interface. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 35, 301 - 306
- Sauerbeck, D.; 1978: Assimilatebedarf und -umsatz von Pflanzenwurzeln. KALIBRIEFE (Büntehof) 14 (1), 17 - 27
- Watanabe, F. S., Olsen, S. R.; 1962: Colorimetric determination of phosphorus in water extracts. Soil Sci. 93, 183 - 188

Die potentielle P-Anlieferung durch Diffusion
als Funktion von Tiefe, Zeit und Durchwurzelung
bei einer Parabraunerde aus Löss

von

Fleige, H., O. Strebel, M. Renger⁺ und H. Grimme⁺⁺

Einleitung

Die Nährstoffanlieferung an die Pflanzenwurzeln erfolgt durch Massenfluß und Diffusion. Die Anlieferung durch Massenfluß läßt sich errechnen, wenn Wasserentzugsraten durch die Wurzeln und Nährstoffkonzentrationen in der Bodenlösung bekannt sind. Ermittelt man außerdem die Nährstoffaufnahme durch die Pflanze, so kann aus der Differenz zwischen aufgenommener und durch Massenfluß angelieferter Nährstoffmenge die durch Diffusion angelieferte Nährstoffmenge berechnet werden. Dieses Verfahren läßt sich bei Pflanzennährstoffen anwenden, deren Konzentration in der durch Saugkerzen gewonnenen Bodenlösung eindeutig zu bestimmen ist. Es wurde bereits in früheren Untersuchungen z.B. für NO_3^- , K^+ , Na^+ und Ca^{++} mit Erfolg angewandt (vgl. Renger et al. 1981). Beim Pflanzennährstoff Phosphor konnte nach dieser Methode nicht verfahren werden, da die P-Konzentrationen in der Bodenlösung äußerst gering waren und der Nachweis nicht ausreichend exakt war. Das von uns angewandte Verfahren zur Ermittlung der P-Anlieferung durch Diffusion beruht auf Diffusionsflußmessungen im Labor und deren Übertragung auf Geländebedingungen unter Berücksichtigung von Wurzeloberfläche und Bodenwassergehalt (vgl. Grimme et al. in diesem Band).

⁺Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung und
Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2,
3 Hannover 51

⁺⁺Landwirtschaftliche Forschungsanstalt Büntehof, Bünteweg 8,
3 Hannover 71

Untersuchungsstandort

Die Untersuchungen erfolgten auf einer Parabraunerde aus Löss unter Acker-
nutzung. Im Untersuchungsjahr 1979 war So-Weizen angebaut. Weitere Angaben
sind bei Strebel et al. (1980) zu finden.

Pw- und P₂O₅-Gehalte im Bodenprofil

Abb. 1 zeigt die Gehalte an Pw und P₂O₅-CAL im Bodenprofil. Es ist der
typische Sachverhalt zu erkennen, daß mit zunehmender Bodentiefe die Ge-
halte zunächst abnehmen. Mit Beginn des Bt-Horizontes in 60 cm ändern
sich die Werte dann nicht mehr. Vergleicht man die Pw- und P₂O₅-Werte in
der Ackerkrume mit den für die Düngeempfehlung angegebenen Richtwerten,
so ist der Versorgungsgrad als "mittel" (Pw 11-17 mg/1000 ml, P₂O₅
11-20 mg/100 g) einzustufen.

Potentielle P-Nachlieferung

Abb. 2 zeigt die potentielle Nachlieferung des anorganischen Boden-P
in 3 Bodenlagen. Es wurden 12 Extraktionen mit Wasser durchgeführt. Die
gesamtnachlieferbare Menge wurde berechnet. Im Ap-Horizont (0-30 cm) be-
trägt die potentielle Nachlieferung 160 ppm, im A1-Horizont (30-60 cm)
74 ppm und im oberen Teil des Bt-Horizontes (60-90 cm) 53 ppm. Der
50%-Wert wird in den angeführten Horizonten nach $\approx 9,12$ bzw. 10 Extrak-
tionen erreicht. Unter Berücksichtigung eines Trockenraumgewichtes von
 $1,5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ beträgt die potentielle P-Nachlieferung in den einzelnen
Bodenlagen $\approx 720, 333$ und $238 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$.

Substanzproduktion und P-Entzug

Abb. 3 zeigt die Substanzproduktion und die P-Aufnahme durch Sommerweizen.
Der Gesamtertrag von $124 \text{ dt} \cdot \text{ha}^{-1}$ setzt sich zusammen aus 49 dt Korn und
75 dt Stroh. Trotz der späten Aussaat (19.4.1979) in diesem nassen Jahr
und Lager ist der Kornertrag durchaus zufriedenstellend.

Abb.1

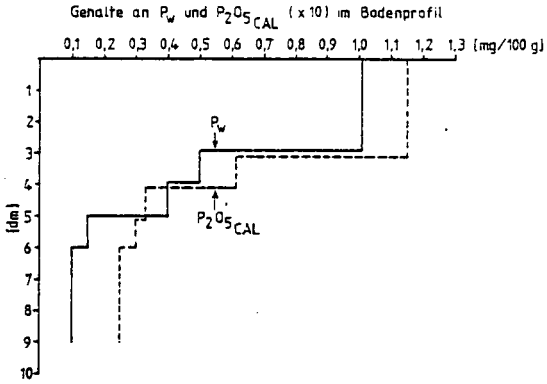


Abb.2

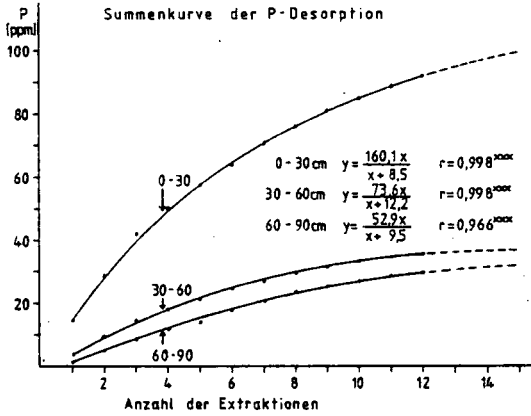


Abb.3

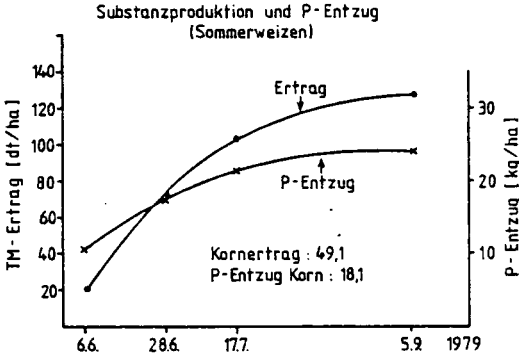


Tabelle 1:

P-Aufnahme und P-Anlieferung als Funktion der Tiefe und Zeit (S.-Weizen 1979)

	1.VI. ^{x)}	10.VI.	20.VI.	1.VII. ^{xx)}	10.VII.	20.VII. ^{xxx)}	1.VIII.
P-Aufnahme (kg/ha/d)	0,345	0,325	0,280	0,265	0,190	0,145	1,000
P-Anlieferung							
Σ 0 - 90 cm (kg/ha/d)	0,0807	0,1075	0,0901	0,0730	0,0458	0,0531	0,549
P-Anlieferung (%)							
0 - 30 cm	83,3	72,8	65,3	58,8	69,9	70,1	67,4
31 - 50 cm	8,1	16,4	20,0	17,8	14,8	13,7	15,5
51 - 75 cm	5,9	8,7	10,6	16,3	10,7	10,9	12,0
76 - 90 cm	2,7	2,1	4,1	7,1	4,6	5,3	5,1

x) 1. Halmknoten xx) Blüte xxx) Milchreife

Ähnlich wie bei der Substanzproduktion werden bei der P-Aufnahme die höchsten Werte im Mai und Juni erreicht. Insgesamt wurden durch den oberirdischen Aufwuchs $24 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$ P aufgenommen. Differenziert man die Gesamtaufnahme, so entfallen auf das Korn 18 kg und auf das Stroh 4 kg.

P-Anlieferung als Funktion der Tiefe und Zeit

Tab. 1 enthält die Daten der P-Anlieferung durch Diffusion als Funktion der Tiefe und Zeit. Erwartungsgemäß nimmt die tägliche P-Aufnahmerate mit zunehmender Vegetationsdauer ab, wie dies bereits aus der Summenkurve der P-Aufnahme (vgl. Abb. 3) zu erkennen war. Vergleicht man die P-Aufnahmeraten mit den durch Diffusion angelieferten Beträgen, so ist festzustellen, daß die P-Anlieferung nur 24-55 % der tatsächlichen Aufnahmerate entspricht. Diese Differenz darf jedoch nicht als P-Anlieferung durch Massenfluß gedeutet werden. Sie beruht vielmehr vor allem darauf, daß in unserem Ansatz zur Erfassung der P-Anlieferung durch Diffusion die Wurzelhaare nicht berücksichtigt sind, d. h., die halbquantitativ ermittelte Wurzeloberfläche ist geringer als die tatsächliche. Insbesondere bei der P-Aufnahme scheinen die Wurzelhaare eine weit größere Bedeutung zu haben als bei der K-Aufnahme, wo mit dem gleichen Ansatz die K-Anlieferung mit der K-Aufnahme annähernd übereinstimmt (vgl. Grimme et al. in diesem Band).

Trotz der vorhandenen Differenzen zwischen P-Aufnahme und P-Anlieferung wird der relative Anteil der einzelnen Bodentiefen an der P-Versorgung der Pflanze sicher richtig sein. Erwartungsgemäß ist die P-Anlieferung aus der durch Düngung beeinflussten Ackerkrume am höchsten. Deren Beitrag beträgt $\approx 70 \%$. Die restlichen 30 % werden vom Unterboden beigesteuert. Dieser Befund unterstreicht die Bedeutung des Unterbodens für die P-Versorgung, die sich in Trockenjahren noch verstärken kann.

Ziel weiterer Untersuchungen sollte sein, auch bei anderen Bodentypen den Beitrag der P-Anlieferung und anderer Pflanzennährstoffe aus dem Unterboden quantitativ zu erfassen. Durch die damit gewonnenen Kenntnisse wird die Interpretation der z. Zt. für die Düngeempfehlung angegebenen Richtwerte verbessert.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danken wir für die finanzielle Unterstützung der Untersuchungen.

Literatur

GRIMME, H., STREBEL, O., RENGER, M. & FLEIGE, H. (198):

Die potentielle K-Anlieferung an die Pflanzenwurzel durch Diffusion. -
Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. - in diesem Band -.

RENGER, M., STREBEL, O., GRIMME, H. & FLEIGE, H. (1981):

Nährstoffanlieferung an die Pflanzenwurzel durch Massenfluß. -
Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 30: 63-70.

STREBEL, O., GRIMME, H., RENGER, M. & FLEIGE, H. (1980):

A field study with nitrogen-15 of soil and fertilizer nitrate uptake and of water withdrawal by spring wheat. -
Soil Science 130: 205-210.

Wirkung zugesetzter org. Substanzen auf
P-Mobilität in einer Ackerbraunerde

von

Amann, C.⁺⁺, Amberger, A.⁺⁺

Anhand von Modellversuchen wurde die Auswirkung verschiedener organischer Zusätze auf die Dynamik von Boden- und Düngersphosphaten in einer Ackerbraunerde (pH 6.5, Ton 22 %, C 1.1 %, T-Wert 20 mval/100 g Boden, DL-P "Ungedüngt" 11 ppm, Superphosphat-Parzelle 80 ppm) untersucht.

Wirkung auf P-Fractionen

Bebrütung (1 - 14 Tage) mit einem wässrigen Extrakt aus unverrottetem Stroh in einer Konzentration von 10 % bewirkte gegenüber einer dem P-Gehalt des Extraktes äquivalenten Menge an KH_2PO_4 einen leichten Rückgang der H_2O - und CAL-P-Werte, sowie eine auffällige Abnahme (um 15 - 40 ppm) der leichtlöslichen "Fe- und Al-Phosphate" (0.01 n NaOH-löslich) verbunden mit einer Zunahme (15 - 20 ppm) der schwerer löslichen "Fe- und Al-Phosphatfraktion" (0.1 n NaOH-löslich) (SCHARAFAT, J. 1969/70).

Der Zusatz von Extrakten aus verrottetem Stroh brachte dagegen in den CAL-P-Werten eine deutliche Zunahme. Durch mikrobielle Vorgänge, möglicherweise auch durch Sorptionsreaktionen zwischen Boden-P und dem organischen Material, wird demzufolge leichtlösliches Bodenphosphat in schwerer lösliche Formen überführt, welche aber im Falle des verrotteten Strohs noch mit CAL extrahiert werden können.

⁺ Veröffentlichung mit ausführl. Darstellung in Vorbereitung

⁺⁺ Lehrstuhl für Pflanzenernährung, T.U. München,
8050 Freising - Weißenstephan

Der Zusatz von Maiswurzelextrakt (30 %) zum Boden hatte deutliche Auswirkungen auf die Zusammensetzung der P-Fractionen eines gleichzeitig verabreichten Düngerphosphates (KH_2PO_4): nach einem Tag Bebrütung waren die Anteile des wasserlöslichen Phosphats sowie der leichtlöslichen Fe- und Al-Phosphate um 8 bzw. 40 % erhöht, dagegen die schwerer löslichen Fe- und Al-Phosphate verringert (von 31 auf 11 %). Diese für die Verfügbarkeit der Düngerphosphate günstigen interfraktionellen Verschiebungen waren aber nur kurzfristig meßbar; nach 14 Tagen Bebrütung wurde der gegenteilige Effekt beobachtet.

Wirkung auf Fixierung von markiertem Düngerphosphat

Der Einfluß organischen Materials auf die P-Fixierungskapazität des Bodens wurde nach Vorbebrütung des Bodens (8 h - 14 d) mit organischen Zusätzen (5 %), und anschließender Trocknung in Anlehnung an AVNIMELECH (1965) untersucht (32 P-Wiederfindungsrate = Extraktion von $(\text{NH}_4)_2\text{H}^{32}\text{PO}_4$ in 2 mmol CaCl_2 -Lösung). Der P-Gehalt des org. Materials wurde in allen Fällen durch Vergleich mit einem äquivalenten Zusatz an anorganischem P berücksichtigt.

Sowohl der Zusatz von Maiswurzelextrakt (Tab. 1) als auch von Maiswurzelmehl (Abb. 1) erhöhte die Wiederfindungsrate des Düngerphosphates beträchtlich, im Gegensatz zur Wirkung des verrotteten Strohs, welches z. T. zu einer stärkeren Fixierung von Düngerphosphat führte. In Abhängigkeit von der Dauer der Vorbebrütung nahm jedoch die stark positive Wirkung des Maiswurzelmehls rasch ab (Abb. 1); nach 3 Tagen wurde das zugegebene Düngerphosphat sogar stärker fixiert als in der Kontrolle. Offensichtlich kam es zu einer stärkeren Mikroorganismen-tätigkeit, verbunden mit einem Abbau chelataktiver Verbindungen und damit zu einer organischen Fixierung des Düngerphosphates.

Wirkung auf die Mobilität von Düngerphosphat im "Bodenblockversuch"

In einem mit Boden gefüllten Plexiglasmodell ("Bodenblock") von ca. 6 x 2 x 1 cm Größe versuchten wir, die Diffusionsvorgänge im Boden nach Zugabe eines Düngerphosphates zu simulieren:

Nach Vorbebrütung mit org. Materialien (5 %) bei 65 % Wasserkapazität wurde der Boden in das Bodenblockmodell gefüllt und in dessen Mitte markiertes Diammonphosphat in einer Quarzsandschicht zugegeben. Die Wanderung des Phosphates wurde nach dem Schneiden des tiefgefrorenen und in Paraffin eingebetteten Blockes in 20 Abschnitte à 3 mm gemessen. Der P-Gehalt des jeweiligen org. Materials wurde in einem Kontrollansatz durch einen äquivalenten Zusatz an anorganischem P zur Vorbebrütung des Bodens berücksichtigt.

Eine Vorbebrütung des Bodens mit Maiswurzelmehl verlängerte die Diffusionsstrecke des Düngers und erhöhte die gesamte Menge an diffundiertem Diammonphosphat (Abb. 2). Durch Zusatz von Rottestrohmehl wurde die Diffusionsstrecke dagegen etwas verringert, die gesamte Menge an diffundiertem P war aber dennoch dadurch erhöht, daß im ersten 3 mm-Abschnitt in der Nähe der Düngerschichtzone ein sehr hoher ³²P-Gehalt gefunden wurde. Der Zusatz von gefriergetrocknetem Güllematerial zum Boden zeigte ebenfalls eine positive Wirkung auf die Diffusion des Düngerphosphates.

Organische Stoffe der Extrakte

Von einer genaueren Untersuchung des Rottestroh- bzw. Maiswurzelextraktes erhofften wir uns Antwort auf die Frage, inwieweit sich P-mobilisierende Eigenschaften durch spezifische chemische Wirkstoffe (z. B. Chelatoren) erklären ließen.

Neben einem mehr als 4-fach höheren Gesamt-C-Gehalt und einem hohen Anteil an nicht analytisch erfaßten Bestandteilen ("Fulvosäuren"?) im Maiswurzelextrakt zeigte besonders die Fraktion der organischen Säuren aufschlußreiche Unterschiede auf: Citronensäure und α -Ketoglutarsäure bildeten den Hauptbestandteil des Maiswurzelextraktes, sie traten aber im Rottestrohextrakt nur in Spuren auf, neben einem hohen Huminsäuregehalt. Sowohl

der Zusatz von Citronensäure als auch von α -Ketoglutarensäure (1 %) in einem abschließenden Bebrütungsversuch erhöhte die Wiederfindungsrate von markiertem Düngungsphosphat um ca. 16 bzw. 6 %, auch dann, wenn die zugesetzten Säurelösungen neutralisiert worden waren zur Ausschaltung des pH-Effektes.

Zusammenfassend konnte also ein positiver Einfluß auf die P-Mobilität vor allem durch die organischen Substanzen von Gülle und Maiswurzeln deutlich gemacht werden. Insbesondere Maiswurzeln mit ihrem hohen Gehalt an wasserlöslichen chelatisierenden Substanzen zeigten kurzfristig eine hohe P-mobilisierende Wirkung. Die Ergebnisse der P-Fraktionierung sprechen dafür, daß dieser Effekt über eine Besetzung der Fe- und Al-Sorptionsstellen des Bodens durch organische Säuren (z. B. Citronensäure) zu erklären sein dürfte.

Literatur:

SCHARAFAT, J. (1969/70): Die Phosphorsäure 28, 272

AVNIMELECH, Y. und HAGIN, J. (1965): Isotopes and Radiation
in Soil-Plant Nutrition Studies, Reinhold, Publ. Comp.,
New York

**^{32}P -Wiederfindungsrate im Boden nach Vorbebrütung mit wässrigem
Extrakt aus Rottestroh und Maiswurzeln**

Bebrütung: 100g B. | 20 ml Extrakt $\hat{=}$ 5g TS - 65% WK - 22°C - 8h

P-Zufuhr d. Strohextrakt $\hat{=}$ 2.4 mg/100g B., d. Maiswurzelextrakt $\hat{=}$ 14.4 mg/100g B.

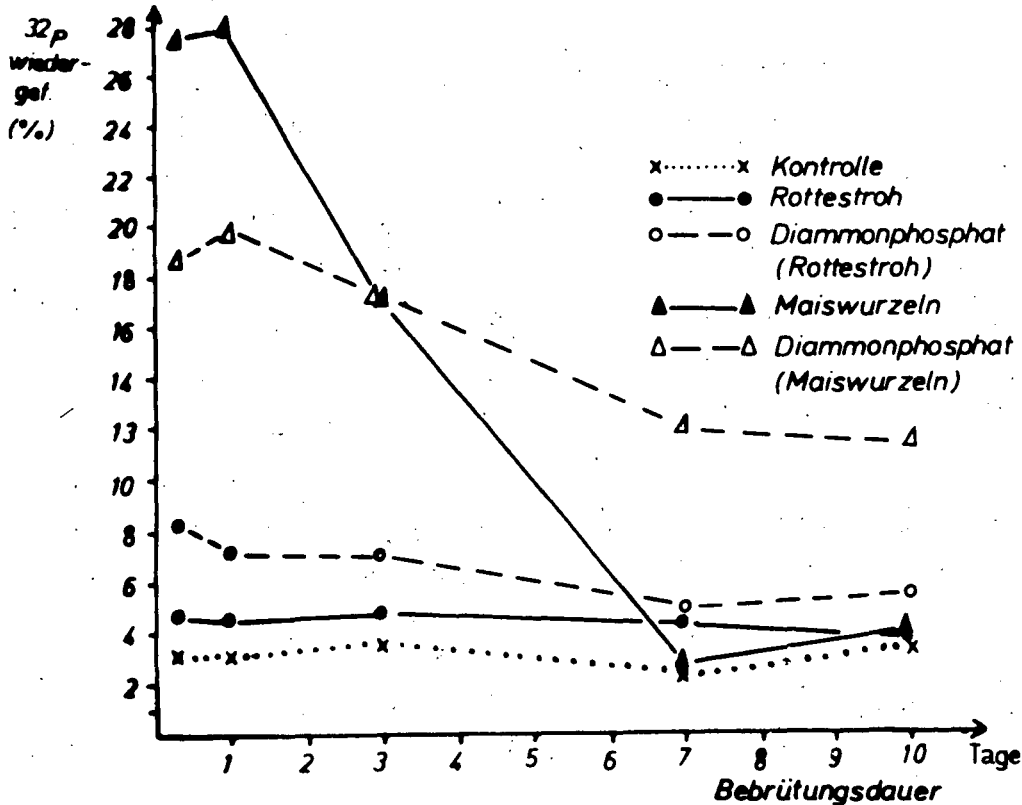
^{32}P -Dünger: 1g B. | 1ml Diammonphosphatlsg. $\hat{=}$ 5 μg ^{32}P (1-10 μCi), 24h Einwirkzeit

Boden: Ackerbraunerde

Bebrütungszusatz	^{32}P -wiedergef. (CaCl ₂ -Auszug 1:10)	
	"P ₀ -Boden"	"Superphosphatboden"
Kontrolle	0.7	2.9
Diammonphosphatlösung (Rottestroh)	0.9	2.3
Rottestrohextrakt	0.9	2.0
Diammonphosphatlösung (Maiswurzeln)	4.1	5.6
Maiswurzelextrakt	5.8	8.7

GrD. 5% = 0.8

^{32}P -Wiederfindungsrate im Boden nach Vorbebrütung mit Rottestroh- und Maiswurzelmehl



Bebrütung: 100g Boden/5g TS -
65% WK - 22°C

P-Zufuhr d. Rottestroh: 8mg/100g B,
d. Maiswurzeln: 38.5 mg/100g B

^{32}P -Dünger: 1g B/1ml Diammon-
phosphatlsg. $\hat{=}$ 5 μg ^{32}P (1-10 μCi),
24 h Einwirkzeit

Boden: Ackerbraunerde
Superphosphat gedüngt

σ rel. Fehler: \pm 1-2 %

Diffusion von ^{32}P -Diammonphosphat im Bodenblock
nach Bebrütung mit Maiswurzeln

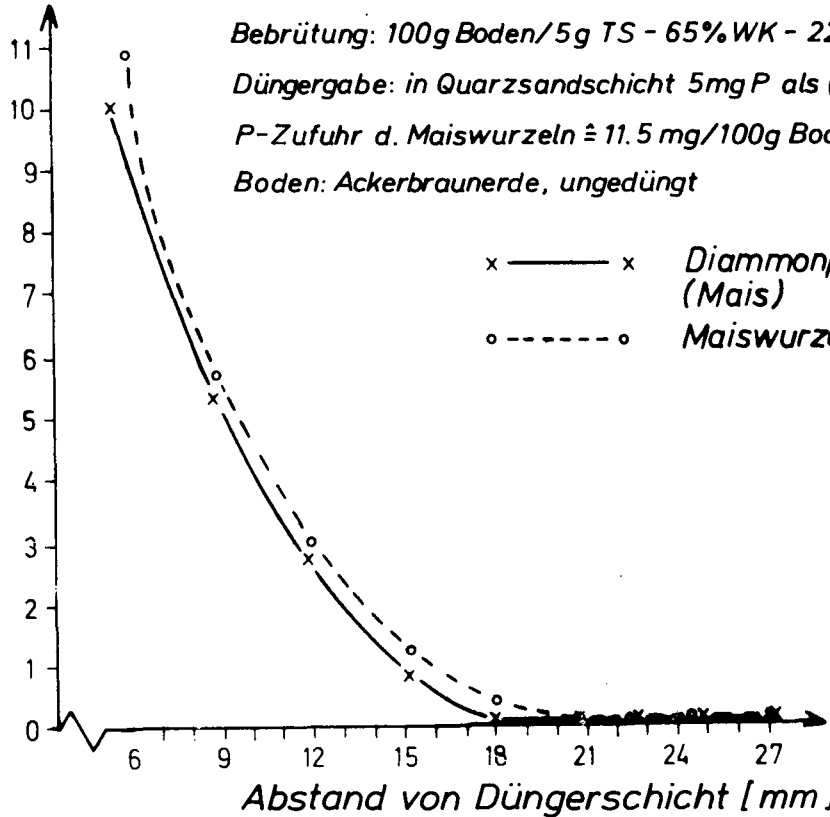
Aktivität [%]

Bebrütung: 100g Boden/5g TS - 65%WK - 22°C - 7d

Düngergabe: in Quarzsandschicht 5mg P als $(\text{NH}_4)_2\text{H}^{32}\text{PO}_4$ (~10 μCi) - 14 d

P-Zufuhr d. Maiswurzeln $\hat{=}$ 11.5 mg/100g Boden

Boden: Ackerbraunerde, ungedüngt



x ——— x	Diammonphosphat (Mais)
o - - - - o	Maiswurzeln

Σ diff. P (%)
19.54
21.70

Beziehungen zwischen P-Bindung und
organischen Substanzen in Böden.

von
Wiechmann, H. ⁺

Als Folge einer schnellen Festlegung von Düngerphosphaten wurden in vielen Ackerböden erhebliche Mengen schlecht verfügbarer Phosphate akkumuliert. Der Zwang zu rationellerem Einsatz von Kapital und Rohstoffen zwingt immer mehr zu Überlegungen, wie die Löslichkeit der Düngerphosphate erhalten und die akkumulierten Bodenphosphate remobilisiert werden können.

Schon vor längerer Zeit wurde häufig ein positiver Effekt auf die P-Versorgung der Kulturpflanzen aus dem Mineralkörper beobachtet, wenn organische Substanzen dem Boden zugeführt wurden oder wenn ein hoher Humusgehalt vorlag (Flieg 1935, Scheffer u. Ulrich 1960, Sauerlandt u. Tietjen 1970 u.a.). Diese positive Wirkung wurde summarisch als Humateffekt bezeichnet. Es gab jedoch auch Autoren, die keinen oder sogar als gegenteiligen Effekt bei der Umsetzung großer Mengen phosphatarmer organischer Substanzen (z.B. Stroh) eine Phosphat-Festlegung ähnlich der bekannten N-Sperre beobachteten (Kick 1955, Döring 1956, Zezschwitz 1953, Finck 1976 u.a.). Im Zuge der Diskussion um den organisch-biologischen Landbau wird der Humateffekt als Argument wieder stärker betont, und auch in der konventionellen Landwirtschaft sind Probleme der Humusversorgung und der Nutzung der Bodennährstoffe wieder aktuell.

Es besteht daher ausreichend Anlaß, sich im Arbeitskreis "Phosphatgleichgewichte in Böden und Gewässern" in den nächsten Jahren mit den möglichen Ursachen und der Quantität des Humateffektes zu befassen. Um die Problematik zu umreißen, sollen einige eigene Ergebnisse angeführt werden.

⁺ Institut für Bodenkunde, 5300 Bonn, Nußallee 13

Ergebnisse

Ein spektakuläres Beispiel einer verminderten P-Sorption durch einen höheren Gehalt an organischer Substanz zeigt Tab. 1.

Tab. 1: P-Sorption durch sesquioxidreiche tertiäre Gesteinsverwitterung (Oxisol), Lich Vogelsberg

P-Angebot Mol/L	10^{-3}	$5 \cdot 10^{-4}$	10^{-4}	$5 \cdot 10^{-5}$	10^{-5}
50 ml/2.5 g Bd.					
P-Sorption (ppm)					
Bd. humusarm (0.4%C)	550	301	61	32	6
Bd. humos (2.0%C)	260	143	32	23	5
P-Sorption /g $Fe_2O_3 + Al_2O_3$					
Bd. humusarm	0.82	0.44	0.09	0.05	0.01
Bd. humos	0.38	0.21	0.05	0.03	0.01

Die Blockierung von Sorptionsplätzen wird deutlich, wobei diese Unterschiede besonders bei den hohen P-Konzentrationen zur Wirkung kommen.

Unter anaeroben Verhältnissen bei Wassersättigung führen organische Reduktoren schnell zu sinkenden Redoxpotentialen. In Reisböden wird dabei häufig eine Mobilisierung von Phosphat deutlich. In Abb. 1 entsprach die Erniedrigung der Redoxpotentiale bei Wassersättigung den unterschiedlichen Gehalten an organischer Substanz. Entgegen den Erwartungen stieg jedoch die P-Sorption in gleichem Sinne. Möglicherweise kann eine Erklärung aus Untersuchungen von Fischer (1978) abgeleitet werden, d.h. bei der P-Zugabe für die Sorptionsmessung führte zutretender O_2 zu einer raschen Bildung hochreaktiver Fe^{III} -Verbindungen.

Eine Mobilisierung von Phosphat nach Strohdüngung (60 dz/ha), erkennbar an höheren Gehalten an wasserlöslichem P, wird auf dem Lößboden des Dauerdüngungsversuches Dickopshof in der P-gedüngten Variante (Pp) erkennbar, nicht aber in der Po-Variante (Abb. 2). Dieser P-Mobilisierungseffekt ist allerdings gering, auch mit der Strohdüngung gegebenes P zur Überwindung einer Phosphatsperre gab kaum deutlichere Effekte (Wiechmann u. Reents 1981).

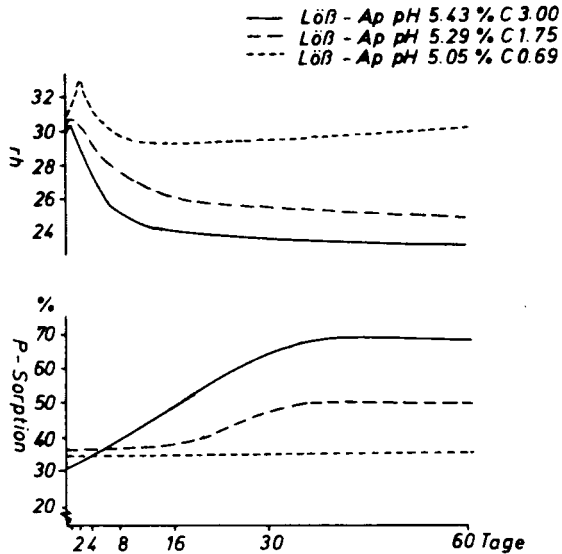


Abb. 1: Beziehungen zwischen dem Gehalt an org. Substanz, Reduktion und P-Sorption. (Reaktionszeit f. P-Sorption 2 Std.)

Eine P-Düngung zu strohgedüngten Lößböden nach neun-wöchigem Strohabbau analog einer Herstdüngung zeigt einen zwar durchweg vorhandenen, aber nur geringen Einfluß der Strohdüngung im Hinblick auf eine vermindert P-Sorption (Abb. 3).

Bei der Prüfung des Einflusses niedermolekularer organischer Säuren, ähnlich möglichen Zwischenprodukten bei der mikrobiellen Umsetzung organischer Substanz, zeigte sich durchweg eine Verminderung der P-Bindung (Abb. 4). Dieser Einfluß war bei den geprüften Verbindungen und dem angegebenen Konzentrationsbereich aber sehr unterschiedlich.

Bestätigt wird die Wirkung der Weinsäure bei P-Desorptionsversuchen an den neutralen Lößböden des Dauerdüngungsversuches Dickopshof (Tab. 2). Über-

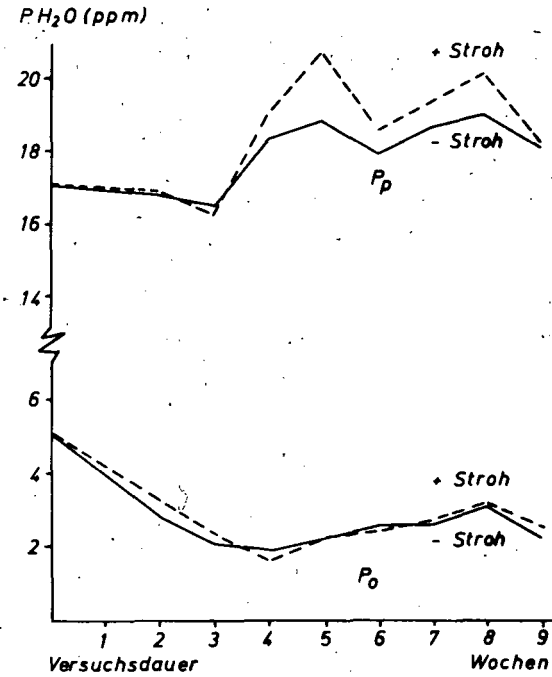


Abb. 2: Veränderung des Gehaltes an wasserlöslichem P nach Strohdüngung.
(Löß-Pb, Dickopshof; $P_o = 386 \text{ ppm } P_t$, $P_p = 560 \text{ ppm } P_t$)

raschende Wirkungsunterschiede ergeben sich aber bei den pH-Stufen 4 und 7. Eine Mobilisierung von Ca-Phosphaten scheidet aus, da die Gehalte in den P_p - und P_o -Parzellen annähernd gleich sind. Bei der Untersuchung der P-Sorption wird diese mit steigendem Weinsäurezusatz zwar deutlich erniedrigt, aber auch hier ist unerwartet eine höhere P-Festlegung bei pH 7 gegenüber

pH 4 festzustellen.

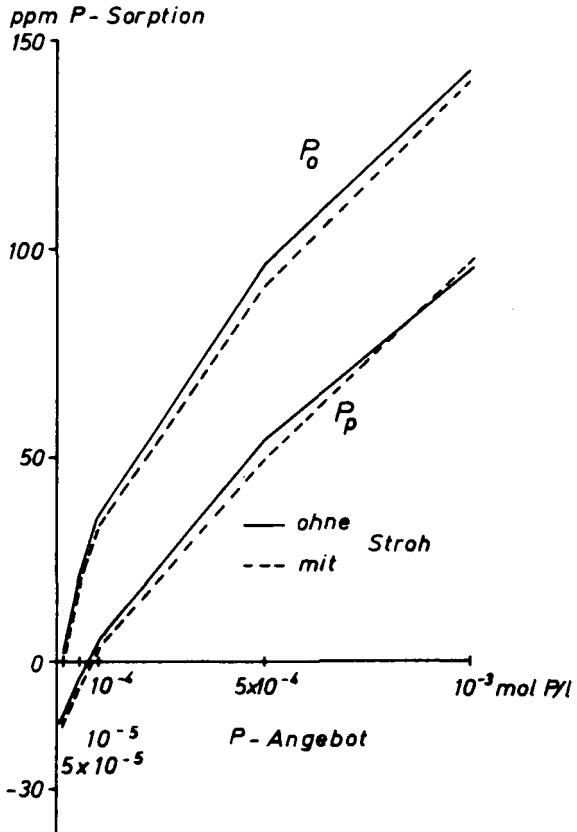


Abb. 3: P-Sorption in einer Löß-Pb (Dickopshof) nach Strohdüngung

Tab. 2: P-Desorption und P-Sorption bei Zusatz von Weinsäure in Lößböden des Dauerdüngungsversuches Dickopshof

Weinsäure- zusatz	Mol/L			Mol/L		
	0	0.0025	0.025	0	0.0025	0.025
		pH 4		pH 7		
P-Desorption (ppm)						
Po	18.3	22.8	49.0	0.8	2.1	5.1
Pp	56.3	68.2	98.3	12.2	16.0	20.5
P-Sorption (ppm)						
Po	-42.8	-39.4	-20.7	-62.8	-57.7	-42.4
Pp	-11.1	+ 3.6	+24.4	-45.2	-39.9	- 5.8

Zugabe 100 ppm P, Konz. 30 µmol P/L

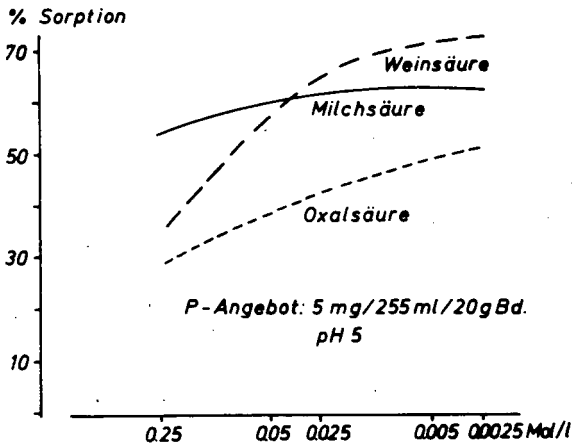


Abb. 4: Einfluß organischer Säuren auf die P-Sorption

Infolge der zahlreichen Wirkungsmöglichkeiten, besonders durch die Bio-Faktoren Vegetation (org. Masse) - Bodenorganismen wird man kaum für jede Grösse Ursache und Wirkung quantifizieren können. Entscheidend für die Interpretation der Ergebnisse ist die Versuchsdurchführung in Konzentrationsbereichen, die denen der Ackerböden entsprechen. Häufig werden sowohl bei P als auch bei organischen Substanzen zu hohe Konzentrationen angewandt, die zwar Rückschlüsse auf das Wirkungsprinzip zulassen, was dann aber bei niedrigeren Konzentrationen unter Feldbedingungen quantitativ nicht deutlich wird.

Weitere wichtige zu berücksichtigende Größen sind Zeitpunkt und Dauer der Einwirkung organischer Substanzen auf die P-Bindung. Das gilt besonders, wenn eine Wirkung nur in bestimmten Phasen der Humifizierung oder Mineralisierung auftritt, wenn sie also nur bestimmten organischen Zwischenprodukten oder Wurzelaußscheidungen zukäme.

Zusammenfassung

Der summarisch als Humateffekt bezeichnete günstige Einfluß organischer Substanzen auf die Verfügbarkeit anorganischer Phosphate wird durch zahlreiche Laborergebnisse gestützt. Andere widersprechende Befunde führen zu dem Schluß, daß eine allgemeingültige Aussage über den Einfluß organischer Substanzen auf die P-Sorption und P-Desorption an anorganischen Sorbenten noch nicht möglich ist. Das gilt besonders für den quantitativen Aspekt. Da es sich um Fragen mit erheblicher praktischer Bedeutung handelt, sollte sich der AK "Phosphatbindung und Phosphatgleichgewichte in Böden und Gewässern" auch weiterhin mit diesem Themenkreis befassen.

Literatur:

- Döring, H.: Bodenkundliche Betrachtung zur Strohdüngung. Mitteilgn. DLG 24, 1956, 581-582.
- Finck, A.: Pflanzenernährung in Stichworten. 3. Aufl., Hirth Verlag Kiel 1976.

- Fischer, W.R.: Fällung von Fe(III)-oxiden in Gegenwart organischer Anionen. Mitteilgn.Dtsch.Bodenkundl.Gesellsch. 27, 1978, 247-248.
- Flieg, O.: Ober den Einfluß von Humaten auf die Beweglichkeit der Phosphorsäure im Boden. Z.f.Pflanzenern.,Düng.,Bodenkd. 83, 1958, 222-238.
- Kick, H.: Zur Frage der Strohdüngung. Mitteilgn. DLG 32, 1955, 835-836.
- Sauerlandt, W. und Tietjen, C.: Humuswirtschaft des Ackerbaus. DLG-Verlag Frankfurt/M. 1970.
- Scheffer, F. und Ulrich, B.: Lehrbuch der Agrikultur, Chemie und Bodenkunde. Teil III, Bd. 1., 2. Aufl., Ferd.Enke Verlag, Stuttgart 1960.
- Reents, H.J. und Wiechmann, H.: Einfluß einer Strohdüngung auf die Phosphatmobilität. Landw.Forsch. 1981 (im Druck).
- Zezschwitz, E.v.: Zur Frage der Festlegung von Phosphorsäure im Boden. Die Phosphorsäure 13, 1953, 117-144.



Abbau und Verfügbarkeit des Phosphors aus Überresten von Pilzen

von

K. Haider und K. K. Kapoor

Einleitung

Ein beträchtlicher Teil des Bodenphosphors befindet sich in Form organischer Phosphorverbindungen. Sie stammen aus Überresten von Pflanzen, aus organischen Düngemitteln sowie aus Mikroorganismen und ihren Überresten. In manchen Böden beträgt der organisch gebundene Phosphor bis zu 80 % des Gesamtphosphors. In den meisten Böden liegt sein Anteil jedoch in der Größenordnung von 40 - 50 % (Anderson, 1980). Ein Teil des organischen Phosphors läßt sich Inositphosphaten zuordnen, die überwiegend pflanzlichen Ursprungs sind. Nucleotide oder Phospholipide lassen sich aus Böden nur in geringen Mengen isolieren. Etwa die Hälfte des organisch gebundenen Phosphors oder mehr liegt in nicht gut charakterisierten Komponenten vor und findet sich in huminsäureähnlichen oder zumindest alkalilöslichen Fraktionen. Die Menge des organisch gebundenen Phosphors variiert sehr stark mit den Kulturbedingungen, aber zeigt auch jahreszeitliche Schwankungen (Dormaer, 1972). Man kann daher annehmen, daß Mikroorganismen wesentlich an der Bildung und Umwandlung organischer Phosphorverbindungen beteiligt sind und eine große Rolle bei der Phosphordynamik im Boden spielen. In Anwesenheit C-reicher Pflanzenrückstände binden sie anorganischen Bodenphosphor, der nach dem Abbau der Überreste und dem Absterben der Mikroorganismenpopulation allmählich wieder als anorganisches und pflanzenverfügbares Phosphat freigesetzt wird (Chauhan et al., 1979). In der mikrobiellen Biomasse von Böden überwiegt der Anteil an Pilzen beträchtlich denjenigen der Bakterien (Anderson und Domsch, 1973). Die Population der Pilze besteht aus hyalinen, also nicht pigmentierten Pilzen und einer größeren Anzahl pigmentierter und melaninbildender Pilze. Die Zellen und Rückstände solcher pigmentierter und melaninbildender Pilze werden im Boden wesentlich langsamer als die der hyalinen Pilze mineralisiert (Linhares und Martin, 1978). Während der in hyalinen Pilzen enthaltene Kohlenstoff rasch bei einer Bodeninkubation als CO₂ freigesetzt wird, werden melanisierte Pilze meist langsamer als stark lignifizierte Pflanzenmaterialien, wie z. B. Stroh von Hafer oder Mais, mineralisiert. Besonders langsam werden die isolierten Melanine der Pilze abgebaut und es erfolgt nur eine CO₂-Freisetzung

von 3 - 5 % während einer 12wöchigen Inkubation. Diese Mineralisation liegt etwa in der Größenordnung von derjenigen aus Huminsäuren. Die Melanine sind den Zellwänden entweder aufgelagert oder in sie eingelagert. Dadurch werden die Zellwände gegen Abbau geschützt. Sie können aber auch manchmal die gesamten Zellumina ausfüllen, wodurch dann auch der Zellinhalt schwerer mineralisierbar wird.

Phosphorverbindungen liegen in Mikroorganismen hauptsächlich in Form von Nucleinsäuren, Phospholipiden oder Zuckerphosphaten vor. Nach Befunden von Bowman und Cole (1978) werden solche oder ähnliche Verbindungen im Vergleich zu Inositphosphaten oder gar deren Metallsalzen im Boden rasch mineralisiert und Phosphat freigesetzt. Es ist daher anzunehmen, daß auch der in Oberresten von ^{hyalinen} Pilzen oder Bakterien gebundene Phosphor für Pflanzen nach kurzer Zeit zur Verfügung steht. Fraglicher erscheint dies jedoch bei dem in pigmentierten und melanisierten Pilzen und Streptomyceten gebundenen Phosphor, da die Zellen einerseits durch die Auf- oder Einlagerung von Melaninen mechanisch geschützt sind, andererseits auch die Zellinhalte durch chemische Bindung in Melaninen - also durch Copolymerisation - einem raschen Abbau widerstehen (Bloomfield und Alexander, 1967).

Material und Methoden

Im Folgenden waren wir daran interessiert (Kapoor und Haider, 1982), die Mineralisierbarkeit und Pflanzenverfügbarkeit von Phosphor aus pilzlichen Oberresten zu untersuchen und dabei hyaline mit pigmentierten sowie melaninbildenden Pilzen zu vergleichen. Weiterhin wurde untersucht, ob zwischen der Mineralisierung des Kohlenstoffs und des Phosphors eine Relation besteht. Für die Versuche wurden mehrere hyaline sowie schwach oder stark melanisierte Pilze in Kulturlösungen angezogen, denen ³²P in Form von Phosphat oder ¹⁴C in Form von Glukose zugesetzt worden war. Nach Abschluß des Wachstums, also nach etwa 2 - 4 Wochen, wurden die Mycelien isoliert, bei 70 % getrocknet und gemahlen. Die Mineralisierung des in den Mycelien enthaltenen Kohlenstoffs zu CO₂ bzw. die Mineralisierung und Verfügbarkeit des Phosphors wurde in mehreren Böden untersucht. Dabei wurden Bodenproben, die mit Weizen bepflanzt oder unbepflanzt blieben, unter kontrollierten Klima- und Lichtbedingungen inkubiert. Es wurden Gefäßen von je 150 g Boden 2 mg Phosphor entweder in Form von Phosphat oder als organischer Phosphor in Mycelien gebunden zugesetzt. Die Phosphorgabe entsprach etwa 90 kg P₂O₅ per ha. Nach 2 bzw. 5 Wochen wurden die Pflanzen mehrerer Parallelen geerntet und der in ihnen enthaltene Gesamtphosphor bzw. ihr ³²P-Gehalt bestimmt. Des weiteren wurde im Verlauf der Untersuchungen der durch Natriumbicarbonat extrahierbare Bodenphosphor und seine Aktivität bestimmt. Auch wurden unterschiedliche P-Fractionen, die nach der Methode von Chang und Jackson (1957) isoliert wurden, aus den Bodenproben extrahiert und ihre Gehalte an Phosphor bzw. ³²P bestimmt.

Ergebnisse

In Abbildung 1 ist die Mineralisation des in den Mycelien enthaltenen ^{14}C -markierten Kohlenstoffs während einer 5wöchigen Inkubation im Boden an einigen ausgewählten Beispielen gezeigt. Es ist dabei zu sehen, daß die $^{14}\text{CO}_2$ -Freisetzung aus den hyalinen und melanisierten Pilzen deutlich abgestuft ist. Aus den nicht melanisierten Zellen von *Paecilomyces* und *Penicillium* werden innerhalb von 5 Wochen

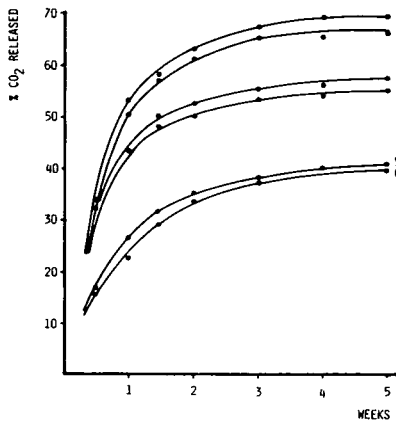


Fig. 1 - Loss of $^{14}\text{CO}_2$ from ^{14}C -fungal biomass applied to Bodenstedt soil
1 *Paecilomyces fusicarpus*, 2 *Penicillium chrysogenum*, 3 *Alternaria* sp.,
4 *Helminthosporium* sp., 5 *Stachybotrys chartarum*, 6 *Curvularia lunata*.

etwa 70 % als CO_2 freigesetzt; die CO_2 -Freisetzung aus den schwach melanisierten Zellen von *Alternaria* und *Helminthosporium* ist deutlich geringer und die aus den stark melanisierten Zellen von *Stachybotrys* und *Curvularia* ist wesentlich geringer und beträgt nur etwas über 30 %.

Die Phosphoraufnahme von Weizenpflanzen aus mit den ^{32}P -markierten Zellen versetzten Bodenproben ist aus Tabelle 1 ersichtlich. Sie zeigt ebenfalls die P-Aufnahme aus Bodenproben, denen die gleiche Menge ^{32}P -markiertes Phosphat zugesetzt worden war, sowie diejenige aus dem Boden selbst ohne weitere zusätzliche P-Düngung. Die Trockengewichte der Pflanzen liegen sowohl nach 2 sowie 5 Wochen höher als die der ungedüngten Kontrollen, aber niedriger als diejenigen der mit Phosphat gedüngten Bodenproben. Dies trifft auch für die Phosphoraufnahme der Pflanzen zu. Sowohl die Phosphoraufnahme als auch die ^{32}P -Aufnahme ist signifikant vom Grad der Melanisierung der zugesetzten Pilzproben abhängig. Besonders bei den 5 Wochen alten Pflanzen ist sie aus den mit hyalinen Zellen versetzten Bodenproben höher oder wesent-

Trockengewicht und Phosphoraufnahme von Weizenpflanzen bei Zusatz von 2 mg $^{32}/^{31}\text{P}$ als PO_4^- oder in hyalinen und melaninbildenden Pilzen zu 150 g Boden. Brauner Podsol (lehmgiger Sand), $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ 6,2, 493 ppm Gesamt P und 30 ppm NaHCO_3 -extrahierbarer P

Zusätze	Trockengewichte in g/6 Pflanzen		Gesamt-P in mg		^{32}P -Aufnahme in %	
	2 W	5 W	2 W	5 W	2 W	5 W
Kontrolle $\left\{ \begin{array}{l} - \text{P} \\ + \text{ } ^{32}\text{PO}_4 \end{array} \right.$	0,36	1,74	1,31	2,11	-	-
	0,54	2,62	1,85	3,10	13,3	20,0
<i>Paecilomyces fuscisporus</i>	0,47	2,52	1,74	2,83	7,7	14,8
<i>Penicillium chrysogenum</i>	0,50	2,30	1,81	2,72	9,0	16,4
<i>Alternaria</i> sp.	0,42	2,11	1,53	2,57	7,6	14,3
<i>Helminthosporium</i> sp.	0,44	2,16	1,63	2,61	6,3	14,5
<i>Stachybotrys chartarum</i>	0,38	1,94	1,31	2,20	3,1	6,8
<i>Curvularia lunata</i>	0,40	2,12	1,34	2,30	5,3	11,1

Korrelation: Gesamt P-Aufnahme/ ^{32}P -Aufnahme 0,95; ^{32}P -Aufnahme/ $^{14}\text{CO}_2$ -Freisetzung 0,80

lich höher als aus den mit den melanisierten Zellen versetzten Proben. Die ^{32}P -Aufnahme aus den stark melanisierten Zellen von *Stachybotrys* und *Curvularia* ist unterschiedlich, obwohl die Mineralisierung zu CO_2 fast gleich ist. *Stachybotrys* bildet jedoch NaOH -lösliche Melanine in den Zellen, während diejenigen von *Curvularia* unlöslich sind. Dementsprechend folgt zwar die C-Mineralisierung angenähert der P-Aufnahme, aber die Korrelation ist nicht sehr gut. Der bei den Versuchen verwendete Boden zeigte einen relativ guten Versorgungsgrad mit Phosphor und hatte eine niedrige P-Fixierung. Bei Versuchen in einem Schwarzerdeboden aus der Gegend von Hildesheim, der eine größere P-Bindung besaß, war die gesamte P-Aufnahme zwar etwas niedriger, aber die Reihenfolge der ^{32}P -Aufnahme war je nach eingebrachtem Mycel dieselbe.

NaHCO_3 -extrahierbarer ^{32}P aus den Pilzmycelien (mg von 2 mg Gesamt P) und ^{32}P -

Pilze	Aufnahme durch 6 Pflanzen				mg ^{32}P -Aufnahme durch 6 Pfl.	
	NaHCO_3 -extrah. anorg. P mg	%	NaHCO_3 -extrah. org. P mg	%	2 W	5 W
<i>P. fuscisporus</i>	0,25	12,5	1,28	64,0	0,17	0,33
<i>P. chrysogenum</i>	0,25	12,5	0,87	43,5	0,19	0,35
<i>A. sp.</i>	0,13	6,5	1,35	67,5	0,16	0,31
<i>H. sp.</i>	0,12	6,0	1,35	67,5	0,14	0,32
<i>S. chartarum</i>	0,15	7,5	1,16	58,0	0,06	0,13
<i>C. lunata</i>	0,14	7,0	1,18	59,0	0,10	0,22

Tabelle 2 zeigt, daß zwischen 60 und 70 % des Phosphors aus den Zellen der Pilze durch Na-Bicarbonat extrahierbar sind. Nur 6 - 10 % davon waren als anorganisches Phosphat bestimmbar und der Rest lag als organisch gebundener Phosphor vor. Es ist allerdings fraglich, ob dieser anorganische Phosphor in den Zellen wirklich als solcher vorliegt oder als leicht hydrolysierbarer organischer Phosphor. Rechnet man die in den Pflanzen vorhandene ^{32}P -Aktivität, die aus den dem Boden zugegebenen Pilzüberresten stammt, in mg P um, so zeigt sich, daß die durch die Pflanzen aus den Pilzen aufgenommene P-Menge zumindest nach 5 Wochen auch aus dem organischen P-Anteil des Mycels stammt. Nur bei den Bodenproben, denen Stachybotrys-Zellen zugegeben waren, liegt die P-Aufnahme der Pflanzen sogar etwas niedriger als der in den Zellen vorhandene "anorganische P". Dies zeigt eine besonders schlechte Verfügbarkeit des aus diesen Zellen extrahierbaren Phosphors. Aus Tabelle 3 sind die Veränderungen des durch Na-Bicarbonat extrahierbaren ^{32}P aus bepflanzen und unbepflanzten Bodenproben ersichtlich. Differenzen der ^{32}P -Aktivität

Änderung der ^{32}P -Aktivität im NaHCO_3 -extrahierbaren P aus bepflanzt und unbepflanztem Boden während der Inkubation mit ^{32}P -markierten Pilzrückständen oder PO_4^{\ominus}

Zusatz	^{32}P -Aktivität im NaHCO_3 -Extrakt des Bodens in % d. Zugabe							
	0		2		5		5+Pfl.	
			2+Pfl.	Δ %	3	5	5+Pfl.	Δ %
$^{32}\text{PO}_4^{\ominus}$	56,7	37,5	26,6	10,9	37,5	32,7	16,7	16,0
<i>P. fusisporus</i>	37,9	33,1	23,8	9,3	44,3	31,2	20,8	10,4
<i>P. chrysogenum</i>	26,8	32,9	24,5	8,4	44,1	32,6	20,4	12,2
<i>A. sp.</i>	33,7	34,0	27,6	6,4	32,9	28,5	22,1	6,4
<i>H. sp.</i>	31,3	28,0	22,5	5,5	28,6	29,4	23,4	6,0
<i>S. chartarum</i>	37,2	26,9	25,4	1,5	25,6	24,9	23,3	1,6
<i>C. lunata</i>	34,6	26,7	24,6	2,1	26,1	27,6	24,8	2,8

in den Natriumbicarbonatextrakten aus bepflanzen und unbepflanzten Bodenproben (Δ %) nehmen sowohl nach 2 als auch nach 5 Wochen mit dem Grad der Melanisierung der Pilzrückstände ab. Dies zeigt, daß die Mineralisierbarkeit und die Pflanzenverfügbarkeit des in den Pilzen gebundenen Phosphors sehr unterschiedlich ist und vom Grad der Melanisierung abhängt. Auch läßt sich aus der Tabelle ersehen, daß die Extrahierbarkeit des ^{32}P durch Bicarbonat aus dem Boden mit der Melanisierung abnimmt.

In Tabelle 4 sind einige Versuche gezeigt, bei denen die Verteilung der ^{32}P -Aktivität in verschiedenen Extrakten bei bepflanzen und unbepflanzten Bodenproben untersucht wurde. Hierzu wurden die von Chang und Jackson (1957) verwendeten Extraktionsmittel benutzt, mit denen die Autoren anorganische Metallphosphate der Böden charakterisierten. Bei den mit Pilzrückständen versetzten Bodenproben ist

Verteilung der ^{32}P -Aktivität auf einige Extrakte des bepflanzen und des un bepflanzten Bodens

Zusätze	^{32}P -Aktivität in % der Zugabe							
	1. n NH_4Cl -lösl.		0,5 n NH_4F -lösl.		0,1 n NaOH -lösl.		0,5 n H_2SO_4 -lösl.	
	5 W	5 W+Pfl.	5 W	5 W+Pfl.	5 W	5 W+Pfl.	5 W	5 W+Pfl.
$^{32}\text{PO}_4^{\ominus}$	6,5	3,2	40,8	30,4	30,4	26,8	5,3	4,4
<i>P. fuisporus</i>	5,1	4,7	37,6	26,4	37,1	35,3	5,3	4,9
<i>P. chrysogenum</i>	5,0	3,8	37,0	24,9	36,8	34,2	5,8	5,3
<i>A. sp.</i>	6,2	3,3	39,2	27,3	38,0	37,0	5,6	5,8
<i>H. sp.</i>	7,7	4,5	40,7	31,5	37,9	37,5	6,0	6,5
<i>S. chartarum</i>	5,4	2,7	37,6	28,7	51,3	50,8	6,5	6,4
<i>C. lunata</i>	4,4	2,2	35,8	25,6	42,9	42,5	6,2	6,5

es jedoch wahrscheinlich, daß neben anorganischem Phosphat hauptsächlich organisch gebundener Phosphor extrahiert wurde. Das zugesetzte markierte anorganische Phosphat verteilt sich nach einer 5wöchigen Inkubation auf die verschiedenen Extrakte, die größte Menge ist in der NH_4F - und NaOH -Fraktion vorhanden. Die Pflanzen nehmen Phosphor hauptsächlich aus der NH_4F -löslichen Fraktion, etwas aber auch aus den NH_4Cl -, NaOH - oder H_2SO_4 -löslichen Fraktion auf. Bei den mit den Pilzrückständen versetzten Proben ist die Verteilung des ^{32}P auf die einzelnen Fraktionen ähnlich. Jedoch erfolgt die Aufnahme des Phosphors durch die Pflanzen - besonders bei der Zugabe stark melanisierter Pilzzellen - nur aus den leichter löslichen Phosphorfractionen und nicht aus den durch NaOH - oder H_2SO_4 -extrahierbaren Fraktionen.

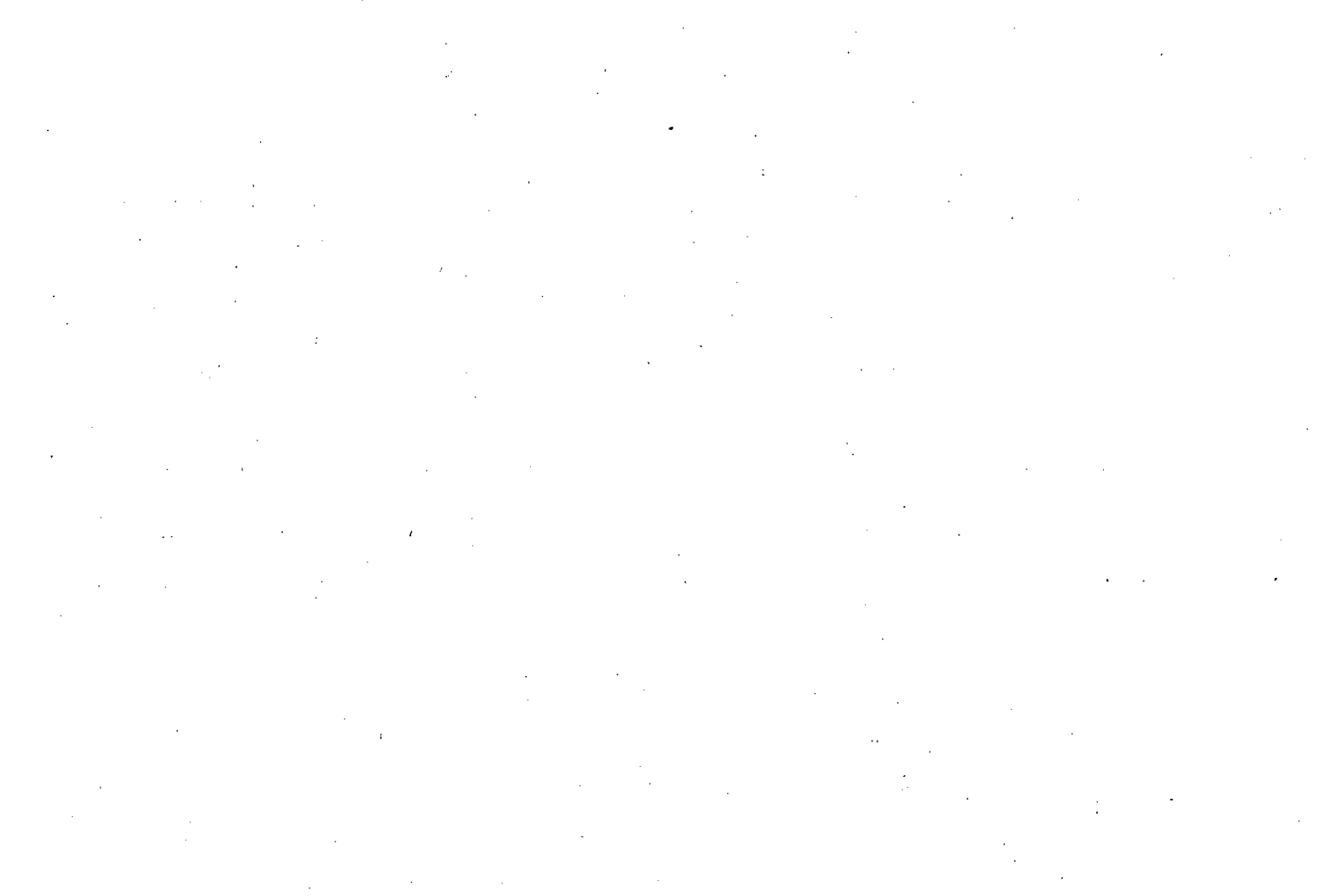
Diskussion

Die Mikroorganismen des Bodens spielen eine wichtige Rolle als Senke und Quelle des pflanzenverfügbaren Bodenphosphors. Dabei zeigen die hier geschilderten Experimente, daß der mikrobiell gebundene Phosphor von hyalinen Pilzen und wahrscheinlich auch von Bakterienüberresten leicht verfügbar ist. Schwerer verfügbar ist der Phosphor aus melanisierten Pilzen. Dabei ist anzunehmen, daß die P-Verbindungen des Zellinhaltes durch die Melanineinlagerung der Zellwände abgeschirmt sind. In den Zellwänden selbst befindet sich ein beträchtlicher Anteil des organisch gebundenen Phosphors. Eine Verminderung ihrer Abbaubarkeit durch Melanisierung ist daher ebenfalls für den Phosphormetabolismus im Boden wichtig. Der durch Bicarbonat extrahierbare Phosphor ist bei pigmentierten oder melanisierten Pilzen schwerer pflanzenverfügbar. Pierre und Parker berichteten bereits 1927, daß sich in der Bodenlösung wesentlich mehr organisch gebundener Phosphor als anorganischer befindet, aber dieser organisch gebundene Phosphor für Pflanzen schlecht verfügbar ist. Versuche mit ^{32}P , wie sie hier geschildert wurden, lassen sich nur über einen

verhältnismäßig kurzen Zeitraum durchführen. Es wäre jedoch notwendig, die Versuche über einen längeren Zeitraum auszudehnen. Man muß sich daher Versuchsanstellungen überlegen, die dies ermöglichen.

Literatur

- ANDERSON, G. (1980): Assessing organic phosphorus in soils. In: The role of phosphorus in agriculture, M. Stelly ed., Americ. Soc. Agronomy, Madison, Wisc. pp. 411 - 431.
- ANDERSON, J. P. E. und K. H. DOMSCH (1973): Quantification of bacterial and fungal contributions to soil respiration. Arch. Microbiol. 93, 113 - 187.
- BLOOMFIELD, B. J. und M. ALEXANDER (1967): Melanins and resistance of fungi to lysis. J. Bacteriol. 93, 1276 - 1280.
- BOWMAN, R. A. und C. V. COLE (1978): Transformation of organic phosphorus in soils as evaluated by NaHCO_3 extraction. Soil Sci. 125, 49 - 54.
- CHANG, S. C. und M. L. JACKSON (1957): Fractionation of soil phosphorus. Soil Sci. 84, 133 - 144.
- CHAUHAN, B. S., J. W. B. STEWART und E. A. PAUL (1979): Effect of carbon additions on soil labile inorganic, organic and microbially held phosphate. Can. J. Soil Sci. 59, 387 - 396.
- DORMAAR, J. F. (1972): Seasonal pattern of soil organic phosphorus. Can. J. Soil Sci. 52, 107 - 112.
- KAPOOR, K. K. und K. HAIDER (1982): Mineralization and plant availability of phosphorus from biomass of hyaline and melanic fungi. Soil Sci. Soc. Amer. J. (in press).
- LINHARES, L. F. und J. P. MARTIN (1978): Decomposition in soil of the humic acid-type polymers (melanins) of Eurotium echinulatum, Aspergillus glaucus sp. and other fungi. Soil Sci. Soc. Amer. J. 42, 738 - 743.
- PIERRE, W. H. und F. W. PARKER (1927): Soil phosphorus studies. 2. The concentration of organic and inorganic phosphorus in the soil solution and soil extracts and the availability of the organic phosphorus to plants. Soil Sci. 24, 119 - 128.



FÄLLUNGSVERHALTEN VON ABWASSERPHOSPHATEN BEI EINSATZ VON
KALKHYDRAT ALS FÄLLUNGSMITTEL

von

F.W. Klages *

1. Einführung

Die neuere Literatur zum Einsatz von Kalk in der Abwasserreinigung ist kürzlich von OVERATH (1) referiert worden. Die in dieser Arbeit ausgewerteten Untersuchungen (2, 3, 4, 5, 6) zur Phosphatfällungsdynamik bei Einsatz von Kalk als Fällungsmittel ergeben folgendes Bild:

Die Phosphatfällung mit Kalk führt zur Bildung von Hydroxylapatit und/oder zu Fällungsprodukten, die in die Reihe der Defektapatite zu stellen sind. Dabei erfährt die Bildungsreaktion des Hydroxylapatit in Anwesenheit von HCO_3^- - oder CO_3^{2-} -Ionen eine starke Hemmung und steht darüber hinaus in Konkurrenz zur Entcarbonisierung. OVERATH (1) gibt dazu - nach JENKINS - die in Abb. 1 wiedergegebene Modelldarstellung für die Löslichkeitsverhältnisse der Eisen-, Aluminium- und Kalziumphosphate.

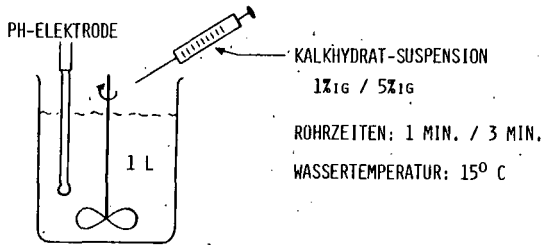
Modellcharakter hat diese auf thermodynamischen Berechnungen beruhende Darstellung deswegen, weil sich ihre Gültigkeit auf eine festgelegte Ionenkonzentration beschränkt. Danach existiert, in Abhängigkeit von der Carbonathärte des Abwassers, ein als pH-kritisch bezeichneter pH-Wert, oberhalb dessen die Hydroxylapatitbildung mit der Bildung von Calcit kompetiert. Erst nach Durchschreiten eines gewissen pH-Bereichs, in dem die Entcarbonisierung des Abwassers unter fast vollständiger Ausfällung des entstehenden Calcits abläuft, findet die weitere Bildung von Hydroxylapatit statt.

Verfahrenstechnisch werden aus diesen Gegebenheiten ein Low-Lime-Prozess (LLP) und ein High-Lime-Prozess (HLP) abgeleitet, wobei der LLP eine Abwasserkalkung bis an die Grenze von pH_{Kr} beinhaltet und dadurch einen für die Entphosphatung unproduktiven Verbrauch an Fällungsmittel zu vermeiden sucht. Der HLP dagegen überschreitet pH_{Kr} und nimmt damit die Calcitbildung bewußt in Kauf. Logischerweise beschränkt sich die Begünstigung des LLP auf den Bereich niedriger bis mittlerer Carbonathärten im zu behandelnden Abwasser, seine vorteilhafte praktische Anwendbarkeit liegt im Rahmen der Vorfällung.

Die im folgenden zu referierenden Untersuchungen sollten der Nachprüfung der vorstehend dargelegten Postulate dienen.

*Institut für Bodenwissenschaften, von Sieboldstr. 4
3400 Göttingen

VERSUCHSANORDNUNG



PH-STUFEN: o.H. - 8,0 - 8,5 - 9,0 - 9,5 - 10,0

NACH 15 MIN. SEDIMENTATIONSZEIT FILTRATION EINES ALIQUOTS
DES OBERSTANDS DURCH BLAUBANDFILTER UND BESTIMMUNG DER
PARAMETER:

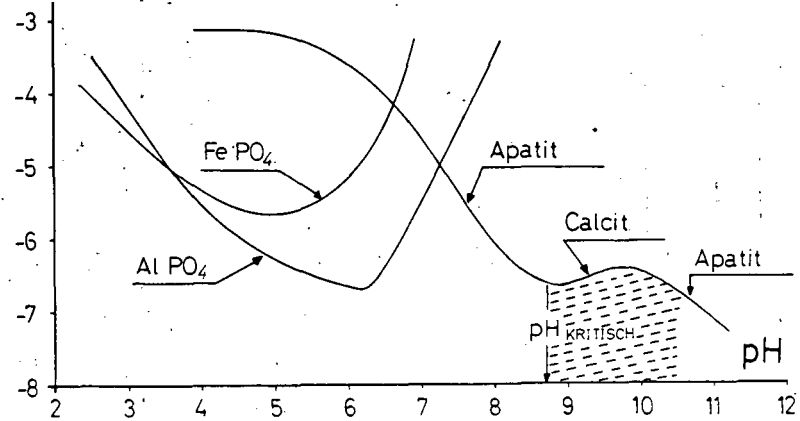
1. SAUREVERBRAUCH; M- UND P-WERT, BERECHNUNG HCO_3^- , CO_3^{2-} , OH^-
 2. Ca^{++} UND Mg^{++}
 3. o - PHOSPHAT
 4. GESAMT-PHOSPHAT
 5. C S B
- } ABWASSER-PROBEN

VERWENDETE WASSER:

- a) REINWASSER (TRINKWASSER) MIT ZUSATZ VON 15 MG P (KH_2PO_4)
UND KARBONATHARTEN VON
- | | |
|---------|------|
| 1,6 | MVAL |
| 5,6 | MVAL |
| 6,5/8,0 | MVAL |

- b) ROHABWASSER

log P (gelöst)



PHOSPHAT	P-GLEICHGEWICHTSKONZENTRATION (MG/L) BEI PH		
	7,15	8,0	9,0
HA	0,0026	0,0002	0,000008
OCP	0,9	0,2	0,045
TCP	0,0083	0,0011	0,0001
DCP	10,3	9,6	8,9
MCP	200000	21400	229800

TAB. 1: LÖSLICHKEIT DER KALZIUMPHOSPHATE UNTER DEN FÄLLUNGSBEDINGUNGEN IN REINWASSER

2. Versuchsanordnung und Versuchsdurchführung

Die nachstehend beschriebenen Versuche haben Modellcharakter, sie wurden in Form von Jar-Tests durchgeführt.

2.1 Methodik und Untersuchungsparameter

Die Durchführung der Fällungsversuche erfolgte an Wasserproben von 1 l, bei einer Temperatur von 15 °C und mit Suspensionen handelsüblichen Kalkhydrats. Die Hydratsuspensionen wurden jeweils 1 Std. vor Versuchsbeginn mit Aqu. demin. angesetzt und mit dem Magnetrührer bei 15 °C gerührt.

Die Versuche umfaßten die pH-Stufen 8,0 - 8,5 - 9,0 - 9,5 - 10,0. Sie bestanden einschließlich der 0-Variante aus insgesamt 6 Varianten.

Die Versuchsausrüstung bestand aus Bechergläsern, in die eine pH-Elektrode und ein Rührflügel eintauchten. Die Applikation der Hydratsuspension erfolgte mittels kalibrierter Injektionspritze und großlumiger Kanüle. Zur Vorbereitung eines jeden Versuches gehörte die Kontrolle der Auflösungsgeschwindigkeit des Kalkhydrats (pH-Zeitkurve) in Aqu. demin. und die Aufnahme einer pH-Fällmittelaufwandkurve an dem zu untersuchenden Wasser. Dazu wurden in Abständen von 1 Minute unter Rühren definierte Mengen (0,5 - 6,0 ml je nach Wasserhärte) an Hydratsuspension appliziert und die erreichten pH-Werte aufgezeichnet. Aus der so gewonnenen Beziehung ließ sich die zur Erreichung der vorgeesehenen pH-Stufen erforderliche Hydratmenge exakt festlegen. Im Versuch wurden dann entsprechende Hydratmengen in die Wasserproben injiziert und 1 Minute bzw. in einem Parallelversuch 3 Minuten verrührt.

Nach einer Sedimentationszeit von 15 Minuten wurden sodann Aliquote der überstehenden Lösung durch Blaubandfilter filtriert und unter Bestimmung folgender Parameter analysiert:

1. Säureverbrauch: Bestimmung des p- und m-Wertes,
Berechnung von HCO_3^- , CO_3^{2-} und OH^-
nach DEV (7).
 2. Bestimmung von Ca⁺⁺ und Mg⁺⁺
 3. Bestimmung des o-Phosphat
 4. Bestimmung des Ges.-Phosphat
 5. Bestimmung des CSB
- } bei Abwasserproben

2.2 Versuche mit Reinwasser (Trinkwasser)

Aus Gründen einfacherer und exakterer Analytik wurden die Fällungsversuche zunächst an Reinwasser, dem 15 mg P/l als KH_2PO_4 zugesetzt waren, durchgeführt. Als Testobjekt dienten Wässer mit den Karbonathärten

1,6 mval
5,6 mval
6,5/8,0 mval (aufgehärtet)

Bei den Fällungsversuchen an diesen Wässern kamen 1- und 5%ige Hydratsuspensionen sowie Rührzeiten von 1 und 3 Minuten zur Anwendung.

2.3 Versuche mit Rohabwasser

Das zu diesen Fällungsversuchen herangezogene Rohabwasser entstammte der Göttinger Kläranlage, die Versuche an diesem Abwasser blieben auf die Anwendung 1%iger Hydratsuspension mit Variation der Rührzeit (1 und 3 Minuten) beschränkt.

3. Ergebnisse

3.1 Phosphatfällung aus Reinwasser

Die Ergebnisse dieser Versuche sind in den Abbildungen 2, 3 und 4 dargestellt. Der Kurvenverlauf für die Parameter HCO_3^- , CO_3^{--} , Ca^{++} und P gibt die experimentell ermittelten Daten wieder, der Gleichgewichts- HCO_3^- - Gehalt wurde gemäß

$$\log C_{\text{HCO}_3^-} = 8.64 + \log K_L + \log f_L - \log C_{\text{Ca}^{++}} - \text{pH (mval/l)}$$

anhand der Gleichung von Langelier (8) errechnet.

In Abb. 2 sind die Ergebnisse aus Fällungsversuchen mit 1%iger Hydratsuspension und einer Rührzeit von 1 Minute wiedergegeben. Die Verlängerung der Rührzeit erbrachte bei diesem Wasser (Härte 5,6 mval) keine Veränderung der dargestellten Parameter; ab pH 9,0 bewirkte die Applikation 5%iger Hydratsuspension bei leicht erhöhtem Fällmittelverbrauch eine verstärkte Phosphatelimination.

Abb. 3 zeigt Ergebnisse an aufgehärtetem Wasser (Carbonathärte 6,5/8,0 mval) bei Anwendung 1%iger Hydratsuspension und einer Rührzeit von 1 Minute. Sowohl die Erhöhung der Rührzeit auf 3 Minuten als auch die Verwendung 5%iger Hydratsuspension brachten hier keine Veränderung der dargestellten Parameter.

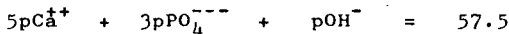
In Abb. 4 werden die Fällungsversuche mit einem Wasser geringer Carbonathärte (1,6 mval) dargestellt. Auch bei diesen Versuchen ergab die Erhöhung der Rührzeit auf 3 Minuten keine Veränderungen gegenüber einer Rührzeit von 1 Minute. Die ermittelten Differenzen im Fällungsergebnis bei Anwendung unterschiedlicher Hydratsuspensionen sind in der Abbildung wiedergegeben.

3.2 Phosphatfällung aus Rohabwasser

Die Ergebnisse dieser Versuche werden in Abb. 5 wiedergegeben. Bei diesen Untersuchungen zeigte sich, daß die an Reinwasser übliche und mögliche Bestimmung des m-Wertes zu unbrauchbaren Ergebnissen führt. Für die Auswertung der Versuche wurden deshalb die gemessenen m-Werte in der Weise korrigiert, daß sie an die gemessenen Ca^{++} - Gehalte angepaßt wurden. Die in dieser Weise ermittelten Daten für die Parameter HCO_3^- und CO_3^{--} kommen, wie ein Vergleich mit der Abb. 2 zeigt, den tatsächlichen Verhältnissen während der Versuche wohl recht nahe. Der Berechnung des Gleichgewichts- HCO_3^- -Gehalts liegt die aus Analyseergebnissen (Gehalte an Na^+ , Cl^- , So_4^{--} , NH_4^+ , K^+) abgeleitete Ionenstärke von 20 mval zugrunde.

4. Diskussion der Ergebnisse

Bei der Betrachtung der Versuchsergebnisse fällt zunächst das recht einheitliche Fällungsverhalten des Phosphats auf, weshalb der Versuch unternommen wurde, diese Fällungsergebnisse anhand thermodynamischer Berechnungen zu beschreiben. Demgemäß wurden Berechnungen zum Lösungsverhalten von Hydroxylapatit, Octocalciumphosphat, Tricalciumphosphat, Dicalciumphosphat und Monocalciumphosphat durchgeführt. Aus dem Löslichkeitsprodukt des Hydroxylapatit (9)



läßt sich unter Berücksichtigung des Ionenprodukts des Wassers und des Dissoziationsverhaltes der Phosphorsäure folgende zwischen pH 5 und 10 gültige Beziehung (9) ableiten:

Abb.2: Fällungsversuch in Reinwasser

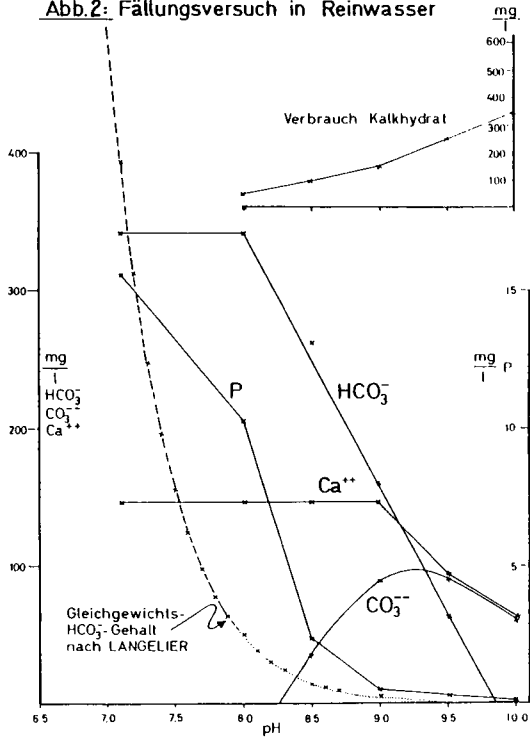


Abb.3: Fällungsversuch in Reinwasser

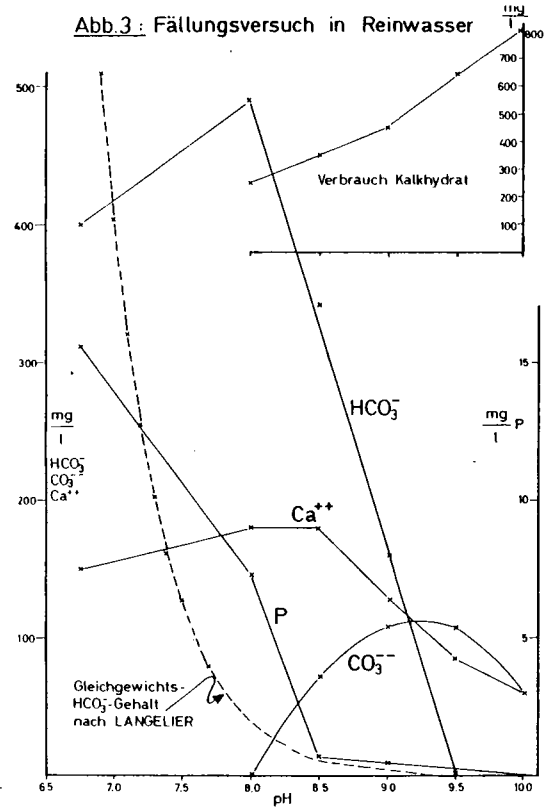


Abb.4: Fällungsversuch in Reinwasser

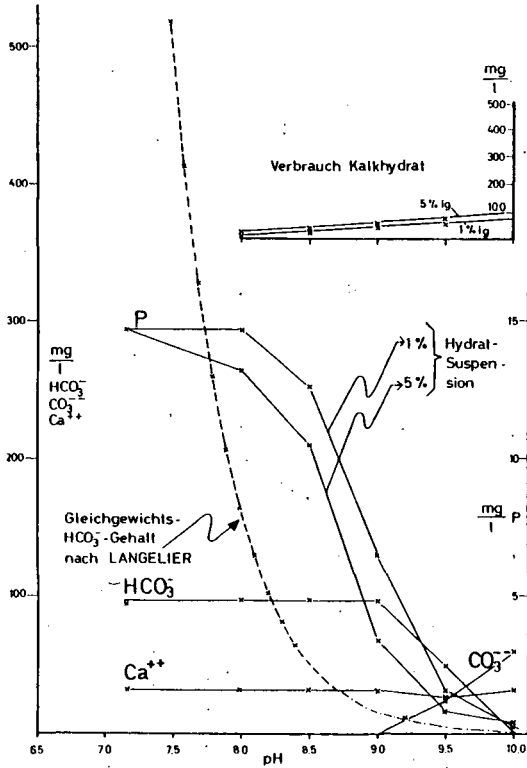
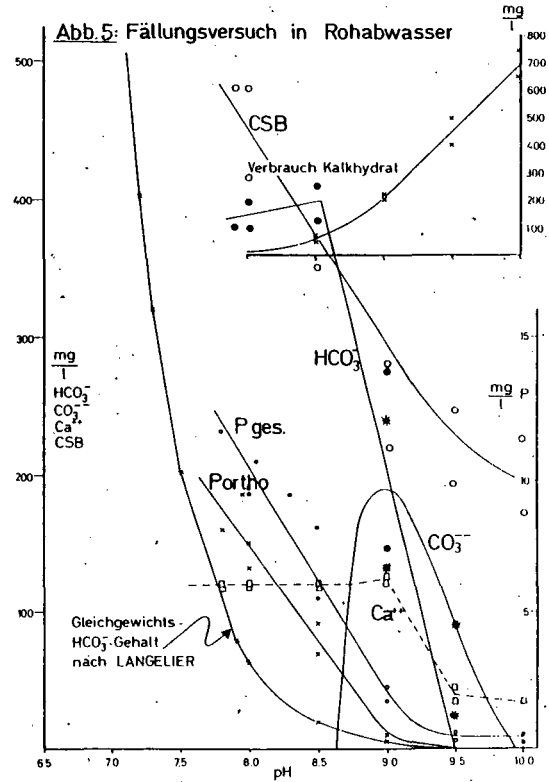


Abb.5: Fällungsversuch in Rohabwasser



$$-\log c_p = 2.5 - 1.66 \text{ pCa}^{++} + 1.33 \text{ pH-P} \frac{6.53 \cdot 10^{-8} \cdot f_{\text{H}_2\text{PO}_4}}{a_{\text{H}} + 6.53 \cdot 10^{-8} \frac{f_{\text{H}_2\text{PO}_4}}{f_{\text{HPO}_4}}}$$

(mol/l)

Anhand dieser Gleichung können die in einer Gleichgewichtslösung von Hydroxylapatit auftretenden Phosphationenkonzentrationen c_p in mol/l in Abhängigkeit von pH, pCa und Ionenstärke berechnet werden.

Analog gilt für Octocalciumphosphat (Defektapatit)

$$-\log c_p = 3.9 - 1.33 \text{ pCa} + 0.66 \text{ pH-p} \frac{6.53 \cdot 10^{-8} \cdot f_{\text{H}_2\text{PO}_4}}{a_{\text{H}} + 6.53 \cdot 10^{-8} \frac{f_{\text{H}_2\text{PO}_4}}{f_{\text{HPO}_4}}}$$

(mol/l)

für Tricalciumphosphat

$$-\log c_p = 3.93 - 1.5 \text{ pCa} + \text{pH-p} \frac{6.53 \cdot 10^{-8} \cdot f_{\text{H}_2\text{PO}_4}}{a_{\text{H}} + 6.53 \cdot 10^{-8} \frac{f_{\text{H}_2\text{PO}_4}}{f_{\text{HPO}_4}}}$$

(mol/l)

für Dicalciumphosphat

$$-\log c_p = 6.66 - \text{pCa} - \text{P} \frac{6.53 \cdot 10^{-8} \cdot f_{\text{H}_2\text{PO}_4}}{a_{\text{H}} + 6.53 \cdot 10^{-8} \frac{f_{\text{H}_2\text{PO}_4}}{f_{\text{HPO}_4}}}$$

(mol/l)

und für Monocalciumphosphat

$$-\log c_p = 1.0 - 0.5 \text{ pCa} - \text{p} \frac{a_{\text{H}} \cdot f_{\text{HPO}_4}}{6.53 \cdot 10^{-8} + a_{\text{H}} \frac{f_{\text{HPO}_4}}{f_{\text{H}_2\text{PO}_4}}}$$

(mol/l)

Für die Bedingungen der Fällungsversuche mit Reinwasser sind die Ergebnisse dieser Berechnungen in Tabelle 1 dargestellt.

Diesen theoretisch zu fordernden Gleichgewichtskonzentrationen lassen sich die experimentell ermittelten Phosphatkonzentrationen nicht zuordnen. Deshalb können die Ergebnisse der vorgestellten Fällungsversuche nur dahingehend gedeutet werden, daß die Phosphatfällung im Abwasser bei Einsatz von Kalkhydrat als Fällungsmittel ausschließlich auf Adsorptionsvorgänge zurückgeht.

Darüberhinaus kann auch das eingangs dargelegte Postulat der Hemmung der Phosphatbindung infolge Calcitbildung anhand der Versuchsergebnisse nicht bestätigt werden.

5. Zusammenfassung

Es wird über Modellversuche zur Phosphatfällung unter Einsatz von Kalkhydratsuspension berichtet. Die Versuche wurden an Reinwasser unterschiedlicher Carbonathärten, dem 15 mg P/l als KH_2PO_4 zugesetzt waren, und an Rohabwasser durchgeführt. Die Untersuchungen umfaßten die Aufkalkungsreihe 0-pH 8.0-pH 8.5-pH 9.0-pH 10.0 (0 = ohne Hydrat-Zusatz), der analytischen Kontrolle unterlagen die Parameter HCO_3^- , CO_3^{2-} , OH^- , Ca^{++} , Mg^{++} , o-P sowie bei den Rohabwasserproben Ges. P und CSB.

Die experimentellen Daten zur Phosphat-Elimination lassen sich den anhand thermodynamischer Berechnungen zu fordernden Löslichkeitsprodukten bekannter Calciumphosphate nicht zuordnen. Daraus wird der Schluß gezogen, daß die Phosphatfällung bei Einsatz von Kalkhydrat als Fällungsmittel ausschließlich auf Absorptionsvorgänge zurückgeht. Diese Feststellung und der experimentelle Befund über das Fehlen einer Hemmung der Phosphatfällung infolge Calcitbildung lassen die geltenden Vorstellungen über die Einsatzmöglichkeiten von Kalkhydrat in der Abwasserreinigung als überprüfungswürdig erscheinen.

6. Literatur

1. Overath, H.: Möglichkeiten und Grenzen des Einsatzes von Kalk in der Abwasserreinigung
Berichte aus Wassergütwirtschaft und Gesundheitsingenieurwesen, München (1978) H. 22
2. Zoltek, J.: Identification of Ortho-phosphate Solids formed by Lime Precipitation
Journ. WPCF 48, 179 - 182, 1976
3. Minton, G.R., Carlson, D.A.: Effects of Lime Addition on Treatment Plant Operation
Journ. WPCF 48, 1697 - 1726, 1976
4. Ferguson, J.F., Jenkins, F., Eastman, J.: Calcium Phosphate Precipitation at slightly Alkaline pH Values
Journ. WPCF 45, 620 - 631, 1973
5. Ferguson, J.F., Mc Carty, P.L.: Effects of Carbonate and Magnesium on Calcium Phosphate Precipitation
Environmental Science and Technology 5, 534 - 540 1971
6. JENKINS, D., Ferguson, J.F., Menar, A.B.: Chemical Processes for Phosphate Removal
Water Research 5, 369 - 389, 1971
7. ----- Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung
Verlag Chemie, Weinheim
8. ----- Handbuch der Lebensmittelchemie,
Band 8, Teil 1
Springer Verlag, Berlin 1969
9. Ulrich, B.: Boden und Pflanze
Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1961

Ertragswirksamkeit und Reaktivität von Rohphosphaten
unterschiedlicher Provenienz und Körnung im Gefäßversuch.

von

Wildhagen, H. u. B. Meyer

Einleitung

Die Reaktivität von Rohphosphaten wird konventionell im Labor durch Aufschluß in Säuren und Bestimmung der Löslichkeit und Lösungsgeschwindigkeit gemessen. In einer vorausgegangenen Untersuchung wurden die spezifischen Lösungsgeschwindigkeiten von verschiedenen Rohphosphat-Herkünften in gesättigter CO_2 -Lösung bestimmt (HUGENROTH u. MEYER, 1).

Die Überprüfung der Ergebnisse der Laborversuche wurde im Gefäßversuch durch Bestimmung der Ertragswirksamkeit und der Reaktivität der Rohphosphate im Boden, insbesondere in Abhängigkeit von der Korngröße, in der vorliegenden Arbeit vorgenommen.

Material und Methoden

Es wurden vier verschiedene geographische Herkünfte natürlicher Rohphosphate in drei Vermahlungsstufen geprüft und mit drei Phosphat-Düngemitteln aus dem Handel verglichen.

Als Versuchsboden diente A_1 -Horizont-Material einer Parabraunerde aus LÖB. Aus grobem Rohphosphat-Material der Provenienzen Florida, Gafsa, Israel und Marokko wurde die in vorausgegangenen Versuchen (HUGENROTH u. MEYER; 1,2) benutzte Testfraktion 355 - 200 μm herausgesiebt und in drei kleinere Fraktionen nach Vermahlung getrennt. Diese Korngrößen-Fractionen der Rohphosphate sowie die gemahlene Phosphat-Düngemittel Hyperphosphat, Novaphosphat und Superphosphat wurden dem Versuchsboden in zwei Dünger-Aufwandstufen beigemischt. Von jeder Versuchsvariante waren vier Mitscherlich-Gefäße bewachsen und ein Gefäß unbewachsen. Die weiteren Versuchsdaten zeigt Tab. 1.

*) Institut für Bodenkunde, von-Siebold-Str. 4.
D3400 GÖTTINGEN

Bei den bewachsenen Versuchsgliedern wurden die Ertragsparameter: Grünmasse zum Zeitpunkt des Schossens im ersten Versuchsjahr und der Korn- und Stroh-Ertrag in beiden Versuchsjahren bestimmt.

Bei sämtlichen Versuchsgliedern (bewachsen und unbewachsen) wurde der pH-Wert und die Reaktivität der Phosphate im Boden mit der Doppellaktat-Methode und der P-Wasser-Methode bestimmt. Die Bodenproben wurden zu drei Zeitpunkten gezogen und zwar unmittelbar nach dem Beimischen der Düngemittel, nach der 1. Vegetationsperiode (Herbst 1979) und nach der 2. Vegetationsperiode (Herbst 1980).

Ergebnisse

Unbewachsene Gefäße

In der Tabelle 2 sind die Rohphosphate in der Reihenfolge zunehmender Doppellaktat-Reaktivität angeordnet. Sie nimmt vom Florida-P über Marokko-P zum Israel-P und Gafsa-P zu. Während der gesamten Versuchsdauer ändert sich die Reihenfolge nicht. Das Florida-P hat im ersten Versuchsjahr eine gleichbleibend geringe Doppellaktat-Reaktivität. Nur in der feinen Fraktion ist eine etwas höhere Laktatlöslichkeit festzustellen. Die mittlere und feine Fraktion des Marokko-Phosphats zeigen im 1. Versuchsjahr eine volle Laktat-Reaktivität, die im 2. Versuchsjahr bei allen Fraktionen auf ein Drittel bis zur Hälfte des theoretischen Vergleichswertes zurückgeht.

Die Israel- und Gafsa-Phosphate erreichen im 1. Versuchsjahr die volle Laktat-Reaktivität, die im weiteren Versuchsverlauf dann auf die Hälfte zurückgeht. Bemerkenswerterweise kommt es aber bei den feineren und mittleren Fraktionen und/oder bei hoher Düngergabe zu einer starken Überschreitung des theoretischen Vergleichswertes.

Dies bedeutet, daß die Rohphosphat-Düngung bisher laktatunlösliches Boden-Phosphat laktatlöslich macht. Diese Erscheinung bleibt im 1. Versuchsjahr voll bestehen, ist im 2. Versuchsjahr dann aber nicht mehr nachzuweisen.

Auch das gemahlene Hyperphosphat zeigt diese Erscheinung. In der Reaktivität ähnelt es der feinen Fraktion des Gafsa-Phosphats. Das Novaphosphat hat anfangs ähnlich geringe Reaktivitäten wie das Florida-Phosphat, fällt im 2. Versuchsjahr

jedoch nicht so stark ab. Superphosphat erreicht anfangs nur ähnlich hohe Reaktivitäten wie Marokko-Phosphat, zählt im 2. Jahr dann aber neben Gafsa-Phosphat und Hyperphosphat zu den Phosphaten mit der höchsten Doppellaktat-Reaktivität.

Die Reaktivität der Phosphate, gemessen als wasserlösliches Phosphat, steigt in der gleichen Reihenfolge wie die Doppellaktat-Reaktivität. Sie liegt allerdings sehr viel niedriger, zwischen 0,6 mg $P_2O_5/100$ g Boden beim Florida-Phosphat und 3,8 mg $P_2O_5/100$ g Boden beim Superphosphat. Tendenziell nimmt der Gehalt an wasserlöslichem Phosphat der Rohphosphate mit sinkendem Korn-Durchmesser zu. Die pH-Werte fallen während des Versuchszeitraumes langsam ab.

Bewachsene Gefäße

Parallel zur unbewachsenen Versuchsreihe ist auch bei den bewachsenen Varianten sofort nach der Düngung eine Erhöhung der Laktat-Löslichkeit über den theoretischen Vergleichswert von 11 bzw. 25 mg $P_2O_5/100$ g B. hinaus bei einigen Rohphosphaten festzustellen (Tab. 3). Werden die Gefäße dann bepflanzt, so ist diese Erhöhung nach der 1. Vegetationsperiode, im Gegensatz zur unbewachsenen Versuchsreihe, nicht mehr festzustellen. Generell nehmen die Gehalte an doppellaktatlöslichem Phosphat im Laufe der Zeit stark ab, aufgrund des Pflanzenentzuges stärker als bei den unbewachsenen Gefäßen.

Florida-P zeigt eine ähnlich geringe Reaktivität wie in der unbewachsenen Versuchsreihe. Beim Marokko-Phosphat sinkt die anfangs hohe Reaktivität bereits nach der 1. Vegetationsperiode stark ab. Bei den Herkünften Israel und Gafsa, die anfangs erhöhte Laktat-P-Gehalte aufweisen, wird nach der 1. Vegetationsperiode der theoretische Vergleichswert erreicht. Danach nimmt die P-Reaktivität aber weiter ab, bleibt insgesamt aber höher als bei den anderen Rohphosphat-Herkünften.

Das Hyperphosphat zeigt ähnlich hohe Reaktivitäten wie das Gafsa-Phosphat. Beim Novaphosphat fällt die Reaktivität anfangs so stark ab wie beim Florida-P, bleibt dann aber konstant auf mittlerem Niveau. Superphosphat zeigt gegenüber der unbewach-

TAB. 3: DOPPELAKTATLÖSLICHES PHOSPHAT (MG P₂O₅/100 G BODEN-M.)
DER BEWACHSENEN VERSUCHSGEPÄSSE

PROVENIENZ	KORN Ø µm	DÜ-MENGE g P ₂ O ₅ / GEFÄSS	1979			1980	
			VOR 1. VEG. PERIO.	NACH 2. VEG. PERIO.	THEOR. VERGL.	NACH 2. VEG. P.	THEOR. VERGL.
FLORIDA	200-63	0,5	3	2	8	1	7
		1,5	5	4	22	2	20
	63-36	0,5	5	3	8	2	6
		1,5	8	7	21	4	19
	36-10	0,5	7	4	8	2	6
		1,5	16	12	21	5	19
MAROKKO	200-63	0,5	8	4	8	2	6
		1,5	18	12	22	5	19
	63-36	0,5	13	5	8	2	6
		1,5	23	15	21	6	19
	36-10	0,5	12	5	8	2	6
		1,5	27	16	21	10	19
ISRAEL	200-63	0,5	12	4	8	2	6
		1,5	25	15	21	6	19
	63-36	0,5	18	6	8	3	6
		1,5	40	20	21	9	18
	36-10	0,5	16	9	7	3	6
		1,5	34	22	21	10	18
GAFSA	200-63	0,5	10	5	7	2	6
		1,5	28	17	21	9	19
	63-36	0,5	14	5	7	2	6
		1,5	32	21	20	11	18
	36-10	0,5	10	5	7	3	5
		1,5	36	21	21	11	18
HYPER-P	GEMAHL	0,5	9	5	8	3	6
		1,5	35	20	21	11	18
NOVA-P	GEMAHL	0,5	8	3	8	2	6
		1,5	19	8	20	9	18
SUPER-P	GEMAHL	0,5	9	3	7	3	5
		1,5	24	10	20	6	17

TAB. 4 : GRÜNMASSE- KORN- U. STROH-ERTRÄGE [GRAMM TR.S./GEFÄSS]
(MITTELWERTE DER FAKTORSTUFEN)

PROVENIENZ	DÜ-MENGE	KORN Ø	GRÜNMASSE		KORN		STROH				
			1979	1980	1979	1980	1979	1980			
FLORIDA	0,5 g P ₂ O ₅	200 - 63	2,9	32,3	21,2	26,5	23,0				
			3,7	30,7	23,9	28,7	25,0				
			3,8	34,6	24,2	28,2	26,0				
			3,4	34,4	25,0	28,2	26,3				
	GD 5 %		1,5	0,6	1,3	0,7					
MAROKKO	0,5 g P ₂ O ₅	200 - 63	3,3	31,7	20,7	27,5	22,8				
			3,7	34,3	26,5	28,3	27,3				
				GD 5 %		1,1	0,4	0,9	0,5		
ISRAEL	0,5 g P ₂ O ₅	200 - 63	3,1	32,1	22,3	27,5	23,8				
			3,6	33,6	24,7	28,3	26,0				
			3,6	33,4	23,7	27,9	25,4				
				GD 5 %		1,3	0,5	1,1	0,6		
HYPERPHOSPHAT	0,5 g	4,0	4,0	29,37	33,1	23,29	26,1	29,30	29,2	25,30	27,5
	1,5 g	4,0	4,2	33,35	33,8	19,28	23,4	31,33	32,2	21,27	24,4
NOVAPHOSPHAT	0,5 g	3,9	4,2	34,36	34,8	22,31	26,5	31,33	31,8	25,31	28,4
	1,5 g	4,3	4,4	34,36	34,8	22,31	26,5	31,33	31,8	25,31	28,4

+ THEORET. VERGL. WERT: (BODEN-DL-P₂O₅ + DÜNGER-P₂O₅) - ENTZUG '79

++ THEORET. VERGL. WERT: (BODEN-DL-P₂O₅ + DÜNGER-P₂O₅) -
(ENTZUG 1979 + ENTZUG 1980)

senen Versuchsreihe eine wesentlich stärkere Abnahme der Laktat-Reaktivität.

Die Gehalte an wasserlöslichem Phosphat bewegen sich in der gleichen Spanne wie in der unbewachsenen Versuchsreihe. Sie steigen vom Florida-P bis zum Superphosphat an. Die pH-Werte zeigen im zweiten Jahr eine schwach steigende Tendenz.

Erträge

Tabelle 4 zeigt die Ertragsmeßgrößen als Mittelwerte der Faktorstufen über alle Versuchsglieder der Rohphosphat-Herkünfte. Die Einzelwerte der Phosphat-Handelsdüngemittel sind darunter aufgeführt.

Die zum Schoßzeitpunkt geerntete Grünmasse zeigt bereits deutliche Ertragsunterschiede zwischen den Rohphosphat-Herkünften. Die Trockenmasse-Erträge steigen in der Reihenfolge Florida-P, Gafsa-P, Marokko-P, Israel-P, Hyperphosphat, Novaphosphat und Superphosphat. Bei feinerem Vermahlungsgrad steigen sie ebenfalls bis zu einem bestimmten Korn-Durchmesser. Die höhere Düngergabe erbringt bereits zum Zeitpunkt des Schossens deutlich höhere Erträge.

Die Kornerträge zeigen signifikante Unterschiede zwischen den Herkünften. Sie nehmen im Versuchsjahr 1980 und in der Summe über beide Jahre in der Reihenfolge zu, wie die Doppellaktat-Reaktivität (Florida < Marokko < Israel < Gafsa). Bei höherer P-Düngung werden auch höhere Erträge erzielt. Während bei zunehmendem Vermahlungsgrad bei den meisten Rohphosphaten eine steigende Reaktivität festzustellen ist, bringt eine feinere Vermahlung als 36 µm keine höheren Erträge. Die Vergleichs-Handelsdüngemittel bringen kaum höhere Kornerträge als die hochreaktiven Israel- und Gafsa-Phosphate.

Die Stroherträge zeigen ähnliche Tendenzen wie die Kornerträge, allerdings sind die Unterschiede nicht so deutlich ausgeprägt. Im Nachwirkungsjahr 1980, in dem kein Phosphat gedüngt wurde, liegen die Kornerträge ca. 30 % niedriger als im ersten Versuchsjahr. Die Ertragsunterschiede zwischen den Varianten werden bestätigt. Auffällig ist der Ertragsrückgang beim Novaphosphat.

Die Phosphatgehalte in der Erntesubstanz sind in beiden Versuchsjahren bei allen Rohphosphatvarianten einschließlich Hyperphosphat etwa gleich hoch (0,5 % P_2O_5), bei Super- und Novaphosphat-Düngung liegen sie etwas höher (0,7 - 0,8 % P_2O_5). Aufgrund der unterschiedlichen Ernteertäge errechnen sich Phosphatentzüge zwischen 4 und 8 mg P_2O_5 / 100 g Boden. Die Phosphatentzüge nehmen in der aufgezeigten Reihenfolge vom Florida-P bis zum Superphosphat zu. Die höheren P-Entzüge sind beim Superphosphat besonders ertragswirksam, bei Novaphosphat-Düngung sind trotz höherer P-Entzüge keine höheren Erträge festzustellen.

Diskussion

Die vorliegenden Ergebnisse lassen den Schluß zu, daß die Bestimmung der Gehalte an doppellaktatlöslichem Phosphat im Boden die Differenzierung in der Reaktivität der Rohphosphat-Provenienzen in ähnlicher Weise zeigt, wie die Laborverfahren. Die getesteten Rohphosphate zeigen im Boden Unterschiede in der Doppellaktat-Reaktivität zwischen den wenig und hochreaktiven Provenienzen um den Faktor 2 - 3. Die Labortestverfahren mit Kohlensäure und Ameisensäure von HUGENROTH und MEYER(1,2) zeigten ähnlich große Unterschiede.

Erstaunlich ist bei den hochreaktiven Rohphosphaten aus Gafsa und Israel und bei Hyperphosphat die Erhöhung der Laktatwerte über den theoretischen Vergleichswert hinaus. Die gleiche Feststellung machten SCHEFFER u. DEIMEL (3), jedoch an kalkhaltigen Bodenproben aus Feldversuchen auf Lössböden. Zwei Wochen nach der P-Düngung gezogene Bodenproben zeigten, insbesondere bei Düngung mit wasserlöslichen Phosphaten, einen übermäßigen Anstieg der Laktat-P-Gehalte (CAL), den die Autoren auf Desorptionsprozesse zurückführen.

Im vorliegenden Versuch tritt im Laufe des zweijährigen Versuchszeitraumes ein Rückgang der Doppellaktat-Reaktivität, d.h. eine Festlegung der gedüngten Phosphate ein, die in der unbewachsenen Versuchsreihe größer ist als in der bewachsenen und bei den Rohphosphaten mit niedriger Reaktivität größer als bei den hochreaktiven Rohphosphaten ist.

Die Ertragsleistung als Maßstab der Reaktivität zeigt parallel zu denen der chemischen Testverfahren ebenfalls signifikante Unterschiede zwischen den Rohphosphat-Provenienzen (Faktor 1,2). Mit feinerem Vermahlungsgrad wird die Doppellaktat-Reaktivität erhöht, jedoch mit abnehmendem Reaktivitätszuwachs. Die Erträge steigen bei Vermahlung $< 36 \mu\text{m}$ (feine Fraktion) nicht weiter an. Bei den hochreaktiven Rohphosphaten, insbesondere beim Gafsa-Phosphat zeigt schon die grobe Vermahlung ($200-63 \mu\text{m}$) höhere oder gleich hohe Reaktivitäten wie die feinen Fraktionen der weniger reaktiven Rohphosphate aus Florida und Marokko. Dies bedeutet, daß mit zunehmendem Vermahlungsgrad eine Nivellierung der Reaktivität der verschiedenen Rohphosphate nicht möglich ist. Eine Steigerung der Reaktivität durch feinere Vermahlung ist nach HUGENROTH u. MEYER (2) auch nicht zu erwarten, solange die Korngröße der Rohphosphat-Fractionen oberhalb der Größe der Primärpartikel der Apatit liegt. Es ergibt sich aber die Möglichkeit gröbere Körnungen von hochreaktiven Rohphosphaten (Gafsa, Israel) direkt für die Düngung zu verwenden.

Literatur:

- 1) HUGENROTH, P. u. B. MEYER, 1979: Zur Reaktivität von Rohphosphaten verschiedener Herkunft. Landwirtsch. Forschung 32, 224-231
- 2) HUGENROTH, P. u. B. MEYER, 1981: Reaktivität von Rohphosphaten unterschiedlicher Herkunft und Vermahlung im Mehrphasensystem Apatit/Carbonat/ $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ und in Methansäure (im Druck)
- 3) SCHEFFER, K. u. E. DEIMEL, 1978: Zur Festlegung von Düngerphosphaten in Ackerböden, sowie der Einfluß von Kieselsäure auf die Mobilität von Düngerphosphaten. Landwirtsch. Forschung SH 35, 171-179

Erfahrungen mit der Anwendung von Kodjari-
Rohphosphat (KRP) in Obervolta

Kantor, W. ⁺⁾

1. Zusammenfassung

Das Phosphatvorkommen von Kodjari im Osten von Obervolta bietet dem Lande die Möglichkeit, durch den Abbau und die Vermahlung der Phosphate die einheimischen Ressourcen stärker zu nutzen und über einen verminderten Düngemittelimport Devisen einzusparen.

Um die Wirksamkeit des gemahlten und z. T. aufgeschlossenen Rohphosphates zu prüfen, wurden in der Klimakammer der BGR und in Obervolta in Zusammenarbeit mit der GTZ umfangreiche Versuche auf den verschiedenen Standorten angelegt.

Die Versuche wurden auf wenig entwickelten, eisenreichen tropischen Böden aus kristallinem Gestein mit Lateritpanzer (Alfisol) mit Kolben- und Rispenhirse sowie Erdnuß als Hauptversuchsfrüchte angelegt. Es sind dystrophe sL bis lS Böden.

In den Feldversuchen konnte eine Ertragssteigerung von 200 - 500 kg/ha Hirse erzielt werden.

⁺⁾ Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe,
Stilleweg 2, Postfach 51 01 53, 3000 Hannover 51

2. Aufgabenstellung

Vor einem Abbau des Kodjariphosphates mußte seine Eignung für Düngezwecke in Obervolta geprüft werden. Von der GTZ wurde dazu in Zusammenarbeit mit der BGR ein Untersuchungsprogramm mit folgender Zielsetzung ausgearbeitet:

1. Aufbau einer kleinen Vermahlungsanlage und eines Absatzsystems für Rohphosphat im Lande.
2. Prüfung des Mahlgutes in seiner ertragssteigernden Wirkung auf den verschiedenen Böden.
3. Herstellung von Aufschlußprodukten aus dem KRP.
4. Durchführung von Klimakammer- und Feldversuchen.

3. Geologie der Lagerstätte

Eingebettet zwischen dem westafrikanischen Kristallin im NW und dem Kristallin von Benin im SE liegt das Voltabecken. Die ungefalteten Sedimente, die als Voltaien bezeichnet werden, liegen diskordant auf metamorphem Jungpräkambrium. Das P-Lager von Kodjari liegt konkordant einer mächtigen Kieselschieferserie auf.

Die Phosphate bilden einen schmalen, bis etwa 200 m breiten Streifen am Südrand einer Hügelkette, die dem Sandsteinmassiv von Gohngou vorgelagert ist.

Das P'-Lager besteht aus deutlich geschichteten Bänken. Das Gestein hat frisch eine dunkelgraue bis olivgraue Farbe. Das Phosphat besteht aus Oolithen. Die sehr kleinen Ooide sind mit einem kieseligen Zement verkittet. Das Gestein besitzt dadurch eine große Härte.

Das Gesamtlager von Kodjari umfaßt etwa 5,75 km². Die Vorräte werden insgesamt auf 30 Mill. t Phosphatgestein geschätzt. Im Abbaugbiet, das näher untersucht wurde, sind 300 000 t Phosphatgestein vorhanden (BASTING 1979; ZITZMANN 1973).

Mineralogisch besteht das Kodjari-Rohphosphat aus ca. 70 % Apatit; 20 % Quarz-Chalcedon; 4,5 % Goethit und 1 % Wavellit. Die chemische Analyse weist einen P₂O₅-Gehalt von 24 - 27 % (10 - 12 % P) aus (Tab. 1). Der Anteil von SiO₂ liegt bei 28 %. Er korrespondiert mit dem kieseligen Charakter des Gesteins. Mit 3 % Fe₂O₃ und 4 % Al₂O₃ ist der Anteil dieser Elemente im Erz relativ hoch.

4. Boden

Die rezente Bodenbildung auf dem kristallinen Sockel (Mossi-plateau) ist unter den herrschenden Klimaverhältnissen gering. Anzeichen einer Eisenfreisetzung und Tonakkumulation sind vorhanden. Sie dürften jedoch mit aus früheren Perioden (Tertiär?) ererbt worden sein.

Für die Versuchsfrage interessant waren die weit verbreiteten "wenig entwickelten eisenreichen tropischen Böden auf dem kristallinen Gestein". Nach der "Soil Taxonomy" können sie als "Haplustalfe" angesprochen werden. Der Wurzelraum dieser Böden wird von einem Lateritpanzer in wechselnder Tiefe begrenzt.

Die nFK schwankt zwischen 80 - 100 mm bezogen auf 1 m Bodentiefe. Das GPV liegt bei 42 Vol. %; die nFK bei 15 Vol. % im A-Horizont und bei 6 Vol. % im B-Horizont. Im tonreichen B-Horizont steigt der Feinporenanteil auf 16 Vol. % an (Abb. 1). Die Wasserversorgung der Pflanzen ist auf diesen Böden schon während kurzer regenarmer Abschnitte in der Vegetationszeit gefährdet.

Das P-Sorptionsvermögen liegt zwischen 40 und 230 ppm. Der Gesamt-P-Gehalt bei 60 - 130 ppm. Austauschbares Al tritt vereinzelt in geringer Konzentration (~ 1 mval/100 g Bo) auf. Bei einem pH von 5 (nKCl) und einem Gehalt an org. Substanz von < 1 % (N = 0,035 %) liegt die KAK zwischen 5 - 8 mval/100 g Boden (Tab. 2). Obwohl sich eine Basensättigung von 30 - 60 % errechnet, handelt es sich aufgrund der geringen Vorräte an N, P, K und Ca um einen armen Standort. Nur wenige Primärminerale sind zu finden.

5. Versuchsanstellung

Ausgewählte Produkte aus den Aufschlußverfahren wurden in der Klimakammer der BGR auf einen "schwach entwickelten tropischen Boden aus kristallinem Gestein" (Ultic Haplustalf), der ca. 28 km SE Wagadugu entnommen wurde, mit Kolbenhirse (*Sorghum bicolor*; Sorte: Duet) als Versuchspflanze in 2 Wiederholungen geprüft. Die

Temperatur und rel. Luftfeuchtigkeit in der Kammer entsprachen dem Mittel während der Regenzeit in Wagadugu im 12-stündigen Wechsel (tags: 30°C, 60 %; nachts: 24°C, 85 %).

Die Gefäße mit 5,5 kg Bodeneinwaage wurden automatisch über Keramikkerzen (Saugspannung 60 cm WS ~ 85 % nFK) bewässert (SOMMER 1978). Alle Gefäße (außer Kontrolle) erhielten eine Düngung von 80 ppm N (als NH_4NO_3); 60 ppm K (als KNO_3 , KCl) verteilt auf 3 Gaben und eine Mikronährstoffgabe (Mg, Mn, Ca, Zn, B, S) zur Saat. P wurde in den Raten von 75 und 300 ppm gedüngt. Die Berechnung der Düngermengen erfolgte aufgrund des Gesamt-P-Gehaltes der Aufschlußprodukte.

6. Ergebnisse und Diskussion

Ein Vergleich der Wirkung verschiedener Rohphosphatherkünfte auf den Pflanzenertrag ergab, daß das KRP gegenüber anderen Rohphosphaten eine geringe ertragssteigernde Wirkung hat (LÜKEN 1973, TRUONG u. a. 1978, IFDC 1980). Auch in Feldversuchen in Obervolta war das KRP anderen Rohphosphaten unterlegen (Tab. 3). Die geringe P-Verfügbarkeit des Kodjari-Rohphosphates kann z. T. mit dem hohen Fe- und Al-Anteil begründet werden. Es stellte sich daher sehr früh die Frage, ob ein Teilaufschluß des KRP die P-Verfügbarkeit verbessern kann. Vom IFDC in Muscle Shoals, USA, wurden dazu Aufschlußprodukte nach verschiedenen Verfahren hergestellt.

Die Ergebnisse des Klimakammerversuches mit den ausgewählten Aufschlußprodukten können wie folgt zusammengefaßt werden (s. Tab. 4 u. Abb. 2):

- Mit einer N-K-Düngung ist gegenüber der Variante "ohne Düngung" der Trockenmasseertrag (TM) zu verdoppeln.

- Durch die verschiedenen Aufschlußverfahren kann die P-Verfügbarkeit des Kodjari-Rohphosphates erhöht werden. Dabei kann folgende Reihenfolge⁺⁾ aufgestellt werden: 30 % H_2SO_4 > 10 % H_2SO_4 > Klinker > 30 % Mischung.
- Die höhere Rate wirkt besser als die geringe, dies um so mehr, je geringer der Aufschlußgrad ist.
- Zumischung von Schwefel zum KRP führt zu keiner Erhöhung der P-Verfügbarkeit.
- Pulverisierte Produkte wirken besser als granuliert.

Insgesamt schneidet das Aufschlußprodukt UV-42 aus Kodjari-Rohphosphat gegenüber dem handelsüblichen und dem aus Kodjari-Rohphosphat hergestellten Superphosphat gut ab. Die Nachwirkung der Aufschlußprodukte wird z. Zt. geprüft.

Für die weiterführenden Feldversuche in Obervolta erhielt das Produkt UV-42 den Vorzug, da es technisch einfach herzustellen ist. In den 1981 angelegten Versuchen mit dem Aufschlußprodukt UV-42 und dem Gemisch aus KRP + S (UV-5) sollen die Ertragszuwächse im Feld gegenüber KRP (UV-1) geprüft werden. Anhand der dann vorliegenden Versuchsergebnisse soll entschieden werden, welches Produktionsverfahren wirtschaftlich eingesetzt werden kann.

^{+) Aufschlußverfahren:}

- H_2SO_4 - Teilaufschluß mit Schwefelsäure auf der Basis von Tripelsuperphosphat.
- Klinker - Thermischer Aufschluß des KRP zu Phosphorsäure und Weiterverarbeitung zu Superphosphat.
- Mischung - KRP wird entsprechend der geforderten Löslichkeit mit Superphosphat (aus KRP) gemischt.

7. Literaturverzeichnis

- BASTING, R. 1979. Bericht über die Analysenergebnisse der 9 Untersuchungsbohrungen aus Kodjari, Obervolta. GTZ-Bericht, 40 S., 2 Karten.
- IFDC, 1980. Rock phosphate utilization in Upper Volta. Final Report 168 S., 48 Tab., 31 Abb., Muscle Shoals, Alabama, U. S. A.
- LÜKEN, H. 1973. Studie über die Nährstoffwirkung eines Rohphosphates aus dem Vorkommen Arli, Republik Obervolta. Bundesanstalt für Bodenforschung Hannover, 18. Dezember 1973, 7S.
- SOMMER, C. 1978. Eine Methode zur kontinuierlichen Wasserversorgung von Vegetationsgefäßen nach dem Bodenwasserpotential. Landbauf. Völkenrode 28 : 17 - 20, 5 Abb.
- TRUONG, B.; PICHOT, J.; BEUNARD, P. 1978. Caraceterisation et comparaison des Phosphates naturels tricalciques d'Afrique de l'ouest en vue de leur utilisation directe en agriculture. L'Agronomie Tropicale. 23 - 2 : 136 - 145, Avril-Juin 1978.
- ZITZMANN, A. 1973. Bericht über eine Dienstreise in die Republik Obervolta. Bundesanstalt für Bodenforschung. 18 S., 4 Tab., 6 Abb. Hannover, 10. Juli 1973.

Abb. 1 : Porengrößenverteilung und Anteil der Porengrößen am Gesamtbodenvolumen im Profil RHV - 4; Gansone (DVF - Nr. 538), 28 km SE Wagadugu.

- Schwach entwickelter Boden aus kristallinem Gestein auf Laterit (Lithosol)
- Ultic Haptustalf (Oxic Haptustulf)

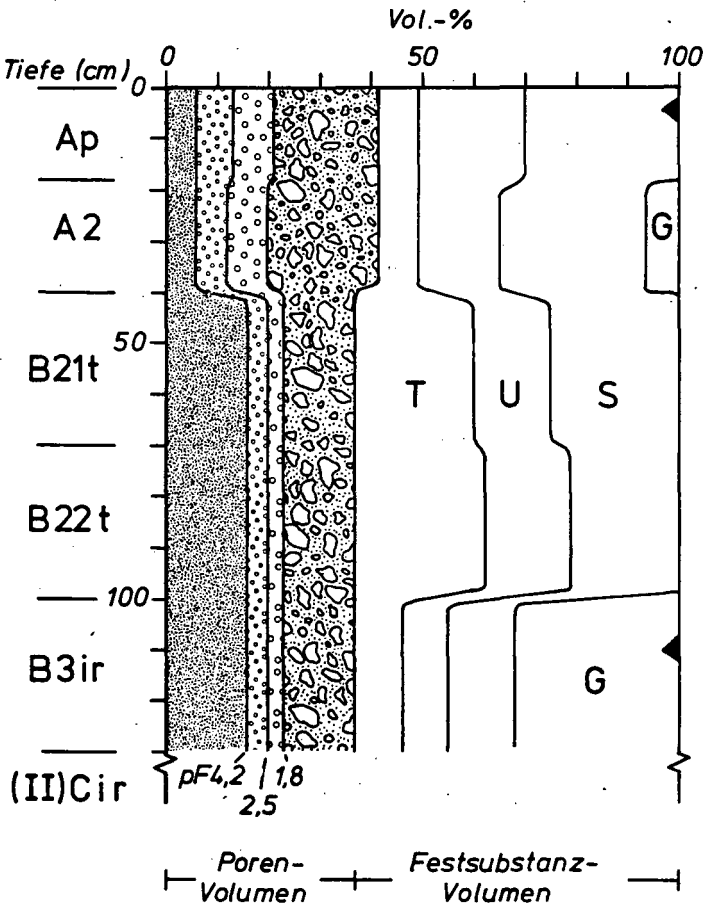
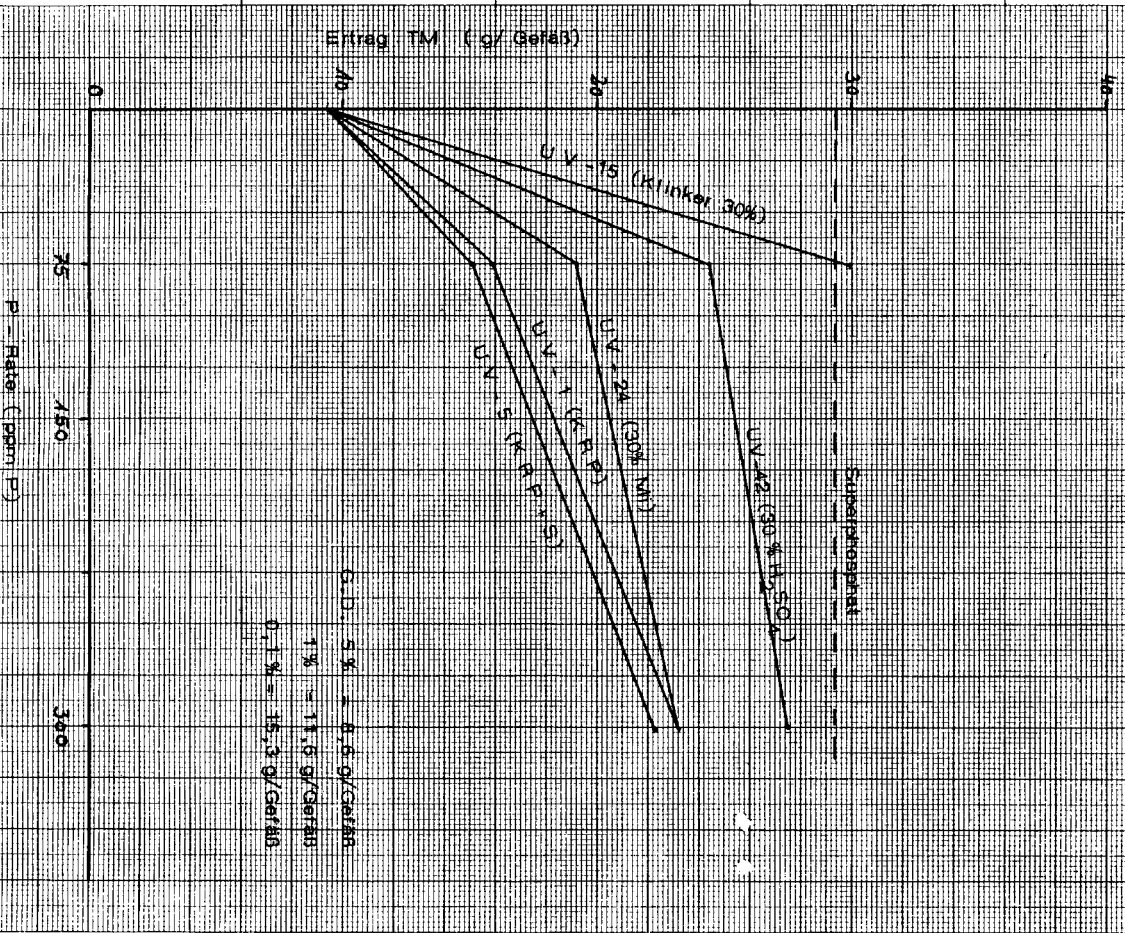


Abb. 2: TM-Ertrag von Sorghum mit pulverisierten Aufschlußprodukten von Kollari-Fosphorsäure (KfP) im Klimakammerversuch



G.D. 5% = 8.6 g/Geräte
 1% = 1.7 g/Geräte
 0.1% = 0.17 g/Geräte

Tab. 1: Chemische Zusammensetzung des Kodjari-Rohphosphates

Element	KRP RFA %	HClO ₄ ²⁾ %	Pctr. ³⁾ %	Pw ⁴⁾ %
P ₂ O ₅	24,00	24,79	6,07	0,03
SiO ₂	27,77	-	-	-
TcO ₂	0,19	-	-	-
Al ₂ O ₃	4,29	3,78	0,23	0
Fe ₂ O ₃	3,07	2,89	0,08	0
MnO	0,06	0,05	0,01	0
MgO	0,33	0,20	0,02	0
CaO	34,24	33,60	4,20	0,01
Na ₂ O	0,0	0,11	0,02	Sp
K ₂ O	0,54	0,28	0,01	SP
SO ₃	0,04	-	-	-
F	~ 2,50	-	-	-
GlV	4,15	-	-	-

Analysen:

- 1) Röntgenfluoreszenz
- 2) Aufschluß in 65 %iger HClO₄
- 3) Citronensäurelösliches (2 %) P
- 4) Wasserlösliches P

Tab. 2: Bodenuntersuchungsergebnisse des Profils RHV-4, Ultic Haplustalf, Gansone

BBK Lab. Nr.	Tiefe cm	Horizont	Bo.art	pH nKCl	KAK (m val/100 g)		Bas. Sätg. %	O.S. %	pfl.verf. ppm		nachlieferb. (65 % HClO ₄) ppm	
					Boden	Ton(ber.)			P	K	P	K
3163	0-18	Ap	sL	5,2	4,6	47,3	61	1,1	9	43	90	405
3164	-40	A2	g'sL	4,2	4,2	27,4	33	0,6	19	21	69	520
3165	-70	B21t	tL	4,1	6,7	17,3	48	0,6	8	27	74	505
3166	-100	B22t	T	4,2	7,3	17,1	53	0,5	9	42	101	950
3167	-130	B3ir	ḡL	4,4	5,5	19,8	53	-	5	46	124	830
3168	>130	(II)Cir	La	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Fe _d %	Fe _o	P sorpt. ppm
0,413	0,029	35
0,488	0,035	170
0,763	0,030	225
0,713	0,025	225
1,125	0,050	130

Tab. 3: Die Wirkung von vier Phosphatformen auf den Kornertrag und die Anzahl der Rispen bei Sorghum in Obervolta (Ferne Gansore, Versuch-Nr. 538, 1980 erstmals angelegt)

Düngung * kg/ha (P ₂ O ₅)	Kornertrag kg/ha	Mittel		Anzahl der Rispen pro ha	
		Düngerate kg / ha	RP-Herkunft		
0	422	-	-	48.667	
45 (1)	138		470	18.667	* (1) KRP-Kodjari-Rohphosphat
45 (2)	743	697	1116	58.000	(2) KRPF-Kodjari-Rohphosphat, Filter
45 (3)	601		1067	50.000	
45 (4)	1305		1208	64.667	
90 (1)	686			38.000	(3) NCRP-Nordcarolina Rohphosphat
90 (2)	1037	1064		77.333	
90 (3)	1283			41.333	(4) FLRP-Florida-Rohphosphat
90 (4)	1249			65.333	
135 (1)	587			48.667	
135 (2)	1569	1136		77.333	
135 (3)	1318			72.000	
135 (4)	1070			52.000	
Mittel	924			54.667	
GD 5 %	= 375			24.667	
Var.Koef. (%)	= 20,0			22,0	

Tab. 4: Durchschnitts-TM-Ertrag (g/Gefäß) von ausgewählten pulverisierten Aufschlußprodukten aus KRP im Klimakammerversuch

Produkt	Aufschlußart	Behandlung ppm				TM-Ertrag/Gefäß	
		N	P	K	Mi	g	rel.
keine Düngung		0	0	0	0	4,95	24
Volldüngung ohne P		80	0	60	+	9,50	47
UV-1	KRP gemahl.	80	75	60	+	16,05	79
"	- " -	80	300	60	+	23,15	114
UV-5	KRP + S	80	75	60	+	15,80	78
"	- " -	80	300	60	+	22,35	110
UV-15	Klinker, 30 %	80	75	60	+	30,05	148
"	- " -	80	300	60	+	23,95	118
UV-24	Mischung,	80	75	60	+	19,40	95
"	30 %	80	300	60	+	23,25	114
UV-42	Schwefelsäure,	80	75	60	+	24,40	120
	30 %	80	300	60	+	27,55	135
Versuchsmittel ¹⁾						20,36	100
Stand. fehler						+4,24	21
G. D. 5 %						8,61	42
1 %						11,56	57
0,1 %						15,25	75
Var. koeff.						20,83	

1) Errechnet über den Gesamtversuch, der hier nur auszugsweise wiedergegeben wurde.



Die potentielle K-Anlieferung an die Pflanzenwurzeln
durch Diffusion

von

Grimme, H. ¹⁾, Strebel, O. ²⁾, Renger, M. ³⁾ und
Fleige, H. ³⁾

1. Einleitung

Die Nährstoffanlieferung an die Pflanzenwurzeln durch Massenfluß als Funktion der Zeit und der Tiefe läßt sich durch Geländeuntersuchungen bestimmen (RENGER und STREBEL 1976, STREBEL et al. 1981, RENGER et al. 1981). Der Anteil der durch Diffusion insgesamt angelieferten Nährstoffmengen ergibt sich dann aus der Differenz zwischen Gesamtaufnahme und der Anlieferung durch Massenfluß. Es zeigte sich in den oben genannten Versuchen, daß K zu >90 % durch Diffusion angeliefert wurde. Es läßt sich jedoch nicht ohne zusätzliche Annahmen und Laboruntersuchungen ermitteln, wie hoch der Anteil der einzelnen Schichten des Wurzelraumes an der Gesamtanlieferung ist.

-
- 1) Landwirtschaftliche Forschungsanstalt Bünthehof, Bünteweg 8, 3000 Hannover 71
 - 2) Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51
 - 3) Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51

2. Material und Methoden

Die Anlage des Versuches (der mit Sommerweizen auf einer Parabraunerde durchgeführt wurde), die Standorteigenschaften und die Methodik der Geländemessungen (STREBEL et al. 1980, RENGER et al. 1981) wurden ebenso wie die Messung des Diffusionsflusses (GRIMME 1973) bereits beschrieben.

Es ist nicht möglich, die K-Anlieferung durch Diffusion als Funktion der Zeit und der Tiefe im Gelände zu messen. Es wurde daher ein indirekter Weg gewählt, um den Anteil der einzelnen Horizonte an der Gesamtanlieferung abzuschätzen.

Im Gelände wurden die K-Aufnahme, die Wurzellänge/ Horizont und Flächeneinheit und der Bodenwassergehalt bestimmt. Im Labor wurde der Diffusionsfluß in einen Sink an zu verschiedenen Termin während der Vegetationsperiode entnommenen Bodenproben bei 3 Wassergehalten gemessen. Aus der Beziehung Bodenwassergehalt-Diffusionsfluß wurde der Diffusionsfluß beim aktuellen Bodenwassergehalt im Gelände interpoliert.

Zusätzlich mußte noch eine Reihe von Annahmen gemacht werden: a) daß die Wurzelaktivität proportional der Wurzellänge war; b) daß der Beitrag der Wurzelhaare proportional zur Wurzellänge war; c) daß der mittlere Wurzeldurchmesser 0.01 cm betrug.

Die K-Anlieferung durch Diffusion wurde dann für jeden Horizont aus dem im Labor gemessenen Diffusionsfluß und der für jeden Horizont berechneten Wurzeloberfläche ermittelt.

3. Ergebnisse und Diskussion

In Tabelle 1 sind die für die Berechnung des Anteils der K-Anlieferung aus den einzelnen Horizonten verwendeten Daten für einen Termin zusammengestellt. Es zeigte sich, daß die B-Horizonte im Vergleich zum Ap-Horizont einen vergleichsweise hohen Diffusionsfluß in einen Sink aufwiesen und daß der hohe Anteil des Ap-Horizontes vor allem auf der wesentlich höheren Wurzel-dichte beruhte. Über die gesamte Versuchsperiode ergab sich ein Anteil des Ap an der Gesamtanlieferung zwischen 50 und 72 % (Tab. 2). Diese Schwankungsbreite war bedingt durch Änderungen im Bodenwassergehalt, die vor allem im Ap auftraten, unterhalb des A₁ jedoch gering waren. So wurde im Verlauf der Vegetationsperiode ein steigender Anteil der K-Anlieferung aus dem Unterboden errechnet. Da die K-Aufnahme mit der Blüte abgeschlossen war, wurden die Berechnungen nur für die Zeit bis kurz vor der Blüte durchgeführt.

Bei den hier vorgelegten Zahlen handelt es sich um Schätzwerte, die eine Vorstellung über die Größenordnung geben sollen, mit der mit einer K-Anlieferung aus

dem Unterboden zu rechnen ist. Doch selbst mit dieser Einschränkung kann festgestellt werden, daß die K-Anlieferung aus dem durchwurzelten Unterboden nicht vernachlässigt werden kann, und daß dieser Beitrag aus dem Unterboden bei der Beurteilung des Versorgungszustandes berücksichtigt werden sollte.

Literatur

- GRIMME, H.: Magnesium diffusion in soils at different water and magnesium contents. Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 134, 9-19, 1973
- RENGER, M. und STREBEL, O.: Transport von Wasser und Nährstoffen an die Pflanzenwurzeln als Funktion der Tiefe und der Zeit. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 23, 77-86, 1976
- RENGER, M., STREBEL, O., GRIMME, H. und FLEIGE, H.: Nährstoffanlieferung an die Pflanzenwurzeln durch Massenfluß. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 30, 63-70, 1981
- STREBEL, O., GRIMME, H., RENGER, M. und FLEIGE, H.: A field study with ¹⁵-N of soil and fertilizer nitrate uptake and of water withdrawal by spring wheat. Soil Sci. 130, 205-210, 1980

Tabelle 1: Diffusionsfluß, Wurzellänge und potentielle K-Anlieferung an die Wurzeln eines Sommerweizenbestandes auf einer Parabraunerde aus Löss am 1. VI.

Horizont	Diffusionsfluß ($\mu\text{val}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$)	Wurzellänge ($\text{cm}\cdot\text{m}^{-2}$)	Potentielle K-Anlieferung		θa (Vol %)
			bei F. K. ($\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$)	bei θa ($\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$)	
A _p (0-30)	0.42	$4.7 \cdot 10^5$	5.0 (79 %)	2.9 (72 %)	27
A ₁ (31-30)	0.18	0.9 "	0.4 (7 %)	0.3 (8 %)	28
B _t (51-75)	0.33	0.7 "	0.6 (9 %)	0.5 (12 %)	30
B _{tv} (76-90)	0.28	0.3 "	0.3 (5 %)	0.3 (8 %)	33
		$6.6 \cdot 10^5$	6.3 (100 %)	4.0 (100 %)	

Tabelle 2: Der relative Beitrag der einzelnen Horizonte einer Parabraunerde aus Löss zur K-Anlieferung an die Pflanzenwurzeln

<u>a) bei F.K.</u>		20. V.	1. VI.	10. VI.	20. VI.
A _p	(0-30)	68 %	79 %	73 %	66 %
A ₁	(31-50)	28 %	7 %	12 %	13 %
B _t	(51-75)	4 %	9 %	13 %	17 %
B _{tv}	(76-90)	-	5 %	2 %	4 %
<u>b) bei θ a</u>					
A _p	(0-30)	66 %	72 %	65 %	50 %
A ₁	(31-50)	29 %	8 %	11 %	13 %
B _t	(51-75)	5 %	12 %	21 %	29 %
B _{tv}	(76-90)	-	8 %	4 %	8 %



Vergleichende Untersuchungen zwischen Lolium perenne und Trifolium pratense über das Anreicherungsvermögen von Kalium.

von

Steffens, D. u. Mengel, K.[†]

EINLEITUNG

Ein unterschiedliches K-Aufnahmevermögen der Gramineen und Leguminosen wird sowohl in der soziologischen Zusammensetzung von Wiesen und Weiden als auch in Gras/Leguminosen-Gemengen sichtbar. Denn mit zunehmender K-Verarmung eines Standortes werden die Leguminosen, bedingt durch ihr schlechteres K-Aufnahmevermögen, von den Gräsern zurückgedrängt. Sobald diese K⁺ armen Standorte aber eine ausreichende K-Düngung erhalten, wird das Leguminosenwachstum angeregt und die Leguminosenanteile auf den Wiesen und Weiden und in den Leguminosen/Gras-Gemengen steigen wieder an (BLASER u. BRADY, 1950; RICH u. ODLAND, 1947; KÖNIG, 1935; KLAPP, 1957; KEMMLER et al., 1977; SCHMITT u. BRAUER, 1979; STEFFENS u. MENGEL, 1979; GRUBER, 1979).

Um die nur unzureichend bekannten Ursachen des besseren K-Aufnahmevermögens von Gramineen im Vergleich zu Leguminosen zu untersuchen, wurde die Entwicklung der Wurzelparameter, die bekanntlich die K-Aufnahme beeinflussen, von Lolium perenne und Trifolium pratense unter Feldbedingungen analysiert.

MATERIAL und METHODEN

Als Versuchsstandort wurde eine erodierte Parabraunerde aus Löß im Kreis Gießen gewählt (Bodenmerkmale und Nährstoffgehalte sind in Tabelle 1 aufgeführt).

Die Aussaat von Lolium perenne (Sorte Nacki) und Trifolium pratense (Sorte Alpillis) erfolgte nach ortsüblicher Bodenbearbeitung, Düngung und Aussaatmenge am 8. 4. 1980. Der Untersuchungszeitraum

[†] Institut für Pflanzenernährung der Justus Liebig-Universität, 6300 Gießen, Südanlage 6

betrug 118 Tage. In dieser Zeitspanne wurden in regelmäßigen Abständen 8 Proben mit jeweils 3 Wiederholungen bei jeder Pflanzenart gezogen. Die erste Probenahme erfolgte 55 Tage nach Aussaat der Versuchspflanzen. Bei jeder Probenahme wurden das Wurzelfrisch- und -trockengewicht, die Wurzelverteilung, Wurzellänge, Wurzeloberfläche und die Ca-Austauschkapazität der Wurzeln erfaßt. Alle Parameter wurden bis zu einer Bodentiefe von 100 cm untersucht. Weiterhin wurde im Sproß und in den Wurzeln der K-Gehalt untersucht, so daß der gesamte K-Entzug von Rotklee und Weidelgras berechnet werden konnte. Wurzelparameter und K-Aufnahme der Versuchspflanzen beziehen sich auf eine Bodenoberfläche von 25 x 25 cm und eine Bodentiefe von 100 cm.

Nachdem die oberirdische Pflanzenmasse erfaßt war, wurden auf jeder Ernteparzelle (2 x 5 m) Gruben mit einem Spaten ausgehoben (100 x 120 x 120 cm).

An der Profilwand erfolgte die Bestimmung der Wurzelverteilung, indem die horizontal angeschnittenen Wurzeln nach der Profilwand-Folienmethode ausgezählt wurden (BÖHM, 1979).

Wurzelfrischmasse: Senkrecht zur Profilwand wurden mit einem hohlen Metallkasten (25 x 25 x 25 cm) Bodenblöcke bis auf eine Tiefe von 100 cm herausgestochen. Die im Bodenblock befindlichen Wurzeln wurden in Siebkästen mit einem sanften Wasserstrahl ausgewaschen. Anschließend wurden die so ausgewaschenen Wurzeln von Verunreinigungen befreit und mehrmals mit aqua dest. gespült und dann gewogen.

Die Ca-Austauschkapazität der Wurzeln wurde nach einem Durchströmungsprinzip bestimmt. Dazu wurden 1,5 g Wurzelfrischmasse in Austauschersäulen gesteckt. Der Austausch der Ca-Ionen erfolgte durch dreimaliges Eluieren mit 100 ml einer 10 mmolaren $BaCl_2$ Lösung. Im Eluat erfolgte eine Ca-Messung durch atomare Adsorption.

Die Wurzeloberfläche wurde nach Ermittlung des Wurzeldurchmessers und der Wurzellänge berechnet. Um die "aktive" Wurzeloberfläche

erfassen zu können, wurde die Wurzeloberfläche auf die Ca-Austauschkapazität der Wurzelfrischmasse bezogen. Die Wurzellänge wurde mit der Überkreuzungsmethode nach TENNANT (1975) bestimmt.

ERGEBNISSE

In der Tabelle 2 sind die Wurzelfrischgewichte von Rotklee und Weidelgras im Verlauf der Versuchsperiode aufgeführt. Bei beiden Pflanzenarten nahmen die Wurzelfrischgewichte mit dem Pflanzenalter zu. Es fällt aber auf, daß Weidelgras bei jedem Probenahmetermin eine wesentlich größere Wurzelfrischmasse hatte als Rotklee. Dieses Ergebnis verdeutlicht, daß Weidelgras das Bodenvolumen stärker durchwurzelt als Rotklee. Nicht nur die Wurzelfrischmasse war beim Weidelgras größer als bei Rotklee, sondern auch die Wurzelverteilung (=dichte), die Wurzeloberfläche und die Ca-Austauschkapazität der Wurzeln (s. Tab. 2).

Daß Weidelgras den Boden wesentlich intensiver als Rotklee durchwurzelt geht weiterhin aus Tabelle 2 hervor. Gras hatte zu jedem Probenahmetermin eine um dreifach größere Wurzellänge als Rotklee.

Wie der Darstellung 1 und der Tabelle 3 zu entnehmen ist, besteht eine hochsignifikante Beziehung zwischen den untersuchten Wurzelparametern von Rotklee und Weidelgras zu deren K^+ -Aufnahme. Es fällt aber auf, daß die Regressionsgeraden der Darstellung 1, die die Beziehung der Wurzellänge zur K-Aufnahme von Gras und Klee beschreiben, eine unterschiedliche Steigung aufweisen. Die "Klee-gerade" verläuft steiler als die von Gras. Dieses Ergebnis deutet schon darauf hin, daß Rotklee mehr Kalium pro 1 m Wurzellänge aufnahm als Weidelgras.

Wird die K-Aufnahme von Rotklee und Weidelgras auf eine Einheit Wurzelparameter, besonders auf eine Einheit Wurzellänge, bezogen, so wird deutlich, daß Weidelgras wesentlich weniger K^+ pro 1 m Wurzellänge und Tag aufnehmen mußte als Rotklee, um seinen K-Bedarf

zu decken (s. Tab. 4).

Tab. 4: K-Aufnahme von Klee und Gras pro Einheit Wurzellänge.
($\mu\text{g K}^+$ /1 m Wurzellänge/Tag; 25 x 25 x 100 cm Bodenvolumen)

Tage nach der Aussaat	Klee	Gras
55	18,39 ^{***}	7,38
69	14,79 ^{***}	4,29
76	12,71 [*]	5,08
90	20,86 ^{**}	5,17
97	16,73 ^{**}	5,83
104	19,23 ^{**}	4,69
111	14,19 ^{***}	5,31
118	16,62 ^{**}	4,91

* $P < 5,0 \%$

** $P < 1,0 \%$

*** $P < 0,1 \%$

signifikanter Unterschied zwischen Klee und Gras bei gleichem Probenahmetermin

DISKUSSION

Die hier vorgestellten Versuchsergebnisse zeigen, daß Rotklee eine signifikant geringere Wurzelfrischmasse, Wurzelichte, Wurzeloberfläche, Ca-Austauschkapazität und Wurzellänge aufwies als Weidelgras. Auch EVANS (1977) konnte in Gefäßversuchen feststellen, daß Rotklee eine geringere Wurzeloberfläche und Wurzellänge hat als Weidelgras. Wie schon erwähnt, ist Rotklee dem Weidelgras auf K^+ armen Standorten in der Ausnutzung von schwer verfügbarem Kalium (Zwischenschicht K^+ der Tonminerale) unterlegen, da Rotklee stärker auf die schlechte K^+ Verfügbarkeit mit einer Ertragsdepression reagiert als Weidelgras (STEFFENS u. MENGEL, 1979). Je geringer die K^+ -Verfügbarkeit im Boden ist, um so größer wird die Bedeutung des Wurzelsystems der Pflanzen sein, um die wenigen noch verfügbaren K^+ -Ionen aufzunehmen. Vor allem trifft dieser Zusammenhang für die Ausnutzung von schwer verfügbarem Zwischen-

schicht-Kalium zu. Nach BARLEY (1970) steigt die Nährstoffausbeute pro Bodenvolumen an, je größer die Wurzeldichte pro Bodenvolumen ist.

Setzt man die K-Aufnahmerate/m Wurzellänge und Tag in Beziehung zur K^+ -Konzentration der Bodenlösung, so wird sichtbar, daß *Lolium perenne* auch noch bei einem relativ niedrigen Niveau an verfügbarem K^+ im Boden, ausreichend K^+ aufzunehmen vermag, bei welchem *Trifolium pratense* bereits an unzureichender K^+ -Versorgung leidet (s. Darstellung 2).

Dieser Befund dürfte die Ursache des besseren K^+ -Aufnahmevermögens von *Lolium perenne* im Vergleich zu *Trifolium pratense* erklären. Desweiteren gibt dieses Ergebnis Aufschluß darüber, warum kleeartige Leguminosen in einem Leguminosen/Gras-Gemeinde bei schlechter K^+ -Versorgung von den Gräsern zurückgedrängt werden. Ein besseres K^+ -Aufnahmevermögen von *Lolium perenne* im Vergleich zu *Trifolium pratense* kann also auf die geringe K^+ -Aufnahmerate/m Wurzellänge zurückgeführt werden. In analoger Weise wurde das unterschiedliche P-Aufnahmevermögen von 5 Sorten der Species *Vigna unguiculata* mit der unterschiedlichen Wurzellänge erklärt (ADEPTU und AKAPA, 1977).

Da nach unseren Versuchsergebnissen Rotklee eine im Vergleich zum Weidelgras hohe K^+ -Aufnahme pro Einheit Wurzellänge hat, sollten Leguminosen, in Misch- und Monokultur angebaut, eine ausreichende K^+ -Düngung erhalten, damit die K^+ -Aufnahmerate pro Einheit Wurzellänge hoch genug ist, um maximale Erträge zu garantieren.

Danksagung

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danken wir für die finanzielle Unterstützung dieser Arbeit.

LITERATUR

- ADEPTU, J. A. u. L. K. AKAPA: Root growth and nutrient uptake characteristics of some cowpea varieties. Agron. J. 69, 940 - 943 (1977).
- BARLEY, K.P.: The configuration of the root system in relation nutrient uptake. Adv. Agron. 22, 159 - 201 (1970).
- BLASER, R.E. u. N. C. BRADY: Nutrient competition in plant associations. Agron. J. 42, 128 - 135 (1950).
- BÖHM, W.: Methods of studying root systems. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg und New York (1979).
- EVANS, P.S.: Comparative root morphology of some pasture grasses and clovers. New. Z. J. Agric. Res. 20, 331 - 335 (1977).
- GRUBER, P.: Ein Beitrag zur Klärung der Wirkung der Pflanzennährstoffe Stickstoff und Kalium auf Grünland. Die Bodenkultur 30, 352 - 376 (1979).
- KEMMLER, G., H. OOHARA u. M. DRAKE: The effects of phosphorus and potassium on yield and composition of grass-legume mixtures on sandy loam soil derived from volcanic ash in Hokkaido/Japan, summarized results of a 15 year study (1960 - 1974).

- KLAPP, E.: Einfluß der Kalidüngung auf den Zustand und die botanische Zusammensetzung des Grünlands. Kalium-Symposium, Wien, 101 - 111, Internationales Kali-Institut Bern (1957).
- KÖNIG, F.: Der Einfluß der Kalisalzdüngung auf Wert und Wirkung des Wirtschaftsfutters. Landw. Jahrbücher 81, Heft 6, 1 - 60 (1935).
- RICH, A.E. u. T.E. ODLAND: The effect of various fertilizers on the botanical composition and yield of grass legume hay. J. Amer. Soc. Agron. 39, 390 - 394 (1947).
- SCHMITT, L. u. A. BRAUER: 75 Jahre Darmstädter Wiesendüngungsversuche. J. D. Sauerländers Verlag, Frankfurt/Main (1979).
- STEFFENS, D. u. K. MENGEL: Das Aneignungsvermögen von *Lolium perenne* im Vergleich zu *Trifolium pratense* für Zwischenschicht Kalium der Tonminerale. Landw. Forsch. Sonderh. 36, 120 - 127 (1979).
- TENNANT, D.: A test of a modified line intersect method of estimating root length. J. of Ecology, Vol. 63 B, 995 - 1001 (1975).

Tabelle 1: Wichtige Bodenmerkmale des Versuchsstandortes

Bodenschicht (cm)	EUF-Gehalte (35 min Fraktion) (mg/100 g Boden)				DL-Gehalte (mg/100 g Boden)		pH-Wert	Humus %	Ca CO ₃ %	Ton %
	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	P	K ⁺	P				
0 - 25	23,99	77,40	5,80	2,81	34,13	13,00	6,6	1,68	0,12	15,6
25 - 50	6,83	51,20	6,27	0,53	15,00	3,25	5,9	0,90	0,10	21,9
50 - 75	3,36	45,90	4,94	0,35	8,75	1,22	6,0	-	0,15	19,7
75 - 100	3,99	46,20	6,41	0,61	7,40	1,71	6,4	-	0,21	19,3

Tabelle 2: Entwicklung der Wurzellänge, Wurzelfrischmasse, Wurzelverteilung (= Wurzel-dichte), Ca-Austauschkapazität der Wurzeln und Wurzeloberfläche.

	nach	1. 55	2. 69	3. 76	4. 90	5. 97	6. 104	7. 111	8. 118	Probe Tagen
Wurzelfrisch- masse (g/25 x 25 x 100 cm Boden)	Klee	13,02	30,29	45,65	63,72	84,97	71,08	85,24	95,20	
	Gras	32,93**	91,37**	124,85***	179,52***	169,55*	182,38***	190,13**	185,74*	
Wurzelver- teilung (=dichte) (Anzahl d.verti- kal angeschnit- ten Wurzeln; pro 25 x 100 cm)	Klee	86	176	209	473	867	757	1410	1493	
	Gras	133	232	299	844**	1308**	1088**	2116	3426***	
Wurzellänge m/25 x 25 x 100 cm Boden	Klee	112,25	256,89	394,44	509,74	711,93	594,28	709,92	797,59	
	Gras	653,19**	1780,93**	2417,96***	3476,71***	3230,42	3483,53**	3612,61***	3535,34***	
Ca-Austausch- kapazität (mval Ca/Wurzel- frischmasse/ 25 x 25 x 100 cm Bodenfläche)	Klee	0,117	0,308	0,468	0,662	1,009	0,871	1,352	1,483	
	Gras	0,288**	0,630	0,774**	1,437**	1,207	1,324*	1,735	2,009	
Wurzelober- fläche m ² /Wurzelfrisch- masse, 25 x 25 x 100 cm Boden- volumen	Klee	0,216	0,443	0,672	0,865	1,449	1,456	1,941	2,130	
	Gras	0,694***	1,519*	1,268	3,464***	2,909*	3,191**	4,182**	4,842***	

Signifikanz: * $P \leq 5\%$, ** $P \leq 1\%$, *** $P \leq 0,1\%$

signifikanter Unterschied zwischen Klee und Gras bei gleichem Probenahmetermin

Tabelle 3: Regressionsgleichungen und Korrelationskoeffizienten der K^+ -Aufnahme von Klee und Gras zu den wichtigsten Wurzelparametern.

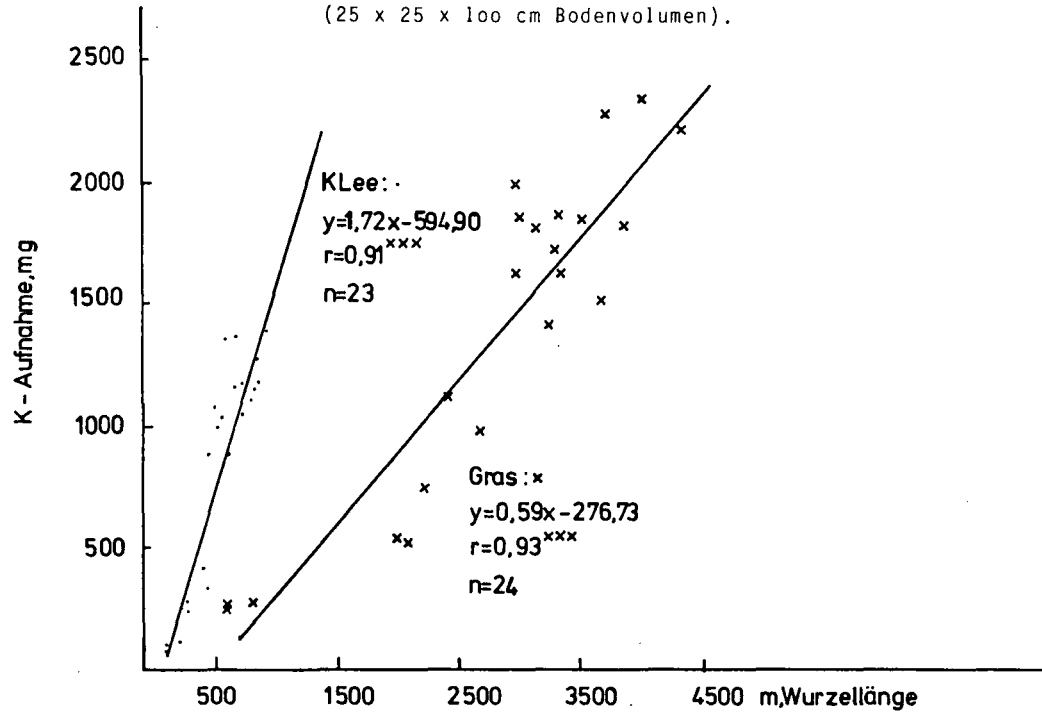
x	y	Klee	Gras
Wurzelverteilung (Wurzeldichte)	K^+ -Aufnahme	$y = -868,11 - 1,52 x + 113,85 \sqrt{x}$ $r = 0,86^{***}$ $n = 24$	$y = -809,96 - 1,04 x + 109,6 \sqrt{x}$ $r = 0,82^{***}$ $n = 22$
Wurzelfrischmasse	"	$y = 14,36 x - 59,77$ $r = 0,92^{***}$ $n = 24$	$y = 11,35 x - 270,06$ $r = 0,94^{***}$ $n = 24$
Ca-Austausch- kapazität der Wurzelfrisch- masse	"	$y = -865,67 - 855,20 x + 2819,14 \sqrt{x}$ $r = 0,87^{***}$ $n = 24$	$y = 1411,41 - 540,57x + 3267,29 \sqrt{x}$ $r = 0,90^{***}$ $n = 24$
Wurzelober- fläche	"	$y = 160,59 + 585,35 x$ $r = 0,87^{***}$ $n = 24$	$y = 349,19 + 379,15 x$ $r = 0,82^{***}$ $n = 24$

* $P \leq 5,0 \%$

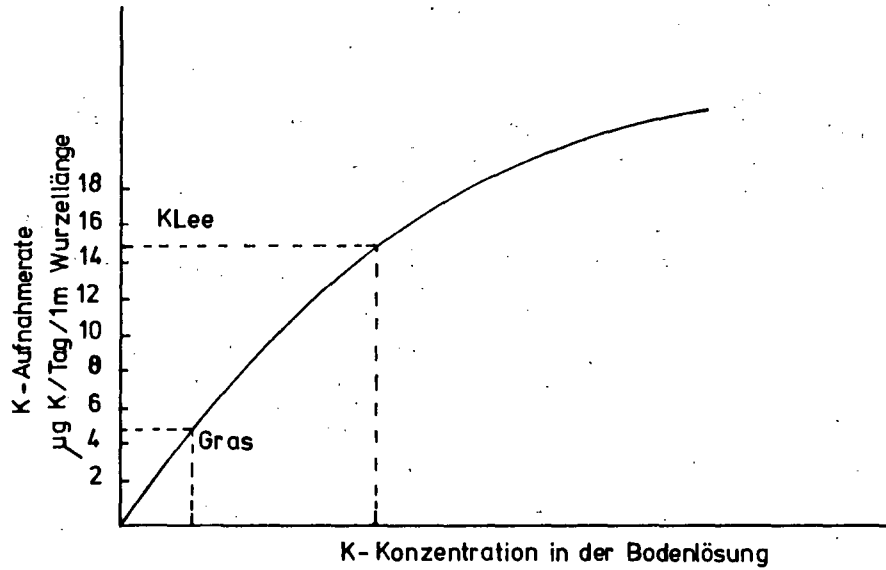
** $P \leq 1,0 \%$

*** $P \leq 0,1 \%$

Darst. 1: Beziehung der K-Aufnahme/Wurzellänge
(25 x 25 x 100 cm Bodenvolumen).



Darst. 2: Die K-Aufnahmerate pro Tag und 1 m Wurzellänge bezogen auf die K-Konzentration in der Bodenlösung



NH₄- und K-Puffereigenschaften N-reicher Böden

von

Niederbudde, E.A., G. Rühlicke u. W. Vogl.⁺

Das Verhalten des NH₄-Ions wird mit Hilfe von Q/I-Beziehungen beschrieben. Bestimmt wurden das mobile NH₄ (NH₄-ARo) und NH₄-Pufferkapazitäten, die parallel zum Kalium (B C Ke, Fischer u. Niederbudde 1979) als effektive NH₄-Pufferkapazitäten (B C NH₄e) bezeichnet wurden.

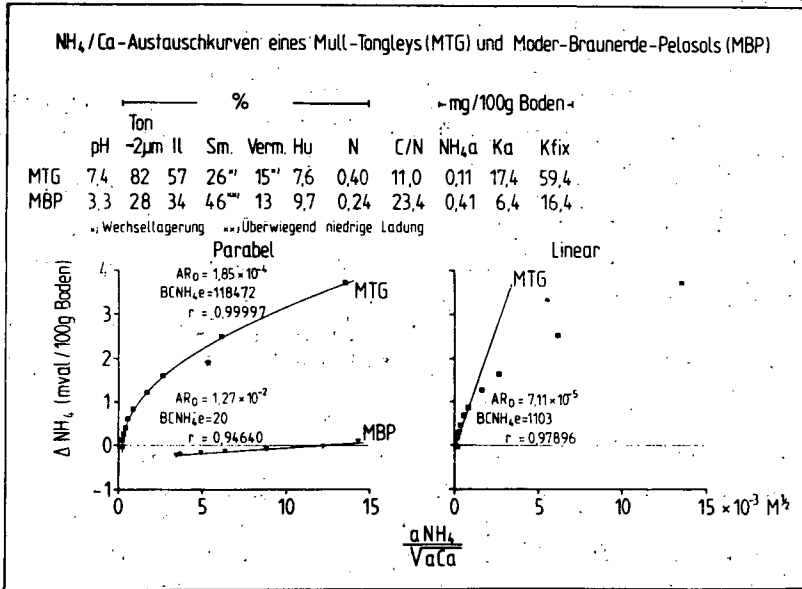
Das NH₄ wurde mit der Ammoniakelktrode bestimmt. Bei Verwendung einer hydrophoben Membran stören andere in den Bodenlösungen vorkommende Ionen nicht. Die Eichkurve ist im Meßbereich von 50 ppm bis 0,1 ppm NH₄ linear. Sie kann auch für höhere Werte benützt werden. Dies war bei den vorliegenden Untersuchungen nicht nötig. Bei Werten < 0,1 ppm NH₄ weichen die Werte von der linearen Eichkurve ab. Würde hier Linearität zugrunde gelegt, werden etwas zu hohe Werte gemessen. Im Bereich der Bestimmungsgeraden ist die Meßgenauigkeit des Ammonium-Ions nur unbedeutend kleiner als beim Kalium. Meßgenauigkeit und Zeitaufwand sprechen für die Verwendung der Elektrode anstelle des Destillationsverfahrens. Die hier diskutierten Kurven und Parameter wurden an erdfeuchten Proben ermittelt.

Bei der Bestimmung von K-ARo und B C Ke wurde eine lineare Interpolation der K-Ca-Austauschkurven über einen bei jeder Probe individuell festgelegten AR-Bereich um ARo vorgenommen (Fischer u. Niederbudde 1979). Der Verlauf der Kurve im Bereich von NH₄-ARo aller ackerbaulich genutzten Böden, die zunächst untersucht wurden, ist so stark gekrümmt, daß die lineare Interpolation offensichtlich fehlerhafte, z.T. sogar unrealistische Werte gab. Aus diesem Grunde wurde als Auswertungsansatz die Näherung durch eine Parabel versucht. Dies ist zwar für Böden mit hohen NH₄-ARo-Werten (z.B. Waldböden) nicht nötig.

⁺Institut für Bodenkunde der TUM Freising - Weißenstephan

Die letzte Auswertung wurde aber beibehalten, da sie auch hier einwandfrei interpretierbare Ergebnisse lieferte.

Dies ist in der Abbildung an zwei Beispielen dargestellt worden. Der Mull-Tongley, ein stark humoser Ackerboden mit hohem pH-Wert und engem C/N-Verhältnis zeigt eine außerordentlich hohe NH_4 -Pufferkapazität, die aus dem gesamten Kurvenverlauf als $B\ C\ \text{NH}_4\text{e}$ errechnet wurde. Der Moder-Braunerde-Pelosol besitzt einen hohen NH_4 -ARO-Wert und eine kleine $B\ C\ \text{NH}_4\text{e}$ nach dem gleichen Auswertungsansatz. Wie die Anordnung der Punkte auf der graphischen Darstellung zu erkennen gibt, könnte die Bestimmung der genannten Parameter auch mittels linearer Interpolation vorgenommen werden.



Die lineare Interpolation über einen individuell festgelegten AR-Bereich um ARO am Mull-Tongley ist auf der rechten Darstellungshälfte wiedergegeben worden. Im Vergleich zum zuvor genannten Auswertungsverfahren (Parabelfunktion) ist die Gerade auf der stark gekrümmten Kurve deutlich schlechter angenähert. Der Wert für das mobile NH_4 und insbesondere für die effektive NH_4 -Pufferkapazität ($B\ C\ \text{NH}_4\text{e}$) ist, gemessen an den realistischen Werten nach Näherung durch

die Parabel, zu klein bestimmt worden.

In der Tabelle sind Parameter von NH_4 -Ca- sowie K-Ca-Austauschkurven nach Näherung durch eine Parabel bestimmt worden. Zusätzlich wurden die K-Ca-Austauschkurven mittels linearer Interpolation ausgewertet. Die Böden sind nach hoher und niedriger biologischer Aktivität unterteilt worden.

ARo- und BC-Werte von Böden mit hoher und niedriger biologischer Aktivität, gemessen am pH-Wert und C/N-Verhältnis¹⁾.

Auswertungsansatz		Parabel				Linear		
Pr.Nr.	Hor.	Entn. Tiefe	NH_4 -ARo ²⁾	BC ³⁾ NH_4e	K-ARo ²⁾	BC ³⁾ Ke	K-ARo ²⁾	BC ³⁾ Ke
hohe biol. Aktivität			$\times 10^4$		$\times 10^3$		$\times 10^3$	
614	Ah	3-20	0,91	614	1,46	286	1,46	248
616	Ah	3-20	1,31	573	9,83	126	9,60	146
617	Ap	0-20	2,28	731	1,91	337	1,84	306
618	Ah	40-50	1,85	118472	0,22	3070	0,19	1897

niedr. biol. Aktivität								
685	Ah	0- 7	127	20	20,15	18	20,16	20
686	Ah	0-10	671	2	11,88	10	12,57	10

1) hohe biol. Akt.: pH 7,1-7,4, C/N 10-12; niedr. biol. Akt.: pH 3,0-3,3, C/N 23-24

2) $(\text{Mol/l})^{1/2}$, 3) $\text{mval}/100 \text{ g Bo}/(\text{Mol/l})^{1/2}$

Böden mit hoher biologischer Aktivität zeigen um 1 - 2 Zehnerpotenzen niedrigere NH_4 -ARo- als K-ARo-Werte, die NH_4 -Pufferkapazitäten sind in solchen Fällen eindeutig höher als die K-Pufferkapazitäten. Es ist naheliegend, dies auf das sehr tiefe Niveau des mobilen NH_4 zurückzuführen.

Der Vergleich der K-ARo-Werte untereinander zeigt, daß diese Werte sowohl nach linearer als auch nach Interpolation mittels Parabel bestimmt werden können. Die Übereinstimmung bei den K-Pufferkapazitäten ist im mittleren Bereich hinreichend gegeben, im Bereich sehr hoher K-Pufferkapazitäten werden die Differenzen erwartungsgemäß größer (s. die Auswertung bei den NH_4 -Ca-Austauschkurven in der Abbildung).

Böden mit niedriger biologischer Aktivität haben um 2-3 Zehnerpotenzen höhere

NH_4 -ARo-Werte als die Böden der zuvorgenannten Gruppe. NH_4 -ARo und K-ARo liegen im Bereich ähnlicher Größenordnung (Multiplikationsfaktor ist zu beachten s. Tabellenkopf). Die Pufferkapazitäten sind bei dieser Gruppe ungleich kleiner als bei der anderen. Zwischen NH_4 und K gibt es praktisch keinen Unterschied.

Literatur

Fischer, W.R. u. E.A. Niederbude: Die exakte und schnelle Bestimmung von K/Ca-Austauschkurven an Böden und die Automatisierung ihrer Auswertung. Landwirtsch. Forschung 32, 207-215 (1979).

Spurenelementhaushalt einer Pararendzina
bei intensiver Bewässerung

von

Trüby, P.*

1. Einführung und Problemstellung

Im Trockengebiet der südlichen Oberrheinebene (Aue und Niederterrasse) werden bisher etwa 2800 ha landwirtschaftliche Nutzfläche beregnet. Daneben könnte im Zusammenhang mit vorgesehenen Hochwasserschutzmaßnahmen in der Aue die Oberflächenbewässerung großer mit Kiefer bestockter Flächen Bedeutung erlangen. Um die Auswirkungen intensiver Bewässerung auf den Elementhaushalt des Bodens zu erfassen, wurden mit einem Bewässerungsversuch über einen Zeitraum von zwei Jahren Elementflüsse in Niederschlag, Bewässerungs- und Sickerwasser ermittelt und eine Flüssebilanz erstellt. Mit der parallelen Verwendung von Rhein- und Grundwasser sollten Elementumsätze bei unterschiedlicher Belastung des Bewässerungswassers untersucht werden. Von 16 ausgewählten Elementen wird an dieser Stelle auszugsweise über die Schwermetalle Cd, Co, Cr, Cu, Mn, Ni, Pb und Zn berichtet.

2. Standort

Mittlerer Jahresniederschlag: 644 mm (Station Bremgarten)

Mittlere Jahrestemperatur: 9,7°C (Station Bremgarten)

Gestein: Holozänes Rheinsediment, mehrfach umgelagert, meist deutlich in feinkörnige Deckschicht über sandigem Kies gegliedert.

Bodentyp: Pararendzina nach Kalkpaternia

Grundwasser: ca. 7 m abgesenkt nach Oberrheinausbau

Vegetation: Kiefernreinbestand, ca. 30jährig, nach Auenwald

Melioration: Vollumbruch

* Institut für Bodenkunde und Waldernährungslehre der Universität, Bertoldstr. 17, D-7800 Freiburg i.Br.

Tab. 1: Boden - Parameter

Hor.	Tiefe cm	pH H ₂ O	C org. mg/g	CaCO ₃ mg/g	MgCO ₃ mg/g	Sk	Körnung %		
							S	U	T
LF	2-0	6,0	350	-	-	-	-	-	-
Ah 1	0-5	7,4	34,5	245	24	7	41,1	37,7	14,1
Ah 2	5-10	7,6	26,0	259	25	19	35,1	35,0	10,7
Ah 3	10-15	7,7	18,2	271	26	26	33,3	30,9	9,7
Ah 4	15-20	8,0	12,8	260	25	3	48,8	36,1	11,8
Ah C	20-30	8,1	11,1	272	18	24	46,2	23,1	6,6
II C	+ 30	8,2	7,2	292	20	57	28,6	12,1	2,1

In Tab. 1 sind die wichtigsten Kenndaten des Bodens für ein ausgewähltes Leitprofil dargestellt. Trotz extremer Vorauswahl des Untersuchungsstandortes muß mit erheblicher Variabilität der Standortseigenschaften gerechnet werden, so daß dabei nur mittlere Verhältnisse wiedergegeben sind. Am Beispiel der Deckschichtmächtigkeit und der Körnung soll ein Eindruck von der "Variabilität des Standorts" vermittelt werden.

In Tab. 2 sind die entsprechenden Variationskoeffizienten für die gesamte Versuchsfläche (Vergl. Abschn. 3) dargestellt.

Tab. 2: Variationskoeffizienten von Körnung und Deckschichtmächtigkeit (% von \bar{x})

Hor.	Skelett	Sand	Schluff	Ton	n	Deckschichtmächtigkeit
Ah 1	64	13	14	21	8	
Ah 2	41	19	12	17	8	n = 56
Ah 3	81	23	21	20	8	\bar{x} = 48
Ah 4	19	36	20	31	8	cv = 13 %
Ah C	57	45	34	25	5	
II C	23	31	88	68	8	

In engem Zusammenhang zu Deckschichtmächtigkeit und Körnung stehen Wasserspeicherleistung und Durchflußgeschwindigkeit, die ihrerseits die Kontaktzeit des Bewässerungswassers mit dem Boden beeinflussen. Sehr wahrscheinlich sind erhebliche Anteile der Streuungen der Elementflüsse auf die Variabilität dieser Eigenschaften zurückzuführen.

3. Methoden

Versuchsaufbau und Probenahme: Von insgesamt 8 Versuchsparzel-

len (10 x 10 m) wurden je 2 wöchentlich mit 60 mm Grund- und Rheinwasser bewässert. Die übrigen 4 dienten der Kontrolle.

Die Niederschlagsproben wurden mit einem in Höhe der Baumwipfel installierten Totalisator gesammelt. Die Gewinnung der Bewässerungswasserproben erfolgte direkt aus dem Verteilersystem, die des Sickerwassers mit 16 von einander unabhängigen, paarweise im Zentrum der Parzellen eingebauten Unterdrucklysimeterplatten. Die wöchentlich gesammelten Proben wurden zu Monatsproben vereinigt. Wegen oft sehr geringer Mengen mußten Niederschlagsproben über größere Zeiträume zusammengefaßt werden.

Spurenanalyse: Die Konzentrationen der Spurenelemente in den Wasserproben lagen meist unter der Meßgrenze der flammenlosen AAS. Erst nach einer Anreicherung im Vacuum-Rotationsverdampfer um den Faktor 25 und anschließender HF-HClO₄-Behandlung konnten reproduzierbare Ergebnisse mit der gewünschten Präzision erzielt werden. Je nach Element werden Variationskoeffizienten von 10-50% für den gesamten Analysengang als zufriedenstellend erachtet.

4. Elementkonzentrationen

Wegen hoher Variabilität der monatlich analysierten Elementkonzentrationen erschien es sinnvoll, diese zu Mittelwerten über den gesamten Untersuchungszeitraum zusammenzufassen. Zur Beschreibung von Zeitreihen ist das arithmetische Mittel nur dann geeignet, wenn die Meßwerte weder einem zeitlichen Trend, noch saisonalen Schwankungen unterliegen. Mit der Regressionsanalyse und einer graphischen Darstellung der Elementkonzentrationen in Abhängigkeit von der Zeit ergaben sich dafür keine Hinweise. Arithmetisches oder nach Wasserfluß gewogenes arithmetisches Mittel kann deshalb zur Charakterisierung der Kollektive herangezogen werden. In Tab. 3 sind die arithmetischen Mittel der Schwermetallkonzentrationen in Niederschlag, Rhein-, Grund- und Sickerwasser dargestellt.

Niederschlag: Die mittleren Schwermetallkonzentrationen im Freilandniederschlag liegen in der Größenordnung von 10⁻¹ bis 10¹ µg/l. Sehr niedrige Werte ergaben sich für Cd und Co. Konzentrationen über 10 µg/l wurden für Mn, Pb und Zn bestimmt.

Tab. 3: Mittlere Schwermetallkonzentrationen ($\mu\text{g/l}$)

Element	Cd	Co	Cr	Cu	Mn	Ni	Pb	Zn
Niederschlag	0,30	0,36	1,7	2,7	15	1,4	11,2	24,6
Rheinwasser	0,07	0,36	2,6	2,5	11	2,3	1,3	8,5
Sickerwasser	0,08	0,26	1,8	3,3	2,2	1,9	0,8	5,8
Grundwasser	0,04	0,23	2,3	1,3	9,2	0,8	0,9	8,8
Sickerwasser	0,07	0,24	2,1	2,4	2,2	1,8	0,8	4,4

Weitgehende Übereinstimmung ergibt sich bei einem Vergleich mit Untersuchungsergebnissen von HÄDRICH, F., STAHR, K. und ZÖTTL, H.W. (unveröffentlicht) für einen industriefernen Standort im Südschwarzwald. Die im Rahmen des Solling-Projektes von MAYER, R. et al. (1980) bestimmten Werte liegen für die Elemente Co, Mn, Ni und Pb geringfügig, für Cd, Cu und Zn jedoch um das 5-12fache höher. Trotz relativ geringer Schwermetallbelastung des Niederschlages ist zu berücksichtigen, daß durch Insektenverunreinigungen bei der Probennahme möglicherweise verfälschte, systematisch überhöhte Resultate erhalten wurden. Insbesondere bei Elementen mit hoher Affinität zur organischen Substanz, wie beispielsweise Cd und Pb ist mit erheblicher Meßwertunsicherheit zu rechnen.

Rhein- und Grundwasser: Im Rheinwasser wurden nur sehr geringe Schwermetallspuren festgestellt. Für Cd, Pb und Zn liegen die Konzentrationen eindeutig unter denen des Niederschlags. Wasseranalysen von HEINRICHS, H. (1975) bei Stein am Rhein (Hochrhein) führten zu ähnlichen Resultaten, die mit Ausnahme von Cd tendenziell niedriger angegeben wurden. Im Vergleich mit Grenzwerten für Beregnungswasser liegen alle Schwermetallkonzentrationen weit unter den für Dauerberegnung angesetzten Maximalwerten. Für Cd werden beispielsweise $5 \mu\text{g/l}$ für Pb 5 mg/l als maximale Belastung angesetzt (FÖRSTNER, U. und MÜLLER, G. 1974). Weiterhin scheint erwähnenswert, daß für alle untersuchten Schwermetalle die von der WHO angegebenen Grenzwerte für Trinkwasser um 1-3 Zehnerpotenzen unterschritten wurden. Das zum Vergleich verwendete Grundwasser enthielt die Schwermetalle meist in nur wenig geringerer Konzentration als das Rheinwasser. Inwieweit es sich dabei um zufällige oder systematische Unterschiede handelt wurde bisher nicht geprüft.

Sickerwasser: Die unter Grund- und Rheinwasserparzellen entnommenen Sickerwasserproben zeigten hinsichtlich der Schwermetallbelastung meist keine oder nur geringfügige Unterschiede. Deutliche, möglicherweise auch statistisch signifikante Differenzen ergeben sich nur für Mn und Zn.

Im Sickerwasser wurden in der Regel niedrigere Konzentrationen als im Niederschlag und dem entsprechenden Bewässerungswasser festgestellt. Für die mit Grundwasser behandelten Flächen war diese Abhängigkeit weniger deutlich oder gar umgekehrt ausgeprägt.

5. Elementflüsse und -bilanz

Im Rahmen dieser Untersuchung wurden nur Elementflüsse berücksichtigt, die an das Transportmedium Wasser gekoppelt sind. In deren Berechnung werden außer den Konzentrationen die während einer bestimmten Zeit durch einen definierten Querschnitt geflossenen Wassermengen benötigt. Für den Elementeintrag durch Niederschlag und Bewässerung wurde ein Bezugsquerschnitt von 1 m² an der Bodenoberfläche, für den -austrag in der Grenzfläche Deckschicht Kies gewählt. Während Niederschlags- und Bewässerungswasserfluß leicht zugänglich waren, konnte der des Sickerwassers nur indirekt unter Verwendung von Schätzgrößen für den gesamten Untersuchungszeitraum wie folgt abgeleitet werden:

1192 mm Niederschlag
+ 5220 mm Bewässerung
- 1066 mm potentielle Verdunstung (HAUDE, 1955)
- 30 mm maximale Bodenwasservorratsänderung
<hr/>
5316 mm Sickerwasser

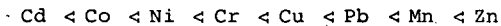
Durch die Verwendung der potentiellen Verdunstung und einer geschätzten maximalen Bodenwasservorratsänderung ist die ermittelte Sickerwassermenge als Minimalwert anzusehen.

In Tab. 4 sind die Elementflüsse in Niederschlag, Bewässerungs- und Sickerwasser für den Untersuchungszeitraum von 19 Monaten dargestellt. Da eine Fehleranalyse bisher nicht durchgeführt wurde und der relative Fehler einer Differenz empfindlich auf Fehler der Eingangsgrößen reagieren kann, wurde auf die Errechnung von Elementvorratsänderungen verzichtet. Statt dessen werden Ein- und Austrag der Elemente einander gegenübergestellt und

Anreicherung (+) oder Verlust (-) im Boden lediglich qualitativ beschrieben.

Die ermittelten Schwermetallflüsse liegen zwischen 0,2 und 57 mg/m² und Untersuchungszeitraum. Minimale Flüsse wurden für Cd, maximale für Mn und Zn gemessen.

Im folgenden sind die Elemente in der Reihenfolge zunehmender Umsätze geordnet:



Tab. 4: Elementflüsse und -bilanz (mg/m² · Zeit)

Element	Cd	Co	Cr	Cu	Mn	Ni	Pb	Zn
Niederschlag (N)	0,36	0,43	2,0	3,2	17,8	7,3	13,3	29,3
Rheinwasser (R)	0,37	1,88	13,6	13,0	51,4	12,0	6,8	44,4
Eintrag (N+R)	0,73	2,31	15,6	16,2	75,2	13,7	20,1	73,7
Sickerwasser-Austrag	0,42	1,38	9,6	17,5	11,7	10,1	4,2	30,8
Bilanz	+	+	+	-	+	+	+	+
Grundwasser (G)	0,21	1,20	12,0	6,8	48,0	4,2	4,7	45,9
Eintrag (N+G)	0,57	1,63	14,0	10,0	65,8	11,5	18,0	75,2
Sickerwasser-Austrag	0,37	1,27	11,1	12,8	11,7	9,6	4,2	23,4
Bilanz	+	+	+	-	+	+	+	+

Im Niederschlag wurden Elementflüsse in der gleichen Größenordnung wie im Bewässerungs- und Sickerwasser gemessen. Für Cd und Pb liegt der Elementeintrag durch den Niederschlag höher als der durch die Bewässerung.

Anhand der Flüssebilanz konnte für Mn, Zn, Pb und Cr eine deutliche Anreicherung im Boden festgestellt werden. Für Cu gibt eine geringfügig negative Bilanz einen Hinweis auf eine mögliche Mobilisierung. Die übrigen Elemente zeigten mit leicht positiven Bilanzen

eher eine Tendenz zur Anreicherung.

Stellt man nur die Elementflüsse von Bewässerungs- und Sickerwasser gegenüber, so ergibt sich eine weit geringere Tendenz zur Anreicherung. Nur noch für Mn und Zn konnte diese eindeutig festgestellt werden. Für Cu und in abgeschwächter Form auch für Cd war der Elementaustrag größer als der Eintrag durch die Bewässerung. Berücksichtigt man, daß die Cd-Konzentration im Niederschlag möglicherweise systematisch zu hoch bestimmt wurde, so ist eine Fixierung des Cd im Boden nicht ohne Einschränkung abzuleiten.

Vergleicht man beispielsweise den Umsatz von Ca mit dem der Schwermetalle, so erreicht dieser etwa das 10^6 - bis 10^7 -fache. In ein und derselben Probe waren daher sehr große Konzentrationsunterschiede zwischen Haupt- und Spurenbestandteilen analytisch zu bewältigen, so daß an Präzision und Richtigkeit der Analyse nur relativ bescheidene Ansprüche gestellt werden konnten.

6. Zusammenfassung

Eine mit Kiefern bestockte Pararendzina der südlichen Oberrheinebene wurde über einen Zeitraum von 2 Jahren wöchentlich mit 60 mm Grund- und Rheinwasser bewässert. In Niederschlags-, Bewässerungs- und Sickerwasserproben wurden monatlich die Konzentrationen der Schwermetalle Cd, Co, Cr, Cu, Mn, Ni, Pb und Zn bestimmt und für den Untersuchungszeitraum Elementflüsse errechnet sowie eine Flüssebilanz erstellt.

Im Rheinwasser ergaben sich sehr niedrige Konzentrationen, die weit unter den für Trink- und Beregnungswasser geltenden Höchstgrenzen lagen. Grundwasser enthielt die Schwermetalle in noch geringeren Konzentrationen. In der Flüssebilanz zeigten alle Elemente - mit Ausnahme von Cu - eine Tendenz zur Anreicherung im Boden.

Eine ausführliche Darstellung der Untersuchung folgt in FREIBURGER BODENKUNDLICHE ABHANDLUNGEN 1982, wo auch die zahlreichen Helfer namentlich eine Würdigung finden.

An dieser Stelle beschränke ich mich darauf, allen denjenigen zu danken, die mir bei den Geländearbeiten, den Analysen und der Auswertung der Daten geholfen oder bereitwillig Daten zur Verfügung gestellt haben.

Nicht zuletzt danke ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die finanzielle Unterstützung (Ha 748/3+4).

7. Literatur

- FÖRSTNER, U.; MÜLLER, G.: Schwermetalle in Flüssen und Seen als Ausdruck der Umweltverschmutzung. Springer, 1974.
- FÖRSTNER, U.; WITTMANN, G.T.W.: Metal Pollution in the Aquatic Environment. Springer, 1979.
- HAUDE, W.: Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. Mitt. d. Dtsch. Wetterdienstes, 11/2, 1955.
- HEINRICHS, H.: Die Untersuchung von Gesteinen und Gewässern auf Cd, Sb, Mg, Tl, Pb und Bi mit der flammenlosen Atom-Absorptions-Spectralphotometrie. Diss. Univ. Göttingen, 1975.
- MAYER, R, HEINRICHS, H., SEEKAMP, G. und FASSBENDER, H. W.: Die Bestimmung repräsentativer Mittelwerte von Schwermetallkonzentration in den Niederschlägen und im Sickerwasser von Waldstandorten des Solling. Z. Pflanzenernährung Bodenk. 143, 221-231, 1980.
- STAHR, K., ZÖTTL, H.W. und HÄDRICH, Fr.: Transport of Trace Elements in Ecosystems of The Bärhalde Watershed in The Southern Black Forest. Soil Science Vol. 130, 4, 1980.
- ZÖTTL, H.W., STAHR, K. und HÄDRICH, FR.: Umsatz von Spurenelementen in der Bärhalde und ihren Ökosystemen. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 29, 1979.

Empfindlichkeit mancher Maishybriden gegen Zinkmangel

von

Lacatusu, R.⁺, D. Dornescu⁺⁺, Z. Borlan⁺

Zahlreiche Untersuchungen in Rumänien und auch im Ausland zeigen, daß Zinkmangel bei Mais sehr komplexe Ursachen haben kann (Borlan und Mitarbeiter, 1979; Warnock, 1970; Edwards und Kamprath, 1974; Arnon, 1975; v. Frank, 1978). Sie scheinen von den chemischen Vorgängen in der Wurzel und dem Sproß, von den Anbau- und Witterungsbedingungen und von der genetischen Natur der Pflanzen abzuhängen.

Die komplexen, bei uns durchgeführten Forschungen (Borlan und Mitarbeiter, 1975; Lacatusu und Mitarbeiter, 1977; Tiganas und Mitarbeiter, 1977) hinsichtlich der Dynamik der Nährstoffaufnahme im oberirdischen Teil der Maispflanze zeigten, daß die Verschlechterung der Ernährung mit Zink, bei Pflanzen mit 3-4 bis 8 Blättern, vom langsamen Aufnahmerhythmus des Zinks, im Vergleich zum Aufnahmerhythmus von Makroelementen (N, P, K) oder von anderen Mikroelementen (Fe, Mn) abhängig ist. Die an verschiedenen Maishybriden gemachten Beobachtungen führten zur Schlußfolgerung, daß die Wahrscheinlichkeit der Zinkmangelercheinung bei Hybriden mit einer längeren Wachstumsperiode höher ist.

Unter Berücksichtigung der Komplexität dieser Erscheinung und der synergistischen und gegensätzlichen Interaktionen von Nährelementen bei der Zinkaufnahme durch die Pflanze und beim Verlauf der biochemischen Vorgänge, an denen dieses chemische Element teilnimmt, schlagen Borlan und Mitarbeiter (1977) vor, die Empfindlichkeit von Maishybriden beim Zinkmangel mit Hilfe einiger Kennwerte, die nach dem Gehalt der Pflanzen an Mikro- und Makroelementen berechnet werden, einzuschätzen.

In dieser Arbeit, die auf einem mit vier Maishybriden durchgeführten Versuch beruht, wurde die Dynamik der Aufnahme und Translokation von Nährelementen im

⁺ Institut für Bodenkunde und Agrochemie, 71331 Bukarest, B-dul Marasti 61, Rumänien

⁺⁺ Landw. Forsch. Anst. Podu Iloaiei - Iassy, Rumänien

Zusammenhang mit der Anlage zur Erscheinung und Beibehaltung des Zinkmangels beobachtet.

Material und Untersuchungsmethode

Der Feldversuch wurde in Razboieni-Iassy auf einem ausgewaschenen Tschernošem durchgeführt, der die folgenden Eigenschaften aufweist:

$\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}=7.05$, $\text{pH}_{\text{KCl}}=6.80$, Ton $\leq 2 \mu=41.85$ %, Humus=3.53 %, Gesamt-N=0.190 %, Gesamt-P=0.054 %, Al-lösliches P=7.4-8.5 ppm, Al-lösliches K=175 ppm.

Bei einheitlicher Grunddüngung von N und K wurde konzentriertes Superphosphat bis zum Gehalt im Boden von 61 ppm, in Al-löslicher P aufgelegt. Jede Variante wurde unterteilt in Parzellen ohne und mit 11 kg Zn-Düngung je ha, in Form von $\text{ZnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$.

Es wurden Hybriden mit unterschiedlichen Wachstumsperioden angesät, und zwar HD 96, HD 120, HD 305 und HS 400.

Zwecks Ermittlung der Dynamik der Absorption von Nährstoffen wurden Pflanzenproben verschiedener Wachstumsstufen geerntet, und zwar: am 9. Juni (6-7 Blätter), am 21. Juni (9-10 Blätter) alle Hybriden sowie während der Ähren- und Seidebildung am 15. Juli HD 96 und HD 120 bzw. am 3. August HD 305 und HS 400. Die Ernte zur Zeit der Reife erfolgte am 15. September.

Von den Pflanzenproben wurde der Gehalt an N mittels Kjeldahl bestimmt und zwecks Analyse von P, K, Zn, Mn und Fe wurden die Proben bei einer Temperatur von $450^\circ \text{C} \pm 20^\circ \text{C}$, 8 Stunden verascht.

Der Rückstand wurde mit HCl aufgenommen und P kolorimetrisch als gelber Phosphor-molybdänvanadium-Komplex nach Misson in der Variante Gilchrist bestimmt; K wurde flammenfotometrisch; Zn, Mn, Fe mit AAS bestimmt.

Um die Veränderungen in der Aufnahme von Nährelementen sichtbar zu machen, wurden die zu bestimmter Zeit vorhandenen atomaren Verhältnisse zwischen Mikro- und Makroelementen berechnet. Diese wurden in Form von Zn-, Mn- und Fe-Atomen ausgedrückt, die je 1000 N-, P- oder K-Atomen in dem oberirdischen Teil der Pflanzen entsprechen.

Die Empfindlichkeit der Maishybriden gegenüber Zinkmangel (EKMZHm) wurde durch FeN/Zn , FeP/Zn , FeK/Zn , MnN/Zn , MnP/Zn , MnK/Zn , FeMnN/Zn , FeMnP/Zn und FeMnK/Zn -Verhältnisse ausgedrückt, wobei für die Makroelemente die Gehalte in Prozent und für die Mikroelemente die in ppm verwendet wurden.

Von den am Ende der Wachstumsperiode entnommenen Bodenproben wurden $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$, Al-löslicher P und $\text{CO}_3(\text{NH}_4)_2$ -EDTA-lösliches Zn bestimmt. Sie wurden zur Charakteri-

sierung des Zinkmangels nach der folgenden Formel herangezogen: $ZnMK = (12,71 - 1,53 \text{ pH}_{H_2O}) \cdot 100/P_{AL}$

Ergebnisse und Diskussion

Die Atomquotienten zwischen Zn und N, P, K ändern sich bedeutend während der Entwicklung der Pflanzen (Abb. 1).

Während der 6-7 und 9-10 Blatt-Stadien sind die Quotienten niedrig, und zwar 0,2 für Zn/N, zwischen 2 und 3,5 für Zn/P und 0,20 bis 0,48 für Zn/K, im Falle der nicht mit Zn gedüngten Varianten. Von dem 6-7 Blattstadium bis zum 9-10 Blattstadium ergab sich eine Tendenz zu höheren Werten, die aber statistisch ungesichert ist. Während des vegetativen Wachstums bestanden zwischen den Hybriden keine Unterschiede. Zn-Düngung erhöhte die Atomquotienten im Stadium von 9-10 Blättern um bis zu 80 %, und zwar bei HD 96 und HD 120 stärker als bei HD 305 und HS 400.

Deutliche Unterschiede zwischen den Hybriden ergaben sich bei der Ähren- und Seidebildung. Bei den nicht mit Zn gedüngten Varianten waren die Atomquotienten bei HD 96 und HD 120 drei- bis viermal so hoch als bei HD 305 und HS 400.

Düngung mit Zn erhöhte die Quotienten der späten Hybriden (HD 305 und HS 400) auf denselben Wert der Frühhybriden.

Während der Reife traten wieder niedrige Quotienten, ähnlich denen im ersten Stadium der Wachstumsperiode. Die Veränderungen der Atomquotienten zwischen Zn und N, P bzw. K können mit Unterschieden in der Nährelementaufnahme während des ganzen pflanzlichen Zyklus erklärt werden. Während des ersten Stadiums der Wachstumsperiode, in der morphologische Kennzeichen von Zinkmangel auftreten, überschreitet die relative Aufnahmegeschwindigkeit der Makroelemente die des Zinks, was den relativen Anteil von Zink gegenüber N, P und K bewirkt. Diese langsame Aufnahme von Zink herrscht bei den Späthybriden (HD 305 und HS 400) sogar in der Periode der Ähren- und Seidebildung. In der gleichen Periode ist die relative Aufnahme von Fe und Mn im Vergleich zu N, P und K höher als in den folgenden Perioden (Lacatusu und Mitarbeiter, 1977).

Daraus ergibt sich, daß Aufnahme, Weitergabe und Anreicherung von Nährstoffen in den Pflanzen vom Entwicklungsstadium und genetischen Merkmalen der Sorten und Hybriden abhängig sind. So ist bei Hybriden mit einer längeren Wachstumsperiode die Zeitspanne länger, in der Zink zögernd aufgenommen wird, mithin relativ mehr N, P, K, Fe und Mn aufgenommen werden. Ein Vergleich der Konzentration dieser Elemente zur Zinkkonzentration zeigt höhere Werte bei den Späthybriden und niedrigere Werte bei den Frühhybriden.

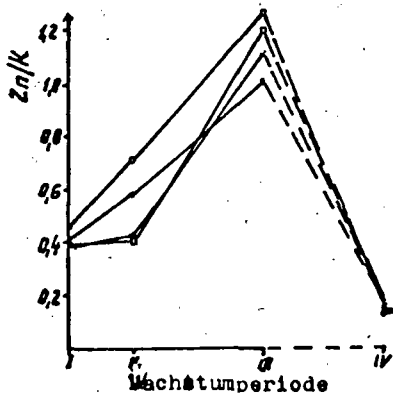
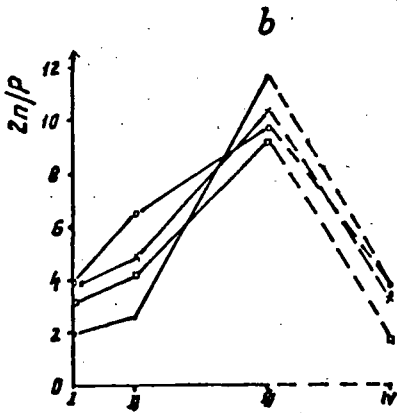
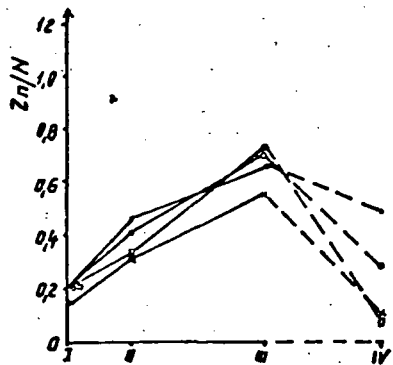
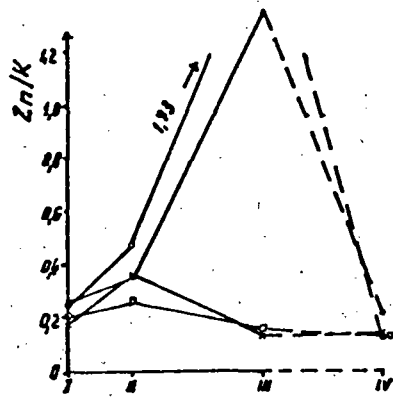
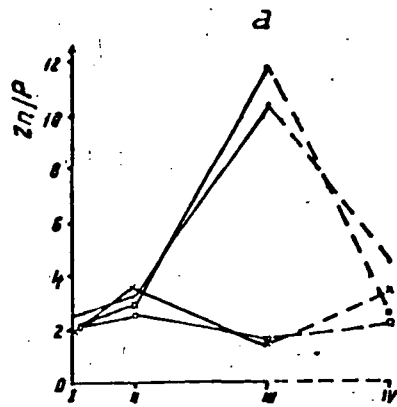
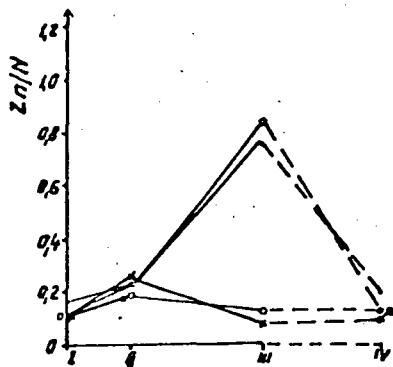


Abb. 1 Veränderung der Atomquotienten von Zn und N, P bzw. K, bei 4 Maishybriden während des Wachstums und durch Zn-Düngung.
 I. 6-7 Blatt-Stadium; II. 9-10 Blatt-Stadium; III. Stadium der Ähren- und Seidebildung; IV. Reifestadium;
 • HD 96; o HD 120; x HD 305; □ HD 400; a ohne Zn-, b mit Zn-Düngung

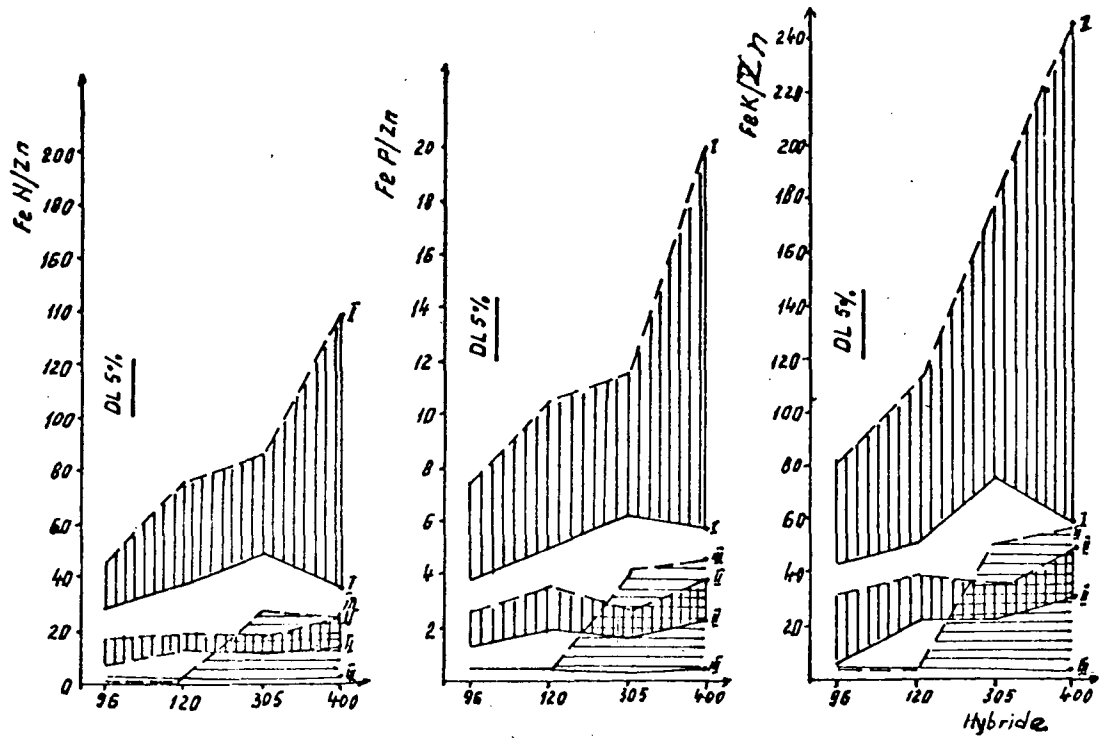


Abb. 2 Unterschiede der Quotienten FeN/Zn, FeP/Zn und FeK/Zn bei verschiedenen Maishybriden, Entwicklungsstadien und Zn-Düngung.
 I. 6-7 Blätter; II. 9-10 Blätter; III. Ahren- und Seidebildung-
 —: ohne, - - -: mit Zinkdüngung.

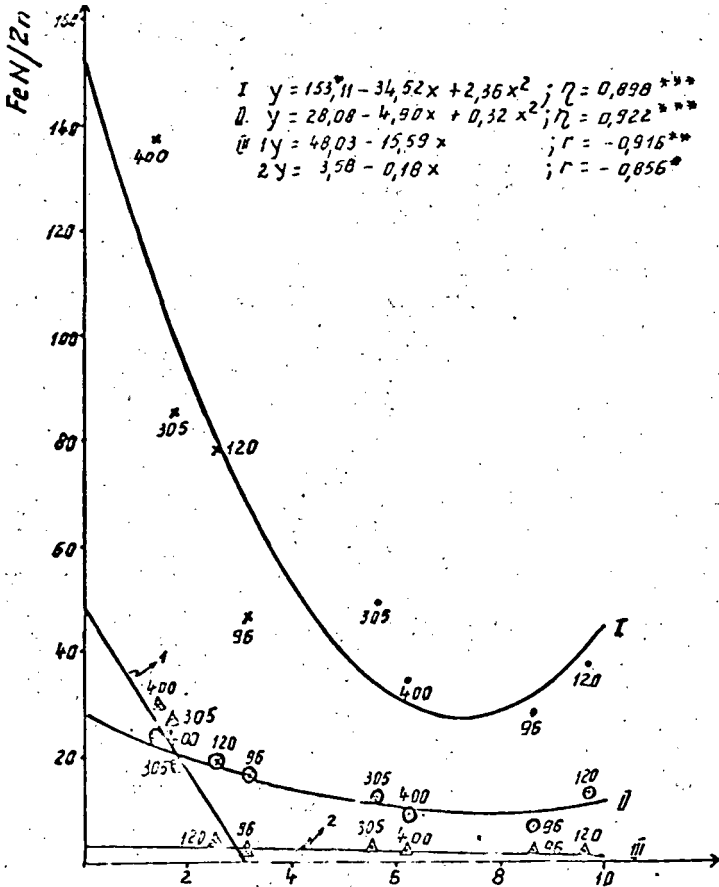


Abb. 3 Beziehung zwischen FeN/Zn und Zn M K in bezug auf die Hybride, die Düngung mit Zn und die Wachstumsperiode. I. 6-7 Blätter · x · II. 9-10 Blätter ⊙ ⊗ III. Ähren- und Seidebildung Δ Δ ; · mit Zn; x ohne Zn

Die oben erwähnten Faktoren haben auch die Quotienten von FeN/Zn , FeP/Zn , FeK/Zn stark differenziert (Abb. 2). Vom 6-7 Blattstadium des Mais stiegen die Quotienten bis zur Spätreife an. Im Vergleich zum HD 96 sind die Werte beim HS 400 dreimal so hoch. Die Quotienten stiegen auch im Falle der mit Zink gedüngten Variante zum Spätreifestadium an, allerdings nur wenig. Sehr interessant sind auch niedrigere Quotienten beim HS 400 gegenüber dem HD 305. Im Vergleich zum 6-7 Blatt-Stadium sind Quotienten des 9-10 Blatt-Stadiums im Durchschnitt zwei- bis vierfach kleiner mit nur geringen Unterschieden zwischen den Hybriden.

Während der Ähren- und Seidebildung sind die Quotienten der nicht mit Zn gedüngten Frühhybriden sehr klein und praktisch gleich, die der Späthybriden (HD 305, HS 400) hingegen hoch. Düngung mit Zn hat diese Erscheinung verhindert und bei allen Hybriden ähnliche Quotienten bewirkt.

Im allgemeinen ist die Veränderung der Quotienten MnN/Zn , MnP/Zn , MnK/Zn jener obendargestellten Veränderung ähnlich unter der Bedingung, daß sich die Existenzbereiche der Quotienten der 3 Wachstumsperioden durchdringen. Es wurden während der Ähren- und Seidebildung bei nicht mit Zn gedüngten Varianten der Späthybriden ähnliche wie während des 6-7 Blatt-Stadiums festgestellt. Der Verlauf kombinierter Quotienten: FeMnN/Zn ; FeMnP/Zn und FeMnK/Zn ist ähnlich wie bei den oben genannten Quotienten, weil er ein Ergebnis von Gruppen, die Fe und Mn als dinstinkte Elemente hatten, ist. Hieraus ergibt sich deutlich, daß nach diesen Werten der 9 Quotienten die Maishybriden in bezug auf das Spätreifestadium, also einschließlich in bezug auf die Empfindlichkeit der Zinkmangelercheinung eingeteilt werden können. Darum wurden die Quotienten Kennwerte der Empfindlichkeit von Maishybriden gegenüber Zinkmangel genannt. Die Hauptkennwerte sind diejenigen, die von dem Pflanzenchemismus abhängen und die teilweise durch EKMhZnM ausgedrückt werden. Die Hauptkennwerte, die von dem Bodenchemismus abhängen, wurden als Zinkmangelkennwert ausgedrückt (ZnMK).

Aus der Korrelation beider Veränderlichen ergeben sich Veränderungsbereiche von EKMhZnM für Intervalle mit unterschiedlicher Erscheinungswahrscheinlichkeit des Zinkmangels. Eine solche Beziehung ist in Abbildung 3 dargestellt. Zwischen den 2 Parametern wurden Beziehungen mit umgekehrter Verhältnisgleichheit festgestellt, die sich durch parabolische Funktionen im Falle der 6-7 und 9-10 Blatt-Stadien und durch Linearfunktionen im Falle der Ähren- und Seidebildung ausdrücken lassen. In dieser letzten Periode verteilen sich die Punkte längs zweier Geraden. Eine Gerade charakterisiert die nicht mit Zn gedüngten Varianten, die zur Bestimmung der Grenzen von EKMhZnM verwendbar sind. Die zweite Gerade charakterisiert die mit Zn gedüngten Varianten, die unbedeutend ist, sowohl seitens der Größen der Korrelationsbeiwerte von EKMhZnM .

Tab. 1 Die Veränderungsbereiche der Verhältnisse FeN/Zn, FeP/Zn und FeK/Zn in bezug auf die Zinkmangelkennwerte (Zn M K)

	Wachstumsperiode	Zn M K				
		< 1,7	1,7 - 3,4	3,4 - 5,1	5,1 - 6,8	> 6,8
FeN/Zn	6-7 Blätter	> 103	103 - 63	63 - 38	38 - 27	27 - 26; 5; $\geq 26,5$
	9-10 Blätter	> 20	20 - 15	15 - 13	13 - 9	9 - 8; ≥ 8
	Ähren- und Seidebildung	> 22				
FeP/Zn	6-7 Blätter	> 14,4	14,4 - 9,1	9,1 - 5,5	5,5 - 3,8	3,8 - 3,4; $\geq 3,4$
	9-10 Blätter	> 3,2	3,2 - 2,5	2,5 - 2,0	2,0 - 1,62	1,62 - 1,60; $\geq 1,60$
	Ähren- und Seidebildung	> 3;4				
FeK/Zn	6-7 Blätter	> 196	196 - 78	78 - 69	69 - 60	60
	9-10 Blätter	> 37	37 - 31	31 - 26	26 - 21	21
	Ähren- und Seidebildung	> 1,62				
Erscheinungswahrscheinlichkeit des Zinkmangels		groß	schätzbar	durchschnittlich	klein	sehr klein

Tab. 2 Die Veränderungsbereiche der Verhältnisse MnN/Zn, MnP/Zn und MnK/Zn in bezug auf die Zinkmangelkennwerte (Zn M K)

	Wachstumsperiode	Zn		M	K	
		< 1,7	1,7 - 3,4	3,4 - 5,1	5,1 - 6,8	> 6,8
MnN/Zn	6-7 Blätter	>12	12 - 8,7	8,7 - 6,3	6,3 - 5,1	5,1 - 4,7 ≥ 4,7
	9-10 Blätter	> 7,0	7,0 - 5,4	5,4 - 4,2	4,2 - 3,4	< 3,4
	Ähren- und Seidebildung	>10				
MnP/Zn	6-7 Blätter	>1,7	1,7 - 1,3	1,3 - 0,9	0,9 - 0,7	0,7 - 0,6 ≥ 0,6
	9-10 Blätter	>1,1	1,1 - 0,9	0,9 - 0,7	0,7 - 0,6	< 0,6
	Ähren- und Seidebildung	>1,6				
MnK/Zn	6-7 Blätter	>21	21 - 14	14 - 10	10 - 8	8 - 6; ≥ 6
	9-10 Blätter	>14	14 - 11	11 - 9	9 - 7	< 7
	Ähren- und Seidebildung	>21				
Erscheinungswahrscheinlichkeit des Zinkmangels		groß	schätzbar	durchschnittlich	klein	sehr klein

Tab. 3 Die Veränderungsbereiche der Verhältnisse FeMnN/Zn, FeMnP/Zn, FeMnK/Zn in bezug auf die Zinkmangelkennwerte (Zn M K)

	Wachstumsperiode	Zn M K				
		< 1,7	1,7 - 3,4	3,4 - 5,1	5,1 - 6,8	> 6,8
FeMnN/Zn	6-7 Blätter	$>7,5 \cdot 10^3$	$7,5 - 4,3 \cdot 10^3$	$4,3 - 2,3 \cdot 10^3$	$2,3 - 1,0 \cdot 10^3$	$1,0 - 1,2 \cdot 10^3 \geq 1,2 \cdot 10^3$
	9-10 Blätter	$>1,5 \cdot 10^3$	$1,5 - 1,1 \cdot 10^3$	$1,1 - 0,8 \cdot 10^3$	$0,8 - 0,6 \cdot 10^3$	$0,6 - 0,55 \cdot 10^3 \geq 0,55 \cdot 10^3$
	Ähren- und Seidebildung	$>1,5 \cdot 10^3$				
FeMnP/Zn	6-7 Blätter	$>11 \cdot 10^2$	$11 - 6,3 \cdot 10^2$	$6,3 - 3,3 \cdot 10^2$	$3,3 - 1,7 \cdot 10^2$	$1,7 - 1,5 \cdot 10^2 \geq 1,5 \cdot 10^2$
	9-10 Blätter	$>2,3 \cdot 10^2$	$2,3 - 1,7 \cdot 10^2$	$1,7 - 1,2 \cdot 10^2$	$1,2 - 0,9 \cdot 10^2$	$<0,9 \cdot 10^2$
	Ähren- und Seidebildung	$>2,5 \cdot 10^2$				
FeMnK/Zn	6-7 Blätter	$>16 \cdot 10^3$	$16 - 5,3 \cdot 10^3$	$5,3 - 4,5 \cdot 10^3$	$4,5 - 3,7 \cdot 10^3$	$>3,7 \cdot 10^3$
	9-10 Blätter	$>2,8 \cdot 10^3$	$2,8 - 2,1 \cdot 10^3$	$2,1 - 1,7 \cdot 10^3$	$1,7 - 1,4 \cdot 10^3$	$<1,4 \cdot 10^3$
	Ähren- und Seidebildung	$>2,9 \cdot 10^3$				
Erscheinungswahrscheinlichkeit des Zinkmangels		groß	schätzbar	durchschnittlich	klein	sehr klein

Die Quotienten und die Korrelationsbeiwerte der 9 Empfindlichkeitskennwerte der Maishybriden unterscheiden sich beim Zinkmangel deutlich und sehr wichtig für die Perioden, in denen die Pflanzen 6-7 und 9-10 Blätter haben und wichtig bei der Ähren- und Seidebildung, nur bei den Späthybriden, die Kennzeichen des Zinkmangels gezeigt haben.

Aufgrund dieser Korrelationen und unter der Verwendung von Interpretationsgrenzen der Zinkmangelkennwerte, die von Borlan und seinen Mitarbeitern (1977) ausgearbeitet wurden, wurden Veränderungsbereiche der Empfindlichkeitskennwerte von Maishybriden beim Zinkmangel festgelegt. Diese Veränderungsbereiche werden in den Tabellen 1, 2 und 3 für die Intervalle mit großer, schätzbarer, durchschnittlicher, kleiner und sehr kleiner Erscheinungswahrscheinlichkeit des Zinkmangels beim Maishybriden dargestellt.

Schlußfolgerungen

1. Die Aufnahme von Makro- (N, P, K) und Mikroelementen (Zn, Mn, Fe) durch Maispflanzen differiert während der Pflanzenentwicklung, und zwar bei verschiedenen Hybriden unterschiedlich. Im ersten Teil der Wachstumperiode bis zum 9-10 Blatt-Stadium ist die Zn-Aufnahme im Vergleich zu der anderer Elemente wie N, P oder K klein. Während der Ähren- und Seidebildung steigt die Zn-Aufnahme bei den Frühhybriden relativ an und sinkt bei den Späthybriden ab. Dündung mit Zn erhöht bei den Späthybriden den Wert dieser Verhältnisse auf das Niveau der Frühhybriden.
2. Die Zeitspanne, in der die Zn-Aufnahme durch die Pflanzen gegenüber der anderer Elemente gering ist, ist bei den Späthybriden länger als bei den Frühhybriden.
3. Die Quotienten zwischen Zn und N, P, K, Fe, Mn, die als Empfindlichkeitskennwerte der Maishybriden beim Zinkmangel (EKMZHnM) betrachtet werden können, sind bei den Späthybriden höher als bei den Frühhybriden.
4. Der Empfindlichkeitsgrad der Maishybriden gegenüber Zinkmangel steigt mit den Werten von EKMZHnM.
5. Die Veränderungsbereiche von EKMZHnM für Intervalle mit unterschiedlicher Erscheinungswahrscheinlichkeit des Zinkmangels wurden aufgrund der Korrelationen von EKMZHnM mit dem Zinkmangelkennwert des Bodens bestimmt.

Literatur

- Arnon, L., 1975: Mineral Nutrition of Maize, International Potash Institute Bern, Switzerland.
- Borlan, Z., Cr. Hera, D. Dornescu, R. Lacatusu, D. Rands, M. Armeanu, D.Nebunlea, 1975: Possibilitiês de prognose de la carence en zinc chez la maïs, Bull Acad. Sci. Agric. Forest, 5, 73-87, Bucarest.

- Borlan, Z., I. Buzdugan, E. Moga, M. Armeanu, A. Mielcescu, 1976: Date preliminare privind dinamica rapoartelor dintre micro- (Zn, Mn, Fe) si macro- (N, P, K) elementele nutritive în porumb., *Lucr. Stiintifice, SCA Suceava*.
- Borlan, Z., Cr. Hera, D. Dornescu, R. Lacatusu, 1977: Le pronostic de la carence en zinc chez le maïs, "La fertilite du sol et la nutrition oligominerale des plantes", *Coll. Franco-Roumain, Bordeaux, 91-114*.
- Edwards, J.H., E.J. Kamprath, 1974: Zinc accumulation by corn seedlings as influenced by phosphorus, temperature and light intensity, *Agron. J.*, 66, 479-482.
- v. Frank, E., 1978: Ermittlung von Zink-Ertragsgrenzwerten für Hafer und Weizen, Beurteilung der Zinkversorgung von Getreide in Schleswig-Holstein und Untersuchungen über Ursachen unzureichender Zinkversorgung auf Hochleistungsfeldern, *Dissertation, Kiel*.
- Lăcatusu, R., Cr. Hera, D. Dornescu, 1977: Recherches sur la nutrition minerale du maïs en fonction des phases de végétation et de la fertilisation phosphatee, in "La fertilité du sol et la nutrition oligominerale des plantes". *Coll. Franco-Roumain, Bordeaux, 153-164*.
- Tiganas, L., D. Dorneascu, I. Bajescu, 1977: Recherches concernant la dynamique des rapports entre les micro- (Zn, Mn, Fe) et macro- (N, P, K) éléments dans la partie aerienne des plantes de maïs (*Zea mays L*), in "La fertilité du sol et la nutrition oligominerale des plantes, *Coll. Franco-Roumain, Bordeaux 165-188*.
- Warnock, R.E., 1970: Micronutrient uptake and mobility within corn plants (*Zea mays L*) in relation to phosphorus induced zink deficiency, *Soil. Sci. Amer. Proc.*, 34, 765-769.

Ermittlung der transpirationsbedingten,
maximalen Salzkonzentration in der
Rhizobodenlösung junger Maispflanzen

von
Schleiff, U.⁺

1. Einführung

Auf salzhaltigen Böden schwankt die Salzkonzentration der Bodenlösung, der die Pflanzenwurzeln ausgesetzt sind, unter dem Einfluß von Maßnahmen der Bewässerung erheblich (Schleiff, 1979). Unterteilt man die Bodenlösung des durchwurzelten Bodens in eine wurzelnahe und -ferne Fraktion, so sind die Schwankungen in Wurzelnahe (= Rhizoboden) um ein Vielfaches größer als in Wurzelferne. Unmittelbar nach einer Wassergabe ist die Salzkonzentration der Bodenlösung sowohl in Wurzelferne als auch -nahe auf Grund der Verdünnung und einer evtl. erfolgten Salzauswaschung am niedrigsten (= hohes osmotisches Potential ψ_0 , d.h. kleine negative Werte). Im Verlauf der anschließenden Wasserentzugsperiode werden in der Rhizobodenlösung Ionen angereichert, die im Überschuß zur Wurzeloberfläche angeliefert wurden bzw. nicht von der Pflanzenwurzel aufgenommen werden konnten. Die Konzentration der wurzelfernen Bodenlösung, in die neugebildete Wurzeln hineinwachsen können, bleibt dagegen in etwa erhalten (Schleiff, in Vorbereitung).

An Hand der in Abb. 1 vollzogenen Modellrechnung soll die Wirkung des transpirationsbedingten Wasserentzuges aus einem Salzboden auf die Salzkonzentration der wurzelnahe und -fernen Bodenlösung quantitativ ermittelt werden. Diese Rechnung beschreibt lediglich den Konzentrationsverlauf in der Rhizobodenlösung eines Wurzelabschnittes, der innerhalb einer ganzen Wasserentzugsperiode (zwischen zwei Wasserapplikationen) dem Boden Wasser entzieht. Zu Beginn einer Wasserentzugsperiode (unmittelbar nach einer Wassergabe)

⁺ Leichtweiß-Institut für Wasserbau der TU Braunschweig
Beethovenstraße 51a, 3300 Braunschweig

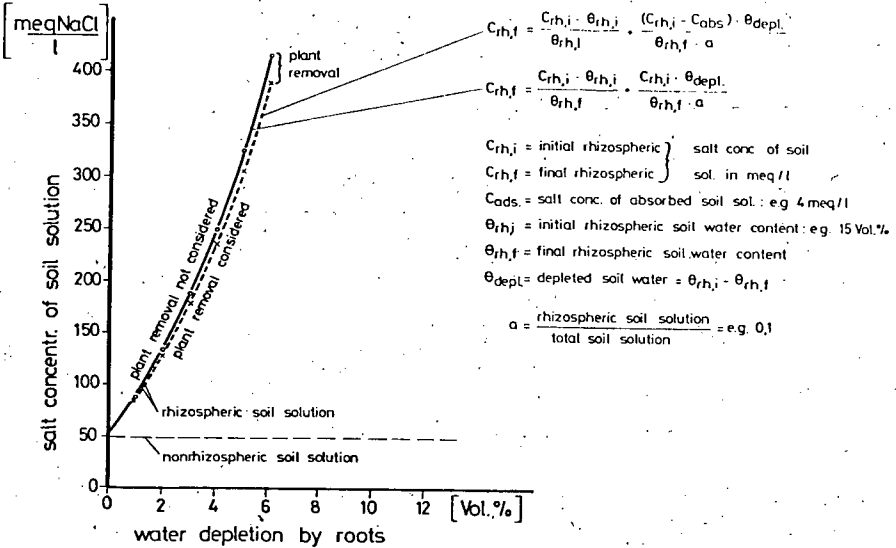


Abb. 1: Rechenbeispiel für den Einfluß der Wasser- und Salzaufnahme durch Wurzeln auf die Salzkonzentration der Rhizobodenlösung

Calculated example for the effect of water and salt uptake by roots on the salt concentration* of the rhizospheric soil solution

betrug die Salzkonzentration der rhizosphären und nichtrhizosphären Bodenlösung z.B. 50 me NaCl/l (Abb. 1). Der Anteil der Rhizobodenlösung an der Gesamtbodenlösung soll 10 % ($a = 0,1$) betragen. Dies entspricht einer relativ extensiven Durchwurzelung des Bodens. Wenn nun zur Deckung des Transpirationswasserbedarfes der Pflanzen aus einem Boden mit 15 Vol.% Wasser 4 Vol.% (einschließlich Salzen) in den Rhizoboden verlagert werden und gleichzeitig die Wassergehalte des wurzelnahen und -fernen Bodens um 4 Vol.% abnehmen, so ist laut Abb. 1 die Salzkonzentration der Rhizobodenlösung rechnerisch von 50 auf fast 250 meq NaCl/l angestiegen. Berücksichtigt man einen für viele Kulturpflanzen als hoch einzustufenden Schadsalzentzug durch die Wurzel von 4 meq/l transpirierter Bodenlösung, so errechnet sich eine nur geringfügig niedrigere Salzkonzentration von durchschnittlich etwa 230 meq NaCl/l.

Diese Berechnungen stellen in mehrfacher Hinsicht eine Vereinfachung der natürlichen Verhältnisse dar. Die Dynamik des sich stets im Auf- und Abbau befindenden Wurzelsystems ist sicher nicht ausreichend in Rechnung gestellt worden (Sauerbeck und Johnen, 1976). Ferner wird ein simultaner Verlauf der Wasser- und Ionenaufnahme des betrachteten Wurzelabschnittes während der gesamten Wasserentzugsphase unterstellt, was nach Untersuchungen von Marschner und Ossenberg-Neuhaus (1976) nicht zutrifft. Auch wenn diese Art der Berechnung der Salzakkumulation nicht allen physiologischen Gegebenheiten gerecht wird, so erscheint sie uns dennoch nützlich, weil sie zunächst in aller Deutlichkeit die Problematik der Salzanreicherung und Wasserpotentialsenkung im Rhizoboden quantitativ vor Augen führt. Eine weitergehende Differenzierung der Berechnungen wird als Ergebnis weiterer Untersuchungen erwartet.

2. Problemstellung

Der grundsätzliche Vorgang der Salzakkumulation im Rhizoboden unter dem Einfluß der Transpiration wurde bereits von Riley und Barber (1970) und Sinha und Singh (1976a,b) beschrieben. Der Salzgehalt des Rhizobodens nahm mit der Salzkonzentration der nichtrhizosphären Bodenlösung deutlich zu. In Felduntersuchungen mit Zwiebeln wurde jedoch festgestellt, daß Cl^- -Gehalte des Rhizobodens nach einer 4-tägigen Wasserentzugsperiode sich kaum unterschieden, obwohl Bewässerungswasser mit Cl^- -Konzentrationen zwischen 13 und 52 me $\text{Cl}^-/1$ verwendet wurde (Schleiff, 1980). Dieses Ergebnis ließ die Vermutung aufkommen, daß die Konzentration der Rhizobodenlösung einen kritischen Höchstwert nicht überschreiten kann. Dementsprechend ist das Ziel unseres Versuches die quantitative Ermittlung der Salzkonzentration, aus der die Wasseraufnahme durch die Pflanze unterbunden wird und folglich auch kein Transport wurzelferner Bodenlösung in den Rhizoboden stattfindet. Die direkte Bestimmung von Salzkonzentrationen der Rhizobodenlösung bereitet erhebliche Schwierigkeiten, so daß zunächst ein indirekter Weg durch Vorgabe von Bodenlösungen unterschiedlicher Konzentrationen vorgezogen wurde.

3. Versuchsdurchführung und Untersuchungsmethoden

Maispflanzen wurden in 1 l-Gefäßen, die mit 1600 g einer LÖB-Sand-Mischung (370 g LÖB + 1230 g Sand) gefüllt waren, 20 Tage bei 20 - 40 % rel. Luftfeuchte, 30 - 35 °C Tages- und 20 - 25 °C Nachttemperaturen angezogen. Während der Anzuchtperiode wurden insgesamt 390 ml Wasser/Gefäß gegeben, das zur "Gewöhnung" der Pflanzen an ein Salzmilieu 10 me Na Cl/l enthielt. Die Wasserkapazität der Gefäße betrug 20 Vol. % (200 ml/Gefäß), bei 5 Vol.% zeigten die Pflanzen deutliche Welkesymptome. Zur Vermeidung von Evaporationsverlusten war die Gefäßoberfläche abgedeckt. Am Ende der Anzuchtperiode sollte allen Gefäßen soviel Wasser entzogen worden sein, daß die Pflanzen leichte Welkesymptome zeigten als Indiz für etwa gleiche Bodenwassergehalte und gleichen Wasserversorgungszustand der Pflanzen zu Beginn der Versuchsperiode. Dies gelang nicht in vollem Umfang, wurde aber bezüglich der wirksamen Salzkonzentration der Bodenlösung rechnerisch berücksichtigt. Die so angezogenen Pflanzen wurden mit je 150 ml/Gefäß Gießwasser folgender Na Cl-Konzentrationen versetzt: 0, 25, 100, 200, 400, 600, 800, 1000, 1300, 1600 me/l. Die anschließende Wasseraufnahme der Pflanzenwurzel mußte also erfolgen aus einer Bodenlösung, deren Konzentrationen in etwa der des Gießwassers entsprach. Während der anschließenden 4-tägigen Versuchsperiode wurde die Transpiration der Pflanzen durch tägliche Wägung der Wasserverluste der Gefäße erfaßt. Geringe Evaporationsverluste und Abnahme der Pflanzenwassergehalte wurden also als Transpiration mitgemessen. Die erste Gefäßernte (1 Gefäß/Bewässerungsvariante) wurde nach 3-stündiger Belichtungszeit am gleichen Tag, die zweite Ernte nach weiteren 8 Stunden Belichtung am nächsten Morgen durchgeführt. Zwischen den weiteren Ernten wurden jeweils 12 Stunden Belichtungsdauer eingehalten. Die Beleuchtung wurde 4 Stunden vor der Probenahme eingeschaltet. Von den geernteten Sprossen wurden Frisch- und Trockengewichte (105 °C) festgestellt. Der Wassergehalt wurde nach der Formel $W.G.\% = (FM - TM) \cdot 100/FM$ ermittelt. Als Salz- und Wassergehalte des Bodens wurden die in der wurzelfreien Bodenfraktion (nach Entnahme der Wurzeln und dem ihnen anhaftenden Boden) zu Grunde gelegt. Cl^- wurde titrimetrisch (mit 0,01 n $AgNO_3$) im Wasserextrakt des Bodens und im essigsäuren (2 %ig) Extrakt der TS des Sprosses bestimmt, Na^+ flammenfotometrisch im gleichen Extrakt. Die Cl^- - und Na^+ -Konzentrationen der Bodenlösung zum Erntezeitpunkt wurden aus den Ionen- und Wassergehalten des Bodens errechnet. Das salzbedingte, osmotische Potential der Bodenlösung ψ_0 [bar] wurde errechnet aus deren Cl^- -Konzentration x [me/l] unter der Annahme, daß 80 % der Cl^- -Ionen durch Na^+ und 20 % durch 2-wertige Kationen ausgeglichen wurden: ψ_0 [bar] = $\frac{1,9}{27,2} \cdot x$ [me/l]. Die konstante 47,2 ist erforderlich, die die Cl^- -Konzentration einer wäßrigen Lösung in ψ_0 umzurechnen (nach Slavik, 1974: 47,2 me $Cl^-/l \hat{=} -1$ bar), mit der Konstanten 1,9 wird der 20 %ige Anteil 2-wertiger und 80 %ige Anteil 1-wertiger Kationen am ψ_0 -Wert berücksichtigt.

4. Ergebnisse

4.1 Verlauf der Transpiration

Als Transpiration der Pflanzen wurde die tägliche Gewichtsabnahme der Gefäße nach der Wasserapplikation zu Grunde gelegt. Evtl. geringe Evaporationsverluste und abnehmende Pflanzenwassergehalte verursachen, daß die so gemessenen Transpirationswerte um etwa 10 -

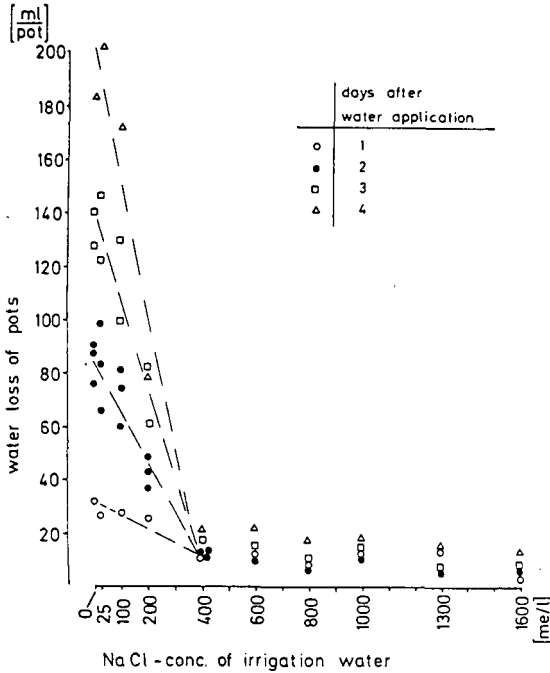


Abb. 2: Gefäßwasserverluste durch Transpiration in Beziehung zur Salzkonzentration des Bewässerungswassers

Water loss of plots by transpiration in relation to the salt concentration of the applied irrigation water

15 ml zu hoch sind. Der in Abb. 2 dargestellte Verlauf der Gefäßwasserverluste (= Transpiration) in Beziehung zum Salzgehalt des Gießwassers läßt deutlich erkennen, daß im Konzentrationsbereich bis 400 me/l eine kontinuierliche Abnahme der Transpiration stattfand. Im Konzentrationsbereich oberhalb 400 me/l fand keine Transpiration statt. Die tatsächliche Konzentration der Bodenlösung, der die Pflanzen ausgesetzt waren, ergibt sich als Mischwert aus Bewässerungswasser und noch vorhandener Bodenlösung, ist also in den salzreicheren Varianten unterhalb der Gießwasserkonzentrationen. In den Abb. 3,4 wurde deshalb der Wasserentzug der Pflanzen und die Aufnahme rate bis zur jeweiligen Ernte der Cl^- -Konzentration der Bodenlösung gegenübergestellt. In Abb. 3 zeigt sich, daß ein Wasserentzug durch Mais bis zu einem Wert von 200 me Cl^- /l in der Bodenlösung erfolgte, bei darüberhinausgehenden Konzentrationen die Wasseraufnahme vernachlässigbar gering war. Aus dem in Abb. 4 dargestellten Verlauf der Wasseraufnahmerate kann ebenfalls geschlossen werden, daß Cl^- -Konzentrationen der Bodenlösung oberhalb von 200 me Cl^- /l die Wasseraufnahme

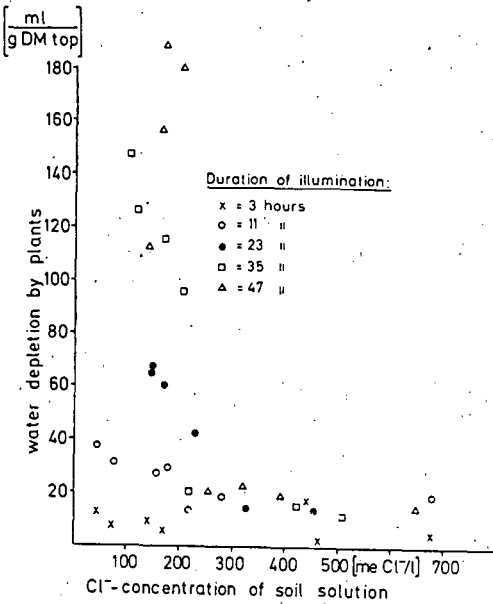


Abb. 3: Gesamtwasserentzug der Maispflanzen bis zur Ernte in Beziehung zur Cl⁻-Konzentration der Bodenlösung

Total water depletion of maize until harvest in relation to the Cl⁻-concentration of the soil solution

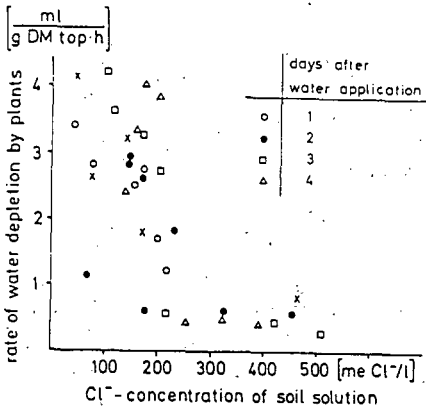


Abb. 4: Wasserentzugsrate der Maispflanzen bis zur Gefäßernte in Beziehung zur Cl⁻-Konzentration der Bodenlösung

Rate of water depletion by maize plants until harvesting of pots in relation to the Cl⁻-concentration of the soil solution

der Pflanze unterbinden.

4.2 Entwicklung der Na⁺-, Cl⁻- und Wassergehalte im Sproß

Der Einfluß der Behandlungsvarianten auf die Sproßmerkmale Wasser-, Na⁺- und Cl⁻-Gehalt ist der Abb. 5a-c zu entnehmen. Vor der Behandlung am Ende einer Wasserentzugsphase lagen die Na⁺- und Cl⁻-Konzentrationen der Bodenlösung meist deutlich unter 100 me/l (trotz niedriger Bodenwassergehalte). Die Na-Gehalte der Sprosse

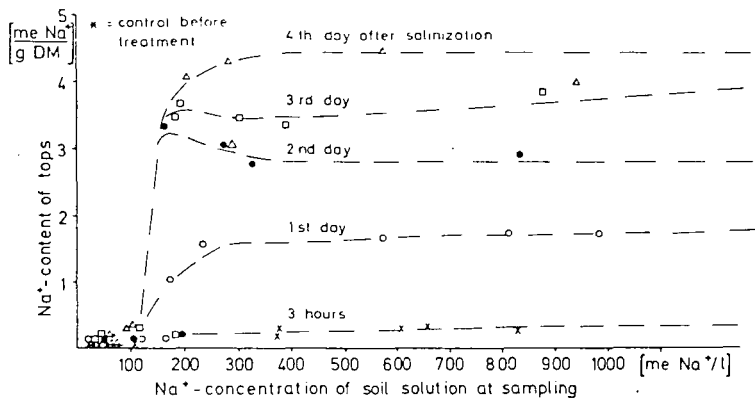
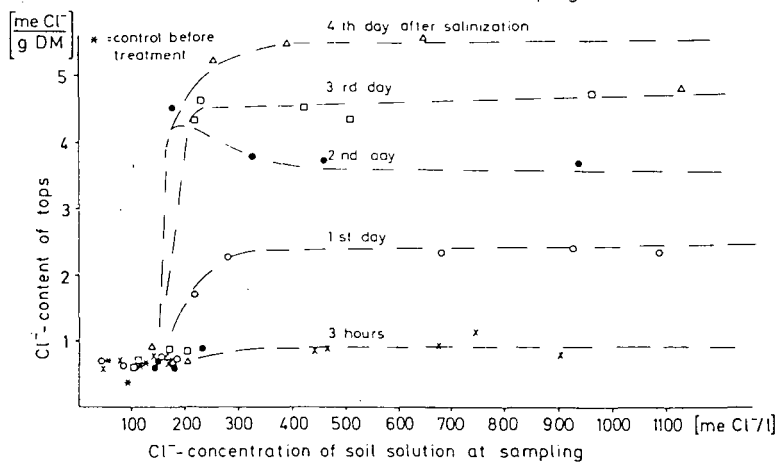
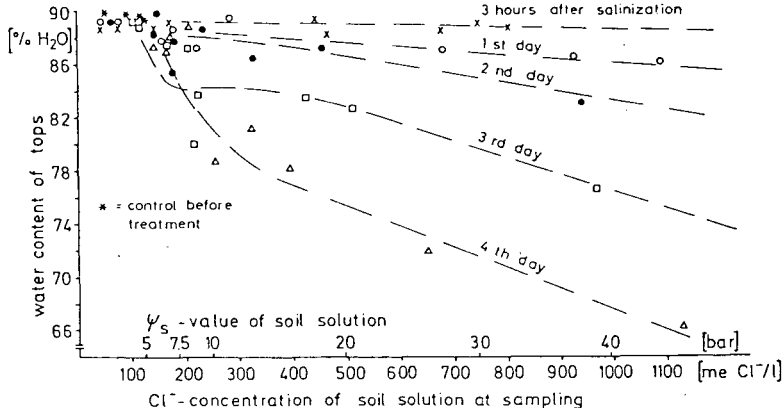


Abb. 5: Wasser-, Cl⁻ und Na⁺-Gehalte von Maissprossen in Beziehung zur Ionenkonzentration der Bodenlösung
Contents of water, Cl⁻ and Na⁺ of maize tops in relation to the ion concentration of the soil solution

lagen unter 0,1 me/g TS, die Cl^- -Gehalte um 0,7 me Cl^- /g TS, die Wassergehalte nach der nächtlichen Belichtungspause um 89 - 90 %. Auf Grund der applizierten Salzlösungen waren die Pflanzenwurzeln Bodenlösungen ausgesetzt, deren Na^+ -Konzentrationen zwischen 20 und 1800 me Na^+ /l variierten. Dementsprechend nehmen die SAR-Werte im 1 : 5 - Wasserextrakt von 0,6 in der Kontrolle bis auf über 20 in den höchsten Versalzungsstufen zu. In den Versalzungsstufen, die auch zu einem plötzlichen Anstieg der Na^+ - und Cl^- -Aufnahme führten, lagen die SAR-Werte zwischen 6 und 8. In diesem SAR-Bereich kann über die allgemeine Salzsadwirkung (Wassermangel) hinaus bei Na^+ -empfindlichen Kulturen auch eine spezifische Na-Toxizität zur Schädigung der Pflanzen beitragen.

Die Na-Gehalte der Pflanzen nahmen bis in den Konzentrationsbereich von 150 - 180 me Na^+ /l nur geringfügig zu (Abb. 5). Bei darüber hinausgehenden Konzentrationen setzte ein sprunghafter Anstieg der Na-Aufnahme ein, der zu Na-Gehalten der Sprosse über 4 me Na^+ /g TS führte. Bei Na - Konzentrationen der Bodenlösung über 200 - 250 me Na^+ /l bis über 1500 me Na^+ /l findet keine konzentrationsabhängige Erhöhung der Na-Gehalte im Sproß mehr statt. Die Konzentrationszunahmen waren zeitabhängig, wie der Verlauf der Na-Gehalte vom 1. zum 4. Tag nach der Versalzung zeigt. Während 3 Stunden nach der Behandlung noch kein wesentlicher Anstieg der Na-Gehalte im Sproß stattgefunden hatte, wurden 1 Tag später 1,6 me Na^+ /g TS und 2 Tage später um 3 me Na^+ /g TS gefunden.

Der Verlauf der Cl^- -Gehalte im Sproß in Beziehung zu den Cl^- -Konzentrationen der Bodenlösung zeigt einen ähnlichen Verlauf. Im Konzentrationsbereich unterhalb 180 - 200 me Cl^- /l Bodenlösung sind die Cl^- -Gehalte der Sprosse gegenüber den Pflanzen vor der Behandlung nur unwesentlich bis auf 0,8 - 0,9 me Cl^- /g TS angestiegen. Darüberhinausgehende Konzentrationen der Bodenlösung (>200 me Cl^- /l) verursachten einen sprunghaften Anstieg der Cl^- -Gehalte im Sproß, der ebenfalls wie beim Na^+ nicht konzentrations-, aber zeitabhängig war.

Die Wirkung der Versalzungsvarianten auf den Wasserstatus der Pflanzen wird am Verlauf der Sproßwassergehalte deutlich. Ein Wassergehalt von 90 %, den die Pflanzen vor der Behandlung morgens nach

einer nächtlichen Transpirationspause hatten, entspricht einem relativ guten Wasserversorgungszustand der Pflanzen. Der Wassergehalt der Pflanzen hatte bis etwa 3 Stunden nach der Versalzung nur unwesentlich bis auf 88 - 89 % auch bei extremer Versalzung abgenommen. Selbst bis zum 3. und 4. Tag waren die Wassergehalte nicht unter 87 - 88 % abgefallen, wenn die Konzentration der Bodenlösung nicht über 150 me $\text{Cl}^-/1$ ($\hat{=}$ ψ_0 -Wert von -6 bar) lag. Eine dramatische Abnahme der Sproßwassergehalte und irreversible Schädigung der Sprosse erfolgte erst, wenn die Pflanzenwurzel mehr als 2 - 3 Tage einer Konzentration der Bodenlösung von mehr als 200 me $\text{Cl}^-/1$ ($\hat{=}$ ψ_0 -Wert von -8 bar) ausgesetzt war. Das Ausmaß der Sproßschädigung im Konzentrationsbereich 150 - 200 me $\text{Cl}^-/1$ Bodenlösung ist dabei vor allem auch eine Frage der Sproßumweltbedingungen, auf die hier nicht eingegangen werden kann.

5. Diskussion

Bodenlösungskonzentrationen im Bereich von 150 - 200 me $\text{Na}/1$ bzw. $\text{Cl}^-/1$, die einem ψ_0 -Wert von -6 bis -8 bar entsprechen, führten zu einschneidenden Veränderungen der Pflanzenparameter Na^+ , Cl^- und Wassergehalt der Sprosse und Transpiration. Der sprunghafte Anstieg der Na^+ - und Cl^- -Aufnahme durch den Sproß führte zwar einerseits zur osmotischen Anpassung des Sprosses, zerstörte aber das Ionen-selektionsvermögen der Wurzel und den pflanzlichen Stoffwechsel, wie auch aus der fast völlig unterbundenen Wasseraufnahme zu entnehmen ist. Darüberhinausgehende Konzentrationen der Bodenlösung verursachten keine zusätzliche Änderung der pflanzlichen Parameter. Im Konzentrationsbereich unterhalb 150 - 200 me $\text{Na}^+/1$ bzw. $\text{Cl}^-/1$ Bodenlösung wurde die Aufnahme durch die Pflanze nur unwesentlich beeinflusst, wie den entsprechenden Na^+ - und Cl^- -gehalten der Sprosse zu entnehmen ist. Der Wasserentzug der Pflanzen und die Wasseraufnahmerate erreichten ihr Minimum bei ψ_0 -Werten der Bodenlösung von etwa -8 bar, unabhängig von den Bodenwassergehalten, wenn diese nicht unter 5 Vol.% fielen.

Aus den vorliegenden Ergebnissen ist nun eine Interpretation im Sinne des eigentlichen Versuchszieles - Ermittlung maximaler Salzkonzentrationen in der Rhizobodenlösung durch Pflanzenwasseraufnahme - vorzunehmen. Es ist dabei von der Tatsache auszugehen, daß

grundsätzlich als Folge der Transpiration des Sprosses und der Wasseraufnahme durch die Pflanzenwurzel aus der Rhizobodenlösung wurzelferne Bodenlösung in den Rhizoboden transportiert wird (Riley und Barber, 1970). Leichtlösliche Salze, die mit der Bodenlösung in den Rhizoboden transportiert werden zur Deckung des Transpirationsbedarfes der Pflanzen, akkumulieren in der Rhizobodenlösung und erniedrigen ihr osmotisches Potential. Wasserentzug durch einen beliebigen Wurzelabschnitt aus der ihn umgebenden Rhizobodenlösung kann jedoch auf Grund der Wasserpotentialtheorie (Slatyer, 1967) nur solange erfolgen, wie das Wasserpotential des betreffenden Wurzelabschnittes in der Lage ist, die ψ_0 -Werte der Rhizobodenlösung zu unterschreiten, optimale Bodenwassergehalte vorausgesetzt. Wenn nun aus Versuchsgefäßen, deren Bodenlösung von Beginn der Versuchsperiode den ψ_0 -Wert von ≈ -8 bar unterschritt, kein Wasser mehr transpiriert wurde und andererseits aus Gefäßen mit höheren Ausgangswerten (-2 bis -6 bar) die Wasseraufnahme der Pflanze nur so lange erfolgte, bis der ψ_0 -Wert der Bodenlösung ebenfalls ≈ -8 bar erreichte, kann aus diesen Untersuchungen auf einen transpirationsbedingten maximalen ψ_0 -Wert der Rhizobodenlösung von ≈ -8 bar (≈ 200 me Na Cl/l) geschlossen werden. Eine exakte Bestimmung dieses Wertes kann erfolgen, indem in einem weiteren Versuch Bewässerungsvarianten mit NaCl-Konzentrationen des Gießwassers um den hier als kritisch angesehenen Bereich gewählt werden. Darüber hinaus ist nicht auszuschließen, daß Wurzeln älterer Pflanzen, deren Blätter bereits besser an hohe Bodensalzgehalt adaptiert sein können, unter extremen Bedingungen zu einer weiteren Senkung des osmotischen Potentials in der Rhizobodenlösung befähigt sind.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für die Finanzierung des Forschungsvorhabens im Rahmen des Schwerpunktes "Nährstoffdynamik im Kontaktraum Pflanze/Boden", Prof. Dr. G. Schaffer für seine vielseitige Unterstützung, Frau M. Gelleszun für ihre sorgfältige Arbeit und Dr. F. Timmermann für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

Summary

3 weeks old maize plants grown in pots of 1 l size were irrigated with water containing 0 - 1300 me Na Cl/l. A soil solution containing around 200 me Na Cl/l interrupted the water uptake by the roots completely, destroyed the ability of the roots excluding ions from the plant tissue at SAR-values around 6 - 8. As a result Cl^- - and Na^+ -contents of the tops up to 4-5 me/g DM were found. It is concluded that the osmotic potential (ψ_s) of the rhizospheric soil solution of maize may not decrease below -8 bar ($\approx 200 \text{ me Na Cl}^-/1$).

Literatur

- Marschner, H. und H. Ossenberg-Neuhaus: Langstreckentransport von Natrium in Bohnenpflanzen.
Ztschr. Pflanzenernährung und Bodenkunde, 139,
H. 2, 129-142, 1976
- Riley, D. and Barber, S.A.: Salt accumulation at the soybean (Glycine max. L. Merr.) root-soil interface.
Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 34, 154-155, 1970
- Sauerbeck, D. und B. Johnen: Der Umsatz von Pflanzenwurzeln im Laufe der Vegetationsperiode und dessen Beitrag zur "Bodenatmung".
Ztschr. Pflanzenernährung und Bodenkunde, 139,
H. 3, 315-328, 1976
- Schleiff, U.: Salt contents in the rhizosphere and in soil solution outside the rhizosphere under controlled irrigation. in: Soils in mediterranean type climates and their yield potential.
Proc. 14th Colloq. Int. Potash Institute,
Bern, 93-98, 1979

- Schleiff, U.: Chloride content of onion roots and their adhering soil under irrigation with saline drainage water.
Ztschr. Pflanzenernährung u. Bodenkunde, 143, 638-644, 1980
- Schleiff, U.: Salzdynamik im durchwurzelten Boden und ihre Bedeutung für die Wasserversorgung von Kulturpflanzen.
Ztschr. f. Kulturtechnik und Flurbereinigung, eingereicht zur Veröffentlichung
- Sinha, B.K., Singh, N.T. (a): Effect of transpiration rate on salt accumulation around corn roots in a saline soil.
Agronomy Journal Vol. 66, 557-560, 1976
- Sinha, B.K., Singh, N.T. (b): Chloride accumulation near corn roots under different transpiration, soil moisture, and soil salinity regime.
Agronomy Journal Vol. 68, 346-348, 1976
- Slatyer, R.O.: Plant-water relationships.
Academic Press, London - New York, 1967
- Slavik, B.: Methods of studying plant water relations.
Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg - New York, p. 34, 1974

Q/I-Relationen der Böden und Nährstoff-
Verfügbarkeit.

von

Richter, J.⁺

(Autorreferat)

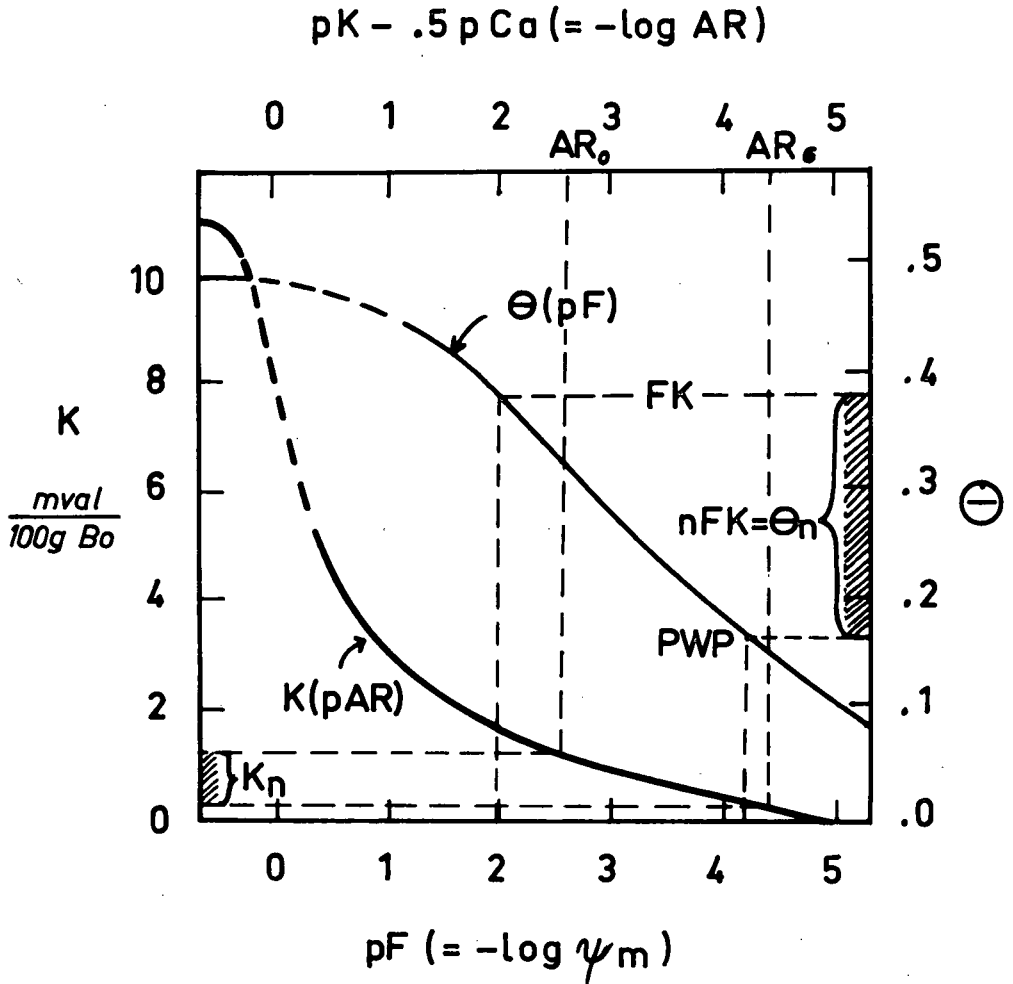
Die inhaltliche Analogie zwischen Nährstoff-Q/I-Relationen und der Wasserspannungskurve eines Bodens beruht auf dem Potentialkonzept. Vor diesem Hintergrund läßt sich die Eignung beider Potentialbeziehungen zur Beschreibung von Strukturmerkmalen - als Verteilung von mehr oder weniger spezifischen Bindungen - verstehen. Daraus ergibt sich aber auch in beiden Fällen die Möglichkeit zur Bestimmung der pflanzenverfügbaren Mengen an Wasser wie an Nährstoffen pro Volumeneinheit Boden. Auf diese Analogie wird anhand eines Vergleiches der K-Ca-Austausch-Isotherme $[K(AR)]$ mit der Wasserspannungsisotherme $[\theta(\psi)]$ eingegangen, wobei für die K-Ca-Austauschkurven eine gegenüber der bekannten Darstellung nach Beckett leicht veränderte Form verwendet wurde, um auch die formale Analogie hervorzuheben.

Eine Voraussetzung für diese Darstellung liegt zunächst in der Meßbarkeit der K-Desorption bei AR-Werten, die kleiner als die der "Grenzaktivität" der Wurzeln entsprechenden Grenz-AR $[=AR_G]$ sind. Dieser Wert ist als Analogiegröße zur Wasserspannung am permanenten Welkepunkt $[PWP]$ zu betrachten und läßt sich aus Exhaustions-Experimenten bzw. anhand von K-Aktivitätsmessungen in unmittelbarer Nähe von Pflanzenwurzeln bestimmen. Ein AR-Wert $<AR_G$ läßt sich willkürlich als Nullwert festlegen (analog dem Trockenschrank-Wassergehalt=0). -Der Wasserspannung bei Feldkapazität (Quasi-Gleichgewicht) entspricht schließlich der AR_0 -Wert. Damit läßt sich eine der nutzbaren Feldkapazität entsprechende Größe für Kalium $[=K_n]$ finden, wenn man die Ca-Aktivität der Bodenlösung hinreichend genau kennt (siehe Abb.!).

⁺Institut für Bodenkunde, Herrenhäuser Str. 2, 3000 Hannover 21

Die Bedeutung dieser Beziehungen für den Wasserhaushalt einerseits, für Kalium andererseits, unterscheidet sich z.B. für einen tonigen Schluffboden dadurch, daß Wasser von "außen" (Niederschläge, kapillarer Aufstieg) nachfließen kann, während Kalium aus dem Innern der Austauschschicht, d.h. von nicht am sofortigen Austausch beteiligten Orten nachfließt. Dieses Nachfließen bewirkt über Zeiträume von Jahren hinweg einen Ausgleich der Entzüge durch Feldfrüchte, was sich u.a. in der weitgehenden Unveränderlichkeit der K-Ca-Austausch-Isotherme von Böden über Jahre dokumentiert. Starker Entzug durch mehrere Ernten (Schnitte) /Jahr kann zu einer vorübergehenden Erschöpfung [=Exhaustion] der Kalium-Reserven eines Bodens führen.

Eine detailliertere Darstellung ist für die Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde vorgesehen.



Wasserspannungskurve $\Theta (pF)$ und K-Ca-Austausch-Isotherme $K(pAR)$ eines Lössbodenhorizontes, schematisch.

Spezifische Kapazitäten:

Wasser: $C(\psi) = \frac{\partial \Theta}{\partial \psi}$

Kalium: $C(AR) = \frac{\partial K}{\partial AR}$



Stickstoff-Mineralisation in Ackerböden

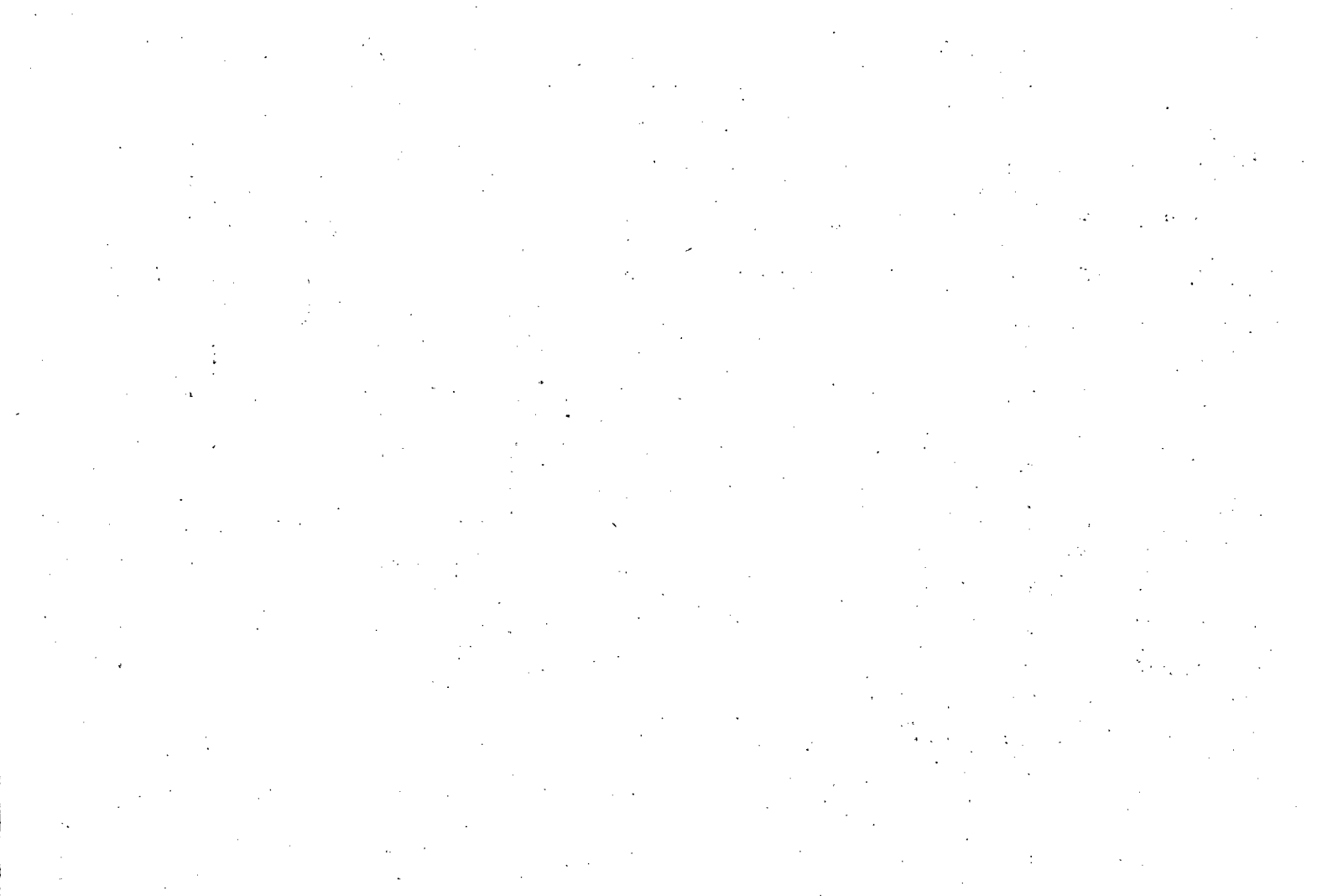
von

Nuske, A.; Bauer, J.; Habenicht, W. und
Richter, J.⁺

(Autorenreferat)

Die Stickstoff-Mineralisation von Acker-Parabraunerden aus Löss (A_h-Horizonte) wurde anhand von Brutversuchen nach Stanford und Smith (1972) bei 35 C und bei 20 C untersucht. An der Mineralisation sind mindestens zwei Fraktionen mineralisierbaren Stickstoffs beteiligt, wie sich mittels Zerlegung der Abbau-Kurven - unter Annahme von 1.Ordnungs-Reaktion - zeigen läßt: eine große mit relativ langsamem Abbau und eine kleine mit relativ schnellem Abbau. Bei letzterer handelt es sich offenbar um frische organische Substanz, die sowohl Mikroorganismen-Biomasse als auch Rückstände der letzten Ernte umfassen kann. Der Versuch, die Fraktionen der frischen organischen Substanz weiter zu zerlegen, ergab für die im Februar entnommenen Proben eine größere Fraktion mit sehr schnellem Abbau sowie eine kleinere Fraktion mit nur etwa halb so großen Abbau-Koeffizienten. Probenahme zu späteren Terminen zeigte, daß die größere Fraktion praktisch konstant ist, während die kleinere Fraktion im Frühjahr ständig abzunehmen scheint. Dieser Sachverhalt läßt sich verstehen, wenn man in der größeren Fraktion im wesentlichen Mikroben-Biomasse sieht, welche durch die Trocknung der Bodenproben (als Vorbehandlung zur Bebrütung) zum Abbau gelangt. Das Abnehmen der kleineren Fraktion entspricht dann dem fortschreitenden Abbau der Ernterückstände der letzten Frucht. Literaturhinweise sowie eigene Experimente mit feldfeuchten Proben stützen diese Vorstellungen. Die gewonnenen Parameter wurden mit Erfolg zur Simulation der Stickstoff-Mineralisation unter Freilandbedingungen herangezogen.

⁺ Institut für Bodenkunde, Herrenhäuser Str. 2, 3000 Hannover 21



Einfluß der Bodenfeuchte auf die
Freisetzung von nicht austausch-
barem NH_4^+ und dessen Aufnahme
durch die Pflanze.

von

Scherer, H. W. und Mengel, K.*

Einleitung

Zahlreiche Untersuchungen haben gezeigt, daß im Boden beachtliche Mengen an nicht austauschbarem Ammonium vorliegen, (SCHACHT-SCHABEL, 1961; SCHERER und MENGEL, 1979) und daß diese N-Fraktion in die N-Dynamik des Bodens mit einbezogen wird (OSBORNE, 1976; SCHERER und VOLLMAR, 1980; MENGEL und SCHERER, 1981). Allerdings schwanken die Angaben über den Grad der Verfügbarkeit des spezifisch gebundenen NH_4^+ zwischen 10 und fast 100 Prozent (OSBORNE, 1976).

Da vom Kalium bekannt ist, daß die Nachlieferung aus dem nicht austauschbaren Vorrat von der Bodenfeuchte abhängt (van der PAAUW, 1958, MENGEL und WIECHENS, 1979) sollte in der vorliegenden Arbeit der Einfluß der Bodenfeuchte auf die Verfügbarkeit von nicht austauschbarem Ammonium für die Pflanzen untersucht werden.

Material und Methoden

Es wurde ein Gefäßversuch ("split-root"-Technik) mit zwei verschiedenen Böden durchgeführt. Die Kenndaten der Böden (es handelt sich jeweils um Oberboden) sind aus Tabelle 1 ersichtlich. Als Versuchsgefäße dienten jeweils zwei aneinander gekoppelte Ahrgefäße (Abb. 1), wobei das eine der beiden Gefäße mit dem jeweiligen Versuchsboden und das andere mit Nährlösung gefüllt war. In den mit Boden gefüllten Kammern (beim LÖB-boden 12 kg Boden/Gefäß, beim Alluvialboden 11,5 kg Boden/Gefäß)

* Institut für Pflanzenernährung, Südanlage 6, 63 Gießen

waren in unterschiedlicher Tiefe Glasröhrchen eingelassen, durch die der Boden bewässert wurde. Hierdurch sollte eine gleichmäßige Durchfeuchtung des gesamten Bodens gewährleistet werden. Um eine Austrocknung der Bodenoberfläche zu vermeiden, wurde diese mit Sackleinen abgedeckt. Die Bodenfeuchtigkeit wurde mittels Tensiometern kontrolliert.

Die Nährlösung enthielt alle Nährstoffe außer Stickstoff. Sie wurde wöchentlich gewechselt und täglich mehrmals belüftet. Zusammensetzung der Nährlösung:

K_2SO_4	2	mmolar
$NaH_2PO_4 \cdot 2 H_2O$	0,5	mmolar
$MgSO_4 \cdot 7 H_2O$	0,3	mmolar
$CaCl_2 \cdot 2 H_2O$	4	mmolar

Die Mikronährstoffe wurden der Nährlösung in üblicher Menge zugegeben. Um die Standfestigkeit der Maispflanzen zu gewährleisten, waren die Nährlösungsgefäße mit Blähton gefüllt.

Der Versuch bestand aus 3 Varianten mit 7 Wiederholungen beim Lößboden und 5 Wiederholungen beim Alluvialboden. Die 3 Varianten hatten nachstehende Bodenfeuchten: pF 2,0, pF 2,4 und pF 2,8. Als Versuchspflanzen diente Badischer Landmais. Dieser wurde auf einem Netz in entsalztem Wasser vorkultiviert. Nach Erreichen von einer Höhe von etwa 10 cm wurden jeweils 6 Pflanzen in die Versuchsgefäße umgepflanzt, und zwar dergestalt, daß die Primärwurzeln in den Boden und die Kronenwurzeln in die Nährlösung wachsen konnten. Bei der Ernte wurden die in den Bodenkammern befindlichen Wurzeln durch Absieben mit einem 2,5 mm Sieb vom Boden getrennt. Hierbei war nicht zu vermeiden, daß kleinere Wurzeln teilweise nicht erfaßt wurden. Die in das Blähton/Nährlösungsmedium eingewachsenen Wurzeln wurden sauber herauspräpariert.

Der Versuch mit dem Lößboden erstreckte sich über 13 Wochen und der mit dem Alluvialboden über 12 Wochen.

Ergebnisse

Tabelle 2 zeigt die Trockensubstanzerträge der oberirdischen Teile und der Wurzeln sowie die Gesamt-N-Entzüge. Die höchsten Sproßerträge wurden beim Lößboden in der Variante pF 2,4 erzielt, beim Alluvialboden nahmen die Erträge mit zunehmender Bodenfeuchte zu. Diese Ertragsüberlegenheit der feuchteren Varianten spiegelte sich auch in den N-Entzügen wider. Auf den Ertrag an Wurzelmasse hatte die unterschiedliche Bodenfeuchte keinen eindeutigen Einfluß. Die in Tab. 2 aufgeführten Wurzelerträge stellen die Summe aus den Wurzeln des Nährlösungsmediums und des Bodenmediums dar. In letzterem war der Wurzelertrag etwa dreifach höher als im Nährlösungsmedium.

Tabelle 2: Erträge in g Trockensubstanz/Gefäß (OT = oberird. Teile; W = Wurzeln) und N-Entzüge in mg N/Gefäß.

	pF 2,0			pF 2,4			pF 2,8		
	Erträge		N-Entzüge	Erträge		N-Entzüge	Erträge		N-Entzüge
	OT	W	(Gesamt)	OT	W	(Gesamt)	OT	W	(Gesamt)
Lößboden	85,1	8,0	424	88,9	9,3	421	75,4	7,7	369
Alluvialboden	178,9	26,9	830	164,7	26,8	742	158,3	28,9	729

Die Gehalte an nicht austauschbarem Ammonium zu Versuchsbeginn und nach Abschluß der Versuche sind in Tabelle 3 aufgezeigt. Besonders beim Lößboden wird der Einfluß der Bodenfeuchte auf die Freisetzung von spezifisch gebundenem NH_4^+ deutlich.

Bei der Variante "pF 2,0" wurden innerhalb von 13 Wochen 28 ppm, bei "pF 2,4" 19 ppm und bei der Variante "pF 2,8" 16 ppm Stickstoff aus dem nicht austauschbaren Vorrat freigesetzt. Die Abnahme gegenüber Versuchsbeginn war bei allen drei Varianten sehr hoch signifikant ($p = 0,1 \%$) gesichert. Auch die Unterschiede zwischen den einzelnen Varianten waren signifikant gesichert ($p = 1 \%$). Nicht so ausgeprägt war der Einfluß der Bodenfeuchte auf die Mobilisierung des nicht austauschbaren Ammoniums beim Alluvialboden. Gegenüber Versuchsbeginn war die Abnahme bei "pF 2,0" hoch signifikant ($p = 1 \%$) bzw. signifikant ($p = 5 \%$) bei "pF 2,4" und "pF 2,8". Innerhalb der Varianten war die Abnahme nur zwischen den Varianten "pF 2,0" und "pF 2,8" statistisch zu sichern ($p = 5 \%$).

Diskussion

In der Literatur liegen unterschiedliche Ergebnisse über die Verfügbarkeit des spezifisch gebundenen NH_4^+ vor. Während ATANASIU et al. (1968) von einer 15 bis 70 %igen Ausnutzung des fixierten Dünger NH_4^+ berichten, stellten BLACK und WARING (1972) fest, daß das nicht austauschbare NH_4^+ des Bodens kaum pflanzenverfügbar ist. Diese unterschiedlichen Ergebnisse können auf den Grad der Verarmung an Zwischenschicht NH_4^+ , aber auch auf Unterschiede im Tonmineralbestand zurückgeführt werden. Vom Kalium ist bekannt, daß die Freisetzung von Zwischenschicht K^+ von der Bodenfeuchte beeinflusst wird (WIECHENS, 1975). Feuchte Bodenverhältnisse begünstigen die Aufweitung der Tonminerale durch eine erleichterte Hydrathüllenbildung der Zwischenschichtkationen (VOLLMAR und SCHERER, 1980).

Die vorliegenden Ergebnisse zeigen, daß die Bodenfeuchte eine wesentliche Rolle bei der Nachlieferung von NH_4^+ aus dem nicht austauschbaren Vorrat spielt. Der Effekt zeigte sich besonders beim Lössboden. Auch beim Alluvialboden beeinflusste der Wassergehalt des Bodens die Freisetzung von nicht austauschbarem

Ammonium. Allerdings waren die Unterschiede zwischen der feuchtesten Variante (pF 2,0) und den beiden anderen Varianten (pF 2,4 und pF 2,8) nicht so deutlich ausgeprägt wie beim Lößboden (Tab. 3). Dieser Befund ist eventuell auf die niedrigere Freisetzungsrates von spezifisch gebundenem NH_4^+ beim Alluvialboden im Vergleich zum Lößboden zurückzuführen, was frühere Ergebnisse bestätigen (MENGEL und SCHERER, 1981). Mit erhöhter Freisetzung von nicht austauschbarem NH_4^+ stiegen die N-Entzüge der Pflanzen und bis auf eine Ausnahme auch die Erträge an oberirdischer Pflanzensubstanz an.

Die vorliegenden Ergebnisse bestätigen weiterhin die Vermutung von SCHACHTSCHABEL (1961), daß die verstärkte Nachlieferung von bodenbürtigem Stickstoff in feuchten Jahren nicht nur auf eine erhöhte Mineralisierung, sondern auch auf eine verstärkte Freisetzung des spezifisch gebundenen Ammoniums zurückzuführen sein könnte.

Zusammenfassung

Es wurde der Einfluß der Bodenfeuchtigkeit auf die Verfügbarkeit von nicht austauschbarem Ammonium bei einem Löß- und einem Alluvialboden untersucht. Höherer Wassergehalt des Bodens führte zu einer verstärkten Freisetzung von spezifisch gebundenem NH_4^+ , woraus höhere Erträge und höhere N-Entzüge resultieren.

Literatur

- ATANASIU, N., WESTPHAL, A. u. BANERJEE, A.K.: Studien über die Wirkung gedüngten Stickstoffs auf Ertrag und N-Aufnahme der Pflanzen bei Böden mit verschiedenem Ammoniumfixierungsvermögen.
Agrochimica 12, 120 - 129 (1968)
- BLACK, A.S. u. WARING, S.A.: Ammonium fixation in some cereal producing soils in Queensland.
Aust. J. Soil Res. 10, 197 - 207 (1972)
- PAAUW van der, F.: Relation between the potash requirements of crops and meteorological conditions.
Plant and Soil 9, 254 - 268 (1958)
- MENGEL, K. u. SCHERER, H.W.: Release of nonexchangeable (fixed) soil ammonium under field conditions during the growing season.
Soil Sci. 131, 226 - 232 (1981)
- MENGEL, K. u. WIECHENS, B.: Die Bedeutung der nicht austauschbaren Kaliumfraktion des Bodens für die Ertragsbildung von Weidelgras.
Z. Pflanzenernähr. Bodenkde. 142, 836 - 847 (1979)
- OSBORNE, G.J.: The significance of intercalary ammonium in representative surface and subsoils from southern New South Wales.
Aust. J. Soil Res. 14, 381 - 388 (1976)
- SCHERER, H.W. u. MENGEL, K.: Der Gehalt an fixiertem Ammoniumstickstoff auf einigen hessischen Standorten.
Landw. Forsch. 32, 416 - 424 (1979)

- SCHERER, H.W. u. VOLLMAR, N.: Freisetzung von spezifisch an Tonminerale gebundenem Ammoniumstickstoff durch Bepflanzung mit Welschem Weidelgras (*Lolium multiflorum*). Z. Pflanzenernähr. Bodenkde. 143, 457 - 463 (1980)
- SCHACHTSCHABEL, P.: Bestimmung des fixierten Ammoniums im Boden. Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkde. 93, 125 - 136 (1961)
- SCHACHTSCHABEL, P.: Fixierung und Nachlieferung von Kalium- und Ammonium-Ionen - Beurteilung und Bestimmung des Kalium-Versorgungsgrades von Böden. Landw. Forsch. 14, 29 - 47 (1961)
- VOLLMAR, N. u. SCHERER, H.W.: Der Mechanismus der spezifischen Bindung und der Freisetzung von NH_4^+ - und K^+ -Ionen. Kali-Briefe 15, 339 - 343 (1980)
- WIECHENS, B.: Die Bedeutung der K-Dynamik der Keuperböden für die Ertragsbildung. Diss. Justus Liebig-Universität Gießen, Fachbereich 19, Ernährungswissenschaften (1975)

Tabelle 1: Charakterisierung der Versuchsböden

Bodentyp und Herkunft	Parabraunerde aus LÖB Burggräfenrode (Wetterau)	Auengley mit schwankendem Grundwasserstand Leeheim (hess.Ried)
pH (KCl)	6,9	7,2
Humusgehalt (%)	2,66	6,88
Gesamt-N (mg/100 g)	1,86	3,71
Tongehalt (%)	12,4	32,5
davon		
Kaolinit (%)	31	24
Illit (%)	53	21
Aufweitbare Tonminerale	16	55

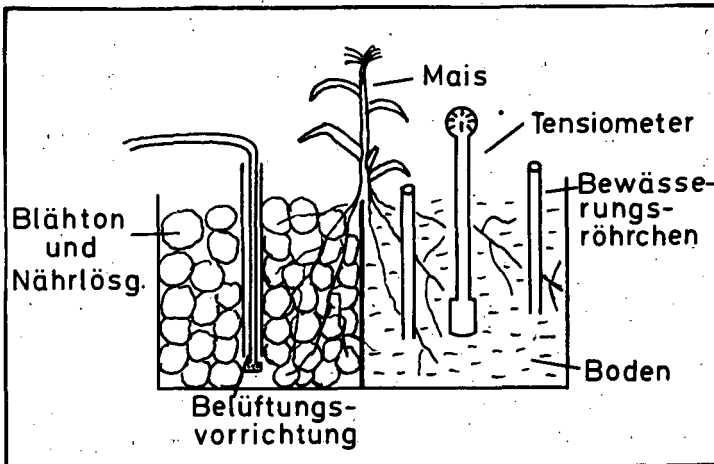


Abbildung 1: Schematische Darstellung der split-root-Technik

Tabelle 3: Gehalte an nicht austauschbarem $\text{NH}_4\text{-N}$ (ppm)
zu Versuchsbeginn und nach Abschluß des Versuchs

	Lößboden	Alluvialboden
Versuchsbeginn (V)	200	238
Versuchsende: pF 2,0 (A)	172	229
pF 2,4 (B)	181	231
pF 2,8 (C)	184	234

Signifikanzen

Lößboden:

V \longrightarrow A^{***} A \longrightarrow B^{**} B \longrightarrow C^{**}

V \longrightarrow B^{***} A \longrightarrow C^{**}

V \longrightarrow C^{***}

Alluvialboden:

V \longrightarrow A^{**} A \longrightarrow B⁻ B \longrightarrow C⁻

V \longrightarrow B^{*} A \longrightarrow C^{*}

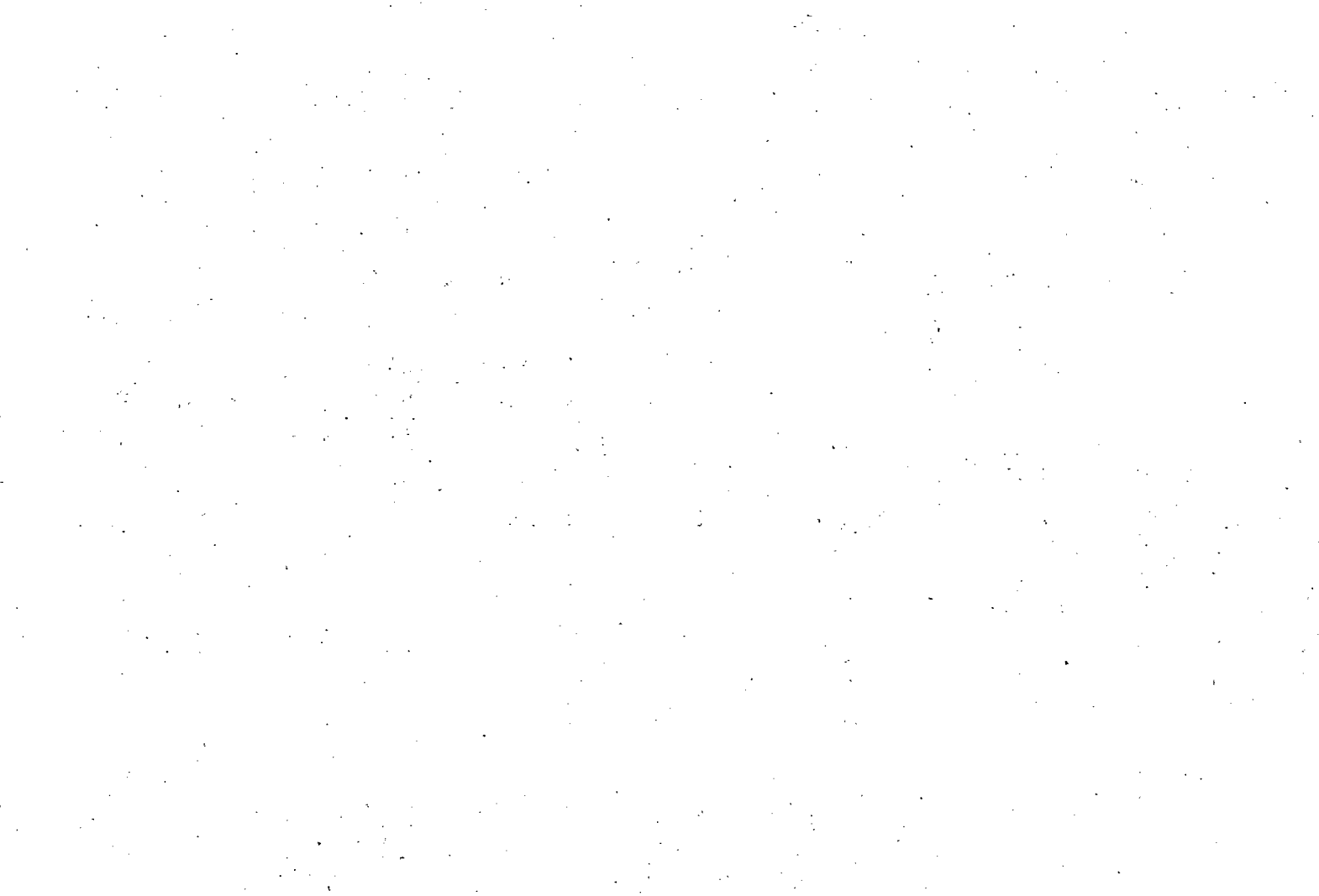
V \longrightarrow C^{*}

* signifikant bei p = 5 %

** signifikant bei p = 1 %

*** signifikant bei p = 0,1 %

- nicht signifikant



**DIE STICKSTOFF-VERSORGUNG DER KULTURPFLANZEN AUF DEN JUNGEN
ALLUVIAL-BÖDEN DES MEDJERDA-TALES IM NORDEN TUNESIENS**

von

Becker, K.-W., H. Scherz u. B. Meyer *)

Die jungen, meist breiten, mit holozänen Flut-Lehmen bedeckten Fluß-Terrassen im Mittelmeer-Raum werden seit Jahrtausenden ackerbaulich genutzt. Die heutigen Erträge werden durch die Nährstoff-Zufuhr über organische Düngung, Leguminosen-Anbau und Hochwasser-Sedimentation und durch die Wasser-Versorgung über Niederschläge und Bewässerung begrenzt. Ansatzpunkte zur Steigerung der Erträge auf diesen Böden liegen in der Verbesserung von Beregnung, Boden-Bearbeitung und Sorten-Wahl. Hinzu tritt dann zwangsläufig die mineralische Düngung. Einerseits sind höhere Erträge mit höherer Nährstoffaufnahme verbunden, andererseits reduzieren Maßnahmen des Hochwasser-Schutzes häufig die Nährstoff-Zufuhr, die durch Überflutung stattfindet. Im folgenden soll die N-Versorgung der Kulturpflanzen auf den jungen Alluvialböden des Medjerda-Tales im Norden Tunesiens betrachtet werden. Dies ist deswegen von Interesse, weil in mehrjährigen Versuchen beobachtet worden war, daß mit Einführung der Beregnung und der intensiven Bodenbearbeitung hohe Getreide- und Zuckerrüben-Erträge ohne Ertrags-Abnahme erzielt wurden und ohne daß dafür eine ins Gewicht fallende mineralische N-Düngung erforderlich war. Findet hier eine N-Exhaustion des Bodens statt, die ein plötzliches Absinken der Bodenfruchtbarkeit erwarten läßt, oder fließen hier noch in ihrer Schüttungsgröße unbekannte Quellen eines assimilatorischen N-Ersatzes?

Böden

Tab. 1 bringt chemische und physikalische Kennwerte der genutzten Böden. Es handelt sich um Sedimente mit 25 - 30 % CaCO_3 . Der Humusgehalt der Ackerkrume liegt bei knapp 2 %, der N-Gehalt bei 0,13%. Das C/N-Verhältnis beträgt nach Abzug des fixierten Ammoniums 11 bis 13. Das Nährstoffangebot an Ca, Mg und K ist gut, der Vorrat an verfügbarem P gering. Salzprobleme treten nicht auf.

Die Korngrößen-Zusammensetzung zeigt etwa gleiche Anteile an Sand, Schluff und Ton, wobei im Profil tonreichere Schichten mit sandreicheren häufig wechseln. Auffällig sind die hohe Trocken-dichte, das hohe Totwasser-Volumen und die geringe nutzbare Feld-

*) Institut für Bodenwissenschaften, von-Siebold-Str.4,
D-3400 Göttingen

Tab. 1: Chemische und physikalische Kennwerte des Bodens im Untersuchungsgebiet Ghardimaou

Tiefe cm	% C org.	% N	% CaCO ₃	KAT. rwal 100 g	Austauschionen				DLMg/100g		Kornfraktionen, %		
					% Ca	% Mg	% K	% Na	H ₂ O	F ₂ O ₅	kalk- Sand	Humusfr.	TK
8-13	1,01	0,13	26,6	15,7	65	20	7	8	19	1	23,4	40,2	36,4
25-30	1,06	0,13	23,1	16,5	72	16	5	7	18	0	22,1	39,9	38,0
45-50	0,60	0,08	30,8	15,4	73	17	3	7	8	0	38,0	34,4	27,6

Tiefe cm	Porengrößenverteilung Vol %					Gesamt- poren Vol %	Trocken- dichte g/cm ³	nutzbare Feldkapazi- tät Vol %
	0- mbar	60- 316	316- 1000	1000- 15000	>15000			
8-13	0,5	1,6	2,4	3,4	28,0	36,1	1,69	7,6
25-30	1,5	2,9	2,9	3,8	26,9	40,6	1,57	12,2
45-50	6,9	11,1	6,2	7,3	14,5	46,0	1,47	14,6
75-80	9,7	12,2	10,2	4,2	10,6	46,9	1,41	26,4

Tab. 2: Niederschlag, Lufttemperatur: vielj. Mittel von Jendouba, 30 km E von Ghardimaou; Bodentemperatur: Monatsmittel von Ghardimaou; Saugspannung des Bodenwassers: nicht berechnete, gut bearbeitete Weizenflächen;

		Sep.	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Jahr
Nieder- schlag	mm	29	40	41	69	63	54	50	48	34	16	5	8	475
Temper- atur °C	Luft	24,9	19,5	14,1	10,2	9,4	10,2	14,4	15,3	18,9	23,9	27,8	26,0	17,8
	Boden 20 cm	26	20	13	10	11	13	16	16	23	27	32	30	
Saug- span- nung des Boden- wassers	0-33cm	pflanzenverfü- gbares Wasser				Feldkapazi- tät				Totwasser				
	33-66 "	Totwasser				Feldkapazi- tät				Totwasser				
	66-100"	Totwasser				Feldkapazi- tät				Totwasser				

kapazität der Ackerkrume. Die Böden neigen trotz hohen Kalkgehaltes zur Dichtlagerung und Verschlammung, eine Folge des hohen Kaolinit-Gehaltes, der ca. 35 % der Ton-Fraktion ausmacht. Die nutzbare Feldkapazität des 1 m-Profiles beträgt etwa 110 mm. Das Klima des Untersuchungs-Gebietes (Tab. 2) ist typisch für den Mittelmeer-Raum: Trockenem, heißen Sommern stehen mäßig kühle feuchte Winter gegenüber. Das Monats-Mittel der Bodentemperatur in 20 cm Tiefe bewegt sich zwischen 10 °C im Dezember und 32 °C im Juli.

Der Verlauf der Boden-Feuchte unter mit Weizen bestandenen Flächen ist im unteren Teil von Tab. 2 dargestellt. Die Böden trocknen während des Sommers stark aus. Mit Einsetzen der Winter-Niederschläge kommt es ab September/Oktober, langsam von oben nach unten fortschreitend, zur Aufsättigung mit Wasser. Im November kann Weizen eingesät werden, die Wasserversorgung reicht zur Keimung. Im Verlauf des Februars wird in 1 m Boden-Tiefe die Aufsättigung bis zur Feldkapazität erreicht. Jugend-Entwicklung und Ausbildung der Ertrags-Anlagen des Weizens erfolgen in der Regel bei günstiger Wasser-Versorgung. Die Phase der Korn-Füllung fällt mit der Austrocknung des Bodens zu Beginn des Sommers zusammen. Zum Zeitpunkt der Ernte im Juni ist kein pflanzenverfügbares Wasser mehr vorhanden.

In landesüblicher Fruchtfolge wird Weizen nach Weizen angebaut. Nach zwei Weizen-Jahren folgt ein Jahr ohne Anbau. Gelegentlicher Unkraut-Aufwuchs dient als Vieh-Weide. Ohne Beregnung werden zwischen 6 und 25 dt/ha Weizen geerntet. Ursachen für das geringe Ertrags-Niveau sind nach KOPP (2) in erster Linie die unzureichende Bodenbearbeitung und die unregelmäßige Wasser-Versorgung, während die Nährstoff-Versorgung den Ertrag nicht begrenzt. Die Flächen zeigen während der Regenzeiten intensiv grüne Blatt-Farben, was auf eine gute N-Versorgung schließen läßt.

Die verbesserte Boden-Bearbeitung hat eine erhebliche Ertrags-Steigerung zur Folge, N-Düngungs-Versuche zeigen dabei trotzdem nur geringe Ertrags-Wirkungen. In einem Versuchs-Betrieb in Ghardimaou wurden über 6 Jahre hinweg im Trockenanbau Hartweizen-Erträge in Höhe von 40 - 50 dt/ha geerntet. Der Düngerbedarf lag bei 40 - 60 kg N/ha, höhere N-Dünger-Mengen führten zu Ertrags-Depressionen.

Aber auch bei anderen mit Beregnung wachsenden Kulturen wie Zuckerrüben, Sorghum, Weidelgras sowie verschiedenen Gemüse.-Arten wurde bei einem hohen Ertrags-Niveau nur eine geringe Wirkung der N-Düngung beobachtet. Tab. 3 zeigt Erträge und N-Entzüge für verschiedene Flächen während eines Jahres. Danach sind bei Beregnung zwischen 200 und 500 kg N/ha ohne jede N-Düngung von den Pflanzen aufgenommen worden. Die Erträge und N-Entzüge der im Trockenbau wachsenden Kulturen im unteren Teil von Tab. 3 lagen im Versuchsjahr infolge einer ungünstigen Niederschlags-Verteilung besonders niedrig.

In die Zuckerrüben-Parzellen Aa und Ab waren Düngungs-Versuche mit steigenden N-Mengen (50, 100, 150 kg/ha) gelegt worden. Nur in 2 Parzellen war eine geringe Ertrags-Steigerung eingetreten. Ähnlich geringe N-Düngerwirkungen auf den Versuchsflächen in Ghardimaou sind von KOPP (2) und von POLETSCHNY (3) beschrieben. POLETSCHNY deutet diesen geringen Dünger-N-Bedarf als einen Abbau von Boden-N, das in den vorausgegangenen Jahren unter extensivem Ackerbau mit nur geringen Erträgen angereichert worden ist und jetzt bei Beregnung im Sommer günstigste Bedingungen für eine Mineralisierung findet.

Dies erscheint als eine naheliegende Erklärung, sie kann aber einer

Tab. 3: N-Entzüge einiger Kulturen im agronomischen Jahr 1976/77
A - D: beregnete Flächen; I - L: Trockenanbau

Schlag	Vorfrucht	angebaute Kulturen	Düngung kg N/ha	Ernteertrag dt/ha	N-Aufnahme kg N/ha	N-Entzug kgN/ha
Aa	Alexand.Klee	Zuckerrüben	0	Rüben 601 Blatt 139	138 70 } 208	138
Ab	Körnermais	Zuckerrüben	0	Rüben 696 Blatt 169	174 79 } 253	174
B	Alexand.Klee	Futterrüben Sorgho	0 0	Rüben 1035 Blatt 484 TrS	282 93 119 } 494	282 100 } 382
C	Alexand.Klee	Raygras Sorgho	97 0	TrS 192	374	374
Da	Weizen	Alexand.Klee Silomais	0 0	TrS 91 TrS127 } 218	363 186 } 549	301 186 } 487
Dc	Weizen	Alexand.Klee	0	TrS 135	453	453
I	Brache	Weizen	0	Korn 3 Stroh 6	7 4 } 11	7
K	Weizen	Weizen	0	Korn 8 Stroh 8	21 7 } 28	21
L	Brache	Knoblauch	30		ca. 90	ca. 90

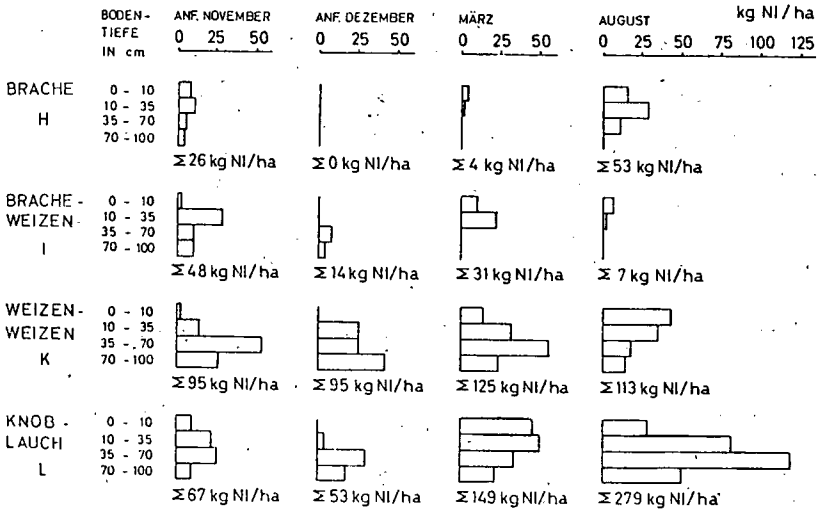


Abb. 1: Nitrat-N-Vorrat und dessen Tiefen-Verteilung im traditionellen Feldbau zu verschiedenen Zeitpunkten des Untersuchungs-Jahres 1976/77

analytischen Überprüfung nicht standhalten. Gründliche Untersuchungen von ALDAG und MEYER (1) haben ergeben, daß die 6-jährige intensive Acker-Nutzung in Ghardimaou keine Verringerung oder ungünstigere Zusammensetzung der Boden-N-Vorräte bewirkt hat. Im Gegenteil: die intensive Nutzung hat sowohl mengenmäßig wie qualitätsmäßig eine leichte Verbesserung zur Folge gehabt.

Dieses Ergebnis wird durch die Messung des NH_4^+ und NO_3^- im Boden im Verlauf eines Jahres in verschiedenen Rotationen und Kulturen bestätigt. Die Menge des austauschbaren NH_4^+ ist auf allen Parzellen gering und als Maßstab für das N-Angebot an die Pflanze ohne Bedeutung. Abb. 1 zeigt: Nitrat ist auf den intensiv mit Beregnung bewirtschafteten Flächen kaum ein Mangelfaktor. Die Flächen H, I, K zeigen in 0 - 100 cm Bodentiefe Mengen bis 125 kg N/ha. Ein deutlicher jahreszeitlicher Gang läßt sich nicht erkennen. Eine N-Düngung in Höhe von 30 kg/ha zu Mitte Dezember auf Schlag L bewirkt einen deutlichen, lang anhaltenden "Priming effekt". Dies ist ein Hinweis für das ständige Vorhandensein leicht mineralisierbarer organischer N-Vorräte im traditionellen Trockenanbau.

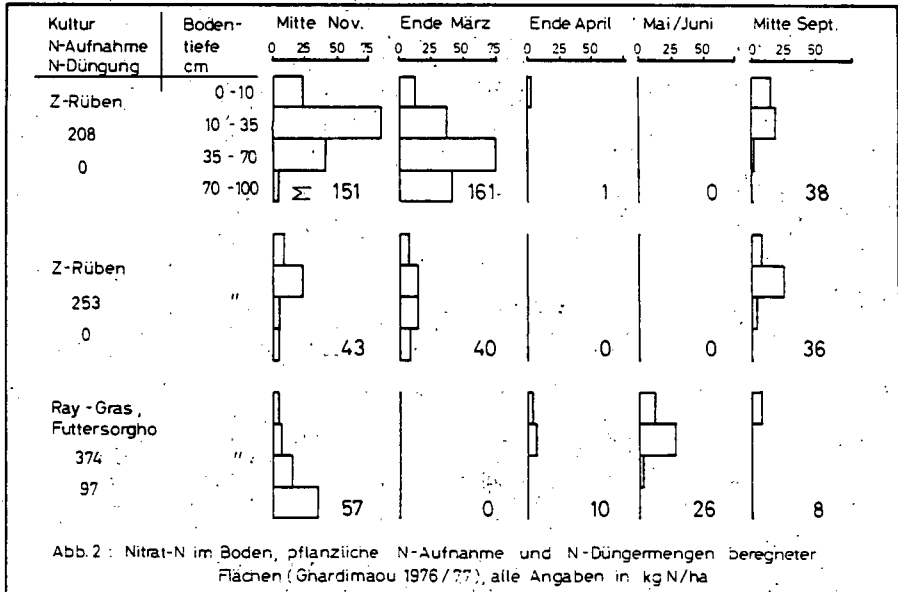
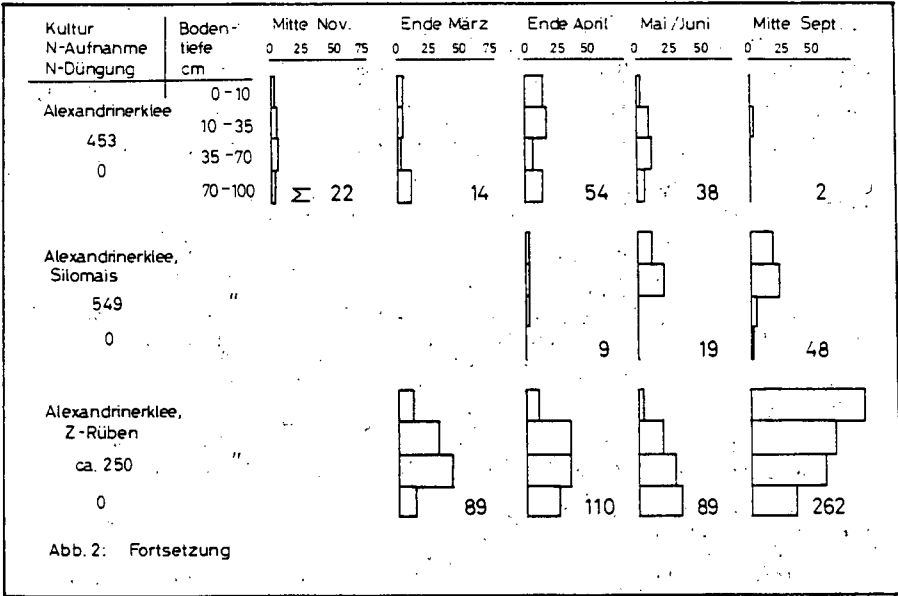
Abb. 2 zeigt den Verlauf des NO_3^- -Gehaltes im Boden für einige berechnete Kulturen. Die Flächen³ weisen Mitte November Nitratmengen zwischen 22 und 151 kg N/ha auf. Dieser Vorrat muß als Erbschaft des vorausgegangenen Sommers oder als das Ergebnis von Mineralisation und Nitrifikation von Boden-N im Spätherbst angesehen werden.

Im Verlauf des Winters und des folgenden Sommers werden durch die Pflanzen zwischen 208 und 549 kg N/ha aufgenommen. Der Nitratgehalt des Bodens kann dabei zwischenzeitlich auf Null absinken, zur Erntezeit oder nach der Ernte um die Mitte September ist aber auf allen Flächen wieder Nitrat nachzuweisen. Damit ist zum Ende des Untersuchungs-Jahres wieder ein Nitrat-Vorrat im Boden erreicht, wie er mit Verschiebungen zwischen einzelnen Schlägen schon im November des Vorjahres vorgefunden wurde. Diese Beobachtung gilt nicht nur für die dargestellten, sondern auch für andere untersuchte, hier nicht aufgeführte Kulturen.

Als Ergebnis soll festgehalten werden, daß selbst auf den seit 6 Jahren in intensiver Nutzung stehenden Flächen trotz einer sehr geringen mineralischen N-Düngung ein Abbau oder gar eine Erschöpfung der natürlichen Boden-N-Vorräte in keiner Weise zu erkennen ist.

Es stellt sich die Frage nach der Herkunft des Stickstoffs. Nach unseren bisherigen Kenntnissen kann sie wie folgt beantwortet werden (5):

- 1) Im Trockenanbau reicht die natürliche N-Nachlieferung aus den Niederschlägen, der symbiontischen und der asymbiontischen N_2 -Fixierung leicht aus, um die durch Ernte-Entzüge verursachten N-Verluste zu ersetzen.
- 2) Der Stickstoff im Beregnungs-Wasser kann vernachlässigt werden.
- 3) Im Versuchsbetrieb Ghardimaou kommen Leguminosen als wichtige N-Quelle hinzu. Bei Alexandriner-Klee, der als Reinkultur oder als Gemenge mit Gräsern in den Rotationen häufig wiederkehrt, wurden während eines Jahres in mehreren Fällen 400 - 500 kg N/ha im oberirdischen Aufwuchs gemessen. Mindestens die selbe N-Menge stellt er mit seinen Ernterückständen für die Folgefrüchte bereit. Der gute Vorfruchtwert bleibt dabei nicht nur auf die nachgebaute Kultur beschränkt, sondern ist noch nach mehreren folgenden Kulturen nachweisbar. Obwohl von der während eines Jahres im Alexandriner-Klee ober- und unterirdisch akkumulierten N-Menge von bis zu 100 kg N/ha noch der N-Entzug aus dem Boden abzuziehen ist, liegt die N-Assimilation dieser



- Pflanze vermutlich, klimatisch bedingt, weit über der aus Mitteleuropa bekannten.
- 4) Ein weiterer Grund für den geringen Dünger-N-Bedarf ist in der auf dem Versuchsbetrieb praktizierten Humus-Wirtschaft zu sehen. Es wurden den Flächen sehr häufig große Mengen an organischen Massen zugeführt. Z.B. wurden Futter-Pflanzen wie Gräser, Klee-Gemenge, Klee-Arten nicht unmittelbar nach dem letzten Schnitt umgebrochen, sondern erst einige Wochen später. Die in dieser Zeit herangewachsene Pflanzen-Masse wurde in den Boden eingearbeitet. Sie konnte 40 - 80 kg N/ha in organischer Bindung enthalten. Auch andere Ernterückstände wie Rübenblatt oder nicht verwertbare Teile der Gemüse-Pflanzen blieben häufig auf dem Feld. Der Umsatz dieser organischen Massen erfolgte stets sehr rasch, der Stickstoff wurde vermutlich verlustarm freigesetzt und stand den Folge-Kulturen wieder zur Verfügung. Dadurch verringerte sich die vom Felde transportierte N-Menge (Tab. 3, letzte Spalte) erheblich gegenüber der im oberirdischen Aufwuchs gemessenen.
 - 5) Die N-Sammel-Leistung des Alexandriner-Klees und die sehr rasch und verlustarm ablaufenden N-Umsetzungen der Ernte-Rückstände reichen allein noch nicht aus, um die Versorgung der in Ghardimaou angebauten Kulturen zu erklären. Zumal in den dort durchgeführten Rotationen "ohne" oder "mit" nur geringem Leguminosen-Anteil muß aufgrund der Bilanz-Untersuchungen eine umfangreiche Fixierung von Luft-Stickstoff durch freilebende Mikroorganismen angenommen werden, und zwar sowohl im konventionellen Ackerbau wie unter Beregnung. Die auf diesem Weg in das System gelangenden N-Mengen sind zum Teil doppelt so hoch, wie sie für mittlereuropäische Verhältnisse (ca. 40 kg/ha · Jahr, 4) nachgewiesen sind.

Literatur

1. ALDAG, R. u. B. MEYER, 1979: Bodenstickstoff-Gehalte und N-Fraktionen der Schwemmlandböden im oberen Medjerdatal, Nordtunesien, im Bereich der INRAT-Station Ghardimaou. - Zur Dynamik des Produktionsfaktors Bodenstickstoff und seiner Fraktionen bei intensivem Beregnungsfeldbau. - Institut für Bodenkunde, Göttingen. unveröffentlichtes Manuskript. -
2. KOPP, R. 1975: Das Produktionspotential des semiariden, tunesischen oberen Medjerdatal bei Beregnung. Schriftenreihe der GTZ 18, 332 S. -
3. POLETSCHNY, H., 1977: Harnstoffwirkung bei Zuckerrüben, Weizen und Ackerfütter auf carbonatreichen Böden des oberen Medjerdatal Tunisiens, Landwirtsch. Forsch. 30, 3, 200 - 214. -
4. SCHÄFER, W., 1978: N-Bilanzvergleich verschiedener europäischer Dauerversuche unter besonderer Berücksichtigung des "Göttinger E-Feldes" unter Zuhilfenahme eigener ergänzender Untersuchungen. Diplomarbeit Landw. Fak. Göttingen. -
5. SCHERZ, H. 1979: Stickstoff-Umsatz der Böden und N-Versorgung der Kulturpflanzen in Ackerbau-Rotationen mit und ohne Beregnung im oberen Medjerdatal bei Ghardimaou in Nordtunesien, Diss. Landw. Fak. Göttingen. -



Der Umsatz von N-Dünger in sauren und
neutralen LÖB-Oberböden

von

Mochoge, B.⁺ und F. Beese⁺

In einer Reihe von Modelluntersuchungen im Labor wurde das Verhalten von N-Düngern bei der Bodenpassage untersucht. Die Experimente wurden an ungestört entnommenen Säulen aus dem Oberboden (0-30 cm) einer Parabraunerde (Ackerboden, Ap-Hor., pH 7.5) und einer sauren Braunerde (Waldboden, O + A_h + B_v - Hor., pH 3.8) durchgeführt. Es wurde jeweils mit 5 Parallelen gearbeitet. Die Fließgeschwindigkeit der Bodenlösung (Darcey-Geschwindigkeit) betrug in allen Fällen 0.5 cm/d. Die Bodentemperaturen betragen in einem Falle 4°C, im anderen 23°C. Auf die Oberflächen der Säulen wurden 15-N markiertes Ca(NO₃)₂ und (NH₄)₂SO₄ als N-Dünger mit der Wassermenge eines Tages verabreicht. Die applizierte N-Menge war in allen Fällen äquivalent zu 80 kg N/ha. Die Perkulations-Lösung entsprach in der übrigen Zeit der Gleichgewichtsbodenlösung der sauren Braunerde. Die aus den Säulen austretende Lösung wurde jeweils zwei Tage gesammelt und anschließend auf ihre NH₄⁺- und NO₃⁻-Konzentration untersucht. Zugleich wurde der 15-N-Anteil beider Fraktionen emissionsspektrometrisch ermittelt. Die Dauer aller Versuche nach der N-Zugabe betrug 60 Tage. Abschließend wurden die Säulen in jeweils 8 Segmente unterteilt und in jedem Abschnitt die Gehalte an Gesamt-N, Fixiertem NH₄⁺-N, Austausch-NH₄⁺-N und NO₃⁻-N bestimmt. Der Anteil an org.N wurde durch Differenzbildung ermittelt. Daneben wurde jeweils wieder der 15-N-Anteil gemessen. Die so erhaltenen Ergebnisse erlauben eine Bilanzierung des applizierten N-Düngers.

In den Tabellen 1 und 2 sind die Bilanzen aller Versuche zusammengefaßt. Die Tabelle 1 zeigt die Ergebnisse für die Ca(NO₃)₂-Zugabe. Es wird deutlich, daß der größte Anteil sich im Sickerwasser wiederfand. Mit Ausnahme des Waldbodens (48 %) bei 23°C

⁺ Institut für Bodenkunde und Waldernährung, Büsgenweg 2,
D-34 Göttingen

betrug die ausgewaschene Menge 86 % der Zugabe. Der Anteil, welcher im Boden verblieb, war gering und betrug zwischen 4 und 6 %. Er befand sich überwiegend in organischer Form. Eine Abweichung ergab sich wiederum beim Waldboden, wo der Anteil 15 % ausmachte. Die gasförmigen Verluste, die sich aufgrund der Differenz-Bildung ergaben, lagen bei ca. 10 %. Nur im Falle des Waldbodens bei 23°C waren sie mit 37 % unerwartet hoch.

Die Tabelle 2 zeigt die Bilanzen nach der $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ -Zugabe. Hier ergibt sich ein abweichendes Bild. Die Mengen, die als NO_3^- -N im Sickerwasser auftraten, betrug für den Waldboden nur 6-8%, während es beim Ackerboden 51 - 68 % waren. Daneben wurden Spuren von 15-N-NH_4^+ gefunden. Die N-Mengen, die im Boden verblieben, waren, dem verminderten Austrag entsprechend, beim Waldboden erheblich höher (61 %) als beim Ackerboden. Deutlich waren die Anteile an fixiertem NH_4^+ und austauschbarem NH_4^+ erhöht, aber auch der Anteil in org. Form hatte sich im Vergleich zum Ackerboden nahezu verdreifacht. Ein interessantes Ergebnis ergab sich für die gasförmigen Verluste, die beim Waldboden mit 30 % höher als beim Ackerboden waren und nahezu keine Temperaturunabhängigkeit aufwiesen.

Eine umfassende Diskussion der Ergebnisse findet sich in den nachfolgend angeführten Arbeiten:

B. Mochoge, 1981.

The Behaviour of Nitrogen Fertilizers in Neutral and Acid Loess Soils. Dr. Arbeit, Landw. Fakultät der Universität Göttingen. Göttinger Bodenkundl. Berichte, Band 69.

B. Mochoge and F. Beese, 1982.

The behaviour of nitrogen fertilizers in two loess derived soils:
I. Nitrogen transport and transformation.
Zur Veröffentlichung eingereicht.

B. Mochoge and F. Beese, 1982.

The behaviour of nitrogen fertilizers in two loess derived soils:
II. N-distribution and balances.
Zur Veröffentlichung eingereicht.

Tabelle 1: 15-N-Bilanzen nach $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$ -Düngung (Mittelwerte u. Standardabweichungen)

A: Parabraunerde (Acker)

Temperatur	Sickerwasser	-----Boden-----						15-N wieder- gefunden	15-N Ver- luste	
		$\text{NO}_3\text{-N}$	$\text{NH}_4\text{-N}$	N_t	$\text{NH}_4\text{-N}_f$	$\text{NH}_4\text{-N}_a$	$\text{NO}_3\text{-N}$			N_{org}
4°C	kgN/ha	69.1 ±5.5	0	3 ±0.17	0	0	0	3 ±0.17	72.1 ±7.0	8 ±6.9
	%	86.4	0	3.7	0	0	0	3.7	90	10
23°C	kgN/ha	68.4 ±4,8	0	3 ±0.06	0	0	0	3 ±0.06	71 ±6.1	9 ±6.1
	%	85.5	0	4	0	0	0	4	89.5	10.5

B: Saure Braunerde (Wald)

Temperatur	Sickerwasser	-----Boden-----						15-N wieder- gefunden	15-N Ver- luste	
		$\text{NO}_3\text{-N}$	$\text{NH}_4\text{-N}$	N_t	$\text{NH}_4\text{-N}_f$	$\text{NH}_4\text{-N}_a$	$\text{NO}_3\text{-N}$			N_{org}
4°C	kgN/ha	69 ±5.1	0	4.5 ±0.4	0	0	0	4.5 ±0.4	73.5 ±1.9	6.5 ±1.9
	%	86	0	6	0	0	0	6	92	8
23°C	kgN/ha	3.8 ±11.6	Traces	12 ±3.1	0	0	0	12 ± 3.1	50 ±4.5	30 ±4.5
	%	48	Traces	15				15	63	37

Tabelle 2: 15-N-Bilanzen nach $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ -Düngung (Mittelwerte u. Standardabweichungen)

A: Parabraunerde (Acker)

Temperatur		Sickerwasser		-----Boden-----					15-N wieder- gefunden	15-N Ver- luste
		$\text{NO}_3\text{-N}$	$\text{NH}_4\text{-N}$	N_t	$\text{NH}_4\text{-N}_f$	$\text{NH}_4\text{-N}_a$	$\text{NO}_3\text{-N}$	N_{org}		
4°C	kgN/ha	41	Traces	24	1.6	2	13.3	7.1	65	15
		+6.8		+5.5	+1.0	+1.4	+3.6	+2.7	+4.2	+4.2
23°C	§	51	0	30	2	2.3	16.6	8.9	81	19
	kgN/ha	55	Traces	9	0.5	0	0	8.5	64	16
		+11.6		+1.7	+0.4			+1.7	+10.7	+10.7
	§	68	0	11.2	0.7	0	0	10.5	79.2	20.8

B: Saure Braunerde (Wald)

Temperatur		Sickerwasser		-----Boden-----					15-N wieder- gefunden	15-N Ver- luste
		$\text{NO}_3\text{-N}$	$\text{NH}_4\text{-N}$	N_t	$\text{NH}_4\text{-N}_f$	$\text{NH}_4\text{-N}_a$	$\text{NO}_3\text{-N}$	N_{org}		
4°C	kgN/ha	6.5	0.1	49	13	14.5	Traces	21.5	55.6	24.4
		+2.8		+4.8	+3.8	+0.5		+4.1	+2.4	+2.4
23°C	§	8	0.1	61.2	16.5	18	0	26.8	69.5	30.5
	kgN/ha	5	1	49	12	9	Traces	28	55	25
		+3.8		+2.9	+2.6	+0.4		+1.1	+2.7	+2.7
	§	6	1.5	61.5	15	11	0	35	69	31.0

Felduntersuchungen zur N-Transformation
im Boden unter Brache und Hafer

von

F. Beese⁺

In einem umfassenden Feldversuch wurde der Verbleib von 15-N markiertem $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ im Boden unter Hafer und Brache untersucht. Das Experiment diente zur Verifizierung von Simulationsmodellen zum Stickstoff-Umsatz und -Transport unter natürlichen Bedingungen. Über die Details dieser Untersuchungen wird an anderer Stelle ausführlich berichtet werden. Im Rahmen dieser Kurzfassung sollen lediglich zwei Bilanz-Ansätze vorgestellt werden, an denen die Problematik von N-Bilanzen im Feld aufgezeigt werden soll.

Bilanz A basiert auf der Messung der Vorratsänderung des Mineralischen Stickstoff und der N-Aufnahme durch die Pflanzen. Unter den besonderen Bedingungen des Untersuchungszeitraums kann ein Austrag nach unten mit Sicherheit ausgeschlossen werden. Der Input ergibt sich aus der Düngung und dem Eintrag mit den Niederschlägen. Tabelle 1 zeigt die Bilanz für Hafer und Brache.

Tab. 1: Bilanz des mineralischen Stickstoff für die Zeit vom 14.4. bis 17.10.77

INPUT: 80.0 kg N/ha als $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ -Düngung
10.0 kg N/ha mit den Niederschlägen
90.0 kg N/ha

VORRÄTE zu Beginn:

109.5 72.5 kg N/ha als NO_3^- -N
37.0 kg N/ha als NH_4^+ -Na
1512.0 kg N/ha als NH_4^+ -N_f

⁺ Institut für Bodenkunde und Waldernährung, Büsgenweg 2,
D-34 Göttingen

VORRÄTE am Ende:

BRACHE:

241.0 201.0 kg N/ha als NO_3^- -N
 40.0 kg N/ha als NH_4^+ -N_a
 1492.0 kg N/ha als NH_4^+ -N_f

HAFER:

38.0 --- kg N/ha als NO_3^- -N
 38.0 kg N/ha als NH_4^+ -N_a
 1538.0 kg N/ha als NH_4^+ -N_f

ENTZUG: 152,5 kg N/ha.

Hieraus ergibt sich für die Brache folgendes Bild: Zu den im Frühjahr vorhandenen Vorräten an NO_3^- -N und NH_4^+ -N_a addiert sich der Input von 90 kg/ha. Weiter sind aus der Fraktion NH_4^+ -N_f 20 kg/ha in die mobile Fraktion übergegangen. Zum Ausgleich der Bilanz müssen 21.5 kg/ha mineralisiert sein. Anders die Situation beim Hafer. Durch den Entzug von 152.5 kg N/ha wurde die mobile Fraktion bei gleichzeitiger Vergrößerung der Fraktion NH_4^+ -N_f um 26 kg auf 38 kg N/ha reduziert. Zum Ausgleich der Bilanz muß eine Mineralisation in Höhe von 17 kg N/ha stattgefunden haben, was mit der Situation unter Brache vergleichbar wäre.

Daß diese "realistisch" aussehende Bilanz zu vollkommen falschen Schlüssen führen kann, geht aus der Betrachtung der Dünger-N-Bilanz (Bilanz B) hervor, wie sie in der Tabelle 2 gezeigt wird.

Tab. 2: Bilanz des applizierten 15-N-Düngers

INPUT: 80 kg N/ha als 15-N (NH_4)₂SO₄
 VORRÄTE zu Beginn: gleich Null gesetzt

VORRÄTE am Ende:

BRACHE:

30.3 kg N/ha als NO_3^- -N
 1.7 kg N/ha als NH_4^+ -N_a
 5.6 kg N/ha als NH_4^+ -N_f 54.5
 16.9 kg N/ha als N-org.

HAFER:

--- kg N/ha als NO_3^- -N
 1.4 kg N/ha als NH_4^+ -N_a 27.9
 4.9 kg N/ha als NH_4^+ -N_f
 21.6 kg N/ha als N-org.

ENTZUG: BRACHE = --.- kg N/ha
HAFER = 29.5 kg N/ha

VERLUST: BRACHE = 25.5 kg N/ha
HAFER = 22.6 kg N/ha

Ein Vergleich dieser beiden Bilanzen zeigt, daß ohne die Verwendung von markiertem N eine Abschätzung der N-Transformation im Boden nicht möglich ist. Besonders zwei Größen werden bei einem einfachen Bilanzansatz (A) unterschätzt. Es sind dies die Mineralisierung und die möglichen gasförmigen Verluste. Zur Aufhellung der N-Transformation und ihrer Quantifizierung im Feld ist der Einsatz von markierten N-Düngern auch weiterhin unumgänglich.



Wachstum und Überleben von Azospirillum lipoferum in Boden und Rhizosphäre unter ökologischen Streßbedingungen

von

Jagnow, G.⁺

Während bereits viele Untersuchungen über die Physiologie und Stickstoffbindung von Azospirillum, seine Besiedelung von Pflanzenwurzeln sowie über seine Wirkungen auf Pflanzen nach Beimpfung von Samen oder Wurzeln vorliegen, ist nur wenig über das Überleben und die Konkurrenzfähigkeit von Azospirillum-Populationen in Boden und Rhizosphäre während und nach der Einwirkung natürlicher Streßfaktoren in Gegenwart anderer Bodenmikroorganismen bekannt. Viele Beobachtungen zeigten, daß Azospirillum spp. in tropischen und neutralen oder schwach sauren Böden häufiger vorkommen als in sauren Böden und solchen der gemäßigten Zone (Döbereiner 1978). Lakshmi et al. (1977) konnten die Organismen noch aus einer 15 Jahre lufttrocken gelagerten indischen Bodenprobe isolieren. Wir isolierten einen Stamm aus Maiswurzeln in einer mäßig sauren Parabraunerde der FAL in Braunschweig und untersuchten sein Überleben in einem Feld-Impfversuch. Seine Konkurrenzfähigkeit im Boden um Substratgaben, sein Überleben und Wachstum nach Trocknung und Wiederbefeuchtung und seine Resistenz gegen Gefrieren und Tauen wurden in 2 Laborversuchen geprüft. Die Resistenz von Rhizosphärenpopulationen gegen die gleichen Streßfaktoren wurde in einem weiteren Versuch mit Wurzelballen von beimpften Gräsern und Getreidearten aus einem Topfversuch geprüft, die 2 - 3 Monate nach der Beimpfung hohe Azospirillum-Populationen aufwiesen.

Methoden

Der Versuchsstamm besaß die typische spiralige Morphologie, wertete neben organischen Säuren zur N₂-Bindung auch Glucose und Mannit, dagegen keine Saccharose. Der Feldversuch wurde in einer

⁺ Institut für Bodenbiologie, Bundesforschungsanstalt für Landwirtschaft, D-3300 Braunschweig, Bundesallee 50

mit $160 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$ N gedüngten Futtermaisparzelle angelegt, indem Ende Juni eine 160 cm lange und 40 cm breite Reihe von 12 ca. 70 cm hohen Pflanzen durch Begießen mit 4 l einer gut gewachsenen Kultur gleichmäßig bis zu 5 cm Bodentiefe befeuchtet wurde. Eine Kontrollreihe wurde mit der gleichen Menge einer autoklavierten Kultur befeuchtet. In 1-2wöchigen Abständen wurden Mischproben aus der beimpften Bodenschicht und Wurzelproben durch einseitiges Abstechen der Saugwurzeln von jeweils einer Pflanze entnommen. Die Wurzeln wurden gewaschen und homogenisiert. Von Bodenproben, abgespültem Wurzelboden und Wurzeln wurden je 0,1 ml dezimaler Verdünnungen in Malat-Weichagarröhrchen (Okon et al. 1977) mit $70 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ Glutaminsäure geimpft und die Keimzahl nach der "most probable number"-Methode ermittelt. Positive Röhrchen bildeten in 3 Tagen bei 28°C scharf begrenzte Pellikel nahe der Oberfläche mit hoher Nitrogenaseaktivität (C_2H_2 -Reduktionstest).

In einem Brutversuch wurde feldfeuchter Boden aus dem Feldversuch mit einer gewaschenen Phosphatpuffersuspension (pH 7,0) von Azospirillum-Zellen auf 67% WK mit oder ohne Substratzusatz von 1330 bzw. 990 ppm Natriummalat oder Glucose beimpft. Nach 2 Wochen wurden die gleichen Substratmengen nochmals trocken mit dem Boden vermischt. Ein Ansatz ohne Substrat wurde bei $+2^\circ\text{C}$ bebrütet, ein Teil davon 8 Stunden bei -18°C gefroren und über Nacht bei $+2^\circ\text{C}$ aufgetaut. Nach geeigneten Abständen sowie nach jeder Behandlung wurden die Azospirillum-Populationen bestimmt. In einem zweiten Brutversuch wurden 400 g-Portionen einer lufttrockenen, basischen Parabraunerde auf gleiche Weise mit oder ohne 665 bzw. 450 ppm Natriummalat oder Glucose auf 67% der Wasserkapazität befeuchtet und beimpft. Vom 10. bis 14. Tag wurden die Ansätze luftgetrocknet und mit Pufferlösung (mit oder ohne erneute Substratzugabe) befeuchtet.

Wurzelballen aus Topfversuchen mit beimpften Pflanzen von Festuca rubra, Lolium perenne, Dactylis glomerata, Arrhenatherum elatior, Secale cereale und Hordeum vulgare wurden an der Luft oder im Exsiccator getrocknet und wieder befeuchtet. Teilproben wiederbefeuchteter Wurzeln wurden 1, 2 und 4 mal bei -18°C und $+2^\circ\text{C}$ gefroren und aufgetaut. Vor und nach jeder Behandlung wurden die Azospirillum-Populationen bestimmt.

Ergebnisse

1. Feldversuch (Tab. 1)

Während der 91tägigen Versuchsperiode traten niederschlagsbedingte Schwankungen der Bodenfeuchtigkeit von 16,1% (Feldkapazität) bis zu 3,7% im Herbst (fast lufttrocken) auf. Die eingepfimte Population betrug fast $10^9 \cdot g^{-1}$. Sie nahm während der ersten drei Wochen und auch später zwischen der 7. und 12. Woche nur langsam ab. Von der 3. bis zur 7. Woche verringerte sie sich trotz hoher Bodenfeuchtigkeit schneller und nahm während der herbstlichen Bodenaustrocknung ebenfalls schnell ab. Zwischen der 5. und 7. Woche waren die Rhizosphäre und Wurzelpopulationen 10-100 mal größer, verringerten sich aber ebenso schnell wie die Bodenpopulation. Danach stabilisierte sich die Wurzelpopulation und behielt bis zur Ernte eine Höhe von $1-4 \times 10^6 \cdot g^{-1}$. Die Rhizosphärenpopulation nahm dagegen weiter ab, wenn auch in geringerem Maße als die Bodenpopulation. Dies zeigt, daß im Freiland die Wurzeln bevorzugt besiedelt werden und anscheinend bei Austrocknung die Zellen vor dem Absterben schützen. Die Azospirillum-Populationen der unbeimpften Kontrollwurzeln waren viel niedriger und wiesen zwischen den einzelnen Terminen stärkere Unterschiede auf, wahrscheinlich als Folge einer viel inhomogeneren Besiedelung als bei den beimpften Wurzeln.

Tab. 1: Überleben eines aus Mais isolierten und in Maisfeldboden (Parabraunerde) eingepfimten Stammes von Azospirillum lipoferum vom 28.06.-27.09.1979, FAL Braunschweig

Logarithmen der Azospirillum-Population $\cdot g^{-1}$ Trockengewicht

Tage nach Beimpfung	% Boden- wasser	beimpft			unbeimpft (Kontrolle)	
		Boden	Wurzel- boden	Mais- wurzeln	Boden	Mais- wurzeln
0	14,8	8,77	-	-	-	-
14	9,3	8,16	-	-	-	-
21	16,1	7,82	-	-	2,56	-
33	14,0	6,57	7,28	7,56	-	-
49	11,8	5,29	6,05	6,17	-	2,43
63	6,2	4,82	5,16	6,05	-	4,90
77	8,4	4,40	5,11	6,20	-	4,46
91	3,7	2,92	5,46	6,43	0,97	2,43

S.D. (P=0,05) für log der Azospirillum-Population = 0,54 (t-Test aus Standardabweichungen nach Cochran 1950)

2. Laborversuche

Die in feldfeuchten Boden eingepflichten und bei 22°C bebrüteten Azo-
spirillum-Populationen verringerten sich etwa 3 mal schneller als im
Freilandversuch (Tab. 2). Bei 2°C verminderte sich die Absterberate
jedoch um einen Faktor von ca. 3000. Durch die energetisch gleich-
wertigen Malat- und Glucosegaben verringerte sich die Absterberate
während der ersten Woche deutlich. Diese Wirkung hielt nach Glucose-
zugabe länger an als nach Zugabe von Malat. Nach der zweiten Malat-
gabe schienen sich die Organismen jedoch schneller zu vermehren als
nach der zweiten Glucosegabe. Sie behaupteten sich erfolgreich ge-
genüber der anderen Mikroflora, indem sie sich um fast das 100fache
vermehrten. Die Endpopulation war jedoch nach der zweimaligen Glu-
cosegabe fast 10 mal höher. Es scheint, daß aus Glucose den Azospi-
rillen mehr Erhaltungsenergie zur Verfügung steht, da sie sowohl di-
rekt als auch indirekt durch die Verwertung der von anderen Mikro-
organismen aus Glucose gebildeten Säuren genutzt werden kann. Der
Versuch zeigte auch die tödliche Wirkung des Gefrierens und Tauenens,
durch welche die Population um einen Faktor von über 10⁴ abnahm.

Tab. 2: Überleben gewaschener Azospirillum-Zellen von Mais in feuch-
tem (20% w/w) Maisfeldeboden mit und ohne Substratgaben, bei
22 und 2°C

Logarithmen der Azospirillum-Populationen . g⁻¹ Bodentrockengewicht

Tage nach Be- impfung	beimpfter Boden ohne Substrat		beimpfter Boden mit 1330 ppm Na-Malat 900 ppm Glucose		unbeimpfter Boden ohne Substrat
	22°C	2°C	bei Beimpfung u. nach 22°C 25 Tagen 22°C		22°C
0	9,60	9,60	9,60	9,60	1,34
4	7,76	-	8,30	8,36	-
8	6,43	8,69	7,44	7,60	1,93
17	5,34	-	5,23	6,60	-
28	3,84	-	6,13	5,93	-
31	3,35	6,80 ⁺	4,74	5,74	2,52
36	2,52	-	3,91	5,19	2,54

⁺Nach Gefrieren und Tauen war der log der Population <3.

Tab. 3: Überleben gewaschener Azospirillum-Zellen von Mais in wiederbefeuchteter (67% Wk., 25% w/w), basischer Parabraunerde (pH 7,0) mit und ohne Substratgaben bei zwischenzeitlicher Lufttrocknung und Wiederbefeuchtung mit und ohne erneute Substratgaben

Logarithmen der Azospirillum(Az.)- und der Populationen anderer aerober Bakterien (B.) $\cdot g^{-1}$ Bodentrockengewicht

Tage nach Beimpfung	beimpfter Boden ohne Substrat		beimpfter Boden mit Substrat			
	Az.	B.	665 ppm Na-Malat		450 ppm Glucose	
			Az.	B.	Az.	B.
0	9,14	7,94	9,14	7,94	9,14	7,94
4	8,74	7,20	8,65	7,30	8,47	7,63
7	6,98	7,10	6,85	7,11	7,66 ⁺	7,32
10	6,61	7,13	6,05 ⁺	7,13	6,74 ⁺	7,20
4 Tage Luft- trocknung + Wiederbefeuchtung			+665 ppm Na-Malat		+450 ppm Glucose	
14	2,59	7,14	2,59	7,26	2,39	7,38
16	2,42	7,40	3,46 ⁺	7,85	2,89	7,70
21	2,91	7,48	3,85 ⁺	7,87	3,18	7,77

S.D. (P = 0,05) für log der Azospirillum-Populationen = 0,54 (nach t-Test mit der Standardabweichung nach Cochran 1950).

⁺signifikant verschieden von Kontrollpopulationen

In dem Versuch mit der wiederbefeuchteten, basischen Parabraunerde starben die eingepflanzten Azospirillum-Zellen während der ersten Woche mit ähnlicher Geschwindigkeit ab, wie in der feldfeuchten Parabraunerde (Tab. 3). Bei den nur halb so hohen Substratzugaben wurde die Absterberate nur durch Glucose vermindert. Lufttrocknung hatte eine drastische Reduktion der Population um 99,99% zur Folge. Die Gesamtpopulation der anderen Bakterien wurde durch die Lufttrocknung dagegen kaum beeinflusst. Bei Wiederbefeuchtung ohne Substratzugabe fand keine Vermehrung der Azospirillen statt, bei gleichzeitiger Zugabe von 665 bzw. 450 ppm Malat oder Glucose wurde innerhalb von 2-7 Tagen jedoch eine ca. 10fache Vermehrung beobachtet.

3. Versuche mit Wurzelballen (Tab. 4)

Im Gegensatz zu den Bodenversuchen waren die Azospirillum-Populationen in der Rhizosphäre und den Wurzeln der eingetopften Gras- und Getreidepflanzen gegen Lufttrocknung viel resistenter und besaßen selbst nach 70 Tagen Austrocknung der Wurzelballen noch eine Höhe von $3-40 \times 10^6 \cdot g^{-1}$. Dennoch spielt auch hier die Intensität der Trocknung eine Rolle. Die im Exsiccator getrockneten Wurzelpopulationen von Dactylis glomerata wurden stärker reduziert als diejenigen der luftgetrockneten Wurzeln von Arrhenatherum elatior. Je nach Pflanzenart, Intensität und Dauer der Trocknung vermehrten sich die Azospirillen der Rhizosphäre 2-3 Tage nach Wiederbefeuchtung um Faktoren von 3-21. Bei den im Exsiccator getrockneten Dactylis-Wurzeln hielt diese Vermehrung sogar 8 Tage lang an. Teilproben der wiederbefeuchteten Wurzelballen wurden gefroren und aufgetaut. Ganz im Gegensatz zu den eingepflanzten Bodenpopulationen beeinflusste dies ihre Lebensfähigkeit jedoch nicht. An Weizenwurzeln wurde danach sogar eine scheinbare Zunahme beobachtet. Aufgetaute Teilproben gefrorener Wurzeln von Festuca rubra und Lolium perenne wurden in 1-2tägigen Abständen noch drei weitere Male gefroren und aufgetaut. Im Vergleich mit der Population nach dem ersten Gefrieren und Tauen hatte diese sich nach der wiederholten Behandlung bei Lolium perenne nicht und bei Festuca rubra nur geringfügig vermindert.

Aus diesen Versuchen ist zu schließen, daß Populationen des Wurzelbesiedelnden Azospirillum lipoferum durch die Wurzeln gegen extreme Trockenheit, Gefrieren und Auftauen gut geschützt werden und unter ungünstigen klimatischen Bedingungen im Boden wahrscheinlich in lebenden oder toten Wurzeln überdauern.

Tab. 4: Überleben und Wachstum von Azospirillum in Wurzeln nach Trocknung, Wiederbefeuchtung, Gefrieren und Tauen

Beimpfte Topfpflanzen	Logarithmen der <u>Azospirillum</u> -Population $\cdot g^{-1}$ Wurzeltrockengewicht		Tage	2(3) Tage nach Wieder- befeuchtung	-18/2°C		Tage nach Wieder- befeuchtung	
	vor / Lufttrocknung	nach			2x (1x)	4x	4	8
Festuca rubra	9,00	7,45	8	(7,97) ⁺	8,10	6,81	-	-
Lolium perenne	8,43	6,53	8	(7,42) ⁺	6,87	6,64	-	-
Dactylis glomerata	9,55	6,88 ⁺⁺	17	8,21 ⁺	-	-	8,74 ⁺	8,99
Arrhenatherum elatior	8,86	7,58	17	8,50 ⁺	-	-	8,65	8,36
Secale cereale	10,16	7,29	70	8,05 ⁺	(7,62)	-	-	-
Hordeum vulgare	8,35	6,70	70	7,35 ⁺	(8,49)	-	-	-

⁺signifikante Zunahme nach Wiederbefeuchtung

⁺⁺Trocknung im Exsiccator über Silica-Gel

Literatur:

- Cochran, W.G.: Estimation of bacterial densities by means of the "most probable number". - *Biometrics* 6, 105-116 (1950)
- Döbereiner, J.: Influence of environmental factors on the occurrence of Spirillum lipoferum in soils and roots. - *Ecol. Bull. (Stockholm)* 26, 343-352 (1978)
- Lakshmi, V., Sátyanarayana, Rao, A., Vijayalakshmi, K., Lakshmi-Kumari, M., Tilak, K.V. and Subba Rao, N.S.: Establishment and survival of Spirillum lipoferum. - *Proc. Ind. Acad. Sci.* 86B, 397-404 (1977)
- Okon, Y., Albrecht, S.L. and Burris, R.H.: Methods of growing Spirillum lipoferum and for counting it in pure culture and in association with plants. - *Appl. Envir. Microbiol.* 33, 85-88 (1977)

Zur Messung des N_2 -Assimilationsvermögens von Böden durch frei-
lebende Bodenmikroorganismen mit Hilfe der Acetylenreduktions-
methode.- Versuchsbedingungen und Verlauf der Reduktion.

von

Wegener, K.E., R.Aldag u. B.Meyer

*)

Nach den Feststellungen von SCHÖLLHORN und BURRIS sowie DILWORTH, daß C_2H_2 die N_2 -Fixierung hemmt, wurde von HARDY und KNIGHT die Acetylenreduktionsmethode (ARM) als Untersuchungsverfahren für die N_2 -Fixierungsaktivität vorgestellt. Seitdem wird die ARM auf breiter Ebene zur Untersuchung der N_2 -Fixierungskapazität von Organismen, Wässern, Böden und Pflanzen-Bakterien-Symbiosen sowie -Assoziationen angewandt.

In einer Arbeit über die Anwendung der ARM haben HARDY et al. (1973) die Verwendung eines C_2H_2 -Partialdruckes vorgeschlagen, der den Nitrogenase-Enzymkomplex in gleichem Maße sättigt, wie er durch den N_2 -Partialdruck von 780 mb der Luft gesättigt wird und empfehlen einen Wert von 50 - 100 mb C_2H_2 als Standardkonzentration. Dieser Wert ist geringer als der N_2 -Partialdruck der Luft, weil die Substratspezifität der Nitrogenase für C_2H_2 in vivo ca. 4x größer ist als die für N_2 (K_m -Wert C_2H_2 in vivo und in vitro 0.005 bar; N_2 in vivo 0.04 bar, in vitro 0.1 - 0.2 bar), und weil C_2H_2 in Wasser 60x löslicher ist als N_2 . Weiterhin setzten sich die Autoren für Kurzzeitversuche ein, da bei Zugabe von Acetylen zur Bebrütungsatmosphäre durch die Mikroorganismen (MO) kein Stickstoff mehr fixiert wird und mit zunehmender Dauer dieser Unterbrechung der Stickstoff-Fixierung die Auswirkungen auf den Stoffwechsel der MO zunehmen.

In der Anwendung der ARM sind in den letzten Jahren jedoch beträchtliche Schwankungen hinsichtlich der Meßzeitdauer sowie des verwendeten Acetylen-Partialdruckes zu beobachten, wohl auch durch die Ausweitung der Anwendungsbereiche mitbedingt. So wurde 1977 von YOSHINARI et al. in Versuchen zur gleichzeitigen Messung von Denitrifikation und N_2 -Fixierung in mit Glucose angereicherten Böden unter

*) Institut für Bodenwissenschaften, von-Siebold-Str. 4, ingen,
D 3400 GÖTTINGEN

einer Atmosphäre aus 900 mb Ar und 100 mb C_2H_2 eine Meßperiode von 5 Tagen angewandt.

In der vorliegenden Arbeit wurde die Beeinflussung der Acetylenreduktion im Boden unter ständig Acetylen enthaltender Atmosphäre durch variierte N_2 - und C_2H_2 -Partialdrucke sowie die Acetylenreduktion nach unterschiedlich langen Vorbebrütungsphasen des Bodens unter Luft untersucht.

Material und Methoden

Der verwendete Boden ist eine luftgetrocknete, auf 2 mm abgeseibte, kalkhaltige Feuchtschwarzerde aus Löß. 1.5 kg lufttrockener Boden wurde in eine Mitscherlich-Schale gefüllt und bei Versuchsansatz mit einer Glucose-Wasser-Lösung (0.6 Gew.% Glucose) bis auf 80 % der FK befeuchtet. Die Schalen wurden dann in 20 l - Exsikkatoren gestellt, in denen durch Evakuierung und Einfüllen von Reingasen unter manometrischer Kontrolle die gewünschte Atmosphäre hergestellt wurde. In den Exsikkatoren befand sich zum Auffangen des durch die Bebrütung gebildeten CO_2 eine 2. Schale mit 200 ml einer 2 n KOH. Der durch O_2 -Verbrauch abfallende Exsikkatorinnendruck wurde täglich kontrolliert und durch O_2 -Zugabe wieder auf den ursprünglichen Wert gebracht. Die Ansätze wurden bei 25°C und 1800 lux Dauerlicht bebrütet.

Ethylen wurde gaschromatographisch mit einem FID (Glassäule 150 x 0.35 cm, Porapak R, 35°C; Trägergasfluß 30 ml He/min) gemessen. Die CO_2 -Gehalte der Exsikkatorluft wurden mit einem WLD (Metallsäule 300 x 0.2 cm, Porapak Q, 55°C, 60 ml He/min) bestimmt und die O_2 - und N_2 -Gehalte bei Bedarf kontrolliert (WLD, Metallsäule 200 x 0.4 cm, Molekularsieb 5 Å, 60°C, 60 ml He/min). Das in der KOH-Lauge aufgefangene CO_2 wurde mit $BaCl_2$ gefällt und nach Rücktitration und entsprechender Differenzrechnung bestimmt.

Ergebnisse und Diskussion

Mit zunehmendem N_2 -Partialdruck steigt die Ethylenbildung an (Abb.1). Bei 10 mb N_2 wurden 12 nMol C_2H_4 /g Boden gemessen, bei 39 mb 15 nMol. Diese beiden Kurven sind in der Abb.1 wegen des verwendeten Maßstabs allerdings nicht enthalten. Bei 54 mb N_2 werden schon 31 nMol/g Boden reduziert. Eine starke überproportionale Zunahme der C_2H_4 -Bildung ist im Bereich von 80 - 300 mb N_2 zu verzeichnen, darüber steigt sie nur noch unerheblich an. Bei niedrigen N_2 -Partialdrucken nehmen die

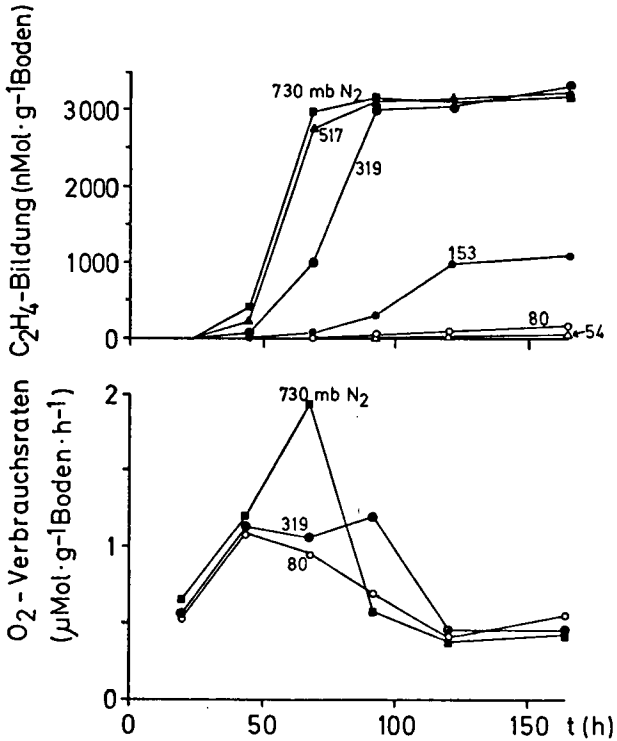


Abb.1: Abhängigkeit der C₂H₄-Bildung und der O₂-Verbrauchsrate einer mit 0.6 Gew. % Glucose angereicherten Schwarzerde vom N₂-Partialdruck bei einem C₂H₂-Gehalt von 20 mb über die gesamte Bebrütungsdauer. Atmosphäre: 200 mb O₂, 20 mb C₂H₂, N₂ variiert von 10 - 730 mb, Restgas (bis 950 mb) Ar.

C₂H₂-Reduktionsraten langsam zu und haben ihr Maximum zu einem späten Zeitpunkt, während sie bei hohen N₂-Partialdrücken relativ schnell ansteigen; die Acetylenreduktion ist dadurch schneller beendet.

Die gleiche Tendenz zeichnet sich auch bei den O₂-Verbrauchsrate ab (siehe untere Hälfte der Abb.1), von denen der besseren Übersicht wegen aber nur 3 Kurven dargestellt sind. Bei der Variante mit hohem N₂-Partialdruck sind nach kurzer Zeit hohe Verbrauchsrate zu verzeichnen, während bei mittlerem und niedrigem N₂-Partialdruck kein O₂-Verbrauchsmaximum in einer frühen Versuchsphase vorhanden ist.

Der O_2 -Verbrauch geht bei diesen Varianten langsam (!) zurück.

Trotz des am Nitrogenase-Enzymkomplex vorliegenden Konkurrenzverhältnisses zwischen N_2 - und C_2H_2 -Reduktion wird mit zunehmendem N_2 -Partialdruck mehr Acetylen zu Ethylen reduziert. Eine mögliche Erklärung ist folgende. Durch Zugabe von Glucose zum Boden wird das C:N-Verhältnis des Bodens von 12:1 auf ca. 16:1 erweitert. Für die wachsende MO-Population ist das tatsächliche C:N-Verhältnis jedoch erheblich weiter, da zwar die Glucose voll verfügbar ist, nicht aber die stickstoffhaltigen, zum Teil schwer abbaubaren organischen Verbindungen des Bodenhumus. Stickstoff wird damit zum begrenzenden Faktor für die im Aufbau begriffene, zur N_2 bzw C_2H_2 -Reduktion befähigte MO-Population.

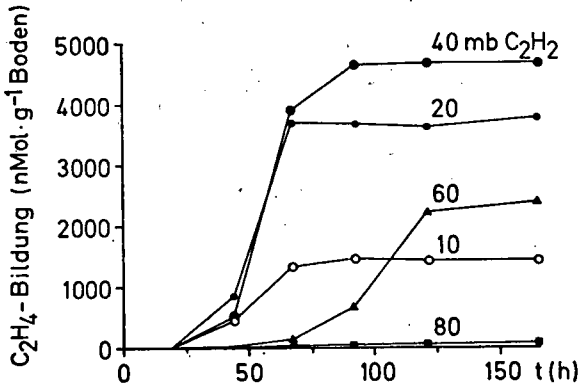


Abb.2: Abhängigkeit der C_2H_4 -Bildung einer mit 0.6 Gew.% Glucose angereicherten Schwarzerde von der bei Versuchsbeginn zugegebenen Menge an C_2H_2 . Atmosphäre: 670 mb N_2 , 200 mb O_2 , 10 - 80 mb C_2H_2 , Restgas (0 - 70 mb) Ar.

Der Einfluß eines steigenden Acetylen-Partialdrucks bei konstantem (=atmosphärischem) N_2 -Partialdruck geht aus Abb.2 hervor. Bei einer Zugabe von 10 mb Acetylen wird nur wenig Ethylen gebildet. Zum 2. Meßtermin (44 h) kann bei dieser Variante aber schon 31 % der Ethylenendmenge nachgewiesen werden. Die Variante mit 20 mb C_2H_2 hat anfangs die höchsten Reduktionsraten, liegt aber in der Summe des gebildeten Ethylens unter der mit 40 mb C_2H_2 . Mit weiter ansteigendem C_2H_2 -Partialdruck auf 60 mb setzt die Reduktion deutlich lang-

samer ein. Es wird insgesamt weniger Acetylen reduziert, und das Aktivitätsmaximum wird erst im Zeitraum von 92 - 120 h erreicht. Bei einem C_2H_2 -Partialdruck von 80 mb wird kaum noch Ethylen gebildet.

Bei niedrigen Acetylen-Partialdrucken ist das Konkurrenzverhältnis von N_2 zu C_2H_2 am Nitrogenase-Enzymkomplex so, daß verhältnismäßig große Mengen N_2 zu NH_3 reduziert werden und damit durch die N_2 -Fixierer unter anderem Nitrogenase gebildet werden kann. Es wird schon nach kurzer Zeit maximale Enzymaktivität gemessen. Aufgrund des die N_2 -Reduktion begünstigenden, niedrigen C_2H_2 -Partialdrucks wird nur wenig Ethylen gebildet. Bei "optimalem" C_2H_2 -Partialdruck wird weniger N_2 reduziert, aber noch genug, um genügend Nitrogenase bilden zu können, mit der dann relativ große Mengen an C_2H_2 reduziert werden. Bei hohem N_2 -Partialdruck wird kaum noch N_2 reduziert. Es kann nur soviel Mikroben-Eiweiß und damit auch Nitrogenase gebildet werden, wie Stickstoff im Boden über abbauende Prozesse zur Verfügung gestellt wird.

wenn diese Annahmen zutreffen, müßten bei einer Aufteilung der Bebrütung in eine "Vorbebrütungsphase" unter "Luft" und eine an die Acetylenzugabe sich anschließende "Meßphase" das Acetylen weitgehend abhängig nur vom Acetylen-Partialdruck reduziert werden, da in der Vorbebrütungsphase mit ausschließlicher N_2 -Fixierung Nitrogenase gebildet werden kann. Die vorgebildete Nitrogenasemenge hängt dann von der Dauer dieser Phase ab. Deshalb wurden im folgenden Versuch (Abb.3) neben dem Acetylen-Partialdruck auch die Dauer der Vorbebrütungsphase variiert.

Bei einer Vorbebrütungsphase von nur 28 h (Abb.3a) ist mit zunehmendem Acetylen-Partialdruck bei der Ethylenbildung noch die gleiche Tendenz abzulesen wie in Abb.2. Mit zunehmendem Acetylen-Partialdruck nehmen die Reduktionsraten zunächst bis zu einem Optimum bei 30 - 50 mb zu. Bei 80 mb C_2H_2 sind die Reduktionsraten wieder niedriger. Sie bleiben über den gesamten Meßzeitraum gleich.

Bei den Varianten mit der Vorbebrütungsphase von 36 h (Abb.3b) nehmen sowohl die über die Ethylenbildung gemessenen Reduktionsraten als auch die insgesamt reduzierten Mengen mit zunehmendem C_2H_2 -Partialdruck zu. Dies ist ebenso bei den Varianten mit Vorbebrütungsphasen von 41 und 45 h (Abb.3c und 3d) der Fall. Mit zunehmender Vorbebrütungsphase ist die Reduktion jedoch schneller beendet, und es wird weniger Ethylen gebildet.

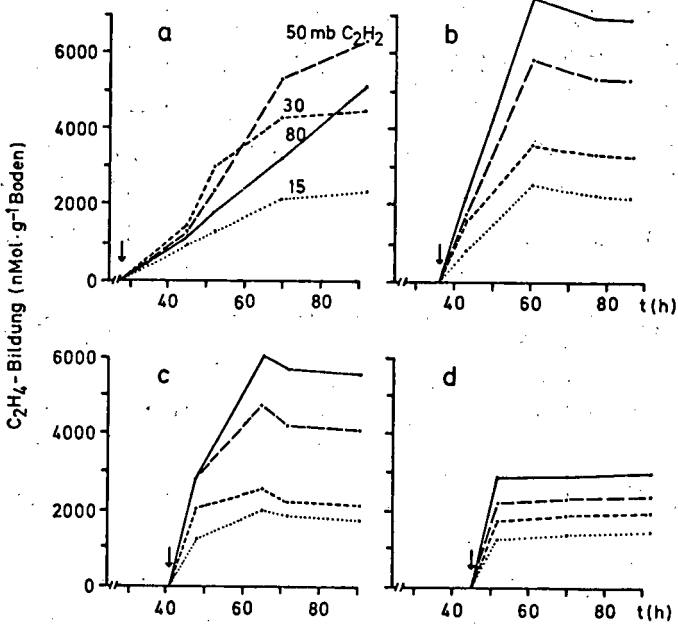


Abb.3: Abhängigkeit der C_2H_4 -Bildung einer mit 0.6 Gew.% Glucose angereicherten Schwarzerde von unterschiedlich langen Vorbebrütungsphasen unter "Luft" mit anschließend zu Beginn der Meßphasen () mengenmäßig variierten C_2H_2 -Zugaben. Dauer der Vorbebrütungsphase: a = 28 h, b = 36 h, c = 41 h, d = 45 h. Meßatmosphäre: 940 - 870 mb Luft, 10 - 80 mb C_2H_2 .

War die Vorbebrütungsphase kurz, konnte nur wenig Nitrogenase gebildet werden. Die gemessenen Reduktionsraten sind dadurch niedrig. Die Reduktion hält aber verhältnismäßig lange an, weil durch die vorhergehende kurzfristige Phase mit ausschließlicher N_2 -Fixierung nur wenig Glucose verbraucht wurde und die MO -Population in der Meßphase durch einsetzenden Stickstoffmangel in ihrem Wachstum behindert ist. Bei langer Vorbebrütungsphase wurde viel Nitrogenase gebildet. Die gemessenen Reduktionsraten sind sehr hoch. Die Reduktion kommt aber dadurch, daß nur noch geringe Mengen an Glucose vorhanden sind, schnell zum Stillstand.

Wird nach der Vorbebrütung nur wenig Acetylen zugegeben, wird neben dem Acetylen auch noch Stickstoff reduziert. Die über die Ethylen-

bildung gemessene Reduktion stellt dann während der Meßphase nur einen Teil der Gesamt-Reduktionsleistung der N_2 -fixierenden MO dar. Die Gesamt-Reduktionsleistung ist gegenüber der Ethylenbildung umso größer, je niedriger der Acetylen-Partialdruck ist. Durch die anteilige N_2 -Fixierung nehmen die Protein- und Nitrogenasemengen in eingeschränktem Maße weiter zu. Dies führt zu ansteigenden Acetylen-reduktionsraten sowie zu beschleunigtem Glucoseabbau.

Werden 80 mb Acetylen zugegeben, kommt die N_2 -Fixierung zum Stillstand, und es wird solange mit dem vorhandenen Nitrogenase-Potential Acetylen zu Ethylen reduziert, bis die noch vorhandene Glucose verbraucht ist (linearer Reduktionsverlauf, Abb.3a, Variante 80 mb C_2H_2).

Da die Reduktionsleistung des Bodens bei Dauerbebrütung unter einer Atmosphäre, die Stickstoff und Acetylen enthält, durch die Höhe der Partialdrucke sowie dem Verhältnis der beiden Gase zueinander beeinflusst wird, ist ein solches Verfahren zur Bestimmung der Reduktionskapazität nicht geeignet. Es wird entweder nicht die volle Reduktionsleistung erfaßt oder es werden bei hohen Acetylen-Partialdrucken durch Stickstoffmangel kaum Reduktionskapazitäten gebildet.

Kurzzeitmessungen, wie sie von HARDY et al. (1973) vorgeschlagen wurden, scheiden nach unseren Erfahrungen bei Versuchen mit Glucose als Energieträger ebenfalls aus. Bei dieser Art der Versuchsanstellung steigen die Reduktionsraten nach der anfänglichen lag-Phase in der log-Phase rasant an und sind dann in der zu bestimmten Zeiten gemessenen Höhe stark vom jeweiligen Entwicklungsstand sowie den Wachstumsgeschwindigkeiten der Boden-Mikroorganismen abhängig.

Da in Versuchen mit Glucose als Energieträger die Ergebnisse nur relativ betrachtet werden dürfen - also zum Beispiel nicht direkt mit im Feld gemessenen Werten verglichen werden können - kann man durchaus auf eine vollständige Erfassung der tatsächlichen Reduktionswerte verzichten. In einer Versuchsreihe, in der verschiedene Böden hinsichtlich ihrer Reduktionsleistung und deren Beeinflussbarkeit durch Herbizide untersucht werden, haben wir uns für dieses Verfahren entschieden. Als Atmosphäre wird dabei "Luft" mit einem volumetrisch abgemessenen Zusatz von 20 mb Acetylen verwendet.

Schlußfolgerungen

Bei der Anwendung der ARM muß man sich über Auswirkungen im klaren sein, die die Acetylenzugabe auf die N_2 -fixierenden Organismen hat. Die Mikroorganismen können, je nach dem Acetylen- und dem Stickstoff-Partialdruck, während des Tests keinen oder nur geringe Mengen N_2 binden, was Auswirkungen auf ihren Proteinstoffwechsel sowie auf ihre Nitrogenasebildung hat und damit auch die zu späteren Zeitpunkten gemessenen Reduktionsraten beeinflusst.

Längere Bebrütung unter einer Acetylenatmosphäre beeinflusst deutlich das MO-Wachstum und die damit verbundene Nitrogenaseaktivität.

Die Ethylenbildung stellt bei niedrigen Acetylen-Partialdrücken bei einer N_2 -enthaltenden Meßatmosphäre nur einen Teil der Gesamt-Nitrogenaseaktivität dar.

Literatur

- DILWORTH, M. (1966): Acetylene reduction by nitrogen-fixing preparations from *Clostridium pasteurianum*. *Biochim. Biophys. Acta* 127, 285-294.
- HARDY, R.W.F., BURNS, R.C. and HOLSTEN, R.D. (1973): Applications of the acetylene-ethylene assay for measurement of nitrogen fixation. *Soil Biol. Biochem.* 5, 47-81.
- HARDY, R.W.F., HOLSTEN, R.D., JACKSON, E.K. and BURNS, R.C. (1968): The acetylene-ethylene assay for N_2 -fixation: Laboratory and field evaluation. *Plant. Physiol.* 43, 1185-1207.
- SCHÖLLHORN, R. and BURRIS, R.H. (1967): Acetylene as a competitive inhibitor of N_2 -fixation. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 58, 213-216.
- YOSHINARI, T., HYNES, R. and KNOWLES, R. (1977): Acetylene inhibition of nitrous oxide reduction and measurement of denitrification and nitrogen fixation in soil. *Soil Biol. Biochem.* 9, 177-183.

Fixierung von Stickstoff durch Clostridium Pasteureanum
bei der Kompostierung von Stallmist

von

Hümbelin, M.⁺, M. Meyer⁺, H. Schüepp⁺⁺ und H. Sticher⁺

1. Einleitung

Die Frage, ob Stallmist bis zur Ausbringung aufs Feld aerob oder anaerob gelagert werden soll, beschäftigt Praktiker und Forscher seit vielen Jahren, und beide Richtungen haben heute ihre vehementen Vertreter. Gegen die aerobe Lagerung, d.h. die Kompostierung, wird neben dem relativ hohen Trockenmassenverlust der beträchtliche Verlust an Stickstoff angeführt. Je nach Anfangsprodukt und Kompostierungsbedingungen wird dieser Verlust in der Literatur mit 10 - 40 % angegeben.

Um diesen Verlusten, die wegen der heutigen Energiekrise besonders schwer ins Gewicht fallen, erfolgreich begegnen zu können, schien es uns angebracht, die Stickstoffdynamik während des Kompostierungsvorganges genauer als bisher abzuklären. Dazu wurden Kompostierungsversuche unter exakt kontrollierbaren Bedingungen mit möglichst wenigen Variablen angesetzt. Ziel der Arbeit war es, Bedingungen zu finden und in die Praxis umzusetzen, mit welchen sich die Stickstoffverluste ganz oder mindestens weitgehend verhindern lassen.

Der Versuchsplan ist in der Tabelle 1 dargestellt. Die folgenden Ausführungen befassen sich zur Hauptsache mit den Fassversuchen.

+ Labor für Bodenkunde, ILW, ETH Zentrum, CH-8092 Zürich

++ Eidg. Forschungsanstalt für Obst-, Wein- und Gartenbau, CH-8820 Wädenswil

Tab. 1: Genereller Versuchsplan

	"Fässer"	"Körbe"	"Freiland"
Variablen	Luftmenge C/N-Verhältnis (Strohanteil)	Kohlenstoffquelle (Strohform)	C/N-Verhältnis (Strohanteil)
Ziel	N-Bilanz (qualitativ und quantitativ) Temperaturverlauf	N-Bilanz Temperaturverlauf	Praxisnahe Bedingungen

2. Material und Methoden

2.1 Versuchsanlage

Um eine Bilanzierung des Stickstoffumsatzes zu erstellen, wurden Kompostierungsversuche in einer geschlossenen Pilotanlage angesetzt. Die Anlage bestand aus einer Serie von wärmeisolierten Plastikfässern mit 60 l Inhalt, in welche auf einem Lochblech die zur Kompostierung vorgesehene Mischung eingefüllt wurde. Die Fässer wurden von unten her künstlich belüftet. Im Zentrum der Fässer war je ein Thermoelement zur kontinuierlichen Erfassung des Temperaturverlaufes angebracht. In der Abluft, welche zwecks Verminderung des Feuchtigkeitsverlustes im Kompost über Rückflusskühler weggeführt wurde, fand eine regelmäßige Kontrolle des Gehaltes an Ammoniak und nitrosen Gasen statt. Vor und nach der Kompostierung wurde der Fassinhalt auf Trockensubstanz, Kjeldahl-, Ammonium- und teils auch Nitratstickstoff analysiert.

2.2 Ausgangsmaterial

Bei den ersten Versuchen wurde stroharter Rindermist mit gehäckseltem Weizenstroh auf das gewünschte C/N-Verhältnis eingestellt. Bei den späteren Versuchen wurde frischer Rinderkot mit den berechneten Mengen Raps- und Weizenstroh vermischt.

3. Resultate und Diskussion

In einer ersten Versuchsreihe wurde der Einfluss verschiedener Parameter auf den Kompostierungsverlauf untersucht. Zur Hauptsache waren dies das C/N-Verhältnis des Ausgangsmaterials, die Belüftungsrate, die Packungsdichte und der Wassergehalt.

Bei diesen Versuchen zeigte es sich, dass Ammoniakverluste nur dann auftreten, wenn die Temperatur über 55°C ansteigt. Sofern die Temperatur unter dieser Limite bleibt, was durch Regulierung des Luftstroms erreicht werden kann, wird fast der gesamte anfänglich vorhandene Ammoniumstickstoff von den Mikroorganismen verwertet und in organisch gebundene Formen (vor allem körpereigenes Eiweiß) umgesetzt.

Der Gehalt an nitrosen Gasen in der Abluft lag in keinem Fall über 2 ppm NO und 0,4 ppm NO_2 .

Die Figur 1 zeigt den Temperaturverlauf von zwei Versuchsreihen mit nahezu gleichem Ausgangsprodukt, jedoch mit unterschiedlicher Packungsdichte und Belüftungsrate (Mittel aus 3 Wiederholungen).

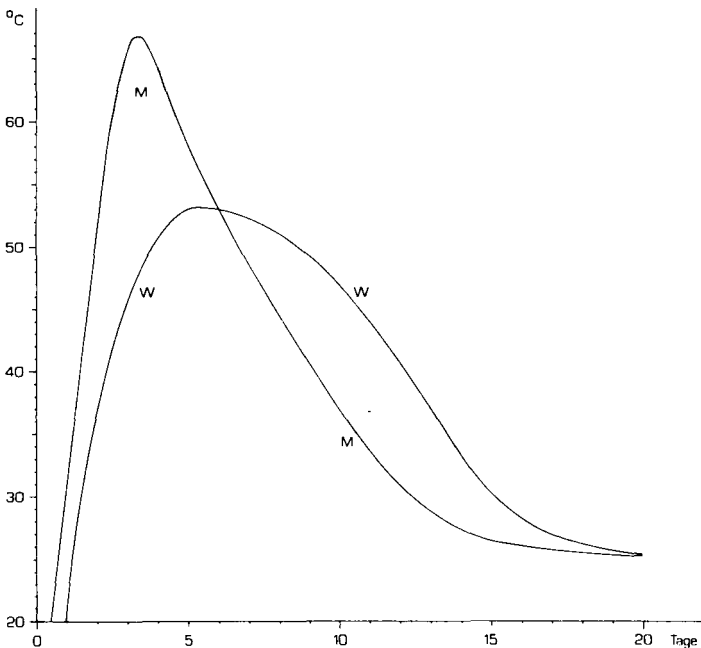


Fig. 1 : Einfluss der Belüftungsrate auf den Temperaturverlauf während der Kompostierung von Rindermist.
M : 2 Liter Luft/Stunde und kg.
W : 1,2 Liter Luft/Stunde und kg.

Bei starker Belüftung (Serie M, 30 Liter/Stunde = 2 Liter/Stunde und kg) stieg die Temperatur rasch auf 70°C an und sank alsbald fast ebenso rasch wieder auf Raumtemperatur ab. Bei mässiger Belüftung (10 Liter/Stunde = 1,2 Liter/Stunde und kg) stieg sie dagegen etwas langsamer an, verharrte während längerer Zeit auf dem Maximum um 50°C und sank anschliessend nur allmählich wieder auf Raumtemperatur ab. Während im ersten Fall ab 55°C eine intensive Ammoniakentwicklung eintrat, enthielt die Abluft von Serie W über die ganze Versuchsdauer nur Spuren von Ammoniak.

In der Stickstoffbilanz ergab sich bei einer von drei Wiederholungen der Serie W ein kleiner Gewinn an Gesamtstickstoff, der auf die Aktivität stickstoff-fixierender Mikroorganismen zurückgeführt wurde. Zur Abklärung dieser Hypothese wurden die beiden folgenden Versuchsreihen A und R angelegt (Tabelle 2).

Tab. 2: Anfangsbedingungen der Versuchsreihen A und R
(Belüftungsrate: 8 Liter/Stunde = 0,7 Liter/Stunde und kg)

Versuch	Ausgangsmischung	% Org. N	% H ₂ O
A	10 kg Rinderkot 1,25 kg Rapsstroh 0,25 kg Weizenstroh	0,35	76
R	wie A, 0,5 kg Reifkompost	0,31	77

Bei diesen Versuchen wurde alle 2-4 Tage in 2 von 3 Fässern mit identischen Mischungen während 3 Stunden eine statische, 10%ige Acetylenatmosphäre geschaffen. Nach Entnahme einer Gasprobe zur Äthylenanalyse wurden die Fässer mit frischer Luft gespült und anschliessend normal weiterbelüftet. Der Inhalt des dritten Fasses diente als Kontrolle.

Die Abbildung 2 zeigt, dass das Maximum der Stickstoff-Fixierung während der Abkühlung zwischen 38 und 32°C eintritt. Wegen des hohen Bedarfs an leicht verfügbarem Kohlenstoff kommen die Stickstoff-fixierenden Mikroorganismen erst zur Entwicklung, wenn der Abbau hochmolekularer Verbindungen eingesetzt hat. Diese Bedingung ist neben den Temperatur-, Feuchtigkeits- und Strukturansprüchen der Organismen für den Zeitpunkt der höchsten Aktivität massgebend.

Auffallend ist die deutlich höhere Äthylenkonzentration im mit Reifkompost geimpften Substrat. Es bleibt vorläufig noch offen, ob die Organismen des Reifkompostes die Stick-

stoff-Fixierung direkt oder indirekt (etwa durch die Bildung von leicht verfügbaren Kohlenstoffverbindungen) fördern.

Die durch die Acethylenmethode indirekt gemessene Fixierungsaktivität drückt sich direkt aus in der Stickstoffbilanz (Tabelle 3).

Tab. 3: Stickstoffbilanzen der Versuchsreihen A und R

Versuchsreihe	Fass	Stickstoff in g/Fass		Veränderung in %
		zu Beginn	nach 67 Tagen	
A	A 1	41,2	42,0	+ 2
	A 2	41,3	42,7	+ 3
	A 3 (Kontrolle)	41,3	39,7	- 4
R	R 1	38,7	44,1	+ 14
	R 2	38,7	42,9	+ 11
	R 3 (Kontrolle)	38,5	42,3	+ 10

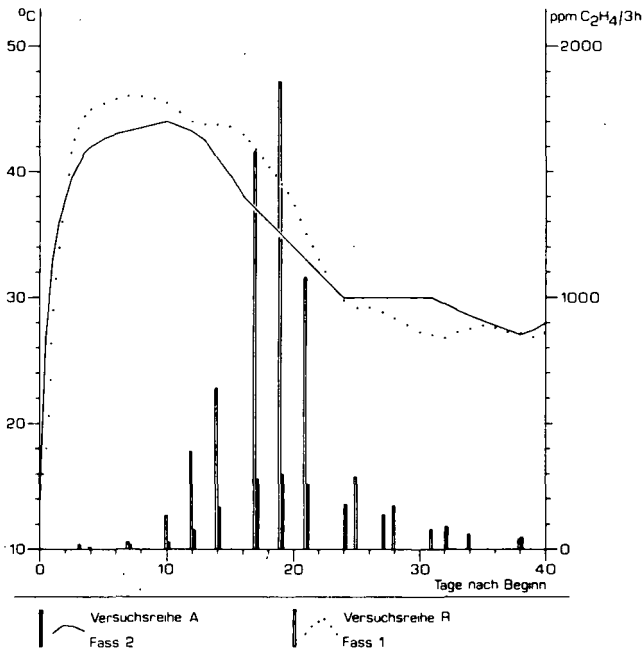


Fig. 2 : Versuchsreihen A und R. Temperaturverlauf und Aethylenproduktion von A 2 und R 1 (vgl. Tab. 3).

Um die an der Stickstoff-Fixierung beteiligten Organismen zu erfassen, wurden einige Vorversuche durchgeführt. Zur Beschaffung des Ausgangsmaterials diente ein Ansatz analog der Versuchsreihe R, der zum Zeitpunkt der höchsten N-Fixierungsrate abgebrochen wurde. In diesem Substrat, welches für die Isolationsversuche tiefgefroren wurde, waren die typischen Sporen von Clostridien in grosser Zahl vorhanden.

Um zu zeigen, ob Clostridien unter den gegebenen Bedingungen der Kompostierung überhaupt in der Lage sind zu fixieren, wurden auf sterilisiertem Substrat unter Zusatz von 5 % Saccharose drei Reinkulturen (Cl. past. ATCC 6013 und DSM 526 sowie Cl. but. ATCC 19398) auf ihre Fixierungsaktivität getestet. Cl. past. (ATCC 6013) ergab eine hohe, Cl. but. (ATCC 19398) eine schwache Aktivität, während der Test mit Cl. past. (DSM 526) negativ verlief.

Aus dem Substrat wurden sodann nach der Methode von Skinner (1975) zur Isolation von N-fixierenden Bakterien vier Reinkulturen stäbchenförmiger Bakterien isoliert. Die in physiologischer Kochsalzlösung angesetzten Verdünnungsreihen wurden während 30 Minuten bei 75°C gehalten und auf N-freies Medium ausplattiert. Einer von diesen vier Stämmen zeigte in drei Wiederholungen eine ausgeglichene, beachtliche N-Fixierung, während die anderen drei bei der vorliegenden Versuchsanordnung keine Aktivität zeigten. Die Untersuchungen zur Bestimmung der isolierten Stämme sind zur Zeit im Gang.

Literatur:

SKINNER, F.A.: Anaerobic bacteria and their activities in soil. In: Soil Microbiology (N. Walker, ed.) Butterworths London, 1975, p. 1 - 19.

Denitrifikation an Weizenwurzeln in
Abhängigkeit von der P- und K-Ernährung.

von

v. Rheinbaben, W. und G. Trolldenier*

Die Denitrifikation im Boden und auch in Nährlösungen mit Pflanzen wird von der zur Verfügung stehenden Nitratmenge, von der Temperatur, dem pH-Wert, der Menge an leichtlöslichen organischen Stoffen und den Sauerstoffverhältnissen bestimmt. Unter den organischen Substanzen in der Rhizosphäre herrschen im frühen Wachstumsstadium hauptsächlich leichtlösliche Wurzelauausscheidungen vor, später kommen in zunehmendem Maße auch absterbende Wurzelteile hinzu. Durch den O_2 -Verbrauch von Wurzeln und Bakterien in der Rhizosphäre - beide zusammen ergeben die Wurzelatmung - wird der Sauerstoffgehalt bei eingeschränkter Nachlieferung vermindert. Daher hat die Wurzelatmung für die Denitrifikation eine große Bedeutung. Die nachgewiesene Beeinflussung der Wurzelatmung durch die Mineralstoffernährung (TROLLDENIER u. v. RHEINBABEN, 1979, 1981 a u. b) ließ erwarten, daß die Denitrifikation ebenfalls durch Nährstoffmangel beeinflusst wird.

Die Untersuchungen wurden mit dem Ziel durchgeführt, den Einfluß der Mineralstoffernährung der Pflanze auf die Denitrifikation unter definierten Bedingungen in Nährlösung kennen zu lernen. Dabei wurden Wurzelatmung und Wurzelwachstum mit berücksichtigt.

Methodik

Sommerweizen der Sorte Kolibri wurde auf die früher beschriebene Weise (TROLLDENIER u. v. RHEINBABEN, 1981 a) in Nährlösung angezogen. Die Messungen erfolgten nach 21-31 Tagen. Die Wurzelatmung wurde anhand des Sauerstoffverbrauchs abgeschnittener Wurzeln im Warburg-Apparat ermittelt. Zur Messung der Denitrifikation wurde

* Landwirtschaftliche Forschungsanstalt Büntehof,
Bünteweg 8, 3000 Hannover 71

die Acetylen-Inhibierungs-Methode von YOSHINARI und KNOWLES (1977) verwendet. Acetylen unterbricht den letzten Reduktionsschritt vom N_2O zum N_2 , so daß der Gesamtverlust an N durch Denitrifikation anhand der entstandenen N_2O -Menge ermittelt werden kann.

Um in allen Varianten die gleiche NO_3 -Menge zu gewährleisten, erfolgte unmittelbar vor der Denitrifikationsmessung ein Nährlösungswechsel. Über die Gefäße mit den Pflanzen wurde ein gasdichter Beutel gestülpt und ein Luftabschluß durch Einstellen der Gefäße in Wasser erreicht. Anschließend wurde der Luft in den Beuteln ca. 10 % Acetylen zugefügt. Als innerer Standard diente Schwefelhexafluorid (SF_6). Entsprechend der Versuchsfrage wurden nach 2-24 Stunden Gasproben entnommen.

Die Messung der Denitrifikations-Kapazität erfolgte an 10 g abgeschnittenen Wurzeln, die zusammen mit 10 ml frischer Nährlösung in einen 100 ml-Kolben gegeben wurden. Nach luftdichtem Abschluß wurden die Kolben zunächst mit N_2 gespült und dann mit einem Gemisch von 90 Vol % N_2 und 10 Vol % Acetylen gefüllt. Nach 4 Stunden Bebrütung bei 25°C erfolgte die Entnahme der Gasproben.

Die Denitrifikation wurde anhand der entstandenen N_2O -Menge in einen Gaschromatographen mit Elektroneneinfangdetektor bestimmt.

Ergebnisse und Diskussion

Die Denitrifikationsmessungen wurden an Pflanzen durchgeführt, die zunächst 14 Tage in vollständiger Nährlösung und dann 14 Tage in einer Mangelnährlösung kultiviert worden waren. P- und K-Mangel führen zu einer signifikanten Erhöhung der Denitrifikation, jedoch aus unterschiedlichen Gründen (Abb.1). Bei P-Mangel kann die hohe Denitrifikation auf die signifikant höhere Wurzelmenge zurückgeführt werden, bei K-Mangel läßt sich die hohe Denitrifikation mit der erhöhten Wurzelatmung (vgl. TROLLENIER u. v. RHEINBABEN, 1981 b), der größeren Gesamtbakterienzahl und der damit größeren Zahl der Denitrifikation erklären. In anderen Nährlösungsversuchen war nämlich festgestellt worden, daß zwischen Gesamtbakterien und Denitrifikanten ein nahezu konstantes Zahlenverhältnis besteht.

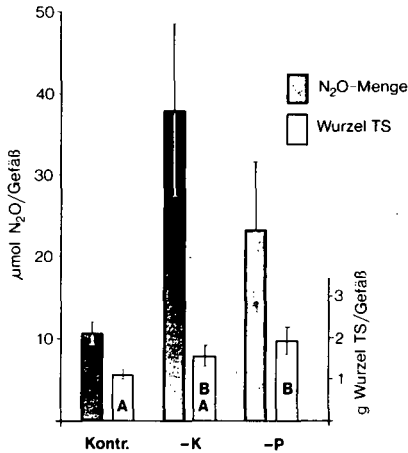


Abb. 1: Innerhalb von 24 h gebildete N₂O-Menge je Kulturgefäß bei vollständiger Ernährung (Kontr.) sowie 14 tägigem Mangel an Kalium (-K) und Phosphor (-P). Pflanzen in Luft mit 10 % Acetylen inkubiert. Vorher wurden die Pflanzen 14 Tage in vollständiger Nährlösung kultiviert. Gleiche Buchstaben in den Säulen bedeuten, daß sich die Werte nicht signifikant unterscheiden.

Um die Auswirkungen der Wurzelmenge auf die Denitrifikation auszuschalten, wurde die Denitrifikation außerdem an einer konstanten Menge abgeschnittener Wurzeln unter anaeroben Verhältnissen bestimmt. Darüberhinaus wurde untersucht, ob sich diese "Denitrifikations-Kapazität" wie die Wurzelatmung mit zunehmender Dauer des Mangels verändert. Dazu wurde die Denitrifikations-Kapazität 7 bis 17 Tage nach Unterbrechung der P- und K-Zufuhr an belüfteten angezogenen Pflanzen bestimmt (Abb. 2). Mit Wurzeln der gleichen Pflanzen wurde parallel dazu die Wurzelatmung ermittelt. Bei P-Mangel weist die Denitrifikations-Kapazität stets etwa die gleiche Größe wie bei vollständiger Ernährung auf. Dagegen liegt die Denitrifikations-Kapazität bei K-Mangel ständig deutlich über der Kontrolle. Die Denitrifikations-Kapazität verändert sich mit zunehmender Dauer des K-Mangels. Es kommt zunächst bei anhaltendem Mangel bis zum 10. Tag zu einer Zunahme und anschließend zu einem Abfall der

Denitrifikations-Kapazität. Der darauf folgende Anstieg ist auf die einsetzende Verrottung der Wurzeln zurückzuführen.

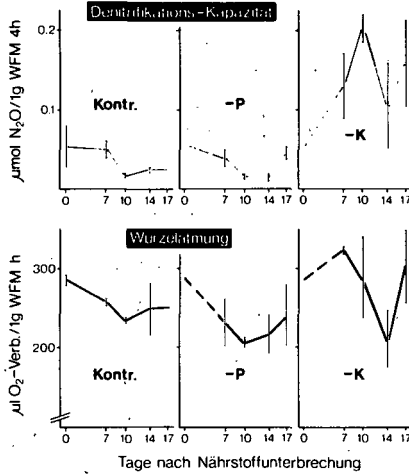


Abb. 2: N_2O -Bildung abgeschnittener, anaerob bebrüteter Wurzeln und O_2 -Verbrauch abgeschnittener, aerob bebrüteter Wurzeln bei vollständiger Ernährung, P- und K-Mangel. Pflanzen vorher 14 Tage in vollständiger Nährlösung kultiviert.

In den Kontrollen, den P- und auch den K-Mangelvarianten ist eine sehr gute Parallelität zwischen Denitrifikations-Kapazität und Wurzelatmung zu erkennen. Die Ursache liegt darin begründet, daß der mikrobielle Anteil der Wurzelatmung mit der Gesamtzahl der Bakterien und der Zahl der Denitrifikanten zusammenhängt.

Die Denitrifikation in Pflanzennährlösung ist also abhängig von der Wurzelatmung und der Wurzelmenge. P- als auch K-Mangel erhöhten die Denitrifikation, wobei die Erhöhung der Denitrifikation bei P-Mangel in erster Linie auf die höhere Wurzelmenge, bei K-Mangel aber hauptsächlich auf erhöhte mikrobielle Aktivität zurückzuführen ist.

Literatur

- TROLLENIER, G., W.v. RHEINBABEN: Wurzelatmung und Bakterienbesatz der Wurzeln in Abhängigkeit von der Ernährung der Pflanze. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 29, 381-384 (1979)
- TROLLENIER, G., W.v. RHEINBABEN: Root respiration and bacterial population of roots. I. Effect of nitrogen source, potassium nutrition and aeration of roots. Z. Pflanzenernähr. Bodenkd., 144, 366-377 (1981a)
- TROLLENIER, G., W.v. RHEINBABEN: Root respiration and bacterial population of roots. II. Effect of nutrient deficiency. Z. Pflanzenernähr. Bodenkd., 144, 378-384 (1981b)
- YOSHINARI, R., R. KNOWLES: Acetylen inhibition of nitrous oxide reduction and measurement of denitrification and nitrogen fixation in soil. Soil Biol. Biochem. 9, 177-183 (1977)

Die stoffwechselaktive mikrobielle Biomasse von
Grünlandböden der Münchner Schotterebene.

von

Fetzer, K.D. +) und Th. Beck ++)

Einleitung und Problemstellung

Auf der Münchner Schotterebene sind Parabraunerden aus Niederter-rassenschotter weit verbreitet. Die Solummächtigkeit dieser Böden steigt von 4 dm im Norden auf 7 dm im Süden an. Frühere Untersu-chungen im Rahmen der Kartierung des Kartenblocks "Großraum München" ließen, bei gleichem Ausgangsmaterial, Bodentyp und Nut-zung (Grünland), eine Zunahme der Humusgehalte in den Ah-Horizonten dieser Böden von 5% im Norden auf annähernd 15% im Süden erkennen (Standortkundliche Bodenkarte von Bayern 1:50 000 Großraum München. -Bayerisches Geologisches Landesamt (In Druckvorbereitung)).

Entlang einer Nord-Süd-Standortreihe auf der Münchner Schotterebene mit einer Horizontalabstanz von annähernd 30 km wurden Proben ent-nommen und auf die stoffwechselaktive mikrobielle Biomasse und allgemeine Bodenkennwerte (Org. Substanz, N_t , C/N, Wassergehalt) untersucht. Die Untersuchungen sollten die Nord-Süd-Verteilung der belebten Biomasse und der allgemeinen Bodenkennwerte einerseits und andererseits die Beziehungen zwischen Biomasse und Bodenarten aufzeigen.

Die Klimaverhältnisse des Untersuchungsraumes lassen einen Anstieg der Niederschläge von 900 mm im Norden auf 1300 mm im Süden inner-halb der Standortreihe erkennen. Dagegen ändern sich die mittlere Jahrestemperatur und die mittlere Zahl der Tage mit geschlossener Schneedecke über 1 cm nur unwesentlich (vgl. Abb. 10).

+) Bayerisches Geologisches Landesamt, Prinzregentenstr. 28,
8000 München 22

++) Bayerische Landesanstalt für Bodenkultur und Pflanzenbau,
Menzinger Str. 54, 8000 München 19

Die Probenentnahme erfolgte im Frühjahr 1980. Von Nord nach Süd wurden 9 Untersuchungsstandorte ausgewählt. Die Auswahl der untersuchten Böden erfolgte nach der Manuskriptkarte für die Standortkundliche Bodenkarte von Bayern 1:50 000 Großraum München. Sie wurde, wie auch die Probenahme, von den Dipl.-Ing. (FH) G. Holzner und F. Sperber vorgenommen. Ein Standort umfaßte jeweils 4 Wiederholungsstellen: Für eine Wiederholung wurden 100 Einzelproben entnommen und zu einer Mischprobe vereinigt, sodaß insgesamt 36 Mischproben zustande kamen.

Die Proben wurden mittels eines speziellen Entnahmegertes aus den obersten 5 cm der A_h -Horizonte entnommen, im naturfeuchten Zustand auf 2 mm abgeseibt und anschließend quantitativ auf ihre stoffwechselaktive mikrobielle Biomasse nach der Methode ANDERSON und DOMSCH (1978) untersucht. Das Bodenmaterial wird dabei mit einem Überschuß an Glukose versetzt und mittels eines geeigneten empfindlich registrierenden Meßgerätes wird unmittelbar nach Substratzusatz die Atmungsrate gemessen. Abweichend von der Originalmethode ist die Bestimmung der Biomasse nicht über eine CO_2 -Messung, sondern durch den O_2 -Verbrauch innerhalb der ersten 6 Stunden ermittelt worden. In diesem Zeitraum ist durch die Substratzugabe noch keine Neusynthese von Zellmaterial erfolgt. Der Umrechnungsfaktor von O_2 -Verbrauch auf absolute Biomasseangaben ergibt sich aus der Atmungsgleichung und den von ANDERSON und DOMSCH festgestellten Beziehungen ($mg O_2/h^{-1} = 28,3 mg C \text{ Biomasse}$). Der analytische Methodenfehler liegt unter 5% (ANDERSON und DOMSCH 1978, BECK 1979).

Ergebnisse:

Die Ergebnisse sind in zwei Gruppen aufgeteilt:

Die erste Gruppe zeigt die Nord-Süd-Verteilung von Organischer Substanz, Gesamtstickstoff, Belebter Biomasse und dem prozentualen Anteil der Biomasse an der Org. Substanz in den untersuchten Böden.

In der zweiten Gruppe werden die Beziehungen zwischen Belebter Biomasse und den Humus- und Gesamtstickstoffgehalten, dem C/N-Verhältnis und dem Wassergehalt dargestellt.

Teil I der Ergebnisse

Von Nord nach Süd nahmen in der untersuchten Standortreihe Humus- und Gesamtstickstoffgehalte zu (Abb. 1 und 2).

Die stoffwechselaktive Biomasse zeigte nach Süden ebenfalls einen Anstieg, jedoch war die Beziehung schwach ausgeprägt und statistisch nicht gesichert (Abb. 3).

Der prozentuale Anteil der stoffwechselaktiven mikrobiellen Biomasse am gesamten Gehalt an Org. Substanz, der bei Mineralböden zwischen 1 und 5% liegt (BECK 1979), zeigt im Gegensatz zur Belebten Biomasse eine Abnahme in südlicher Richtung (Abb. 4). Die Parabraunerden in der nördlichen Münchner Schotterebene sind, bezogen auf den Humusgehalt, stärker belebt als die Böden im Süden mit ihren hohen Gehalten an Organischer Substanz.

Teil II der Ergebnisse

Die Biomasse der Mikroorganismen im Boden wird durch ein vermehrtes Angebot an verwertbarem organischen Material erhöht werden. Die Untersuchungsergebnisse zeigen eine positive Korrelation zwischen Belebter Biomasse und den Humusgehalten des Bodens (Abb. 5). Eine ähnliche Beziehung besteht zwischen Biomasse und den Gesamtstickstoffgehalten (Abb. 6).

Umfang und Geschwindigkeit des mikrobiellen Umsatzes im Boden sind abhängig vom C/N-Verhältnis der Organischen Substanz im Boden. Ein weites C/N-Verhältnis läßt einen langsamen Stoffabbau erwarten (BECK 1968).

In Abb. 7 ist die Abhängigkeit der belebten Biomasse von dem C/N-Verhältnis der Org. Substanz des Bodens dargestellt. Die Biomassewerte fallen umso höher aus, je enger das C/N-Verhältnis ist. Neben den chemisch-biologischen Boden-Eigenschaften beeinflussen physikalische Umweltfaktoren, wie Temperatur und Feuchte ebenfalls die Tätigkeit der Mikroorganismen im Boden. Höchstwerte des Substratabbaues werden bei 60% max. Wasserkapazität erreicht (BECK 1968).

Wie aus Abb. 8 zu erkennen ist, nimmt die Belebte Biomasse mit steigenden Wassergehalten zu (Wassergehalt zur Zeit der Probenahme). Diese Beziehung kann durch eine zufällige Konstellation der Proben und ihrer entsprechenden Wassergehalte begünstigt worden sein und ist daher nicht allgemeingültig.

Im Vergleich zum Norden haben die Böden im Süden aufgrund ihres mächtigeren Soliums ein höheres Wasserspeichervermögen. Weiterhin muß darauf hingewiesen werden, daß im Süden ein feuchteres Klima herrscht (höhere Niederschläge und Schneefall, Böden trocknen daher langsamer ab; vgl. Abb. 9).

Abb. 10 zeigt eine zusammenfassende Darstellung von Klimadaten der Münchner Schotterebene im Zusammenhang mit gemittelten Werten für die Belebte Biomasse, Humus- und Gesamtstickstoffgehalte der Böden innerhalb der Standortsequenz. Von Nord nach Süd läßt sich folgen-

des feststellen:

- Zunahme der Gehalte an Org. Substanz und Gesamtstickstoff
- Anstieg der absoluten Belebten Biomasse in schwacher Ausprägung
- Abnahme des prozentualen Anteils der Biomasse an der Org. Substanz

Abschließend sei darauf hingewiesen, daß bei diesen Untersuchungen die Faktoren Ausgangssubstrat, Bodentyp und landwirtschaftliche Nutzung konstant waren, jedoch Art und Intensität der Bewirtschaftungsmaßnahmen, wie beispielsweise eine organische Düngung einen erheblichen Eingriff in Geschwindigkeit und Umfang mikrobiologischer Prozesse im Boden verursachen und im Rahmen dieser Arbeit nicht berücksichtigt werden konnten.

Die Probeentnahme wurde im Frühjahr vorgenommen, um einen möglichst großen Zeitabstand zu einer organischen Düngung zu wahren.

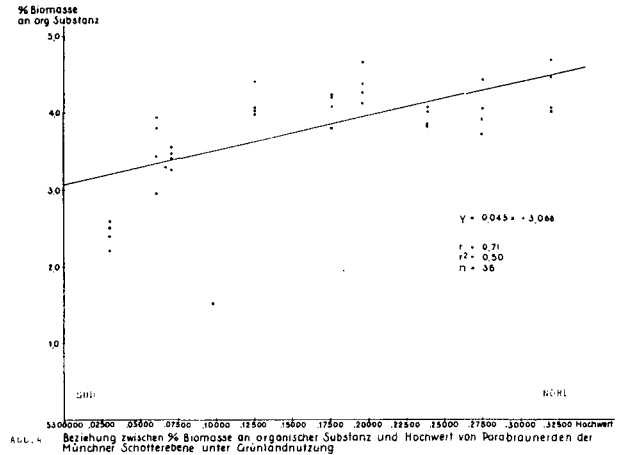
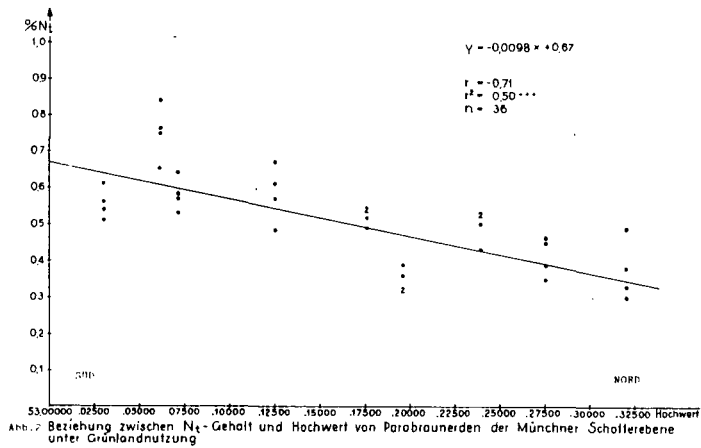
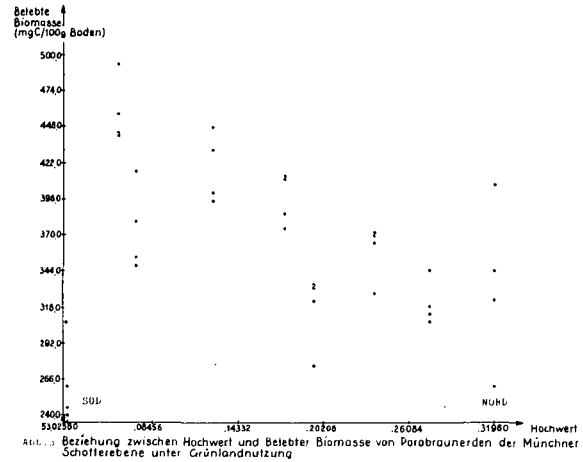
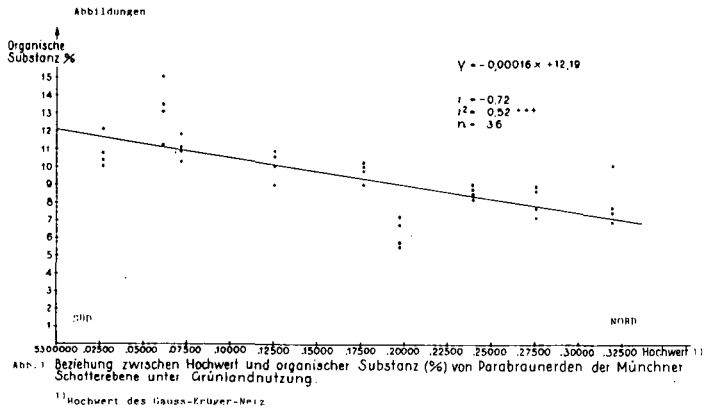
Literatur:

ANDERSON und DOMSCH: A physiological method for the quantitative measurement of microbial biomass in soils. Soil Biol. Biochem. 10, pp.215-221, 1978

BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT: Standortkundliche Bodenkarte von Bayern 1:50 000 (In Druckvorbereitung)

BECK, Th.: Mikrobiologie des Bodens. BLV-Verlag München, 1968

BECK, Th.: Bodenmikrobiologische Untersuchungen mit Hilfe von Biomasse-Studien. Vervielf. Manuskript, 1979



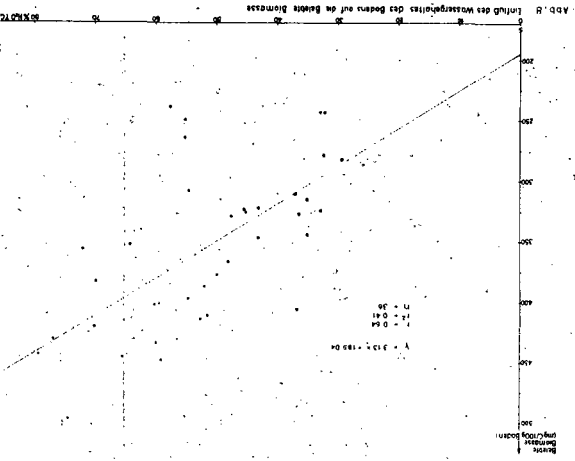
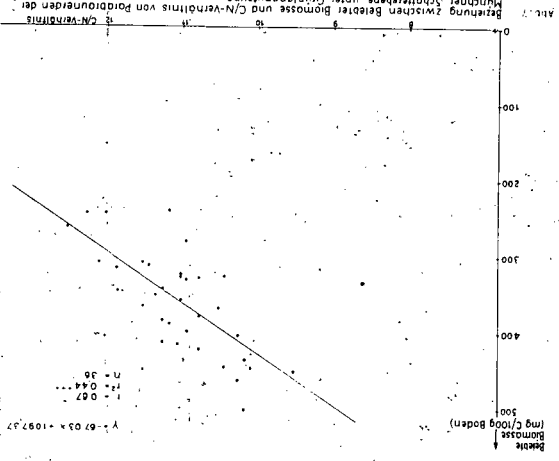
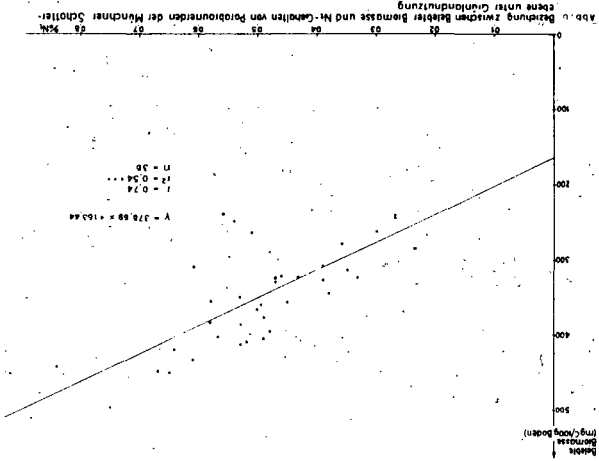
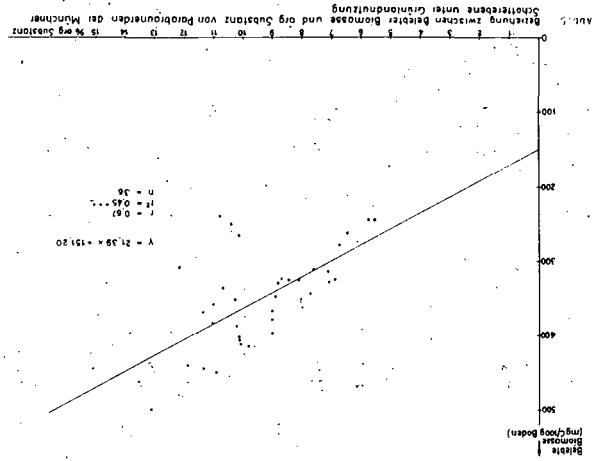
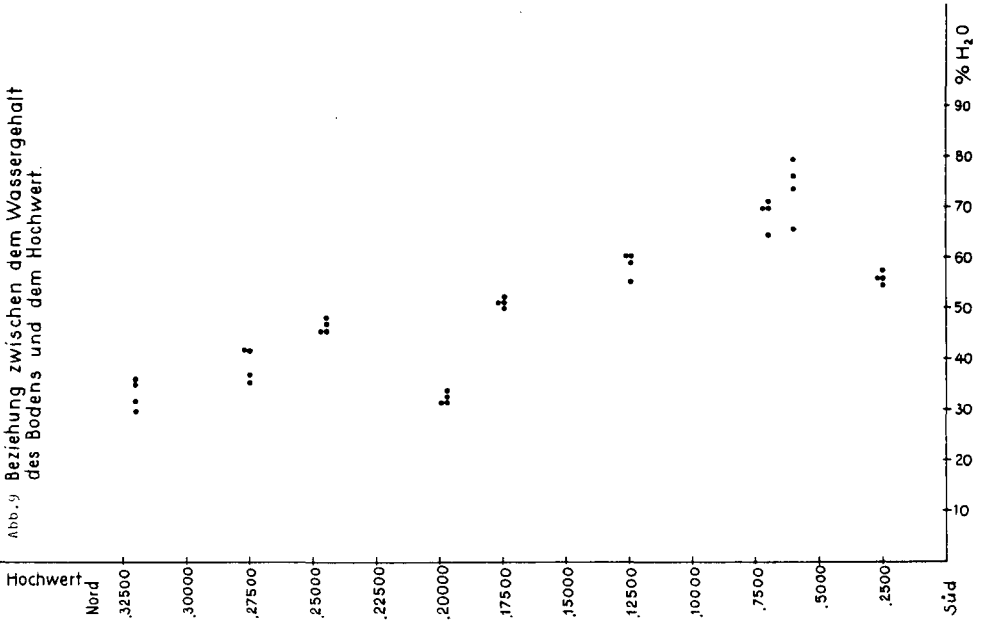
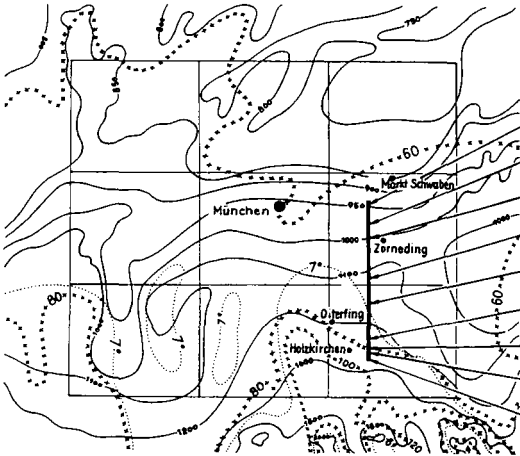


Abb. 9 Beziehung zwischen dem Wassergehalt des Bodens und dem Hochwert.



- mittl. Niederschlag mm/Jahr
- mittl. Jahrestemperatur °C
- - - - - mittl. jährl. Zahl der Tage mit geschloss. Schneedecke ≥ 1 cm



Org. Substanz (%)	% N _t	C/N	Belebte Biomasse mg C/100g Boden	% Biomasse an Org. Substanz
7,8	0,38	111	335	4,3
8,1	0,41	124	324	4,0
8,6	0,47	106	338	3,9
6,3	0,32	115	274	4,3
10,0	0,52	11,2	399	4,1
10,2	0,58	10,2	421	4,2
11,0	0,58	11,0	379	3,4
13,3	0,75	10,3	464	3,5
10,8	0,56	11,2	267	2,5

Abb. 10 Klimaverhältnisse auf der Münchner Schotterebene und Kennwerte der Böden der Standortreihe



Einfluß von Thiobacillus thiooxidans auf die Spurenelementversorgung von Lolium multiflorum bei Schwefeldüngung

von

Schnug, E. ⁺ und F.E.W. Eckhardt ⁺⁺

Auf den Böden der Schleswig-Holsteinischen Geest ist bei Getreidepflanzen verschiedentlich eine Unterversorgung an Spurenelementen zu beobachten, die vielfach auf zu hohe pH-Werte im Boden zurückzuführen ist. Auf solchen Standorten kann hierdurch die Wirkung einer Bodendüngung mit Spurennährstoffen beeinträchtigt werden. Eine gute Alternative wäre hier eine Mobilisierung der im Boden zumeist ausreichend vorhandenen, aber für die Pflanzen nicht verfügbaren Nährstoff-Reserven, z.B. über eine pH-Absenkung des Bodens durch N- oder S-Düngung.

Bei einem Feldversuch mit verschiedenen N-Düngern wurden die Pflanzengehalte an Fe um 24 %, Zn um 31 % und Mn um 76 % erhöht (SCHNUG und FINCK, 1981). Eine Versuchsvariante mit elementarem Schwefel ergab dagegen einen weit geringeren Anstieg dieser Nährstoffe in der Pflanze als erwartet. Da die Versuchsböden nie zuvor mit Schwefel gedüngt worden waren, könnte dieser Effekt auf eine nur geringe Ausgangspopulation S-oxidierender Mikroorganismen zurückgeführt werden (BADAWY, 1978).

Eine zur Schwefeldüngung zusätzlich durchgeführte Beimpfung des Bodens mit Thiobacillen soll nach RUPELA and TAURO (1973) die versauernde Wirkung des Schwefel beschleunigen. Es wurde daher ein Gefäßversuch angesetzt, um die Wirkung von T. thiooxidans in Abhängigkeit von der N- und S-Düngung auf die "Verfügbarkeit" der Spurenelemente bzw. deren Aufnahme in die Pflanzen zu testen.

⁺ Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde der Christian-Albrechts-Universität Kiel, Olshausenstr. 40-60, 2300 Kiel 1

⁺⁺ Institut für Allgemeine Mikrobiologie der Christian-Albrechts-Universität Kiel, Olshausenstr. 40-60, 2300 Kiel 1

Material und Methoden

Je 700 g Bodenmaterial aus den oberen ca. 5 cm des im Vorjahr verwendeten Versuchsfeldes (SCHNUG und FINCK, 1981) wurden nach Versuchsplan (Tab. 1) in verschiedenen Düngungsvarianten angesetzt. Da nur das Oberflächenmaterial aus den Parzellen verwendet wurde und der Schwefel im Freiland nicht weiter eingearbeitet worden war, ergaben sich im S-angereicherten Boden 0,57 % höhere Gesamt S-Gehalte als im Kontroll-Boden (Tab. 1). Als Versuchspflanzen wurde *Lolium multiflorum* eingesät. In die entsprechenden Gefäße wurden nach dem Auskeimen je 2×10^8 Zellen eines frisch kultivierten Stammes von *T. thiooxidans* (DSM, Nr. 504) in 5 ml physiol. NaCl-Lösung eingebracht. Die chemische Sterilisation der betreffenden Versuchsgefäße erfolgte nach BERTHELIN et al. (1974) durch Zugabe von 0,24 g Thimerosal (Sigma Chemie, München) pro kg Boden-Trockensubstanz, i.e. 0,1 % der Bodenlösung.

Tab. 1: Versuchsplan

Boden	Kontrolle		angereichert mit Schwefel	
Gesamt-S-Gehalt ⁺ im Boden	(= ohne S im Vorjahr) 0,75 o/oo		(= 300 kg/ha S ^o im Vorjahr) 1,32 o/oo	
Düngungs-varianten	AN NH ₄ NO ₃	S NH ₄ NO ₃ +S ^o	AS (NH ₄) ₂ SO ₄	KS Ca(NO ₃) ₂
Menge in g/kg	N=0,19	N=0,19	N=0,19	N=0,19
Boden-TS	S=0	S1=0,22 S2=0,44	S=0,22	S=0
Versuchs-varianten	mit Bewuchs		ohne Bewuchs	
	ohne t. thiooxidans	mit	chem. Sterili- sation	mit T.thioox.

⁺ bestimmt durch Röntgenfluoreszenz-Analyse

S^o = elementarer Schwefel

Nach 67 Tagen wurden die Pflanzengehalte an Cu, Fe, Mn und Zn nach trockener Veraschung im Atomabsorptionsspektrometer (AAS) bestimmt. Die Analyse der gleichen Elemente als Pflanzen-"verfügbare" Nährstoffe erfolgte nach Extraktion des luftgetrockneten Bodens mit DTPA nach LINDSAY und NORVELL (1978) ebenfalls im AAS. - Auf ein ver-

mehrtes Auftreten von Thiobacillen im Boden wurde kulturell durch pH-Senkung eines anorganischen Spezialmediums (DSM, Nr. 35) getestet.

Ergebnisse

1. Mikroorganismenpopulation: Durch Düngung mit elementarem Schwefel wurde die Thiobacillenpopulation im Boden vermehrt. Dies wurde im S-angereicherten Boden verstärkt durch Zugabe von S⁰ bzw. AS; war aber zusätzlich mit T. thiooxidans beimpft worden, so trat der Effekt weniger ausgeprägt auf.

2. Boden pH: Der pH-Wert des Bodens wurde durch AN-Düngung nur geringfügig gesenkt (Tab. 2). Zugabe von S⁰ bzw. AS bewirken eine deutliche Versauerung des Bodens. Bei KS-Düngung trat dagegen nach vorjähriger S-Düngung eine Erhöhung des Boden-pH ein.

Tab. 2: Veränderung des pH-Wertes im Boden bei verschiedenen Düngungs- und Kulturvarianten (GD 5 %: 0,14 pH (Duncan's Multiple Range Test))

Boden		Kontrolle				angereichert mit Schwefel			
Ausgangs-pH		5,4				5,2			
Versuchs- variante		pH-Wert bei Versuchsende				pH-Wert bei Versuchsende			
1)		P	P+B	B	st	P	P+B	B	st
Düngungs- variante	AN	5,3	5,2	5,0	5,4	5,1	5,1	4,9	5,3
	S1	5,0	5,0	4,8	5,3	4,8	4,8	4,5	5,1
	S2	4,7	4,7	-	5,1	4,6	4,5	-	4,8
	AS	4,9	5,0	-	5,4	4,7	4,7	-	5,3
	KS	5,5	5,4	-	5,4	5,6	5,6	-	5,2

1) P = mit Pflanzenbewuchs, B = T. thiooxidans, st = steril

Der Zusatz von T. thiooxidans in bewachsenen Varianten veränderte in allen Versuchsansätzen den pH-Wert nicht wesentlich. T. thiooxidans allein (ohne Pflanzenbewuchs) senkte den pH-Wert signifikant stärker als die Pflanzen allein. Wurde der Boden sterilisiert, so veränderte sich der pH-Wert in allen Versuchsansätzen, mit Ausnahme der Variante S2 nicht. Dies weist darauf hin, daß die pH-senkende Wirkung der Thiobacillen durch den Pflanzenbewuchs (z.B. Bicarbonatausscheidung) z.t. wieder neutralisiert wird. Die trotz Sterilisation beobachtete Abnahme des pH-Wertes in den S2-Stufen ist möglicherweise auf autoxidative Prozesse (BURNS, 1967) zurückzu-

führen.

3. Spurenelemente: Die Versorgung der Pflanzen mit den Elementen Mangan und Kupfer zeigten Veränderungen, die kausal nicht mit dem Einfluß von Thiobacillen in Verbindung standen, so daß über diese Ergebnisse hier nicht berichtet wird.

Deutliche Einflüsse der S-Düngung wie auch des Zusatzes von T. thiooxidans auf die Pflanzengehalte konnten dagegen bei Fe und Zn beobachtet werden.

Die Eisenaufnahme der Pflanzen wurde im Versuch durch Düngung mit elementarem Schwefel allgemein gefördert (Tab. 3). Dennoch liegt das Niveau der Eisen-Entzüge von Varianten ohne Beimpfung auf dem mit S angereicherten Boden deutlich unter denen des Kontroll-Bodens. Die Beimpfung mit T. thiooxidans ergab hier in der Variante AN und bei erstmaliger S-Düngung (S1 und S2) niedrigere Werte, im S-angereicherten Boden aber kaum eine Veränderung.

Durch Zusatz von T. thiooxidans wurde im Kontroll-Boden in den Varianten AN und S1 der Anteil des DTPA löslichen Fe erhöht.

Die Zn-Entzüge der Pflanzen zeigten auf dem Kontrollboden in allen Varianten keine gesicherten Differenzen (Tab. 4). Wurde jedoch im Vorjahr Schwefel gedüngt, so waren signifikante Unterschiede zu den Werten des Kontroll-Bodens vorhanden. Der Zusatz von T. thiooxidans erniedrigte nur im mit S-angereicherten Boden die Zn-Entzüge. Ein Vergleich der Werte von pH-gleichen Varianten schließt jedoch einen pH-Effekt aus.

Diskussion

Schwefeldüngung kann auf mobilisationsschwachen Böden u.a. zur Verbesserung der Eisenversorgung von Pflanzen eingesetzt werden.

Die von uns beobachteten niedrigeren Eisenentzüge auf mit Schwefel angereicherten Böden nach T. thiooxidans-Beimpfung lassen Veränderungen im Bereich der mikrobiellen Schwefeloxidation (STARKEY, 1966; BURNS, 1967) vermuten:

1. Im Kontroll-Boden liegt nur eine geringe Ausgangspopulation an Thiobacillen vor. Durch die S⁰-Düngung wird im Wesentlichen T. thiooxidans stimuliert. Durch dessen Aktivität wird der Boden versauert und damit der Anteil der "verfügbaren" Spurenelemente erhöht.

Tab. 3: Fe-Entzüge ($\mu\text{g}/\text{Gefäß}$) von *Lolium multiflorum* und die "Verfügbarkeit" von Fe im Boden (Fe-DTPA, mg/kg Trockengewicht) in Abhängigkeit von Schwefeldüngung und Zusatz von T. thiooxidans

Versuchsvariante		Düngungsvariante			
		AN	S1	S2	
Fe-Entzüge	Kontrolle	ohne T. thioox.	388	518	509
		mit T. thioox.	257	414	451
	S-ange-reichert	ohne T. thioox.	351	398	405
		mit T. thioox.	328	418	395
	GD 5 %: 98,5 $\mu\text{g}/\text{Gefäß}$ (Duncan's Multiple Range Test)				
	Gehalt an Fe-DTPA	Kontrolle	ohne T. thioox.	52	55
mit T. thioox.			58	62	60
S-ange-reichert		ohne T. thioox.	58	60	61
		mit T. thioox.	54	56	62
GD 5 %: 6,0 mg/kg (Duncan's Multiple Range Test)					

Tab. 4: Zn-Entzüge von *Lolium multiflorum* in Abhängigkeit von N-Form, S-Düngung und Zusatz von T. thiooxidans

Versuchsvariante		Zn-Entzüge ($\mu\text{g}/\text{Gefäß}$) in den Düngungsvarianten				
		AN	S1	S2	AS	KS
Kontrolle	ohne T. thioox.	219	253	252	237	137
	mit T. thioox.	190	259	296	217	178
S-ange-reichert	ohne T. thioox.	366	426	556	399	459
	mit T. thioox.	299	378	349	336	180
GD 5 %: 91,1 μg : Gefäß (Duncan's Multiple Range Test)						

Mikroorganismen der Rhizoflora wie Pilze scheiden u.a. organische Säuren aus und sind beteiligt am Auf- und Umbau von Polysacchariden, Huminsäuren etc. Ein großer Teil dieser organischen Substanzen, die zumeist gute Komplexbildner sind (YOSHINARI und SUBRAMANIAN, 1976), haben Molekulargrößen von über 1000. Da Pflanzen im Wesentlichen nur bis zu Molekulargrößen von ca. 400 aufnehmen, müssen z.B. solch höhermolekulare Zn-Komplexe als für die Pflanzen nicht-verfügbar angesehen werden. Bei S^O -Düngung etabliert sich offenbar im Laufe der Zeit eine veränderte Rhizoflora (siehe S angereicherter Boden), die sich in ihren Zn-komplexierenden Eigenschaften deutlich von der "normalen" Rhizoflora unterscheidet. Im Gegensatz zu dieser reagiert sie, wie in den Varianten auf dem S angereicherten Boden sichtbar, mit ihrem Einfluß auf die Zn-Verfügbarkeit positiv auf erneute S^O -Düngung, aber negativ auf die Zufuhr von *T. thiooxidans*. - Wie bereits beim Eisen scheint aber auch hier die DTPA-Extraktion nicht die Verhältnisse im Wurzelbereich widerzuspiegeln, da die "verfügbaren" Gehalte auch auf dem mit S angereicherten Boden keine Unterschiede aufwiesen.

Der Effekt einer Schwefeldüngung auf die Spurenelementversorgung der Pflanzen kann somit nicht allein durch die pH-Wirkung der Sulfoxidation erklärt werden. Vielmehr scheint ihr stimulierender Einfluß auf Schwefel oxidierende Mikroorganismen, zu denen nicht nur *T. thiooxidans* zu gehören scheint (SWABY and VITOLINS, 1968), wesentlichen Anteil daran zu haben.

Die weitere Erforschung dieser Zusammenhänge kann mit dazu beitragen, die Nebenwirkungen der Düngemittel auf Ökosysteme für die Ernährung der Pflanzen nutzbar zu machen.

Zusammenfassung

In einem Gefäßversuch mit Podsol-Böden der Schleswig-Holsteinischen Geest wurde der Einfluß von *T. thiooxidans* und Schwefeldüngung auf die Verfügbarkeit von Spurenelementen für *Lolium multiflorum* untersucht.

Schwefeldüngung eignet sich zu Verbesserung der Eisenversorgung von Pflanzen. Dennoch kann es durch die hiermit ebenfalls verbundene Förderung der Aktivität von *T. thiooxidans* zu einer Stimulation von *T. ferrooxidans* kommen, die eine Verschlechterung der Eisenverfügbarkeit zur Folge haben kann. Demgegenüber scheint die Zinkversorgung über eine Veränderung der Rhizoflora durch Schwefeldüngung (S^O) positiv beeinflusst zu werden. Die DTPA-extrahierbaren "verfügbaren" Gehalte der Böden sind offenbar für die Charakterisierung dieser Vor-

gänge ungeeignet, da die Methode nicht ausreichend zwischen den Bindungsformen der Elemente zu differenzieren vermag.

Literatur

- BADAWY, F.H. (1978): Effect of sulfur application on sulfur-oxidizing bacteria and yield of two leguminous crops.
Zbl. Bakt. II 133, 54-58
- BERTHELIN, J., A. KOGBLEVI, Y. DOMMARGUES (1974): Microbial weathering of a brown forest soil - Influence of partial sterilisation.
Soil Biol. Biochem. 6, 393-399
- BUCHANAN, R.E., N.E. GIBBONS (Eds.) (1974): Bergey's Manual of Determinative Bacteriology, 8. Ed., The Williams & Williams Comp., Baltimore, 1268 pp.
- BURNS, G.R. (1967): Oxidation of sulphur in Soils.
Technical Bull. Nr. 13, The Sulphur Inst., Washington
- DSM - Deutsche Sammlung von Mikroorganismen
Catalogue of strains, 2. Ed., Biotechnologische Forschung
mgH. Göttingen, (1977)
- LINDSAY, W.L., W.A. NORVELL (1978): Development of a soil test for zinc, iron, manganese and copper.
Soil Sci. Soc. Amer. J. 42, 421-428
- RUPELA, O.P., T. TAURO (1973): Utilization of Thiobacillus to reclaim alkali soils
Soil Biol. Biochem. 5, 899-901
- SCHNUG, E., A. FINCK (1981): Einfluß unterschiedlicher Stickstoffdüngerformen auf die Mobilisierung von Spurennährstoffen
Landwirtschaftl. Forschung, Sonderheft 37 (im Druck)
- STARKEY, R.L. (1966): Oxidation and reduction of sulfur compounds in soils
Soil Sci. 101, 297-306
- SWABY, R.J., M.J. VITOLINS (1968): Sulphur oxidation in Australian soils.
Trans. Ont. Congr. Soil Sci., Adelaide, IV, 673-681
- TINKER, P.B. (1981): zitiert in Micronutrient News 1, 3, July
- YOSHINARI, T., V. SUBRAMANIAN (1976): Adsorption of Metals by Chitin.
in: J. o. Nriagu (Ed.). Environmental Biogeochemistry
Ann Arbor. Sci., Ann Arbor, Mich. p. 541-555

Der Regenwurm *Lumbricus badensis* als
bodenprägender Faktor im Südschwarzwald

von

Lamparski, F. und Zöttl, H. W.*

Ein Vergleich der Humusformen in den Südvogesen und im Südschwarzwald zeigt, daß im Südschwarzwald viel häufiger Mull auftritt; dies, obwohl Ausgangsgestein, Klima und Vegetation sehr ähnlich sind bzw. die Bedingungen des Streuabbaus in den Südvogesen eher noch günstiger liegen. Diese Diskrepanz läßt sich durch das Vorkommen von *Lumbricus badensis* im Südschwarzwald erklären. Allein schon durch seine enorme Größe und die daraus resultierende mechanische Leistung fördert dieser Regenwurm den Streuabbau und die Aggregatbildung entscheidend.

Im folgenden wird *Lumbricus badensis*, seine Wohnröhre und seine Verbreitung vorgestellt. Es wird hier nicht diskutiert, ob *L. badensis* (MICHAELSEN, 1907) eine eigene Art ist oder eine Subspezies von *L. friendi* (Cognetti, 1904).

Gemäß der Gruppierung in Lebensformtypen (catégorie écologique, BOUCHE, 1970) gehört *L. badensis* zu den "anécique"-Typen. Diese leben als Adulte in vertikalen Röhren im Mineralboden und holen ihre Nahrung vorwiegend von der Bodenoberfläche. Mit dieser Lebensweise stehen sie zwischen den epigäischen Regenwürmern, reinen Oberflächenbewohnern mit rotem Pigment (Schutz vor UV-Licht und Tarnfarbe), und den endogäischen Regenwürmern, die als reine Bodenbewohner pigmentlos sind. Die Färbung der "anécique"-Typen mit rotem Vorderabschnitt und farblosem Hinterende - dieses bleibt während der Nahrungssuche in der Röhre verankert - zeigt sehr schön die Zwischenstellung, welche die "anécique"-Typen mit ihrer Lebensweise einnehmen.

* Institut für Bodenkunde und Waldernährungslehre,
Bertoldstr. 17, D-7800 Freiburg/Br.

Die nächsten Verwandten von *L. badensis* sind *L. friendi*, wie *L. badensis* ein Regenwurm, der vorwiegend Wälder besiedelt, und *L. herculeus* (SAVIGNY, 1826 - Syn.: *L. terrestris*, LINNÉ, 1758), der eher offene Flächen besiedelt (BOUCHÉ, 1972). Beide Arten sind "anécique"-Typen. *L. badensis* unterscheidet sich von ihnen besonders durch seine Größe: *L. friendi* erreicht im Südschwarzwald ein Lebendgewicht von 3-5 g und eine maximale Länge von 15 cm; *L. herculeus* 5-15 g und 30 cm; *L. badensis* wird aber 20-30 g schwer und bis zu 60 cm lang.

Die Wohnröhre von *L. badensis* (Abb. 1) zeigt nun Merkmale, die auch bei anderen Arten der Gattung *Lumbricus* auftreten. Die Ausgestaltung der Bodenoberfläche im Bereich der Röhrenmündung ist jedoch für *L. badensis* typisch: 95 % der Exkreme werden an der Bodenoberfläche abgelegt und verkleben dort zu bis zu 2 cm großen Aggregaten, welche locker und mit vielen Zwischenräumen die Bodenoberfläche bedecken. Streu, die durch Regenwurmtätigkeit zwischen die Aggregate gemischt wird, befindet sich hier in einem für mikrobiellen Abbau besonders günstigen Milieu: Das Mikroklima ist ausgeglichen und feucht (Abb. 2), der pH-Wert ist durch Regenwurmschleim und Harnstoffausscheidung erhöht und gleichzeitig ist damit auch das Stickstoffangebot verbessert. Streuabbauende Mikroorganismen können daher eine hohe Populationsdichte aufbauen und den Abbau der Buchen- und Fichtenstreu beschleunigen. Da nun die Regenwürmer Mikroorganismen und vorzersetzte Streu konsumieren, profitieren sie direkt von den Eigenschaften ihrer Bauoberfläche (ZACHARIAE, 1966).

Abb. 3 zeigt einen Anschliff aus dem Bereich der Röhrenmündung (Probe im Herbst vor dem Streufall entnommen). Der oberste 1-1,5 cm mächtige Horizont, ein A_{hr} (r von Pflanzenrest, plant residue, BABEL, 1972) besteht aus Regenwurmexkrementen, welche in der abgelaufenen Vegetationsperiode gebildet wurden, und eingemischter Laubstreu. Der A_{hr} liegt locker auf dem A_h . Erst im Winter erfolgt durch Schneedruck und Durchfeuchtung ein Verkleben und Eingliedern des A_{hr} in den A_h . Die Grenze A_{hr}/A_{h1} wird von horizontal eingeregelter Laubstücken nachgezeichnet. Der A_{h1} besteht weitgehend aus Regenwurmexkrementen, im oberen Bereich läßt sich noch die Exkrementproduktion des Vorjahres erkennen. Hellere, dichtere Partien bestehen aus A_h/B_v Material. Es wurde durch die

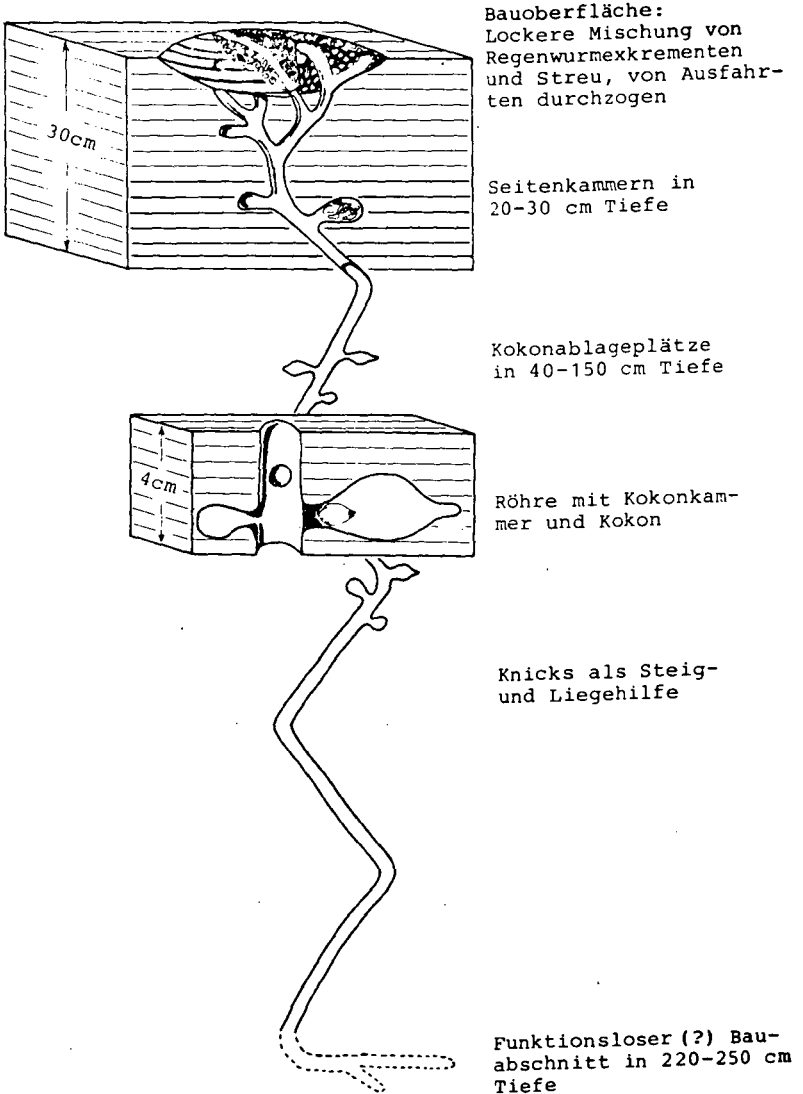


Abb. 1:
Schematische Darstellung der Wohnröhre von *Lumbricus badensis*

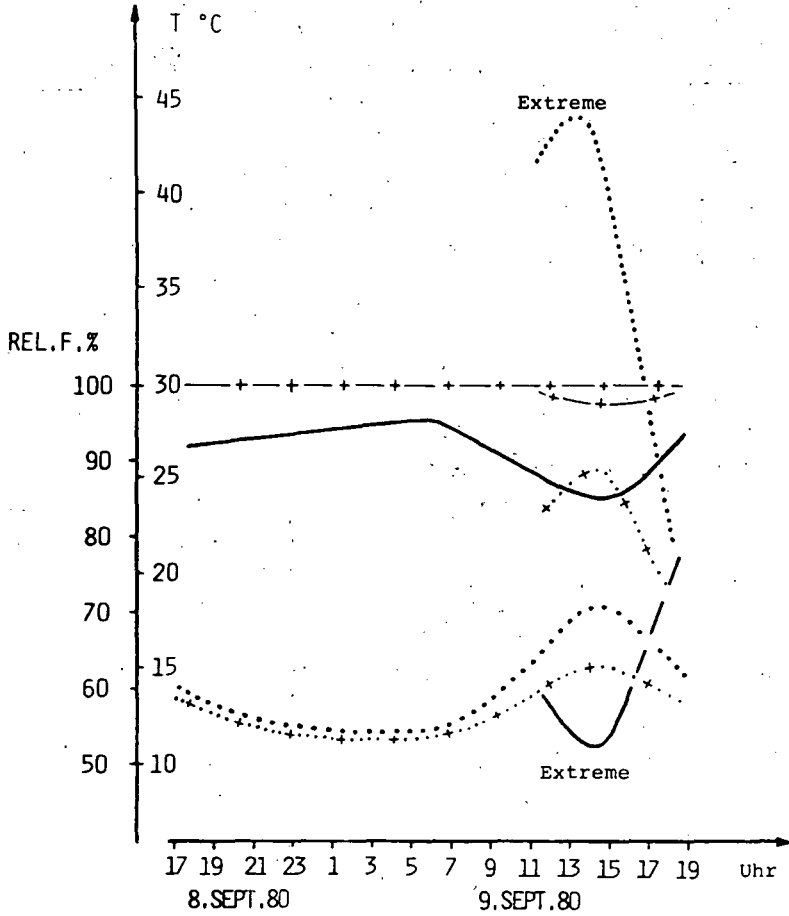


Abb. 2: Mikroklimatische Bedingungen des Streuabbaus an einem Strahlungstag an dicht benachbarten Meßpunkten in L₁ (ohne L. badensis) und Ahr (mit L. badensis). (Extreme an sonnenbeschienenen Flächen gemessen.)

rel. Luftfeuchte ——— ohne L. bad. ohne L. bad.
 +-----+ mit L. bad. +.....+ mit L. bad.



Zeichnung G. Kremer-Quirland F.

Abb.3:
Schnitt durch den obersten Baubereich von 0-9 cm Tiefe
(nach einem Anschliff gezeichnet).

- 1 - A_{hr} : Streu und Regenwurmexkreme von 1979
- 2a - A_{h1} : Exkrementproduktion von 1978
- 2b - A_{h1} : Regenwurmexkreme dichter gelagert, darin Streureste und Mineralkörner sichtbar.
- 3 - A_{h2} : Material durch Maulwurf Tätigkeit zur Oberfläche transportiert
- 4 Wurmöhre mit Humustapete aus Regenwurmexkremen
- 5 - A_{h2} : mit wolkig verteilten Humuseinlagerungen, an der Grenze A_{h1}/A_{h2} Streureste.

intensive Maulwurfstätigkeit an die Bodenoberfläche gebracht. Auch die in diesem Anschliff ziemlich scharfe Grenze zwischen A_{h1} und A_{h2} läßt sich durch Maulwurfstätigkeit erklären. Der A_{h2} ist grob gemustert, hellere mineralbodenreiche Partien wechseln mit wolkig verteilten humoseren Partien. Die so gestaltete Bauoberfläche eines adulten Regenwurmes besitzt etwa einen Durchmesser von 20 bis 30 cm. In diesem Bereich münden 5 bis 7 Ausgänge. Sie erhöhen den Aktionsradius der Tiere an der Bodenoberfläche. Nach einem flachen Verlauf dicht unter der Bodenoberfläche knicken die Röhren ab und vereinen sich spätestens in 20-25 cm Tiefe zu einem Hauptgang von 1,4-1,6 cm Durchmesser. In dieser Tiefe findet man Seitenkammern, die mit Laub und Exkrementen gefüllt sind. Im Freiland sind es oft Maulwurfgänge, die auf diese Weise verfüllt werden. Die Kammern werden von den Regenwürmern aber auch selbst gegraben. Deutlich sichtbar wurde dieses Verhalten in Zuchtkäfigen aus Plexiglas. In 40-150 cm Tiefe sind eine Vielzahl von kurzen Seitenkammern als Kokonablageplätze angelegt. Sie werden vorwiegend im Herbst gebaut, denn um diese Zeit findet man deutlich mineralbodenreichere Regenwurmexkremente an der Bodenoberfläche. Die Mehrzahl der Kokons wird im oberen Röhrenabschnitt abgelegt, einige aber auch noch in 150 cm Tiefe. Die Wurmröhre endet in einer Tiefe von 230-250 cm. Man hat jedoch den Eindruck, daß die funktionelle Bautiefe nur 200-220 cm beträgt. Bis in diese Tiefe verläuft die Röhre als Ganzes gesehen rechtwinklig von der Bodenoberfläche weg und besitzt in der Regel eine gut ausgebildete Humustapete. Unterhalb 200-220 cm wird die Röhre flacher, steigt manchmal sogar an und hat nur noch eine lückenhafte Humustapete. Dieser Endabschnitt wird anscheinend nur noch selten benützt.

Welchen Sinn hat diese tiefe Anlage? Schutz vor Austrocknung oder Erfrieren kann es nicht sein, denn die Jungtiere legen nur 70-80 cm tiefe Gänge an. Eine mögliche Erklärung wären trotzdem die Wintertemperaturen. Unterhalb von 200 cm Tiefe sinken auch im Winter die Temperaturen nicht mehr unter 4-5°C. Vielleicht dienen die tiefen Röhren weniger dem Überleben der Regenwürmer, die noch Temperaturen um den Gefrierpunkt ertragen, sondern dem Fortbestand einer speziellen Mikroflora. Aus diesem "Reservoir" könnte dann im Frühjahr durch den Regenwurm ein Beimpfen der Bodenoberfläche stattfinden.

Im Laufe der Jugendentwicklung werden unterschiedliche Bauformen hergestellt: Die frisch geschlüpften Tiere leben im ersten Jahr in horizontalen Röhren unter Rindenstücken oder größeren Ästen, ähnlich wie epigäische Regenwürmer. In den folgenden Jahren legen sie einen U-förmigen Bau an, der an den Bautyp von meeresbewohnenden Polychäten erinnert. Kurze V-förmige Verzweigungen an den Ausgängen deuten aber schon den Übergang zum Bautyp der Adulten an. Ältere juvenile Tiere bewohnen Baue, die bereits den oben geschilderten Grundplan haben, nur in kleinerem Ausmaß. Die Anzahl der Ausgänge ist geringer (meist nur 2-3); diese liegen auch enger beieinander. Die Knicks im tieferen Röhrenbereich (siehe Abb. 1) sind in geringerem Abstand angelegt. Diese Abstände sowie der Röhrendurchmesser sind proportional zur Größe der Tiere.

Anhand der geschilderten Baumerkmale und durch Sammeln von Individuen war eine Kartierung des Areals von *L. badensis* möglich (Abb.4). Dabei ergaben sich folgende Grenzen: Im Westen stößt das Verbreitungsgebiet an die löß- und kalkreiche Vorbergzone, Substrate, die *L. badensis* meidet. Er bevorzugt saure Substrate, daher tritt er im Buntsandstein der Weitenauer Vorberge in hoher Dichte auf. Das Dinkelberggebiet mit Tonen und Kalken meidet er dagegen wieder. Während die Art im Westen und Süden mit zum Teil hohen Dichten an Ausbreitungsschranken stößt, dünnt sie nach Norden und Osten eher aus bzw. reagiert mit Dichte und Vorkommen zunehmend schärfer auf schlechtere Bedingungen, wie sie z. B. durch Relief- und Gesteinswechsel eintreten. Offenbar wirken hier klimatische Ursachen, vor allem die abnehmende Feuchtigkeit, begrenzend. So fällt die Grenze der Regenwurmverbreitung besonders im Osten ziemlich genau mit dem Verlauf der 70-80er Isolinie des REICHELschen Trockenheitsindex während der Vegetationsperiode (Klima-Atlas von Baden-Württemberg) zusammen. Natürlich kann der Trockenheitsindex nur eine grobe Annäherung sein. Vermutlich braucht *L. badensis* während einer gewissen Mindestzeit im Jahr Witterungsbedingungen, welche an der Bodenoberfläche eine Mikroorganismen-tätigkeit erlauben, z. B. eine Mindestzeitdauer, bei der die Bodenoberfläche über 5°C warm und gleichzeitig feucht ist.

Der Schlüssel für diese Ansprüche liegt in der Entwicklungsschichte von *L. badensis*. Seine Stammart, *L. friendi*, hat ein

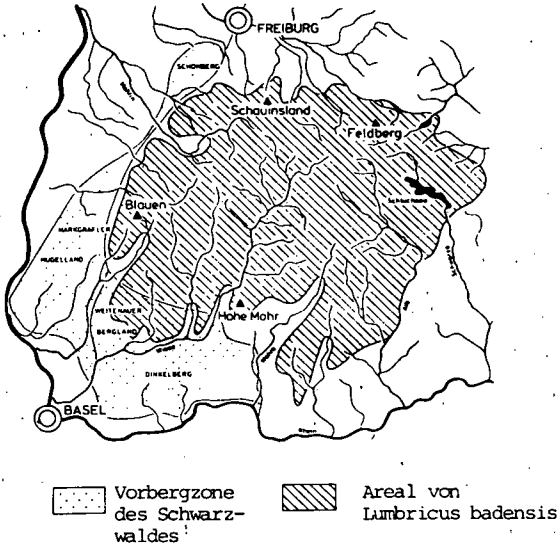


Abb. 4: Die Verbreitung von Lumbricus badensis im Südschwarzwald

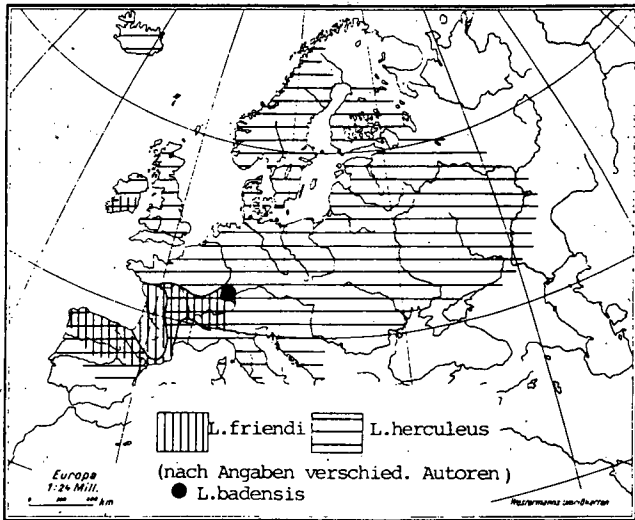


Abb. 5: Verbreitung von Lumbricus friendi, L. herculeus und L. badensis.

atlantisch-mediterranes Verbreitungsgebiet (Abb. 5). Sie ist also an warm-humide Verhältnisse angepaßt - im Gegensatz zu *L. herculeus* mit einer nordisch-kontinentalen Verbreitung. Am Rand des Areals von *L. friendi* muß sich nach der Eiszeit *L. badensis* aus einer durch den Rhein isolierten *L. friendi*-Population gebildet haben. Von der Stammart hat *L. badensis* die Anpassung an saure Substrate und an atlantische Bedingungen geerbt. Durch seine Größe kann er seinen Lebensraum für sich so günstig gestalten, daß er auch Standorte mit hoher Dichte besiedelt, welche für tiefgraben-de Formen normalerweise ungünstig sind.

Aus den geschilderten Befunden geht die starke Abhängigkeit des *L. badensis* von der Beschaffenheit der Bodenoberfläche hervor. Negativ wirken sich Austrocknung oder geringere Erwärmung infolge hoher Beschattung aus. Solche Verhältnisse herrschen in dichtgeschlossenen Fichtenstangenorten, wo *L. badensis* tatsächlich nicht anzutreffen ist. Auch Verdichtungen des Oberbodens als Folge forsttechnischer Maßnahmen sind ungünstig. Dickere Äste oder Rindenstücke auf der Bodenoberfläche fördern hingegen die Besiedlung, da sie wichtige Mikrohabitate für die Jungtiere darstellen. Es ergibt sich somit eine gewisse Beeinflussung des Vorkommens von *L. badensis* durch waldbauliche Maßnahmen.

Gelegentlich wird angeregt, große Regenwurmarten wie *L. badensis* zur Bodenverbesserung außerhalb ihrer jetzigen Standorte anzusiedeln. Solche Pläne sind nach den Kartierungsbefunden skeptisch zu beurteilen. Eine weitere Ausbreitung von *L. badensis* dürfte vor allem an seinen Klimaansprüchen scheitern.

Literatur

- BABEL, U.: Moderprofile in Wäldern. Hohenheimer Arbeiten Bd. 60. 120 S., Ulmer, Stuttgart, 1972.
- BOUCHÉ, M. B.: Lombriciens de France. Ecologie et systematique. Institut National de la Recherche Agronomique. 671 S., Paris, 1972.
- BOUCHÉ, M. B.: Relations entre les structures spatiales et fonctionnelles des écosystèmes, illustrées par le rôle pedobiologique des vers de terre. In PESSON, P.: La vie dans le sol, Aspects nouveaux, Etudes experimentales, S. 187. Gauthiers-Villars, Paris, 1971.
- COGNETTI DE MARTIIS, L.: Lombricidi dei Pirenei. Boll. Mus. Zool. Anat. Comp. Torino 19, 476, S. 1 (1904).

MICHAELSEN, W.: Zur Kenntnis der deutschen Lumbricidenfauna.
Mitt. Naturh. Mus. Hamburg 24, 191 (1907).

ZACHARIAE, G.: Die Streuzersetzung im Köhlgartengebiet.
In: GRAFF, O. und I. E. SATCHELL (Hrsg.): Progress
in Soil Biology S. 490 North Holland Publishing Co.,
Amsterdam, 1967.

Wir danken den Beamten im Bereich der Forstdirektion Freiburg
für die Unterstützung bei den Geländearbeiten und der Deutschen
Forschungsgemeinschaft für die finanzielle Förderung.

Schwermetalle (Pb, Cd) in der Boden-
makrofauna des Südschwarzwaldes

von

Zöttl, H. W. und F. Lamparski*

Schwermetallinventuren und -umsatzmessungen in Waldökosystemen berücksichtigen die Rolle der Makrofauna (in Streu- und Humuslagen sowie im Mineralboden) häufig nicht. Unsere bodenbiologischen Arbeiten auf öko-pedologisch bereits gut untersuchten Standorten im südlichen Schwarzwald (PURO, 1975; ZÖTTL, STAHR und KEILEN, 1977; HÄDRICH, MOLL u. STAHR, 1979) sollen dazu beitragen, diese Lücken zu schließen. Hier sei besonders auch die Rolle von *Lumbricus badensis* beleuchtet. Dieser sehr große Regenwurm ist im Untersuchungsgebiet mit hoher Populationsdichte entscheidend am Streuabbau beteiligt (LAMPARSKI und ZÖTTL, 1981).

Untersuchungsgebiet ist das obere Münstertal (ca. 15 km südlich von Freiburg) in rund 1000 m ü. NN. mit 1700 mm Jahresniederschlag. Auf einem leicht nach NE geneigten Oberhang stockt ein 130-jähriger Buchen-Tannenwald, in den Fichtenforste eingestreut sind.

Das Bodenprofil zeigt eine "Humusbraunerde" (STAHR, 1979a). Sie ist in tiefgründigem periglazialen Solifluktionsschutt aus Quarzporphyr (permischer Ignimbrit) entwickelt. Der Profilaufbau und die Mächtigkeit von Haupt- und Basisfolge (STAHR, 1979b) über der Zersatzzone gehen aus Abb. 1 hervor. Flächenmäßig überwiegen die Kleinstandorte mit reger Tätigkeit des *Lumbricus badensis*. Der rasche Streuabbau mit Einarbeitung in den obersten Mineralboden führt zu einer besonderen Mullhumusform ($A_{hr}-A_{h1}$). Im A_{h2} finden sich kroto-winenartige humose Partien; ehemalige Wurzelröhren und Maulwurf-gänge wurden mit Regenwurmexkrementen verfüllt. Im helleren B_v -Horizont fallen dann die dunkel-humosen Tapeten der Wurmröhren auf (bis 15 mm Durchmesser). Sie dienen vielfach Wurzeln als Leitbahnen.

*Institut für Bodenkunde und Waldernährungslehre,
Bertoldstr. 17, D-7800 Freiburg/Br.

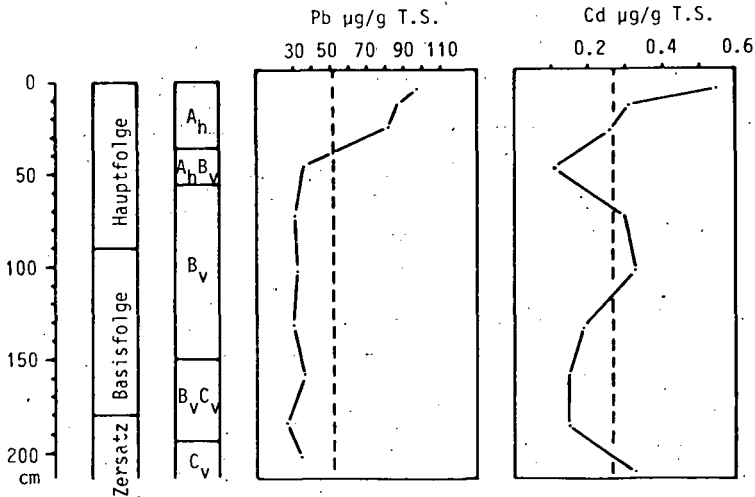


Abb. 1: Profilaufbau und Schwermetallgehalte in Humusbraunerde "Münstertal" (gestrichelt: Durchschnittswert des Profils)

Die Tiefenfunktion der Pb- und Cd-Gehalte im Mineralboden der untersuchten Standorte ist aus Abb. 1 zu erkennen. Die Gehalte beider Schwermetalle liegen im bekannten Rahmen; sie nehmen im Oberboden korreliert mit dem Humusgehalt zu. Es handelt sich um das typische Verteilungsmuster in Braunerden des Grundgebirgsschwarzwaldes aus mäßig basenreichem Ausgangsgestein (vgl. KEILEN, 1978).

Zur besseren Beurteilung der Spurenelementgehalte von Vertretern der Bodenmakrofauna werden in Abb. 2 die Gehalte einzelner Komponenten des Habitats der untersuchten Fauna dargestellt. Für Blei ist auch auf diesem verkehrs- und industriefernen Untersuchungsstandort mit merklicher Fernimmission zu rechnen (ZÖTTL, STAHR u. HÄDRICH, 1979). Die Flechten (Bartflechten aus den Baumwipfeln) zeigen daher als langlebige Organismen mit großer fängischer Oberfläche ziemlich hohe Werte. Die Fruchtkörper von Basidiomyceten, welche innerhalb weniger Tage heranwachsen, liegen hingegen sehr niedrig. Dies ist auf Grund der kurzen Expositionszeit und der bekannt geringen Aufnahme von Blei aus dem Boden verständlich. Die Werte der Krautschicht liegen dazwischen; es handelt sich durchweg um Analysen von frischen Pflanzenteilen, die im Spätsommer geerntet wurden (*Deschampsia flexuosa*, *Luzula silvatica*, *Luzula*

luzuloides, Rubus idaeus).

Für Cadmium ist gegenüber Blei eine geringere Immissionsbelastung gegeben, andererseits aber eine gewisse Einbeziehung in den Bio-kreislauf - auch durch Aufnahme über die Pflanzenwurzel. Die Cadmiumwerte liegen in der für kaum belastete Standorte üblichen Größenordnung. Nur der Wert der Pilzfruchtkörper fällt heraus. Hier dürfte eine gewisse Aufnahme aus dem sauren Boden über das Pilzmyzel eine Rolle spielen.

Interessant ist nun das Verhalten der Spurenelemente in der Kette Streu - Regenwurm - Regenwurmxkreme (rechte Hälfte von Abb. 2). "Streu" stellt die potentielle Nahrung des Regenwurms dar. Allerdings handelt es sich nicht um die frisch gefallene Streu. Vielmehr konsumiert der Regenwurm erst die mikrobiell merklich vorzersetzte Streu, also Blattreste aus der L_2 -Lage, die meist schon etwas in den A_h -Horizont hineingezogen worden sind. Bei Blei liegt das Niveau der Werte für das Fraßgut, den Regenwurm und seine Exkremente auf ähnlicher Höhe. Veränderungen sind in dieser Kette also kaum zu beobachten. Insgesamt sind die Pb-Werte ziemlich hoch,

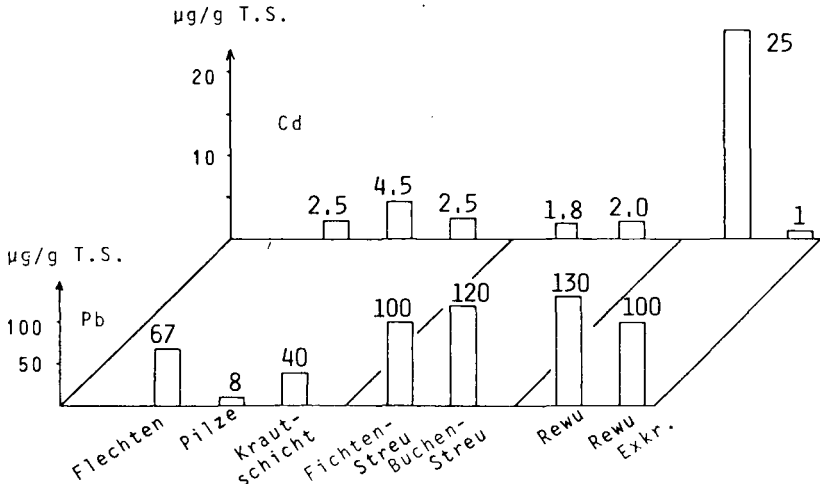


Abb. 2: Blei- und Cadmiumgehalte am Standort "Münstertal"

was aber durch die längere Exposition des Fraßgutes am Baum und auf der Bodenoberfläche sowie eine relative Zunahme infolge Massenverlustes beim bakteriellen Streuabbau verständlich ist.

Cadmium verhält sich völlig anders. $2\mu\text{g/g}$ T.S. in der Nahrung stehen Gehalte im Regenwurmkörper von $25\mu\text{g/g}$ T.S. gegenüber; das Ausscheidungsgut liegt dann wieder auf dem Niveau des Fraßgutes. Es findet also eine erhebliche Cd-Zunahme im tierischen Gewebe statt, was einer Anreicherung um den Faktor 10 - 20 entspricht. Ähnliche Verhältnisse wurden in anderen Untersuchungen an Wirbellosen gefunden (IRELAND, 1975, 1979).

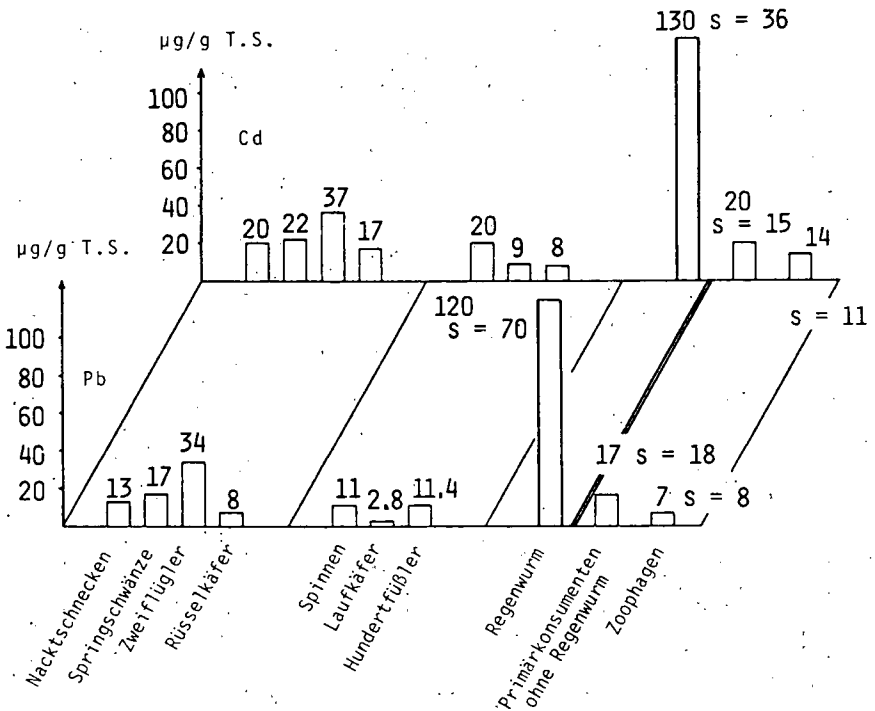


Abb. 3: Blei- und Cadmiumgehalte der Bodenfauna am Standort "Münstertal". s = Standardabweichung

Die bisher geschilderten Ergebnisse beruhen auf Analysen von Proben, die in der ersten Phase der Untersuchungen entnommen worden waren. In einer zweiten Untersuchungsphase wurden nun Vertreter der Bodenmakrofauna analysiert, die in Fällen im Untersuchungsgebiet speziell zur Spurenelementanalyse gefangen wurden. Zur Anwendung kamen Barberfallen (BALOGH, 1958). Sie bestanden aus Polyäthylflasche, -trichter und -dach (zum Schutz vor Regenwasser). Um den Außenrand des Trichters wurde ein kleiner Erdwulst errichtet, der das Einfließen von Oberflächenwasser verhindert. Als Konservierungsmittel diente destilliertes Wasser mit 4 % Formalin und einigen Tropfen Entspannungsmittel, das ein rasches Untersinken und damit Abtöten der gefangenen Tiere gewährleistet. Die Fallen wurden monatlich geleert.

Die gefangenen Tiere wurden unter Einhaltung höchster Sauberkeit im Labor in Polyäthylengefäßen nach Arten getrennt und dann sofort gefriergetrocknet. Nach Einwaage der unzerkleinerten Tiere erfolgte der Aufschluß mit HNO_3 und H_2O_2 in Reagensgläsern nach einer von BOITEAU und METAYER (1978) vorgeschlagenen und von uns etwas abgewandelten Methode.

Die angewandte Fangmethode verhindert Verfälschungen der Meßwerte, was durch Vergleich mit Analysendaten aufgesamelter Exemplare nachgewiesen wurde. Die Formalinlösung wirkt eiweißhärtend und unterbindet rasch einen Stoffaustausch zwischen Tierkörper und Lösung. Spurenelementmessungen in der gefilterten Fanglösung ergaben nach einem Fangzeitraum von einem Monat nur Konzentrationen im Blindwertbereich der Aufschlüsse.

Alle im folgenden behandelten Ergebnisse wurden mit den geschilderten Fang- und Aufschlußverfahren erzielt. Gegenüber dem im ersten Teil der Arbeit angewandten Verfahren mit Oxidation durch Perchlorsäure im Platintiegel vermeidet der $\text{HNO}_3 + \text{H}_2\text{O}_2$ -Aufschluß offenbar Cadmiumverluste durch Verflüchtigung während des Aufschließens. Die in Abb. 3 aufgeführten Cadmiumgehalte der einzelnen Tiergruppen liegen daher höher als die in Abb. 2 enthaltenen Werte. Außerdem wurden die Analysen dieser zweiten Untersuchungsphase mit einer verbesserten Heizeinrichtung beim AAS (Perkin-Elmer Modell 4000 mit HGA 400) durchgeführt, bei dem die gewünschte Temperatur im Graphitrohr noch schneller erreicht wird ("Superschuß").

Eine Erhöhung der Cadmiumwerte durch systematische Verunreinigung der Proben ist auszuschließen. Wie Abb. 3 zeigt, werden für einige Tiergruppen (Chilopoden und Carabiden) auch sehr niedrige Werte gemessen. Das Niveau der Bleiwerte wird durch das geänderte Aufschlußverfahren nicht wesentlich verändert.

In Abb. 3 sind die Cd- und Pb-Gehalte von verschiedenen Vertretern der Bodenfauna dargestellt. Dabei sind die Gruppen berücksichtigt, die eine mengenmäßig bedeutende Umsatzaktivität auf dem Untersuchungsstandort aufweisen und in größerer Abundanz erscheinen. Links in der Abb. 3 sind Nacktschnecken, Springschwänze, Zweiflügler und Rüsselkäfer aufgeführt, also überwiegend Primärkonsumenten und Detritusfresser. Daran schließen sich an (Mitte der Abb. 3) Spinnen, Laufkäfer und Hundertfüßler, also die Gruppe der Zoophagen (Prädatoren). Sowohl bei Cadmium als auch bei Blei unterscheiden sich die beiden Gruppen in der Höhe ihrer Werte. Überraschenderweise stehen den Werten der Detritusfresser niedrigere Werte der Zoophagen gegenüber. Es findet somit keine Anreicherung der untersuchten Elemente in der Nahrungskette statt. Die niedrigeren Werte der Zoophagen können verschiedene Ursachen haben. Wahrscheinlich spielen eine Rolle die Larvenstadien mit wiederholter Häutung sowie das Fraßverhalten. Häufig werden nur Teile der Beute konsumiert, sei es durch extratestinale Verdauung oder durch Ausfressen. Die niedrigeren Werte der Laufkäfer könnten auch durch einen bei dieser Gruppe höheren Trockensubstanzanteil am Frischgewicht bedingt sein (Panzer). Für diese Deutung spricht auch, daß die ebenfalls gut gepanzerten Rüsselkäfer in der Gruppe der Detritusfresser die niedrigsten Werte zeigen.

Völlig aus dem Rahmen fallen die im rechten Teil der Abb. 3 dargestellten Werte des Regenwurms *Lumbricus badensis*. Offensichtlich reichert der Regenwurm die beiden hier dargestellten Schwermetalle in starkem Umfange in seinem Körper an. Dies ergibt sich vor allem daraus, daß der Großteil seiner Nahrung aus Mikroorganismen besteht, die auf der immissionsbelasteten Außenfläche der Streu wachsen. Außerdem ist das hohe Alter von *L. badensis* zu berücksichtigen - diese Art wird durchschnittlich zehn Jahre alt. Hier nicht dargestellte Werte von juvenilen und adulten Regenwürmern zeigen daher auch große Unterschiede.

Die beiden letzten Säulen in Abb. 3 stellen die Mittelwerte für die Gruppe der Primärkonsumenten und Detritusfresser einerseits und der Zoophagen andererseits dar.

Neben den Gehalten der Vertreter der Bodenmakrofauna sind die Vorräte in ihr eine weitere wichtige Größe. Die Biomasse der Regenwürmer wurde am Untersuchungsstandort ermittelt. Für die übrigen Tiergruppen wurde auf die Mengenangaben aus den Untersuchungen im Solling zurückgegriffen (SCHAUERMANN, 1977). Dort handelt es sich um einen 120-jährigen Buchenwald auf Braunerde (allerdings saurer und humusärmer als im Münstertal), der eine mit unserem Standort einigermaßen vergleichbare Primärproduktion an Biomasse aufweist.

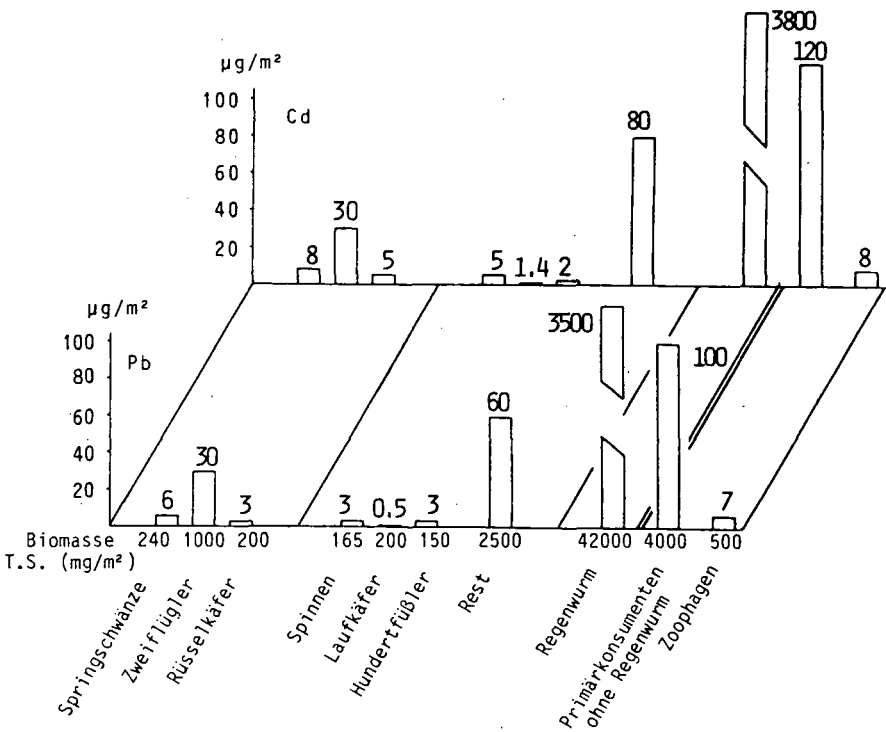


Abb. 4: Blei- und Cadmiummengen in der Bodenfauna am Standort "Münstertal"

Natürlich ist die Aussagekraft der so errechneten Werte (Abb. 4) begrenzt. Man sieht jedoch, daß die unterschiedliche Biomasse der einzelnen Gruppen die aus den Gehalten ersichtliche Differenzierung verstärkt. Die Gruppe der Zoophagen ist wegen ihrer geringen Biomasse und niedrigen Schwermetallgehalte nun die Gruppe mit den kleinsten Mengen.

Extrem hohe Werte erreicht die in der *Lumbricus badensis*-Population festgelegte Blei- und Cadmiummenge. Dabei spielt die außerordentlich große Biomasse dieser Art eine entscheidende Rolle. Sie liegt mit 42 000 mg/m² T.S. mehr als 20-fach so hoch wie im Solling, wo nur 2 000 mg/m² Regenwurmmasse bestimmt wurde. Die Säulen in Abb. 4 für die Primärkonsumenten ohne Regenwurm im Vergleich zu den Prädatoren geben die Verhältnisse wieder, wie sie in einem durchschnittlichen Buchenwaldstandort Mitteleuropas anzutreffen sein dürften. Die vom *Lumbricus badensis* besiedelten Standorte im Südschwarzwald stellen daher einen extremen Sonderfall dar.

Eine derart hohe Regenwurmpopulation übt nun auch in ihrer Umsatzaktivität einen entscheidenden Einfluß auf die Abbauvorgänge auf und im Oberboden aus. Dies wird deutlich, wenn man Humusprofile von Kleinstandorten mit und ohne Regenwurmbesatz vergleicht. Ohne *Lumbricus badensis* ist Moderhumus anzutreffen mit L-Lage, plattig verpilzter F-Lage und wenig mächtiger H-Lage über dem A_{h1}. Die Regenwurmtätigkeit führt zur Ausbildung der eingangs beschriebenen Mullhumusform. Ein Vergleich der Schwermetallvorräte in den obersten 1,5 dm des Bodens ergibt - vor allem bei Cadmium - geringere Mengen im regenwurmbeeinflussten Mullprofil. Die höhere biologische Aktivität bewirkt vermutlich höhere Mineralisationsraten, die auch bei den Schwermetallen zu stärkerer Mobilisierung (und Auswaschung) führen. Diese Befunde bedürfen allerdings noch ergänzender Untersuchungen.

Abschließend seien nun noch die Schwermetallgehalte und -mengen in einzelnen Kompartimenten des untersuchten Ökosystems vergleichend gegenüber gestellt. Tab. 1 macht deutlich, daß die hohen Anreicherungsfaktoren bei Cadmium in der Makrofauna des Bodens und vor allem im Regenwurm praktisch zu einem Gleichziehen der Cd-Werte mit den Pb-Werten führen. Im Mineralboden unterscheiden sich hingegen die Gehalte der beiden hier dargestellten Elemente um den Faktor 200.

Tab. 1: Blei- und Cadmiumgehalte ($\mu\text{g/g T.S.}$) am Standort

Humusbraunerde "Münstertal"

	Pb	Cd
Mineralboden	50	0,3
Krautschicht	40	2,5
Basidiomyceten- Fruchtkörper	8	4,5
Makrofauna	3 - 30	10 - 40
Lumbricus badensis	120	130

Tab. 2: Blei- und Cadmiummengen (mg/m^2) am Standort

Humusbraunerde "Münstertal"

	Pb	Cd
Boden bis 15 cm Tiefe	6 000 - 10 000	40 - 100
Krautschicht	3	0,2
Bodenfauna ohne L. badensis	0,1	0,1
Bodenfauna mit L. badensis	3,5	4,0

Aus den Mengenangaben in Tab. 2 ergibt sich die Dominanz der (überwiegend lithogenen) Bodenvorräte gegenüber den in Flora und Fauna enthaltenen Mengen. Beachtlich ist aber die in der Lumbricus badensis-Population enthaltene Cd-Menge von 4 mg/m^2 , die $1/20 - 1/10$ der Menge in den obersten 15 cm Boden ausmacht. Der dominierende Einfluß dieser sehr großen Regenwurmart kommt hierin nochmals deutlich zum Ausdruck.

Literatur

- BALOGH, J.: Lebensgemeinschaften der Landtiere. Ihre Erforschung unter besonderer Berücksichtigung der zoözoologischen Arbeitsmethoden. Akademie-Verlag Berlin, 1958.
- BOITEAU, H. L. und METAYER, C.: Microdosage du plomb, du cadmium, du zinc et de l'étain dans les milieux biologiques par spectrométrie d'absorption atomique après minéralisation et extraction. Analisis 6 (8), 350 (1978).
- HÄDRICH, F., MOLL, W. und STAHR, K.: Böden. In ZÖTTL, H. W. (Red.): Exkursionsführer Jahrestagung Dtsch. Bodenkundl. Ges. Freiburg. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges. 28, 55 (1979).
- IRELAND, M. P.: The effect of the earthworm Dendrobaena rubida on the solubility of lead, zinc and calcium in heavy metal contaminated soil in Wales. J. Soil Sc., 26 (3), 313 (1975).

- IRELAND, M. P.: Metal accumulation by the earthworms *Lumbricus rubellus*, *Dendrobaena veneta* and *Eiseniella tetraedra* living in heavy metal polluted sites. Environ. Pollut. 13, 201 (1979).
- KEILEN, K.: Spurenelementverteilung und Bodenentwicklung im Bärhaldegranitgebiet (Südschwarzwald). Freibg. Bodenkundl. Abh. 8. 278 S. (1978).
- LAMPARSKI, F. und ZÖTTL, H. W.: Der Regenwurm *Lumbricus badensis* als bodenprägender Faktor im Südschwarzwald. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges. 30 im Druck (1981).
- PURO, T.: Einfluß verschiedener Bodennutzungsformen auf die Entwicklung von Braunerden aus Münstertäler Quarzporphyr. Diplomarbeit, Forstwiss. Fak., Univ. Freiburg/Br. (1975).
- SCHAUERMANN, J.: Zur Abundanz- und Biomassendynamik der Tiere in Buchenwäldern des Solling. Verh. Ges. f. Ökol. 1976, S. 113-124.
- STAHR, K.: "Braunerden" im Grundgebirgsschwarzwald. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges. 29 (II), 649 (1979).
- STAHR, K.: Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für Bodenbildung und Standortseigenschaften im Südschwarzwald. Freibg. Bodenkundl. Abh. 9, 273 S. (1979).
- Zöttl, H. W., STAHR, K. und KEILEN, K.: Spurenelementverteilung in einer Bodengesellschaft im Bärhaldegranitgebiet (Südschwarzwald). Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges. 25 (I), 143 (1977).
- Zöttl, H. W., STAHR, K. und HÄDRICH, F.: Umsatz von Spurenelementen in der Bärhalde und ihren Ökosystemen. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges. 29 (II), 569 (1979).

Wir danken Frl. G. Mattmüller und Frau L. Oswald für die Durchführung chemischer Analysen und der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die finanzielle Unterstützung.

Die Bedeutung von Trockenphasen für die Populationsdichten von Enchytraeiden und Hornmilben in einem Rohhumus

von
Gröngröft, A.[†]

Einleitung

Der Lebensraum der Enchytraeiden und Hornmilben ist die organische Auflage und der oberste Mineralbodenhorizont. Beide Gruppen werden zur Mesofauna und von ihrer ökologischen Funktion zu den Saprophyten gerechnet. Sowohl Enchytraeiden als auch Hornmilben leisten in Rohhumusaufträgen einen erheblichen Anteil am Abbau der organischen Substanz, da in diesen Systemen besonders hohe Individuendichten erreicht werden. Typisch für den Lebensraum Rohhumus ist u.a., daß die abiotischen Faktoren "Temperatur" und "Feuchtigkeit" mehr oder weniger starken tages- und jahreszeitlichen Schwankungen unterliegen. Diese Schwankungen werden in der Literatur häufig als Ursache für geänderte Populationsdichten von Enchytraeiden und Hornmilben angegeben (NIELSEN 1955, ABRAHAMSEN 1972, DOZSA-FARKAS 1977, MADGE 1964, VANNIER 1970), wobei jedoch von unterschiedlicher Empfindlichkeit berichtet wird. Ziel der hier dargestellten Untersuchung war es, eine Korrelation zwischen dem saisonalen Verlauf der Dichteschwankungen der Hornmilben- und Enchytraeidenpopulationen und dem Wasserhaushalt zu überprüfen.

Untersuchungsgebiet

Die Untersuchungen wurden im Gartower Forst, Landkreis Lüchow-Dannenberg, Ost-Niedersachsen durchgeführt. Bei der untersuchten

[†] Ordinariat für Bodenkunde, 2000 Hamburg 13, Von-Melle-Park 10

Fläche handelt es sich um einen 105jährigen typischen Dicranum-Kiefernforst mit einem Kronenschluß von 60 %. In der geschlossenen Krautschicht dominieren Heidelbeere (*Vaccinium myrtillus*) und Drahtschmiele (*Avenella flexuosa*), die in Reinbeständen vorkommen⁺. Eine Mooschicht ist nahezu flächendeckend ausgebildet. Der Boden ist ein Eisenhumuspodsol, der sich in einer Flugsanddecke über weichselzeitlichen Talsanden entwickelt hat. Die Mächtigkeit der organischen Auflage variiert stark, im Mittel beträgt sie unter Av. 10 cm, unter Va: 14 cm.

Methoden

Die Probenahme erfolgte in 4wöchigem Rhythmus von April '79 bis Januar 1980. Dabei wurde ein aufklappbarer Bodenstecher von 5 cm Durchmesser und 20 cm Länge verwendet, das Probenmaterial wurde in 7-10 Lagen von ca. 2 cm Mächtigkeit unterteilt. Jede Analyse wurde an den Materialien zweier Parallelstecher durchgeführt.

Wassergehalte wurden durch Trocknung bei 105°C bestimmt.

Auf die Bedeutung der Wasserspannung zur Beurteilung der Trockenresistenz von Bodenorganismen wurde u.a. von NIELSEN (1955) und VANNIER (1970) hingewiesen. Eine Meßmethode, mit der die Wasserspannung an Rohhumusmaterialien bestimmt werden kann, ist die Filterpapiermethode, die mit der Eichung von McQUEEN & MILLER (1968) angewandt wurde.

Die Enchytraeiden wurden mit einer einfachen Extraktionsmethode (GRAEFE, GRÖNGRÖFT & SCHAUERMANN in Vorber.) angereichert, die Hornmilben mit einem modifizierten Kempson-Gerät (KEMPSON et al. 1963) extrahiert. Die Zählung erfaßte die adulten Oribatiden, bei den Enchytraeiden auch die juvenilen Tiere.

⁺Die Rohhumusaufgaben im Bereich dieser Reinbestände wurden verglichen, sie werden im folgenden als Va. bzw. Av. bezeichnet.

Wasserhaushalt des Rohhumus

Abb. 1 zeigt den Verlauf der Bestandesniederschläge, die in 4 Rinnen (98 x 11,5 cm² Fläche) aufgefangen wurden. Deutlich sind mehrere Phasen unterschiedlicher Niederschlagsintensität zu unterscheiden. Für die folgende Betrachtung der Vorgänge in den organischen Auflagen ist dabei wesentlich, daß sich an die sommerliche, niederschlagsreiche Periode ein 10wöchiger Zeitraum mit ausgesprochen niedrigen Niederschlagsmengen anschloß.

In diesem Zeitraum nimmt der mittlere Wassergehalt der organischen Auflage um ca. 50 % ab (Abb. 2). Dieser Prozeß verläuft nicht linear, sondern die minimalen Gehalte werden bereits am 24.9. erreicht. Dabei deuten die Meßwerte an, daß mit der Abnahme des Wassergehalts eine Verringerung der Streuung der Parallelen einhergeht. Dies bedeutet, daß die relativ feuchten Flecken mehr Wasser verdunsten als die trockeneren, was unter der Voraussetzung gleicher Wasserbindungseigenschaften verständlich ist.

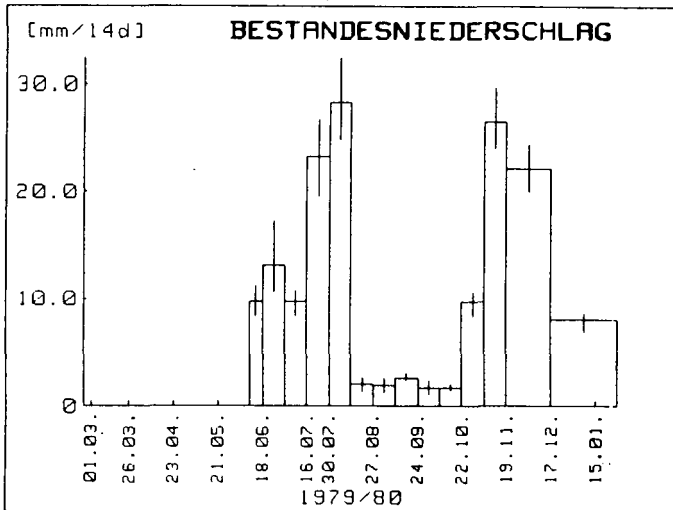


Abb. 1

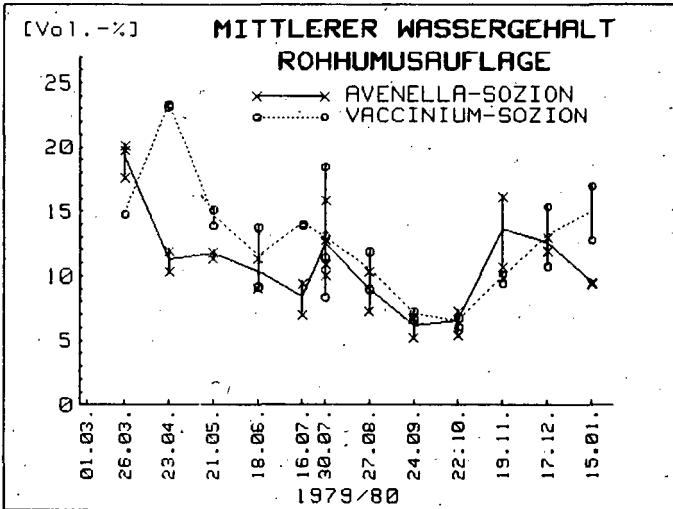


Abb. 2 Werte errechnet aus Wassergehalt (g), Stecherfläche und Mächtigkeit der Auflage

Im Rohhumusprofil schwanken die Wasserspannungen im Jahresverlauf zwischen pF 1,1 und 4,1 (Abb.3). Dabei führt die sommerliche Regenperiode zu einem Spannungsabfall in allen Lagen auf pF 2,0. Dieser Vorgang ist viel deutlicher ausgeprägt als die korrespondierende Zunahme des Wassergehalts, ein Hinweis auf Hysteresiseffekte des Rohhumusmaterials. Im Anschluß daran nimmt die Verfügbarkeit des Bodenwassers um durchschnittlich 1,7 pF-Einheiten ab, sodaß bereits am 24.9. Werte von ca. pF 4,0 erreicht werden. Diese Austrocknung erfaßt alle Humushorizonte gleichermaßen, in dem Zeitraum bis zum 22.10. ergeben sich aber auffällige Verschiebungen. So trocknet der oberste Bereich des Ahe-Horizonts noch weiter aus, während der L/F-Horizont durch Niederschläge schon wieder etwas feuchter ist. Der verzögerte Spannungsabfall im F- und H-Horizont während der herbstlichen Niederschläge beruht offenbar auf Benetzungswiderständen des Substrats. Die Rohhumusaufgabe der Av.-Sozion ist im Vergleich zur Va.-Sozion während der feuchten Phasen trockener, zudem treten stärkere Unterschiede zwischen den einzelnen Humushorizonten auf. Dies beruht auf der größeren Strahlungs- und Windexposition, es ist des-

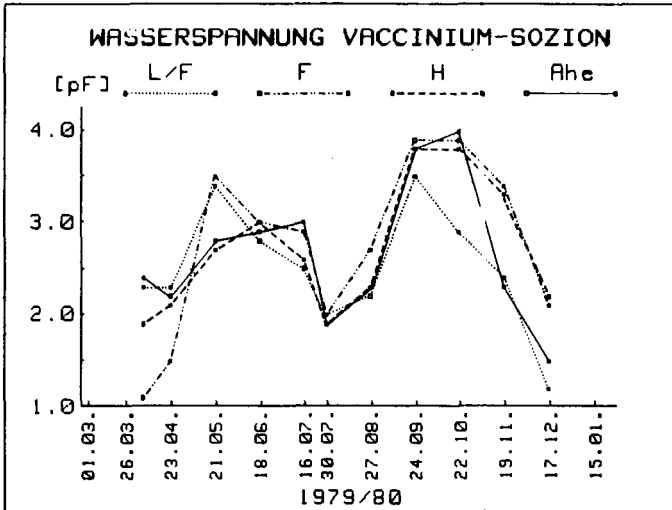


Abb. 3 Jahresverlauf der Wasserspannungen einzelner Humushorizonte

halb auch mit einem stärkeren Tagesgang von Bodentemperatur und Sättigungsdefizit zu rechnen.

Populationsdichten der Enchytraeiden und Hornmilben

Enchytraeiden kommen mit 4 Arten auf der Versuchsfläche vor, von denen 3 häufig sind. Die Aufenthaltsräume dieser Arten sind entsprechend der Ergebnisse von SPRINGETT (1963) vertikal gestaffelt. Die größte Art (*Cognettia sphagnetorum*) siedelt am dichtesten unter der Rohhumusoberfläche, die Aufenthaltsräume überschneiden sich jedoch weit. Bei den Hornmilben wurden 27 Arten bzw. Gattungen (*Opipha*) unterschieden, von denen 3 (Av.) bzw. 5 (Va.) über 90% der Individuen stellen.

Die Enchytraeiden erreichen hohe mittlere Dichten (Abb. 4) unter Va. (105 000 Expl./m²), unter Av. nur ca. die Hälfte (57 000 Expl./m²). Die saisonalen Dichteschwankungen sind bei Betrachtung sowohl der Gesamtzahl als auch einzelner Arten stark. Geringe Dichten wurden nach einer Hitzeperiode im Juni, während der spätsommerlichen Trockenphase und bei Bodenfrost im Januar festgestellt. Dichtemaxima einzelner Arten traten nicht synchron auf. Die Austrocknungs-

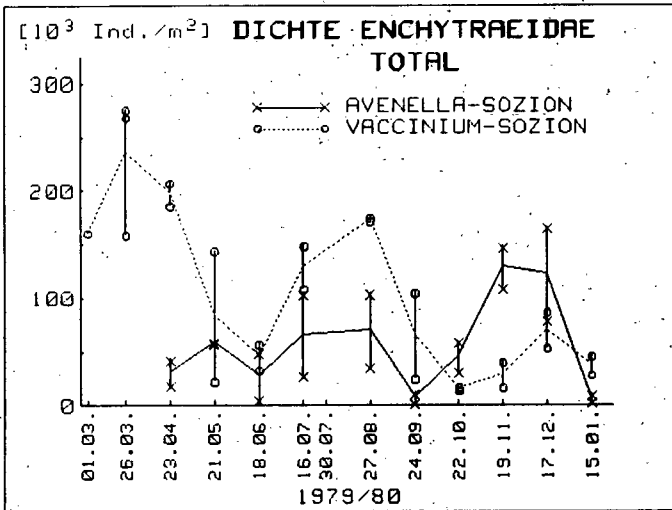


Abb. 4

periode führte zu einer Reduktion der Individuensummen um 90%. Allerdings stieg in der Av.-Sozium die Dichte vom 24.9. zum 22.10. schon wieder an, obwohl das belebte Rohhumusprofil eine konstante Trockenheit hatte.

Die Hornmilben besiedeln die Rohhumusaufgabe in ähnlichen mittleren Individuendichten (Va.: 90 000, Av.: 70 000 Expl./m²), wobei die Gesamtzahl im Jahresverlauf nur relativ wenig schwankte (Abb. 5). Bei einzelnen Arten traten jedoch in Abhängigkeit von ihren Lebenszyklen deutliche Dichteminima und -maxima auf, die letzteren auch während der Trockenphase.

Bedeutung der Trockenphase für die Populationen

Die Hornmilben sind durch ihr Exoskelett relativ gut vor Austrocknung geschützt. Trockenheitsbedingte Dichteabnahmen ließen sich deshalb bei Maximalspannungen von pF 4 noch nicht nachweisen. Nach VANNIER (1970) treten Fluchtbewegungen erst bei pF 5 auf. Das im Mittel trockenere und stärker exponierte Habitat der Av.-Sozium bedingt allerdings ein Artenspektrum, in dem die mehr feuchtigkeitsbedürftigen Arten fehlen und trockenheitsliebende Arten stärker dominieren.

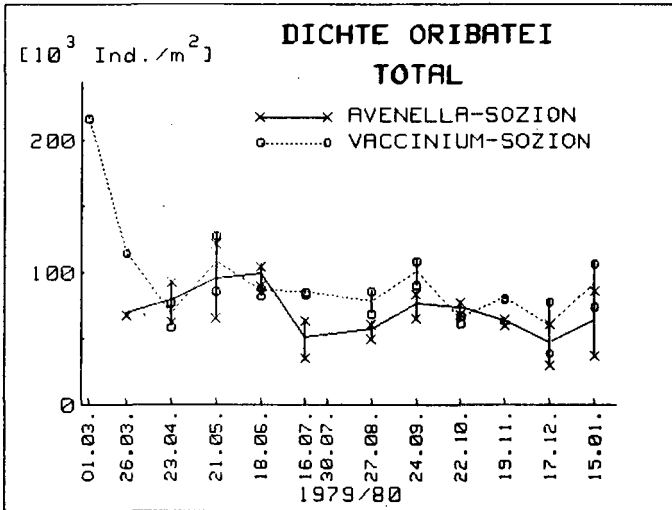


Abb. 5

Für die Enchytraeiden bedeutet die Austrocknung des Oberbodens eine Verkleinerung des Lebensraums. Durch Fluchtbewegungen können die Tiere dem Trockenheitsstreß ausweichen, wenn in der Nähe feuchtere Bereiche vorhanden sind (SPRINGETT et al. 1970). Verlagerungen der Aufenthaltsräume in tiefere Rohhumuslagen konnten in der Av.-Sozion beobachtet werden (Abb. 6), nicht aber unter Va., da dort der Rohhumus durch Wurzelentzug über die gesamte Tiefe gleichmäßig austrocknet. Flüchten Enchytraeiden in Bereiche mit kühl-feuchteren Bedingungen, so führt dort die Erhöhung der Individuendichte zu stärkerer Nahrungskonkurrenz. Dies bedeutet, daß auch bei nur oberflächlicher Austrocknung des Bodens sich die Lebensbedingungen für alle Individuen verschlechtern.

Zwischen der Wasserspannung und den Gesamt-Enchytraeidendichten konnte eine signifikante Korrelation ($\alpha < 2\%$) innerhalb der Daten der Va.-Sozion festgestellt werden. Dies zeigt, daß die Dichten einerseits direkt auf Austrocknungserscheinungen reagieren, andererseits die Populationen sich über erhöhte Schlupf- bzw. Teilungsraten schnell der zunehmenden Feuchtigkeit anpassen können. Die Wasserspannung stellt somit einen wesentlichen limitierenden Faktor in einem Rohhumus mit relativ ausgeglichenem Mikroklima dar. Im Be-

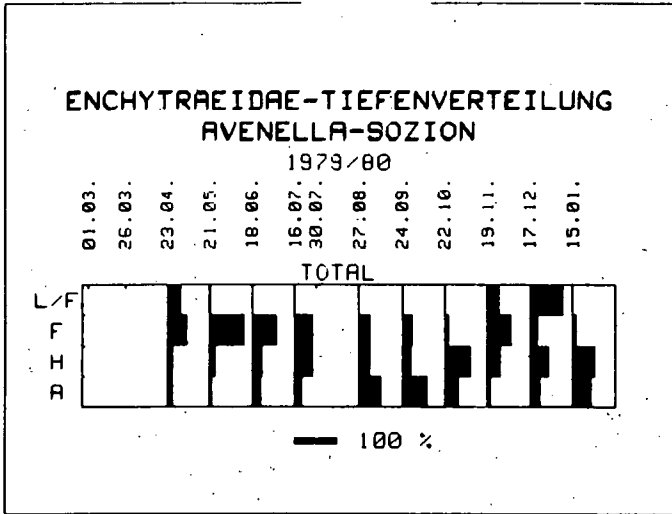


Abb. 6

reich der Av.-Sozium tritt als weiterer bestandslenkender Faktor die Temperatur in Form von Temperaturspitzen und starken diurnalen Schwankungen auf. Die Beziehung Wasserspannung- Enchytraeidendichte ist dementsprechend weniger eng. Bei Betrachtung einzelner Populationen ist die interspezifische Konkurrenz zu berücksichtigen. Die Abundanzdaten weisen darauf hin, daß an verschiedenen Positionen die einzelnen Arten einen stark wechselnden Anteil am Gesamtbestand haben. Dies dürfte eine Folge der häufig beobachteten Aggregation von Bodenorganismen sein (NIELSEN 1954, ABRAHAMSEN & STRAND 1970), wodurch die Interpretation von Dichtedaten einzelner Populationen bei geringem Stichprobenumfang sehr problematisch wird. So ist auch unklar, ob die bei fast pF 4,0 beobachtete Dichtezunahme (s.o.) nur eine Folge höherer Aggregation am 22.10. ist. Für eine Dichtezunahme sprechen die Beobachtungen von DCZSA-FARKAS (1977), die bei pF 3,9 und niedrigen Temperaturen hohe Überlebensraten feststellte. Die Annahme von NIELSEN (1955), daß bei pF 4 ein letaler Grenzwert der Trockenheit erreicht ist, muß dahingehend ergänzt werden, daß dieser Wert stark vom Temperaturregime beeinflusst wird. Als wesentliches Problem stellt sich dabei die Frage, welche Spannungen im

Mikrohabitat der Enchytraeiden wirklich auftreten, die dargestellten Daten repräsentieren ja die Spannungen von ca. 40cm³-großen Rohhumusscheiben. Erst wenn zu diesem meßtechnischen Problem neue Erkenntnisse vorliegen, wird sich die Grenzwertfrage unter Hinzuziehung des Faktors "Temperatur" schlüssig beantworten lassen.

Literatur

- ABRAHAMSEN, G. (1972): Ecological study of Enchytraeidae (Oligochaeta) in Norwegian coniferous forest soils. - *Pedobiologia* 12, 26-82
- ABRAHAMSEN, G. & L. STRAND (1970): Statistical analysis of population density data of soil animals, with particular reference to Enchytraeidae (Oligochaeta). - *Oikos* 21, 276-284
- DOZSA-FARKAS, K. (1977): Über die Trockenheitstoleranz von *Fridericia galba* (Oligochaeta: Enchytraeidae). - *Opusc. zool.* XIV, 1-2
- KEMPSON, D., M. LLOYD & R. GHELARDI (1963): A new extractor for woodland litter. - *Pedobiologia* 3, 1-21
- MADGE, D. S. (1964): The humidity reactions of oribatid mites. - *Acarologia* 6, 566-591
- McQUEEN, J. S. & R. F. MILLER (1968): Calibration and evaluation of a wide-range gravimetric method for measuring moisture stress. - *Soil Science* 106, 225-231
- NIELSEN, C. O. (1954): Studies on the Enchytraeidae 3. The microdistribution of Enchytraeidae. - *Oikos* 5, 167-178
- NIELSEN, C. O. (1955): Studies on the Enchytraeidae 5. Factors causing seasonal fluctuation in numbers. - *Oikos* 6, 153-169
- SPRINGETT, J. A. (1963): The distribution of three species of Enchytraeidae in different soils. - In: J. DOEKSEN & J. VAN DER DRIFT (eds.): *Soil organisms*. North Holland Publishing Company, Amsterdam, 414-419
- SPRINGETT, J. A., J. E. BRITAIN & B. P. SPRINGETT (1970): The vertical movement of Enchytraeidae (Oligochaeta) in moorland soil. *Oikos* 21, 1-7
- VANNIER, G. (1970): Reactions des Microarthropodes aux Variations de l'Etat Hydrique du Sol. - Edition du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 319 S.

Wirkung von Blei auf die biologische Aktivität
verschiedener terrestrischer Waldhumusformen

von
Wilke, B. M.

Zusammenfassung

An O- und A_h-Lagen terrestrischer Humusformen wurden unter Verwendung von Perfusionsapparaturen Bleibelastungsversuche mit Pb(NO₃)₂ im Labor durchgeführt. Die Horizonte des Mullprofils wiesen die höchste, die des Rohhumusprofils die geringste Bleisorptionskapazität auf. Innerhalb der Profile nahm die Bleisorption vom A_h zum O_L zu. Eine signifikante Hemmung der Bodenatmung konnte beim Moder und Rohhumus nach Zusatz von 10⁴ µg Pb/g Boden bei Bodenlösungskonzentrationen > 1 µg Pb/ml festgestellt werden. Bei den Auflagehorizonten war die Atmungshemmung hoch signifikant mit Aktivitätsverlusten der Enzyme Dehydrogenase, Phosphatase und Arylsulfatase korreliert. Es wird angenommen, daß Enzymaktivitätsverluste nach Bleibelastung auf eine Abnahme der Organismenpopulation und nicht auf eine Schadstoff-Enzymwechselwirkung zurückzuführen sind. Bei extrem hohen Bleibelastungen von 2·10⁵ µg Pb/g Boden wird die biologische Aktivität zusätzlich durch eine Erhöhung der Bodenacidität gehemmt, und zwar umso stärker, je mehr Blei sorbiert wird. Dieser Effekt trat auch bei Parallelversuchen mit Ca(NO₃)₂ auf.

Die Fraktionierung des Auflage- und A_h-Horizont-Humus in organische Stoffgruppen mit einem erweiterten Trennverfahren

von

R. Aldag *

Bis heute gibt es kaum methodische Ansätze, die es gestatten, aus dem Boden einwandfrei die organische Substanz nach Herkunft in tote und lebende organische Substanz zu trennen. Um so mehr scheint es daher geboten, die im Humus vorhandenen organischen Stoffgruppen mit verbesserten Analyseverfahren zu extrahieren, zu trennen und zu bestimmen.

Die folgenden Untersuchungen sind überwiegend an Mullhumus durchgeführt worden, der aus den A_h-Horizonten einer Morphosequenz von Rendsinen des Göttinger Waldes auf Oberem und Unterem Muschelkalk entstammt. Die quantitative Erfassung organischer Stoffgruppen im Auflage- und Mullhumus ist für die Charakterisierung und Beschreibung von Lebensformen und Nahrungsketten, an denen insbesondere Bakterien und Pilze sowie u.a. saprophage Tiere im Boden beteiligt sind, von großer Bedeutung.

Methoden:

C_t und N_t wurden mit einem Gaschromatographen (Carlo Erba) nach dem Prinzip der vollständigen Oxidation bei etwa 1200 °C und anschließender gasanalytischer Messung bestimmt. Die N-Fraktionierung und Eiweißbestimmung erfolgte nach eigenen Methoden (ALDAG, 1975). Die Bestimmung der Gesamt-Kohlenhydrate erfolgte nach der Methode von DUBOIS et.al. (1956); die Extraktion, Reinigung und Trennung der Kohlenhydrate nach der Methode von DOUTRE et al. (1978). Wenn nicht anders erwähnt, sind alle anderen Methoden nach den bei SCHLICHTING und BLUME (1966) beschriebenen Verfahren durchgeführt worden. Zucker und Stärke wurden allerdings nicht im Heißwasser-Extrat sondern durch 2-3 malige Kaltwasser-Extraktion (je Extraktionsgang 60 g Boden mit 500 ml H₂O dest. 24 h über Kopf schütteln) gewonnen.

Ergebnisse und Diskussion:

Da unser Vorgehen sich an das Verfahren von SCHLICHTING und BLUME (1966) anlehnt, sei zunächst deren Arbeitsgang für die Streu-Stoffgruppenanalyse in Abb. 1 dargestellt.

*Institut für Bodenwissenschaften, von Sieboldstr. 4
3400 Göttingen

Abbildung 1 :

Arbeitsgang bei der Streu-Stoffgruppenanalyse
(nach SCHLICHTING u. BLUME)

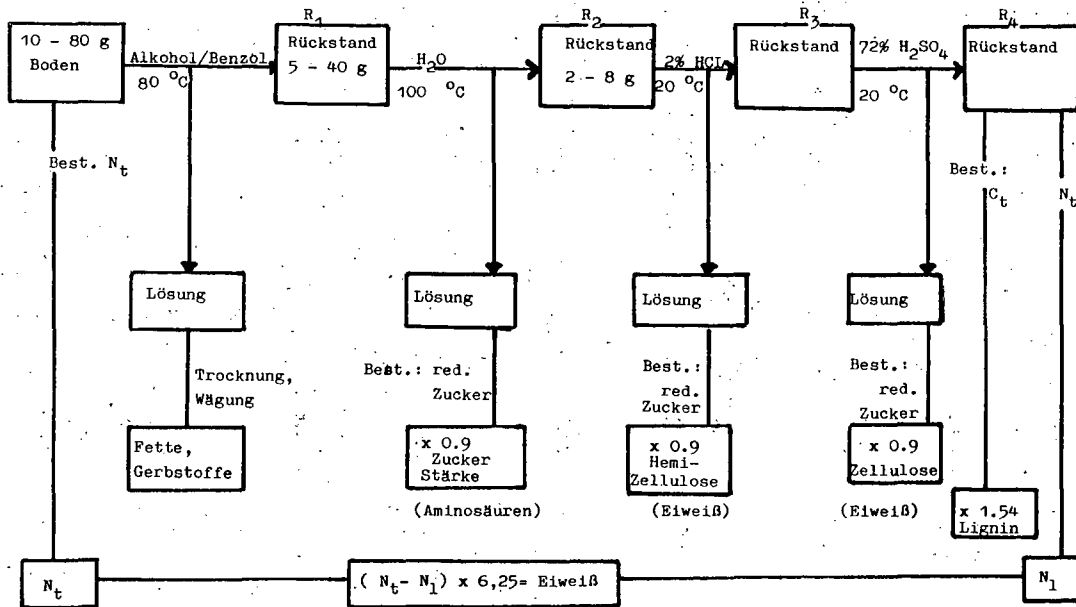


Abbildung 2:

Arbeitsgang für die direkte Eiweißbestimmung
in der Streu^{ausd} (in der organischen Substanz von
Böden.

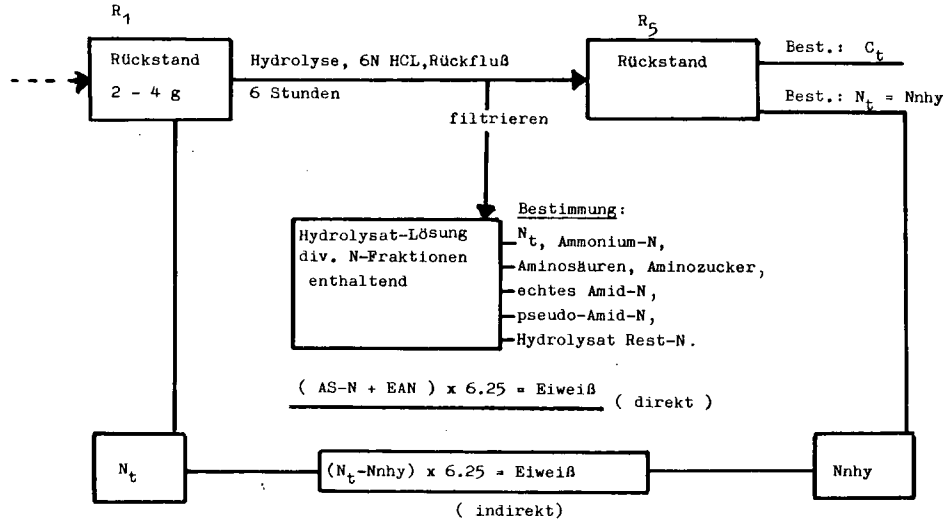


Tabelle 1: Rendsina-Braunlehm; Gehalt an organischer Substanz(OS), an Gesamtstickstoff (N_t) und an Protein in den jeweils bezeichneten Extrakten. (Angaben in % bzw. in mg/g Boden)

Horizont (Tiefe in cm)	OS (%)	N_t (mg/g)	Protein direkt an R_1 (mg/g)	Protein indirekt (mg/g)	← SCHLICHTING- BLUME →			
					Protein direkt H_2O -Extr. (mg/g)	Protein direkt HCL-Extr (mg/g)	Protein direkt Summe (6)+(7) (mg/g)	Protein indir. (mg/g)
Spalte (1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
A_1 (0-1 cm)	18.62	7.0	22.2	32.43	2.07	4.78	6.85	16.25
A_2 (1-3 cm)	12.20	5.4	17.2	25.75	1.35	4.23	5.58	14.37
A_3 (3-10)	7.72	3.6	9.6	17.75	0.93	3.14	4.07	9.37
B (10-20)	4.96	2.6	6.2	12.50	0.73	1.89	2.62	6.25
B/C (20-30)	3.83	2.1	4.3	9.38	0.91	1.01	1.92	1.87

Abb. 1

Der besseren Übersicht halber sollen alle Ergebnisse nur am Beispiel der untersuchten Braunlehm-Rendsina (BlR) vorgestellt werden.

Der von uns entworfene Arbeitsgang sieht die direkte Bestimmung der im Boden vorhandenen Proteine, Peptide und Aminosäuren an dem Bodenrückstand R_1 vor, indem hier der Boden einer Hydrolyse mit 6 N HCl unterworfen wird (Abb. 2).

Abb. 2

In der Hydrolysatlösung werden die Aminosäuren, Aminozucker, das echte Amid-N und das Ammonium-N direkt mit dem automatischen Aminosäure-Analysator bestimmt. Ferner werden die N-Fractionen Pseudo-Amid-N und Hydrolysat-Rest-N erfaßt, auf die hier nicht näher eingegangen wird.

Das im Boden gebundene Eiweiß errechnet sich aus dem $(AS-N + ADe) \times 6.25 = \text{Eiweiß}$.

Durch eine C- und N-Analyse am Bodenrückstand R_2 können gleichzeitig der nichthydrolysierbare Stickstoff und Kohlenstoff bestimmt werden, die entweder zur Berechnung des Ligningehaltes oder des Protein-N auf indirektem Wege herangezogen werden können. In Tabelle 1 sind am Beispiel des Rendsina-Braunlehms

Tab. 1

die Ergebnisse der direkten und indirekten Proteinbestimmung nach unserem Verfahren und nach dem von BLUME und SCHLICHTING (1966) gegenübergestellt. Zusätzlich sind der Gehalt an organischer Substanz und die Gesamtstickstoff-Mengen (Spalten (2) und Sp (3)) angegeben.

Mit zunehmender Profiltiefe nimmt der Gehalt an organischer Substanz wie auch die N_t -Menge von oben nach unten ab.

Ähnlich verhält sich auch die Menge an extrahierbarem Protein, unabhängig davon, mit welcher Methode es bestimmt wurde.

Vergleichen wir zunächst die Proteinmengen, die nach unserem Verfahren auf direktem und indirektem Wege bestimmt wurden (Sp. 4 und Sp. 5), dann stellen wir fest, daß die Werte, die auf indirektem Wege ermittelt wurden, in allen Fällen erheblich größer sind als die auf direktem Wege gemessenen Werte. Die Gründe dafür sind hinlänglich bekannt, daß nämlich mit der salzsauren Hydrolyse sehr viel mehr Stickstoff aus dem Boden freigesetzt wird, als man tatsächlich den Proteinen zuordnen kann. (ALDAG und KICKUTH, 1973). Dazu gehört vor allem das pseudo-Amid-N, das Hydrolysat-Rest-N und Aminozucker-N. Mithin scheidet die indirekte Bestimmung des Proteins nach unserem Verfahren aus. Bei dem Verfahren von SCHLICHTING und BLUME (1966) wird von Beginn an der indirekte Weg beschritten. Um das Verfahren von SCHLICHTING und BLUME (1966) voll mit unserem Verfahren vergleichen zu können, haben wir zusätzlich auch die Eiweißmengen in dem Wasser-Extrakt, in dem 2%-igen HCl-Extrakt und in dem H_2SO_4 -Extrakt bestimmt. In dem H_2SO_4 -Extrakt konnten keine Aminosäuren nachgewiesen werden. Man vergleiche die Ergebnisse der Spalten (8) und (9) miteinander! Hier erkennt man, daß in dem H_2O -Extrakt und dem HCl-Extrakt zwar gewisse Mengen an Protein enthalten sind, aber längst nicht die Werte erreichen, die nach unserem Verfahren auf direktem Wege ermittelt wurden. Auf indirektem Wege (Spalte 9) werden hingegen Protein-Mengen ermittelt, die in etwa an die Werte herankommen, die nach unserem Verfahren

Abbildung 3:

Arbeitsgang für die Bestimmung von Gesamtkohlenhydraten sowie Zuckersäuren und Neutralzucker in Streu und organischer Substanz von Böden.

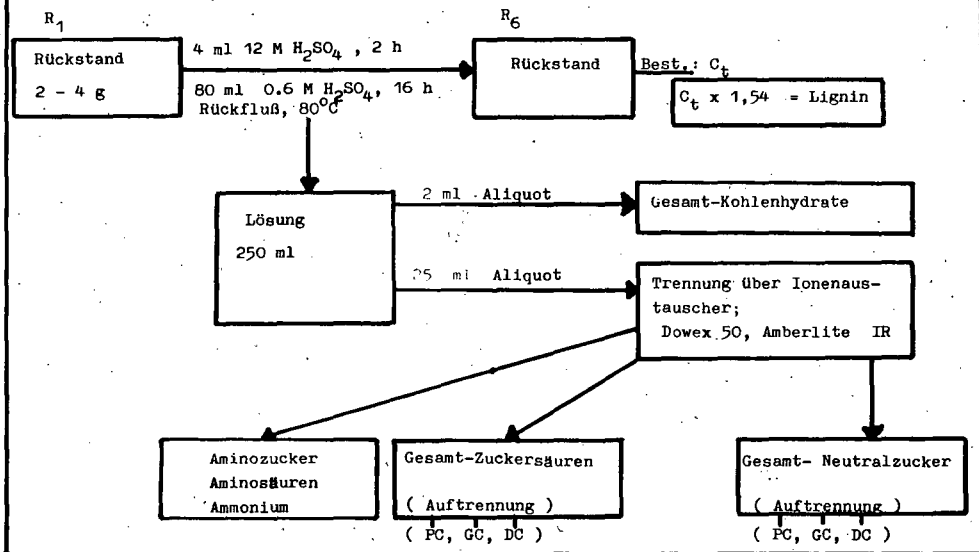


Tabelle 2: Gehalt an Kohlenhydraten (KH) in der organischen Substanz einer Mullreidsina (MR) und einer degradierten Mullreidsina (dMR)
(Angaben in mg C/g Boden bzw. in % vom C_t org)

Boden, Horizont Tiefe in cm	C _t org. (mg/g)	Gesamt- KH-C in % von (2)	Neutral- Zucker- C in % von (2)	Zucker- Säuren- C in % von (2)	←SCHLICHTING- BLUME→			Summe (6)+(7) +(8) (mg/g) in % von 2)
					Zucker-, Stärke-C im H ₂ O-Extr. (mg/g)	Hemizellu- lose-C im HCL-Extr. (mg/g)	Zellulose- C im H ₂ SO ₄ -Extr. (mg/g)	
Spalte → (1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
MR								
A ₁ (0-4.5)	98.5	16.43	10.1	1.69	0.73	11.9	2.89	15.52 (15.8)
A ₂ (4.5-12)	76.4	14.13	8.9	1.45	0.73	10.0	1.45	12.19 (16.0)
dMR								
A ₁ (0-2)	127.2	16.96	11.93	1.75	0.33	14.2	1.36	15.89 (12.5)
A ₂ (2-9)	81.1	14.29	8.37	1.50	0.77	10.5	1.70	12.97 (16.0)
A ₃ (9-18)	61.4	11.70	6.83	1.2	0.38	8.3	3.40	12.08 (19.7)

auf direktem Wege gemessen wurden. Dies trifft insbesondere für den A₂- und den B-Horizont zu. Nach dem Analysengang in Abb. 1 sollten die Proteinmengen in den Sp. (9) und (8) der Tab. 1 annähernd übereinstimmen. Da das bis auf den B/C-Horizont auch nicht annähernd der Fall ist, wird deutlich, daß man unserem direkten Verfahren eindeutig den Vorrang einräumen sollte. Bei der Bestimmung der Kohlenhydratfraktion soll ebenfalls ein Methodenvergleich zwischen dem Arbeitsgang nach SCHLICHTING und BLUME (1966) und unserem Verfahren angestellt werden. In Abb. 3 ist unser Vorgehen zur Bestimmung der Gesamtkohlenhydrate sowie der Zuckersäuren und der Neutralzucker zusammengestellt.

Abb. 3

Demnach werden an dem Rückstand R₁ die Gesamtkohlenhydrate nach der Methode von DUBOIS et al. (1956) bestimmt, indem der Boden zunächst in 4 ml 12 M H₂SO₄ 2 Stunden lang suspendiert und anschließend 16 Stunden unter Rückfluß bei 80 °C in 0,6 M H₂SO₄ erhitzt wird. An dem Extrakt lassen sich sowohl die Gesamtkohlenhydrate wie auch die Zuckersäuren, Neutralzucker und Aminozucker nach geeigneter Trennung über Ionenaustauscher bestimmen. Die Ergebnisse dieses Methodenvergleichs sind in Tabelle 2 für die Horizonte der Mullrendsina und der degradierten Mullrendsina zusammengestellt.

Tab. 2

Ähnlich wie beim Protein nimmt auch hier die Gesamtkohlenhydratmenge im Profil mit zunehmender Tiefe ab. Zwischen 11 - 16 % des insgesamt in der organischen Substanz gebundenen Kohlenstoffs (Sp. 2) sind als Gesamtkohlenhydrat-C (Sp. 3 und Sp. 9) nach beiden Verfahren extrahiert worden.

Die Auftrennung in Neutralzucker und Zuckersäuren nach unserem Verfahren hat ergeben, daß der weitaus größte Anteil des extrahierten Kohlenstoffs (60 - 70 %) als Neutralzucker-C vorliegt. Wenn man die Werte aus Sp. (4) und Sp. (5) addiert, erkennt man, daß die Summe in keinem Falle den Wert für den Gesamtkohlenhydrat-C in Sp. (3) erreicht. Somit ist die Aussagekraft der Methode für die Werte der Gesamtkohlenhydrate anzuzweifeln.

Wir haben in weiteren Untersuchungen feststellen können, daß Phenol-Schwefelsäure auch mit Oxi-Aminosäuren wie Threonin, Serin und Tyrosin einen Farbkomplex bildet, der bei der Bestimmung der Kohlenhydrate stört. Da andererseits bei der Bestimmung der Aminozucker nachgewiesen wurde, daß im schwefelsauren Extrakt die genannten Aminosäuren enthalten sind, ist zumindest teilweise die Diskrepanz dieser Bilanz damit zu erklären.

Daraus ist zu folgern, daß die analytische Auftrennung des schwefelsauren Extraktes über Ionenaustauscher unbedingt erforderlich ist.

Das Extraktionsverfahren nach SCHLICHTING und BLUME (1966) erlaubt eine Unterscheidung in Zucker, Stärke, Hemizellulose und Zellulose.

Hier zeigt sich, daß der größte Anteil des Kohlenstoffs in den Hemizellulosen (68 - 89 %) vorliegt (siehe Sp. 7). In dem Wasserextrakt sind nur geringe Mengen an Zucker und Stärke vorhanden (Sp. 6), während im H₂SO₄-Extrakt (Sp. 8) auch der Gehalt an Zellulose im Vergleich zur Hemizellulose stark abfällt.

Wenn man die Kohlenstoff-Mengen der Zuckerfraktion, der Hemi-
zellulosen und der Zellulosen addiert (siehe Sp. 9), und mit
den Werten nach unserem Verfahren vergleicht (Sp. 3), (zum Ver-
gleich nehme man die in Klammern angegebenen Zahlen der Spalte 9)
dann stellt man fest, daß die Werte bei der Mullrendsina an-
nähernd übereinstimmen, während bei der degradierten Mullrend-
sina stärkere Abweichungen zu beobachten sind (siehe A₃).
Im übrigen stimmen die insgesamt extrahierten Mengen an Kohlen-
hydraten recht gut mit Daten aus der Literatur überein (SPITELLER,
1980).

Wenn aus besonderen Gründen nicht nach Stoffgruppen untergliedert
werden soll, ist aus arbeitstechnischen Überlegungen der Extrak-
tion auf Gesamtkohlenhydrate der Vorzug zu geben.

Literatur:

- Aldag, R. und Kickuth, R.: Stickstoffverbindungen in Böden und
ihre Beziehung zur Humusdynamik. II. Mitteilung: Zur Be-
stimmung und Zuordnung des Amidstickstoffs.
Zeitschrift für Pflanzenern. und Bodenkd. 136, 141 -
150 (1973)
- Aldag, R.: Verfügbarkeit des Stickstoffs in Ackerböden. Bestim-
mungsprobleme aus der Sicht der Umverteilung der Stick-
stoff-Bindungsformen durch Bebrütung.
Ldw. Forschung, Sonderheft 32,2, 91 - 97 (Kongreßband 1975)
- Dubois, M., Gilles, K.A., Hamilt., J.K., Rebers, P.A. and
Smith, F.: Colorimetric method for determination of sugars and
related substances.
Analytical Chemistry 28, 350 - 356 (1956)
- Doutre, A.A., Hay, G.W. and Hood, A.: Spectrophotometric methods
to determine carbohydrates in soil.
Soil Biol. Biochem. 10, 457 - 462 (1978)
- Schlichting, E. und Blume H.-P.: Bodenkundliches Praktikum.
Paul Parey Verlag Hamburg und Berlin, 1966
- Spiteller, M.: Kapillargaschromatographische Bestimmung von
Zuckern unterschiedlicher Böden.
Z. Pflanzenernähr. Bodenkd. 143, 720 - 729 (1980)



Abbauprodukte von Huminsäuren und ihre Identifizierung durch Kapillargaschromatographie-Massenspektrometrie.

von
Spiteller, M.[†]

Unsere Kenntnisse über Aufbau und Biogenese von Huminsäuren sind sehr begrenzt. Dies liegt zum Teil daran, daß es sich nicht um einheitliche, im Sinne der klassischen Chemie definierte Substanzen handelt, sondern um einen aus einer Vielzahl von Stoffen aufgebauten Komplex, von dem wir weder das genaue Molekulargewicht, noch eine Summenformel kennen.

Erst in jüngster Zeit sind leistungsfähige, analytische Methoden entwickelt worden, um zumindest Abbauprodukte von Huminstoffen einigermaßen qualitativ analysieren zu können. Dazu zählt die Kapillargaschromatographie, die in vielen Bereichen der organischen Analytik Fuß fassen konnte.

Untersucht man mit der Gaschromatographie Abbauprodukte von Huminsäureproben, so stellt man bald fest, daß der Trenneffekt herkömmlich hergestellter Säulen mit Füllmaterial zu gering ist, daß sich Peaks überlagern und man nur eine unzureichende Trennung der Gemische erhält. Theoretisch könnte man die Trennleistung durch Verlängerung dieser Säulen verbessern. Dem ist aber eine Grenze gesetzt, weil das Trägergas, das die Stoffe durch die Säule transportiert, den hohen Widerstand des Füllmaterials ab einer Länge von etwa 3 m nicht zu überwinden vermag. So ist man auf den Ausweg verfallen, ganz auf das Trägermaterial zu verzichten und nur die Säuleninnenwand mit einem dünnen Film einer extrem hochsiedenden Flüssigkeit

[†]Inst. f. Bodenkunde u. Bodengeographie, Universitätsstraße 30, 8580 Bayreuth

zu belegen, an dem nun die Substanzmoleküle je nach Eigenschaften zurückgehalten werden.

Analysiert man mit dieser Methode Huminsäureproben, so erhält man Gaschromatogramme, die sehr viele Peaks zeigen. Die Fläche der einzelnen Peaks ist der Menge der Komponenten proportional. Arbeitet man unter völlig gleichen Bedingungen - gleichem Gasdruck, gleicher Temperatur usw. - sind die Retentionszeiten, d.h. die Zeit, die verstreicht, bis die Substanz am Ende der Säule im Detektor erscheint, reproduzierbar. Somit müßte die exakte Messung der Retentionszeit - im Vergleich zu einer Referenzsubstanz - eine Substanzidentifizierung erlauben. In der Praxis sind die Retentionszeiten aber schlecht reproduzierbar, weil die Parameter nicht über längere Zeit konstant zu halten sind. Außerdem stehen nicht in jedem Fall Referenzsubstanzen zur Verfügung, sodaß man auf spektroskopische Detektionsmethoden zurückgreifen muß.

Die von uns angewandte Methode der On-line-Kopplung von einem Gaschromatographen mit einem Massenspektrometer ermöglicht die simultane Aufnahme von Massenspektren zu den entsprechenden Peaks im Gaschromatogramm und deren Speicherung auf einer Computer-Platte.

Leider lassen sich Huminstoffe nicht direkt im Gaschromatographen analysieren, sondern sie müssen mit chemischen Reagenzien abgebaut werden. Aus den einzelnen Bausteinen können dann Rückschlüsse auf die ursprüngliche Struktur gezogen werden. Bei der Huminstoffanalyse hat die alkalische Permanganat-Behandlung unter den oxidativen Abbaumethoden, die von Freudenberg 1962 für das methylierte Lignin mehrfach angewandt wurde, die größte Bedeutung. Dabei werden zunächst durch Methylierung mit Diazomethan oder Dimethylsulfat phenolische Hydroxylgruppen in den Huminsäuren geschützt, um sie als Strukturelement nach dem Abbau wiederzufinden. Das Reaktionsprodukt wird durch nochmalige Methylierung der gaschromatographischen Analyse zugänglich gemacht.

Material und Methoden

Die analytische Kennzeichnung der Proben und die chemische Auftrennung zur GC/MS-Analyse sind an anderer Stelle beschrieben (Spiteller 1981)

Abb. 1: Gaschromatographische Trennung von Abbauprodukten der Podsol-(O₁)-Huminsäuren. Identifizierung der Peaks siehe Tabelle 1.

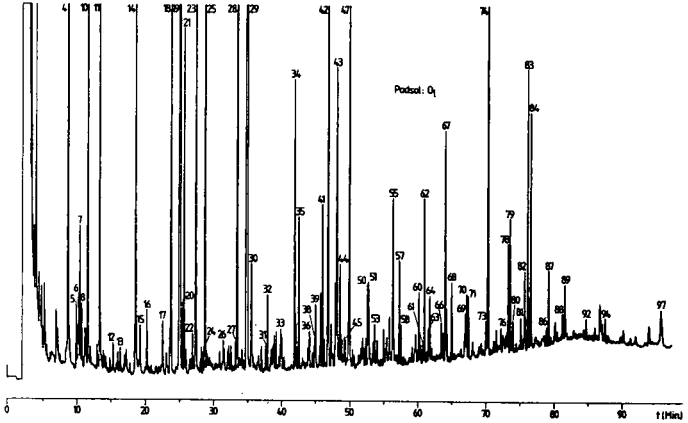
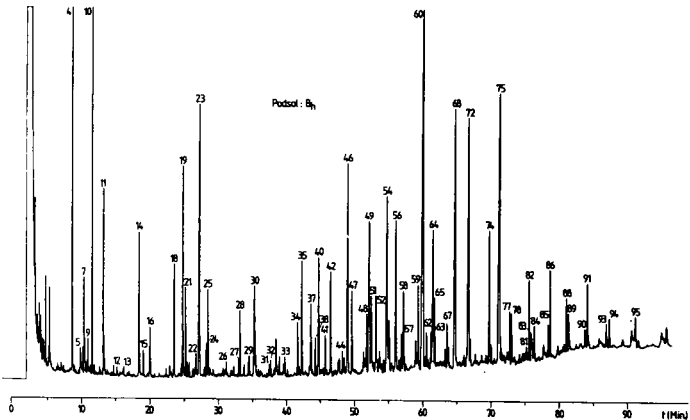


Abb. 2: Gaschromatographische Trennung von Abbauprodukten der Podsol-(B_n)-Huminsäuren. Identifizierung der Peaks siehe Tabelle 1.

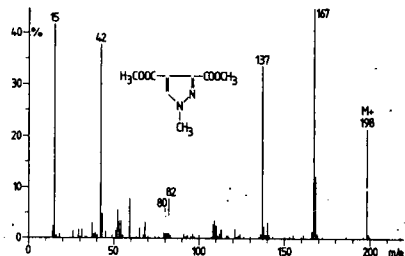


Ergebnisse und Diskussion

Abb. 1 zeigt die gaschromatographische Auftrennung der Oxidationsprodukte für den Horizont O₁ eines Podsols. Von den bis zu 300 nachweisbaren Substanzen sind die durch Massenspektrometrie oder Referenzverbindungen identifizierten Peaks nach zunehmender Retentionszeit fortlaufend durchnummeriert und in Tabelle 1 aufgelistet. Ziel der Untersuchung war es, die Konzentration der einzelnen Komponenten des Chromatogramms mit zunehmender Profiltiefe horizontweise zu verfolgen. Neben den absoluten Gehalten der einzelnen Verbindungen verdient besonders das relative Verhältnis der Stoffe - wie es in erster Näherung aus den Peakhöhen hervorgeht - Beachtung. So sind die zahlreichen unverzweigten Dicarbonsäuren von C-4 bis C-26 in den Horizonten jeweils unterschiedlich stark vertreten. Die im O₁ in großer Menge vorhandenen niedermolekularen Dicarbonsäuren von C-4 bis C-8 (Nr. 4, 11, 14, 18 und 25) nehmen zum O_hA_h drastisch ab, sind im B_h (Abb. 2) jedoch relativ gesehen wieder angereichert. Dagegen nimmt der Gehalt an höhermolekularen Dicarbonsäuren von C-20 bis C-26 (Nr. 79, 87, 92 und 96) zum O_hA_h leicht zu. Diese Verbindungen lassen sich allerdings im B_h nicht mehr nachweisen. Aus der unterschiedlichen Verteilung der Dicarbonsäuren kann man schließen, daß diese Verbindungen bzw. ihre Vorläufer je nach Kettenlänge in sehr differenzierter Form als Strukturelement in den Huminsäuren eingebaut sind. Deshalb erscheint es uns wenig sinnvoll, für einzelne Verbindungsklassen Gesamtgehalte anzugeben.

Ungesättigte Dicarbonsäuren ließen sich bisher in den Huminstoffen nicht nachweisen, weil sie bei der Oxidation mit Permanganat gespalten werden. Zwei isomere Verbindungen (23 und 30), die in beachtlichen Mengen in allen Horizonten auftreten, erwiesen sich als Stickstoff-haltig; ihre im Massenspektrometer bestimmte Bruttoformel ergab C₈H₁₀N₂O₄. Abb. 3 zeigt das Massenspektrum einer dieser beiden Verbindungen.

Abb. 3: Massenspektrum der Verbindung Nr. 23



Der Basispeak bei m/e 167 entspricht dem Verlust von $-OCH_3$, die Abspaltung von Formaldehyd führt zur Bildung des Ions m/e 137. Aus der Bruttoformel läßt sich weiterhin auf das Vorhandensein von 5 Doppelbindungsäquivalenten schließen, von denen 3 einem 5-Ring-Aromaten angehören müssen. Da bisher außer den Aminosäuren nur sehr wenige organische Stickstoffverbindungen im Boden bekannt sind, lag die Vermutung nahe, daß sich die beiden unbekanntesten Stoffe erst im Zuge der chemischen Behandlung von Huminsäuren bilden. Diese Annahme bestätigt sich, wenn man die Ergebnisse der Elementaranalyse von methylierten und unmethylierten Huminsäuren betrachtet: Normalerweise sollte keine Zunahme des Stickstoffgehaltes zu beobachten sein. Bereits 1963 stellten Barton und Schnitzer eine Zunahme der Stickstoffwerte für mit Diazomethan methylierte Huminsäuren fest. Sie konnten diesen Befund jedoch nicht deuten. Da aus unmethylierten Huminsäuren nach der Permanganatoxidation keine der beiden Verbindungen isoliert werden konnte, müssen die Huminsäuren bereits vor dem Abbau eine Reaktion mit Diazomethan eingegangen sein.

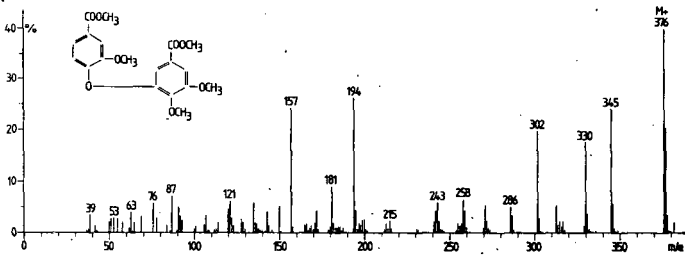
So ist von Verbindungen mit Doppel- bzw. Dreifachbindungen bekannt, daß sie bei längerer Einwirkung von Diazomethan im Zuge einer 1,3-dipolaren Addition Pyrazole bilden. Da die Pyrazole vom Permanganat nicht angegriffen werden, lassen sie sich in den Oxidationsprodukten der Huminsäuren wiederfinden. Somit sind die Vorläufer der Pyrazole in den Huminsäuren ungesättigte Dicarbonsäuren, wie beispielsweise Maleinsäure oder Fumarsäure, aber auch Aconitsäure, die unter Abspaltung der CH_2COOH -Gruppe bei der Oxidation ebenfalls in Pyrazole übergehen kann.

Als weitere wichtige Substanzklasse sind die mehrfach substituierten aromatischen Hydroxysäuren zu erwähnen, deren Vorkommen im Boden und ihre mögliche Rolle bei der Huminstoffbildung von Schnitzer (1978) mehrfach beschrieben wurde. Im Boden ist der starke Rückgang von 4-Methoxy-Benzoesäure (Nr. 19) und 3,4-Dimethoxy-Benzoesäure (Nr. 29) beim Übergang vom O_1 zum O_f bemerkenswert. Im Chromatogramm des O_{hA_h} fällt dagegen die drastische Zunahme einiger hydroxylierter aromatischer Säuren, z.B. Nr. 60 und 72 auf. - ein Trend, der sich über den A_{he} zum B_h (Abb.2) fortsetzt. Es lag die Vermutung nahe, daß die Hydroxylierung der Aromaten enzymatisch erfolgt. Bisherige Untersuchungen von hydroxylierenden Enzymsystemen konnten jedoch keine Zunahme der Aktivität im O_{hA_h} bestätigen. So nimmt beispielsweise die Aryl-4-Monooxygenase-Aktivität (EC 1.14.

14.1) - Gemessen nach der Methode von Mitoma et al. (1956) - kontinuierlich vom O_1 über den O_f zum $O_{h,h}$ ab.

Von den mehrkernigen aromatischen Verbindungen konnten neben der bereits bekannten Dehydroveratrumssäure (Nr. 84) noch andere Biphenyldicarbonsäuren (Nr. 80 und 81) identifiziert werden. Daneben wurden erstmals Biphenylether-Dicarbonsäuren (Nr. 76 und 82) in organischen und mineralischen Horizonten nachgewiesen. Abb. 4 zeigt das Massenspektrum des 2,3,2'-Trimethoxydiphenylether-Dicarbonsäure(5,4')dimethylesters (Nr.82).

Abb. 4: Massenspektrum der Verbindung Nr. 82



Einige der Polycarboxysäuren (Nr. 56 und 58) zeigen ein ähnliches Verhalten wie die aromatischen Hydroxysäuren. Diese Befunde lassen auf eine tiefgreifende Änderung im Ligningerüst schließen.

Um über diese Prozesse mehr Aufschluß zu erhalten, sind wir bemüht, andere Abbaumethoden zu entwickeln, bei denen auch größere Bausteine der Huminsäure erhalten bleiben. Dazu zählt die sehr schonende Methode der Heißwasserextraktion von Bodenproben oder die Extraktion mit überkritischen Gasen in einem Hochdruckrohr (Paul und Wise 1971). Hierfür wird eine Probe in eine käufliche HPLC-Säule eingefüllt und bei einem Druck von 100 bar und 280° C mit überkritischem Gas extrahiert. Mit dieser Methode lassen sich wesentlich mehr organische Stoffe mit sehr geringem Aschegehalt aus dem Boden lösen als mit der herkömmlichen NaOH/HCl-Extraktion. Durch die direkte Abführung der in der Hochdruck-Durchfluß-Apparatur gelösten Stoffe werden die sonst bei Autoklaven vielfach auftretenden Sekundärreaktionen vermieden. Trotz drastischer Reaktionsbedingungen konnte von Köll (1979) gezeigt werden, daß beispielsweise Cellulose sehr schonend abgebaut wird.

Während der Permanganatabbau zu einer erheblichen Veränderung des Kohlenstoffgerüsts der untersuchten Substanzen führt, werden durch den thermischen Abbau mit überkritischem Gas bevorzugt Bindungen an funktionellen Gruppen gespalten.

Der Einsatz verschiedener Lösungsmittel unterschiedlicher Polarität erlaubt außerdem das selektive Herauslösen verschiedener Stoffgruppen und damit eine gezielte Fraktionierung der Proben. In Pentan lösen sich Fette und Wachse, der wesentlich polarere Alkohol löst Phenole und Ligninanteile heraus, während Zellulose und Hemizellulosen, sowie andere hochmolekulare Gerüststrukturen erst durch Ethanol-Wasser-Gemische wirksam abgebaut werden. Durch 12-stündige Behandlung einer Fichten-O₁-Probe können nach dieser Methode mehr als 90 Gewichtsprozent in Lösung gebracht werden. Für mineralische Horizonte ist der Anteil der löslichen Substanzen ebenfalls deutlich höher als nach der NaOH/HCl-Methode. Tabelle 2 informiert über die ersten Ergebnisse hierüber.

Tabelle 2: Extraktion von Fichten-O₁ mit überkritischen Gasen

Lösungsmittel	Druck Temperatur	Extrakt.- dauer	Ausbeute	Bemerkungen	NaOH/ HCl-Ex- trakt
n Pentan wasserfrei	100 bar 280°C	120 min	11%	hellgelbe, klare Lsg.	
abs. Ethanol	100 bar 280°C	120 min	12%	hellbraune Lsg., rasch nachdunkelnd	
Ethanol/H ₂ O 40:60	100 bar 280°C	60 min	27%	trübe Lsg., beim Stehen- lassen nach- dunkelnd	Gew. HS + FS in % EW
Ethanol/H ₂ O 40:60	200 bar 280-340°C	120 min	25%	wässr. Phase hellbraun, volum. Nschlg	
		Σ420 min	Σ 75%		Σ 11%

Zusammenfassung

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Ergebnisse bei der Untersuchung des Podsoles auf eine grundlegende Änderung der Huminsäuren mit zunehmender Profiltiefe hindeuten. Bereits im O₁ sind einige der im C₁ vorhandenen Hauptkomponenten nicht mehr nachweisbar;

dafür treten aber im $C_{n_h}A_n$ neue Strukturelemente auf, insbesondere hydroxylierte aromatische Säuren, die im B_n zum Teil eine relative Anreicherung erfahren. Interessant erscheint außerdem, daß die Chromatogramme des A_{n_h} und des B_n fast völlig identisch sind. Dies zeigt, daß der Huminsäurekomplex als Ganzes vom $C_{n_h}A_n$ zum B_n verlagert wird, und nicht nur bestimmte Struktureinheiten daraus.

Durch die kombinierte Anwendung verschiedener neuerer Abbaumethoden wird für die Zukunft eine umfassendere Charakterisierung von Huminstoffen angestrebt.

Literatur

- Barton, D. H. R. und M. Schnitzer (1963): A new experimental approach to the humic acid problem, *Nature* 198, 217-218.
- Freudenberg, K., Chen-Loung Chen und G. Cardinale (1962): Die Oxidation des methylierten natürlichen und künstlichen Lignins. *Chem. Ber.* 95, 2814-2828.
- Köll, P., B. Brönstrup und J. Metzger (1979): Thermischer Abbau von Birkenholz mit superkritischen Gasen (organischen Lösungsmitteln) in einer Hochdruck-Hochtemperatur-Strömungsapparatur: Die Verflüssigung von Holz und weitere Hinweise auf eine alternative Zellstoffgewinnungstechnologie. *Holzforschung* 33, 112-116.
- Mitoma, Ch., H. S. Posner, H. C. Reitz und S. Udenfriend (1956): Enzymatic Hydroxylation of Aromatic Compounds. *Arch. Biochem. and Biophys.* 61, 431-441.
- Paul, P. F. M. und W. S. Wise (1971): *The Principles of Gas Extraction*. Mills and Boon Ltd. London.
- Schnitzer, M. (1978): Humic substances: Chemistry and reactions. in: M. Schnitzer und S. U. Khan: *Soil Organic Matter*, Elsevier Scientific Publishing Company, 27-34.
- Spiteller, M. (1981): Kapillar-GC-MS von Huminsäureabbauprodukten eines Podsol, *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* 144, im Druck.

Tabelle 1: Zusammensetzung der Oxidationsprodukte der Podsol-Huminsäuren

Nr. Methylester d. Oxidationsprodukte	Nr. Methylester d. Oxidationsprodukte
1 Phosphorsäure	29 3,4-Dimethoxybenzoesäure, Veratrumssäure
2 Ethandisäure, Oxalsäure	30 2-Methyl-3,4-dicarboxypyrazol
3 Lävulinsäure	31 Tridecansäure
4 Butandisäure, Bernsteinsäure	32 Decandisäure, Sebacinsäure
5 γ -Lacton	33 Tricarbonsäure, MG 286
6 2-Methyl-Bernsteinsäure	34 Tetradecansäure, Myristinsäure
7 unbekannt	35 3-Methoxy-1,2-Benzol-dicarbon-säure
8 unbekannt	36 4-Methoxy-1,3-Benzol-dicarbon-säure
9 2,2-Dimethyl-Bernstein-säure	37 1,2,4-Benzol-tricarbon-säure
10 Benzoesäure	38 Fettsäure MG 256
11 Pentandisäure, Glutar-säure	39 1,3,5-Benzol-tricarbon-säure
12 γ -Lacton	40 5-Methoxy-1,3-Benzol-dicarbon-säure
13 Phenylessigsäure	41 Dimethoxy-Benzoldicarbon-säure
14 Hexandisäure, Adipinsäure	42 4,5-Dimethoxy-1,3-Benzol-di-carbonsäure
15 Dimethoxyweinsäure (Peak 1)	43 Dimethoxy-Benzoldicarbon-säure
16 Dimethoxyweinsäure (Peak 2)	44 Benzol-tricarbon-säure
17 2-Methoxy-Benzoesäure	45 γ -Lacton, MG unbekannt
18 Heptandisäure, Pimelin-säure	46 3-Methoxy-1,2,4-Benzol-tri-carbonsäure
19 4-Methoxy-Benzoesäure, Anissäure	47 Hexadecansäure, Palmitinsäure
20 Aconitsäure	48 Verbindung MG 312
21 Standard, Phenylbutter-säure	49 2-Methoxy-1,3,5-Benzol-tri-carbonsäure
22 Propan-1,2,3-tricarbon-säure, Tricarballylsäure	50 Fettsäure MG 284
23 1-Methyl-3,4-dicarboxy-pyrazol	51 5-Methoxy-1,2,4-Benzol-tri-carbonsäure
24 1,2-Benzoldicarbon-säure, Phtalsäure	52 Heptadecansäure
25 Octandisäure, Korksäure	53 Tetradecandisäure
26 1,4-Benzoldicarbon-säure, Terephtalsäure	54 1,2,3,4-Benzol-tetracarbon-säure
27 Dodecansäure, Laurinsäure	55 Dimethoxy-Benzol-tricarbon-säure
28 Nonandisäure, Azelainsäure	

Nr. Methylester d. Oxidationsprodukte	Nr. Methylester d. Oxidationsprodukte
56 1,2,4,5-Benzol-tetracarbonsäure	76 2,3-Dimethoxybiphenyletherdicarbonsäure(5,4')
57 Octadecansäure, Stearinsäure	77 Hexacosan
58 1,2,3,5-Benzoltetracarbonsäure	78 Tricosansäure
59 Methoxy-Benzol-tetracarbonsäure	79 Eicosandisäure
60 5-Methoxy-1,2,3,4-Benzol-tetracarbonsäure	80 2,3,2'-Trimethoxybiphenyldicarbonsäure(5,5')
61 Nonadecansäure	81 Biphenyl-dicarbonsäure MG 360, Basispeak m/e 329
62 Hexadecansäure	82 2,3,2'-Trimethoxydiphenyletherdicarbonsäure(5,4')
63 Dimethoxy-Benzol-tetracarbonsäure	83 Tetracosansäure, Lignocerin-säure
64 2-Methoxy-1,3,4,5-Benzol-tetracarbonsäure	84 Dehydrodiveratrumsäure
65 Dimethoxy-Benzol-tetracarbonsäure	85 Octacosan
66 Tricosan + Verbindung mit Basispeak m/e 239	86 Pentacosansäure
67 Eicosansäure	87 Docosandisäure
68 Benzol-pentacarbonsäure	88 Nonacosan
69 Tetracosan	89 Hexacosansäure
70 Heneicosansäure	90 Triacontan
71 Octadecansäure	91 Heptacosansäure
72 Methoxy-Benzol-pentacarbonsäure	92 Tetracosandisäure
73 Pentacosan	93 Hentriacontan
74 Docosansäure	94 Octacosansäure
75 Benzolhexacarbonsäure, Mellitsäure	95 Nonacosan
	96 Hexacosandisäure
	97 Triacotansäure

Gewinnung, Nachweis und chemisch-physikalische
Eigenschaften des "Lignin-Huminsäure-Komplexes"
aus dem B-Horizont eines typischen Sandpodsolis

von

Weichelt, Th.⁺

Einleitung und Problemstellung

Von den längerfristig im Boden vorkommenden organischen Naturstoffen sind die Lignine und die Huminstoffe die bedeutungsvollsten. Dies nicht nur in mengenmäßiger Hinsicht, sondern auch wegen ihrer zahlreichen günstigen bodenspezifischen, pflanzenphysiologischen und ökologischen Wirkungen (WEICHELT, 1973, 1974, 1975, 1977 a, b, c, d, 1979, 1981; WEICHELT und KHAIRY, 1981; ZIECHMANN, 1980).

Ganz neue oder zumindest modifizierte Aspekte ergeben sich, wenn die beiden Stoffgruppen im Boden miteinander gebunden vorliegen. Mit einem Gemisch aus n-Dioxan/H₂O/HCl konnte, nach entsprechender Vorbehandlung und Reinigung, das "freie" Lignin aus dem Podsolboden isoliert, als solches identifiziert und genauer analysiert werden (WEICHELT, 1981 a). Aber ein noch größerer Ligninanteil konnte erst durch weitere Maßnahmen erhalten werden, da er als Lignin-Huminsäure-Komplex vorlag und abgetrennt werden mußte.

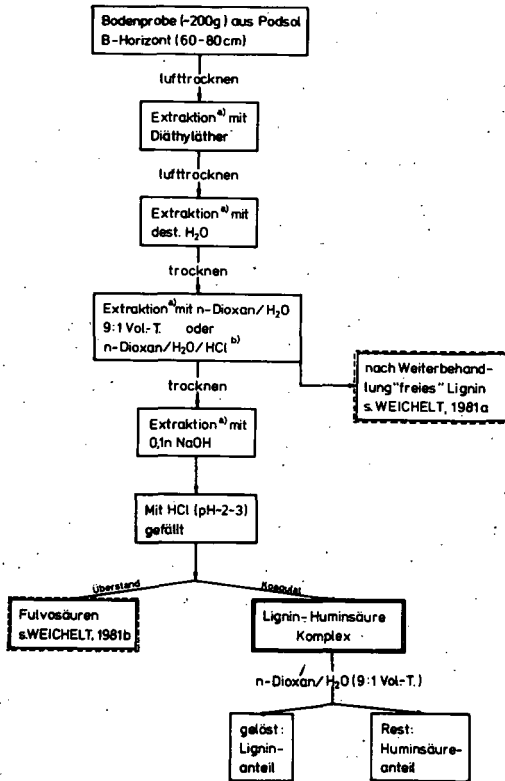
Das Hauptanliegen dieser Arbeit ist es, zu erläutern, wie der sogenannte "Lignin-Huminsäure-Komplex" gewonnen und nachgewiesen werden konnte. Vor allem aber sollen dessen Eigenschaften verglichen mit seinen getrennt untersuchten Einzelkomponenten und auch unverändertem Strohlignin betrachtet werden.

Material und Methoden

Die Gewinnung des Lignin-Huminsäure-Komplexes und seine Zerlegung in die Einzelkomponenten Lignin und Huminsäuren ist aus

+ Interfakultatives Lehrgebiet Chemie der Universität
Göttingen, Von-Siebold-Str. 2, D 3400 Göttingen

Abb. 1 ersichtlich. Eine genaue Beschreibung der präparativen Maßnahmen bis zum Erhalten von "freiem" Lignin ist bereits bei WEICHEL, 1981a zu finden. Anschließend konnte der Komplex nach 7-10 stündigem Rühren in 1/10 n NaOH unter N₂-Atm. und Ausfällung in salzsaurem Wasser (pH 2-3), Zentrifugieren sowie Nachwaschen gewonnen werden. Eine Auftrennung in Lignin- und Huminsäureanteil erfolgte durch Schütteln in n-Dioxan/H₂O (9:1 Vol.-T.).



a) Alle Extraktionen unter N₂-Atm.
b) n-Dioxan/H₂O (9:1 Vol.-T.); HCl
bezogen auf das Gesamtgemisch 0,2n

Abb. 1

Gewinnung des Lignin-Huminsäure-Komplexes

Das zum Vergleich mitgemessene chemisch "unveränderte" Lignin wurde aus Stroh von Winterweizen (*Triticum aestivum*) nach dem Verfahren von PEPPER et al. (1959) isoliert und bereits vorher näher analysiert (WEICHELDT, 1973, 1981a; ZIECHMANN und WEICHELDT, 1977). - Die Spektren im ultravioletten und sichtbaren Bereich registrierte das Spektrometer RST-3 der Firma PERKIN-ELMER mit 1 cm Quarzküvetten. - Die Infrarot-Spektren wurden mit dem GRATING 457 gleicher Firma (0,7-1,2 mg Subst. + 300 mg KBr) angefertigt. - Die Fluoreszenzspektren wurden mit dem Fluoreszenz-Spektrometer 204 genannter Firma in n-Dioxan/H₂O (9:1 Vol.-T.) gemessen. - Zur Ermittlung der elektrischen Leitfähigkeit ist das Kondoskop E 365 B, Serie 8, der Firma METROHM, CH-9100 Herisau, mit einem Meßbereich von 1 μ - 3 m S und einer Eintauchzelle ($c=0,73 \text{ cm}^{-1}$) sowie ein auf 22,5°C einreguliertes Ultrathermostat (HAAKE) verwendet worden. - Bei den Titrationsen wurde entweder Taschiro oder Phenolphthalein als Indikator benutzt. - Zur Bestimmung der KAK wurden 100 mg Substanz in 8 ml 0,2 n BaCl₂ 24 Std. lang geschüttelt, die mit Ba⁺⁺ belegten Substanzen abzentrifugiert und der Überstand zwecks Erfassung der freigesetzten Wasserstoffionen mit 0,1 n NaOH titriert (Taschiro). Dabei sind Meßfehler durch Titrieren der Blindprobe (8 ml 0,2 n BaCl₂-Lsg. sowie 1-2 Tropfen Taschiro) berücksichtigt worden. - Die Mengen an Lignin und Huminsäuren sind aus ~200 g lufttrockenem Boden gravimetrisch bestimmt worden. Der Stickstoff wurde mit dem Gerät von CARLO-ERBA, Milano, P.no. 155712 als N₂ erfaßt. - Der noch darüber hinaus an die Komponenten atomar (kovalent) bindbare Stickstoff ist mit Phenylhydrazin/Essigsäure absorptionspektroskopisch quantitativ bestimmt worden. - Das Oxidationsverhalten ist in einer WARBURG-Apparatur (BRAUN-Melsungen) mit 14 Versuchsgefäßen, davon mindestens eines als Thermobarometer und jeweils vier Parallelen überprüft worden. - Die freien, einsamen, mesomerie-stabilisierten Elektronen (Spins, Radikale) wurden nachchemisch mit 1,1-Diphenyl-2-picrylhydrazyl (DPPH) als Radikalfänger bestimmt, indem die sich nach Reaktion ändernde Farbe des DPPH's von violett nach gelb absorptionspektroskopisch bei $\lambda_{\text{max}} \approx 517 \text{ nm}$ quantitativ erfaßt werden konnte. Parallel sind auch alle Einzelkomponenten gemessen worden. Die Huminsäuren lösten sich in dem verwendeten Gemisch aus n-Dioxan/H₂O (9:1 Vol.-T.) nicht, wohl aber der ligninhaltige Anteil des Komplexes. - Die Methoxylgruppen wurden nach GATTERMANN-WIELAND (1962, S.74-76) bestimmt.

Versuchsergebnisse und deren Interpretation

Die dünnschichtchromatographischen Untersuchungen ergaben, daß der Komplex mit dest. H₂O als Laufmittel eine deutlich geringere Laufgeschwindigkeit aufweist (Rf=0,33) als seine getrennt aufgetragenen Einzelkomponenten Lignin und Huminsäure (Rf=0,77). Beim Lignin war keine vermehrte Anhäufung, außer am Start und an der Lauffront, festzustellen. Auch die anderen Komponenten ergaben zusätzlich eine, vor allem nach Beleuchtung (245 bzw. 366 nm), sichtbare Spur. Bei heterogenen Gruppenstoffen war eine Laufspur zu erwarten. Der Komplex war ebenfalls mit n-Dioxan als Laufmittel sicher zu erkennen; die Wanderungsgeschwindigkeit war hier etwas höher als die der Huminsäuren, aber geringer als die der Lignine. Obwohl sich das als Komplex mit den Huminsäuren vorkommende Lignin im ultravioletten Absorptionsbereich (Abb. 2) be-

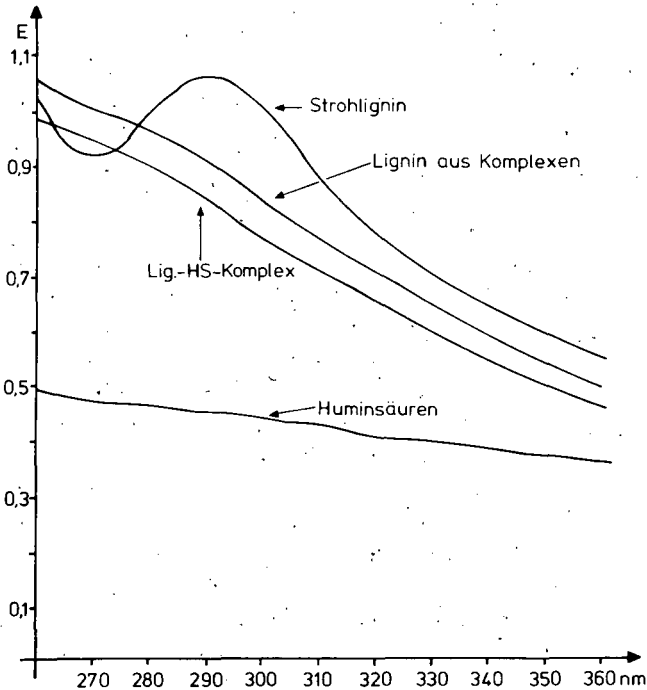


Abb. 2

UV-Spektren
(1 mg/m in 1 n NaOH, verdünnt 1:40)

reits recht deutlich von dem "unveränderten" Stroh-Lignin unterscheidet, ist das Maximum um 280 nm dennoch ein Beweis für das Vorliegen von Lignin im Boden. Das erwähnte Absorptionsmaximum wird zwar generell von sauerstoffs-substituierten Benzolkernen bzw. freien und verätherten phenolischen Hydroxygruppen bedingt (JONES, 1949), jedoch können andere Stoffe, außer Lignin z.B. Phenole und Chinone, aufgrund des Gewinnungsverfahrens an dieser Stelle gar nicht mehr auftreten. Im übrigen ist selbst beim Lignin-Huminsäure-Komplex das vom Lignin verursachte Absorptionsmaximum noch zu erkennen. Die Extinktion der Huminsäuren dagegen ist stets eintönig, fast geradlinig, vom kürzeren in den längerwelligen Bereich abfallend.

In Abb. 3 fällt besonders im längerwelligen Bereich die höhere Absorption des Lignins aus dem Komplex, verglichen mit dem Strohlignin auf. Das Lignin aus dem Boden hat demnach weitere chromophore Gruppen ausgebildet.

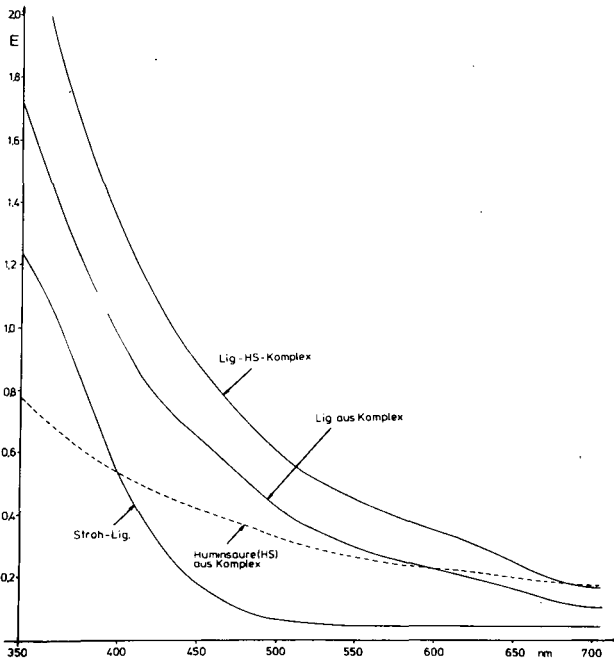


Abb. 3 Absorptionsspektren im sichtbaren Bereich
(1 mg/m 1 n NaOH, verdünnt 1:10)

Aus Abb. 4 ist wiederum einwandfrei zu erkennen, daß das aus dem Boden gewonnene, als Lignin-Huminsäure-Komplex vorliegende, hier abgetrennte Lignin noch mancherlei Ähnlichkeit mit dem Strohlignin hat. Jedoch weisen die beiden Ligninpartien auch eine Reihe von Unterschiedlichkeiten auf. So treten beim Lignin aus dem Boden um 1600 und 1520 cm^{-1} Banden, die auf aromatische Skelettvibrationen zurückzuführen sind, nicht mehr auf, was auf eine Vernetzung der Ligninbausteine schließen läßt (WEICHELT, 1981a). Die Bande gleicher Ursache bei 1425 cm^{-1} ist zwar stark verkürzt, aber immerhin noch vorhanden. Auch die asymmetrische CH-Deformation, angezeigt bei 1460 cm^{-1} , ist stark abgeschwächt. Die Guaiacyl-Schwingung mit CO-Valenz tritt nur bei 1270 , aber nicht mehr bei 1220 cm^{-1} auf. Der Huminsäureanteil des Komplexes ergibt ein recht konturloses Spektrum, wie das von dieser Stoffgruppe zu erwarten war. Bei der Beurteilung der Intensität muß jedoch die um $1/4$ geringere Einwaage des Huminstoffes und somit die verminderte Ausprägung der (hier in % T. angegeben) Bandenlänge berücksichtigt werden. Immerhin weist die Absorption um 1720 cm^{-1} auf den sauren Charakter der Huminsäuren hin.

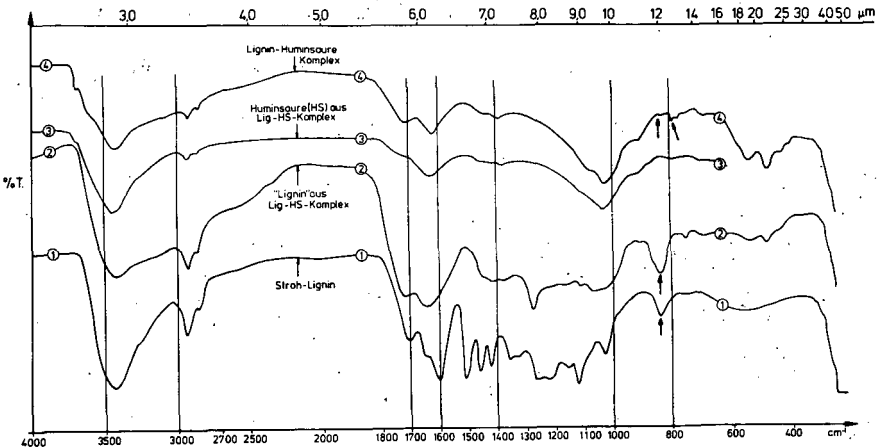


Abb. 4

IR-Spektren

Beim Lignin-Huminsäure-Komplex fällt auf, daß die beim Lignin aus Stroh und Boden sehr starke Absorption bei 840 cm^{-1} nahezu ganz verschwunden ist. Bei 790 cm^{-1} tritt dagegen beim Komplex eine im Lignin und bei den Huminsäuren nicht vorhandene aromatische CH-out-of-plane Deformation auf. Dies ist ein weiterer Beweis für eine Bindung zwischen den beiden Stoffen.

Methoxylgruppen (Tab. 1) sind typisch für Lignine. Man kann davon ausgehen, daß das Methoxyl bei den Huminstoffen fast ausschließlich von den Ligninen stammt. Der OCH_3 -Gehalt liegt gegenüber dem Strohlignin beim Lignin aus Podsol bereits deutlich niedriger, bei den Huminsäuren beträgt er aber fast nur die Hälfte. Der Methoxylgehalt bei dem Komplex ergibt sich aus dem Gewichtsverhältnis seiner Komponenten Lignin und Huminsäuren von 1 : 1,1 und wird vom gemessenen Methoxyl-Gehalt bestätigt.

Tab.1 Methoxyl-Gehalt

Komponenten	OCH_3 in%	Vergleich zu 1
1. Strohlignin	15,74	—
2. <u>Lignin</u> aus Lig.-HS-Komplex	12,07	- 2,93
3. <u>Huminsäuren</u> aus Lig.-HS-Komplex	8,76	- 6,97
4. Lig.-HS-Komplex (insgesamt)	10,39	- 5,35

Bei der acidimetrischen Titration (Tab. 2) überraschte der starke Säurecharakter des Ligninanteils aus dem Komplex und der relativ geringfügige bei der Huminsäure. Ferner ließ sich nachweisen, daß in $0,002\text{ n NaOH}$ das Lignin zumindest weit-

Tab. 2 Acidimetrische Titration

Komponenten [5mg]	NaOH-Konzentration		Verbrauch an 0,0125n NaOH	
	0,002n ¹⁾ (ml) I	0,0125n ²⁾ (ml) II	erwartet ⁴⁾ (ml) III	mehr gegenüber 0,002n NaOH (ml) IV = II - III
Stroh-Lignin	5,24	0,83	0,84	0,01
aus Komplex Boden-Lignin	13,14	2,07	2,10	0,03
	Huminsäuren	2,20	0,38	0,35
Lignin-Humin- säure-Komplex	gemessen: 5,67	1,24	0,91	0,33
	erwartet: ³⁾ 7,40			

1) löste nicht

2) löste vollständig

3) aufgrund des Mengenverhältnisses von Lig.+HS im Komplex

4) Verbrauch an 0,002n NaOH dividiert durch

$$\frac{0,0125}{0,002} = 6,25$$

Tab. 3 Radikalgehalte

Komponenten 5mg	rel. Radikalgehalt	Spins/g
Stroh-Lignin	1	$11,4 \times 10^{18}$
Lignin aus Komplex	0,88	$10,03 \times 10^{18}$
Lignin-Humin- säure-Komplex	0,35	$\approx 4 \times 10^{18}$

gehend mit den Huminsäuren gebunden vorliegt. Denn das Gewichtsverhältnis von Lignin und Huminsäure beträgt 1 : 1,1. Würde nur eine Mischung beider Komponenten vorliegen, so müßte der Verbrauch an 0,002 n NaOH statt 5,67 genau $\frac{13,14}{2} + \frac{2,2}{2,1} \cdot 1,1 = 7,4$ ml betragen. Bei Verwendung der 0,0125 n NaOH, worin sich alle Anteile vollständig lösten, ergibt sich dagegen für den Komplex ein erwarteter Verbrauch von $\frac{2,07}{2,1} + \frac{0,38}{2,1} \cdot 1,1 = 1,19$ ml, der mit der tatsächlich gemessenen Zugabe von 1,24 ml dieser NaOH bis zum Äquivalenzpunkt gut übereinstimmt. Daß die 0,0125 n NaOH den Komplex löst, zeigt der Vergleich der Meßwerte in der untersten Spalte von Tab. 2. Der Mehrverbrauch von 0,33 ml 0,0125 n NaOH ist durch Verseifung und der dadurch erfolgten Freilegung saurer Gruppen gut erklärbar.

Die Messung des Radikalgehaltes (Tab. 3) ergab u.a. einen um 15 % geringeren Gehalt an freien, ungepaarten Elektronen beim Lignin aus dem Komplex gegenüber dem aus Stroh. Der Lignin-Huminsäure-Komplex hat vergleichsweise wenig Radikale. Daraus ist auf Radikalkopplung (Atom-Elektronenpaarbindung) zwischen Lignin und Huminsäuren zu schließen.

Die Bestimmung der Kationenaustauschkapazität (Tab. 4) führte zu den bemerkenswerten Ergebnissen, daß beim Lignin aus dem Komplex die Sorption an Bariumkationen etwa doppelt so hoch war wie bei den Huminsäuren und ca. viermal so hoch wie beim Komplex selbst. Die relativ niedrige AK des Lignin-Huminsäure-Komplexes hat seine Ursache wiederum in der Bindung der beiden Stoffgruppen und damit Blockierung der dabei beteiligten funktionellen Gruppen.

Die Oxidation (Abb. 5) des Podsolignins in NaOH weicht nur wenig vom Strohlignin ab. Dagegen beträgt die O_2 -Aufnahme der Huminsäuren und des Komplexes nach 337 h nur ≈ 60 % davon. Der geringe Verbrauch des Komplexes ergibt sich aus seinem Gew.-Verhältnis an Lignin zu Huminsäure von 1 : 1,1. Somit sind von den 5 mg Einwaage nur 2,38 mg Lignin. Für 5 mg Lignin aus dem Komplex würden sich nach 337 h $\frac{495}{2,38} \cdot 5 = 1039,9$ μl O_2 ergeben, also mehr als beim Podsolignin allein.

Dies ist auf den weniger sauren Charakter der Huminsäuren des Komplexes zurückzuführen, wodurch die Natronlauge nicht so stark

Tab. 4 KAK mit 0,2n BaCl₂

Komponenten Einwaage = 100 mg	Verbrauch ¹⁾ an 0,1n NaOH ²⁾ (ml)	m val/100g
Strohlignin	0,11	11
aus Komplex Lignin (Lig.) vom Komplex	2,63	263
	Huminsäuren (HS)	143
Lig.-HS- Komplex	0,63	63

1) Fehler bereits berücksichtigt; titriert gegen Blindprobe: 8ml 0,2n BaCl₂ plus Taschiro

2) Zur Bestimmung der durch Ba⁺⁺ freigesetzten Wasserstoffionen

neutralisiert wurde. Aus den Meßwerten der Sauerstoffabsorption geht ferner hervor, daß das Podsol-Lignin struktur-chemisch weitaus mehr Möglichkeiten zur Weiteroxidation hat als der Huminsäureanteil des Komplexes. Ein gegenseitiger Schutz vor Oxidationen ist, da die Komponenten des Komplexes sich in der 5 n NaOH trennten und lösten zwar nicht gemessen worden, wohl aber denkbar, wenn sie im gebundenen Zustand (Boden) vorliegen.

Die Meßwerte für den kovalent gebundenen und noch bindbaren Stickstoff dieser Bindungsart sind in Tab. 5 zusammengefaßt. Beim Lignin-Huminsäure-Komplex ergibt sich ein den Gewichtsverhältnissen der Einzelkomponenten entsprechender N-Gehalt. Der Komplex kann auch noch weiteren Stickstoff atomar binden, allerdings, verglichen mit unverändertem Strohlignin, nur 11,6 %. Bindungen über den Stickstoff zwischen Lignin und Huminsäuren sind aus den vorliegenden Ergebnissen nicht herzuleiten.

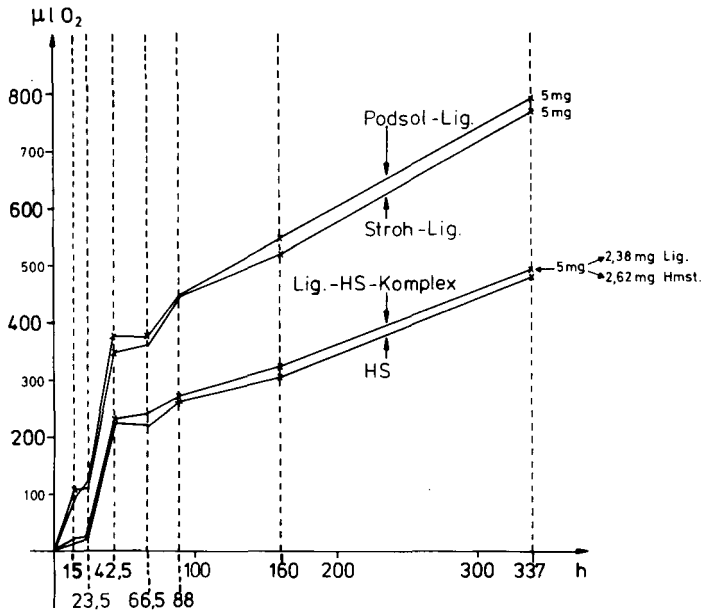


Abb. 5 Oxidation in 5 n NaOH

Tab. 5 Kovalent (fest) gebundener Stickstoff

Komponenten	N-Gehalt ¹⁾ in %	noch bindbarer N ²⁾ Vergleich zum Strohlignin (in%)
Ligninanteil	0,96	—
Huminsäureanteil	0,5	—
Gesamte Lignin-Huminsäure Komplex	0,67	11,6

¹⁾ bestimmt mit ERBO-Milano, gaschromatographisch

²⁾ bestimmt durch Phenylhydrazin

Diskussion

Der aus dem Podsol isolierte und analysierte Lignin-Huminsäure-Komplex ist, nach den chromatographischen Untersuchungen zu urteilen, aufgrund der Bindungen und damit Blockierung funktioneller Gruppen sowie freier Radikale und der auch daraus resultierenden Molekülvergrößerung im Boden weniger mobil als seine Einzelkomponenten Lignin und Huminsäure.

Da auf den Dünnschichtchromatogrammen neben Anhäufungen auch eine diffuse Verteilung aller Teilchen als Spuren zu beobachten waren, resultiert, daß diese als heterogene Gruppenstoffe vorliegen, bei denen die Moleküle zwar recht ähnlich, selten aber ganz identisch sind.

Der Lignin-Huminsäure-Komplex liegt in der Tiefe von 60-80 cm in einer Menge von 3,1 % vor. Zwar ist 0,27 % Lignin nicht an die Huminsäuren gebunden (WEICHELT, 1981a), aber immerhin ist der größere Rest des Lignins an der Komplexbildung beteiligt. Ob sämtliche Huminsäuren im Komplex vorliegen, ließ sich nicht mit Sicherheit ermitteln; die chromatographischen Auftrennungsversuche ergaben aber, daß sie fast vollständig in die Komplexbildung eingegangen sind.

Im Vergleich zum chemisch unveränderten Strohlignin hat das Podsolignin des Komplexes eine deutlich dunklere Farbe und damit mehr chromatophore Gruppen wie z.B. konjugierte Aldehyd- und Ketogruppen, stilbenoide Strukturen, Phenyl-cumaronsysteme etc.

Nach STEELING (1964) vermehrt sich bei Ligninen, die chemischen, enzymatischen oder auch mechanischen Einflüssen ausgesetzt waren, zwar i.d.R. die Anzahl der freien Radikale, beim Lignin im Podsol und vor allem beim Lignin-Huminsäure-Komplex sind diese jedoch durch Reaktion mit anderen Stoffen, z.B. N-haltigen und vor allem durch die Bindung von Lignin und Huminsäuren, vermindert worden.

Die weitgehendst verschwundene aromatische Skelettviibration läßt auf eine größere Vernetzung der Bausteine beim Bodenlignin schließen. Diese ist u.a. durch Verätherung aliphatischer und phenolischer Hydroxygruppen sowie auf Carboxyl- und Kondensationsreaktionen zurückzuführen. Letztere verlaufen meist über Radikalkopplungen (WEICHELT, 1973, 1981a).

Aus den verminderten Guaiacylstrukturen mit CO-Valenz kann

auf weniger Aldehyd- und Ketogruppen beim Boden- gegenüber Strohlignin gefolgert werden. Die nahezu ganz verschwundenen trans-Doppelbindungen in den aliphatischen Seitenketten des Lignins aus dem Komplex bedeuten ebenfalls weniger chemische Reaktivität. Das Podsolignin ist, bedingt durch die Neubildung von Carboxyl, deutlich saurer als das Strohlignin. Letzteres enthält im wesentlichen nur phenolisches Hydroxyl an sauren Gruppen, allenfalls Spuren von Carboxyl (WEICHELT, 1981a).

Der Gehalt an Methoxylgruppen ist bei den Huminsäuren vom Komplex am niedrigsten. Bei letzterem resultiert der OCH_3 -Gehalt aus dem Gewichtsverhältnis der Einzelkomponenten.

Der Gehalt an Stickstoff beim Lignin aus dem Komplex ist deutlich höher als beim Huminsäureanteil. Dadurch, daß alle Einzelkomponenten stets getrennt gemessen und auch das Verhältnis der Zusammensetzung des Komplexes ermittelt wurde, ließen sich auch hier die gebundenen N-Gehalte gegenseitig kontrollieren.

Rein zufällig ist sicherlich das relativ gleich große Oxidationsverhalten von Stroh- und Bodenlignin in NaOH. Offensichtlich heben sich die Effekte durch Zu- und Abnahme oxidationsfähiger Molekülteile beim Bodenlignin gegeneinander auf. Denn in vielen Fällen, z.B. bei Keto- und Carboxylgruppen, hat es, abgesehen von CO_2 und H_2O , die Endstufe der Oxidation erreicht, aber auch neue oxidierbare Strukturen, z.B. primäres und sekundäres Hydroxyl, stilbenoide Einheiten, Phenylcumaron-systeme etc. entwickelt.

Trotz der zahlreichen Unterschiede zwischen Stroh- und Bodenlignin gibt es aufgrund der Gesamtheit der vorliegenden Meßwerte keinen Zweifel, daß letzteres der organischen Naturstoffgruppe der Lignine zuzuordnen ist. Die hohe Austauschkapazität des Podsolignins resultiert aus dessen vermehrter Zahl an funktionellen Gruppen. Beim Komplex ergab sich durch Reaktion von Hydroxyl und Carboxyl zu Estergruppierungen (Bindung) eine deutliche Abnahme der KAK gegenüber den nicht gebundenen Komponenten.

Die Existenz eines Lignin-Huminsäure-Komplexes wiederum resultiert einwandfrei aus seiner Gewinnungsweise bzw. seinem Löslichkeits- und Fällungsverhalten, ferner aus den UV- und

ganz besonders den IR-Spektren, wo u.a. die Bande bei 840 cm^{-1} fast völlig verschwindet und eine neue bei 790 cm^{-1} auftritt. Auch die anderen angewandten Meßverfahren untermauern die Existenz eines solchen Komplexes. Dieser ist weniger sauer als seine getrennt vorliegenden Einzelkomponenten, hat eine geringere Austauschkapazität und einen niedrigeren Gehalt an freien, mesomerie-stabilisierten Radikalen. Im Boden ist er weniger mobil. Der Huminsäureanteil dient zudem sicherlich der Konservierung des Komplexes vor mikrobiellen, aber in gewissem Maße auch vor chemischen Angriffen (s. auch ROCHUS, 1979).

Der größte Vorteil aus dem Vorhandensein des Lignin-Huminsäure-Komplexes im Boden ergibt sich sicherlich aus der geringen Mobilität gegenüber den ihm gebildeten Einzelkomponenten. Dadurch halten sich diese organischen Stoffe länger im Boden auf, was den Verlust an Reaktivität letztlich mehr als ausgleicht.

Zusammenfassung

- Aus dem B-Horizont eines für den norddeutschen Raum repräsentativen Standortes wurde der in großen Mengen vorliegende Lignin-Huminsäure-Komplex isoliert und im Vergleich zu seinen getrennten Einzelkomponenten sowie zu "unverändertem" Strohlignin untersucht.
- Am Lignin des Komplexes haben sich mannigfache chemische Veränderungen wie Neubildung von Carboxyl und Hydroxyl, Bindung von Stickstoff, Ausbildung von chromatophoren Systemen (wie konjugierte Aldehyd- und Ketogruppen, stilbenoide Strukturen, Phenylcumaronssysteme) sowie Abnahme von einfachen Aldehyd- und Ketogruppen vollzogen. Trotz dieser Veränderungen kann dieses Lignin einwandfrei der organischen Naturstoffgruppe der Lignine zugeordnet werden.
- Der Lignin-Huminsäure-Komplex war nachzuweisen, ebenso die Unterscheidung zwischen Lignin und Huminsäuren durch Löslichkeitsversuche sowie ihr absorptionspektroskopisches Verhalten im ultravioletten, sichtbaren und infraroten Bereich, ihre Mobilität auf Aluminiumoxid-DC-Platten, aufgrund von Methoxylgehalten, acidimetrischer Titration, die

Menge freier Radikale, Erfassung der KAK und des Oxidationsverhaltens in NaOH.

- Der Lignin-Huminsäure-Komplex ist im Vergleich zu seinen separat und parallel analysierten Ausgangskomponenten im Boden weniger mobil, nicht so sauer, hat eine geringere KAK und weniger freie Radikale.
- Die Bindung zum Komplex erfolgte im wesentlichen durch Vesterung und Radikalkopplung.
- Die verringerte Mobilität des Komplexes und damit sein längerer Aufenthalt im Boden dürften die teilweise verminderten positiven Eigenschaften durch die Bindung von Ligninen mit Huminsäuren mehr als ausgleichen.

Literatur

GATTERMANN-WIELAND (1962): Die Praxis des organischen Chemikers. Walter de Gruyter u.Co., Berlin

JONES, E. (1949): The ultraviolet spectra of complex hydroxy aromatic compounds and derivatives. Techn.Assoc.Pulp Paper Ind., 32, 311

SARKANEN, K. und C.H. LUDWIG (1971): Lignins. Occurrence, Formation, Structure and Reactions. Wiley-Interscience, New York

STEELINK, C. (1964): Free radical studies of lignin, lignin degradation products and soil humic acid. Geochim. et Cosmochimica Acta 28, 1115-22

WEICHELT, Th. (1981a): Isolierung und Kennzeichnung von Lignin aus einem Podsol-B-Horizont. Z. Pflanzenern. und Bodenkd. (in Druck)

WEICHELT, Th. (1981b): Organische Stoffe im B-Horizont eines typischen Sandpodsoles. (in Vorbereitung)

WEICHELT, Th. und A. KHAIRY (1981): Chemische Bindungen des Lignins mit Ammoniak und Aminen. 144, H.1, S. 101-111

ROCHUS, W. (1979): Physikalisch-chemische Charakterisierung der Huminsäuren-Fractionen einer Schwarzerde-Griseerde Sequenz unter Wald. Mitteilg. Dtsch.Bodenkundl.Gesellsch. 29, 291-298

ZIEHMANN, W. (1980): Huminstoffe. Probleme, Methoden, Ergebnisse. Verlag Chemie, Weinheim

Ich danke Fräulein Ute Janus und Fräulein Christina Meinigke vielmals für ihre Mithilfe.

Die Arbeit wurde von der DFG gefördert.



Der Einfluß von Huminsäuren auf die Verwitterung mineralischer
Bodenkomponenten

von

Rochus, W. +)

Wechselwirkungen zwischen Huminsäuren und mineralischen Bodenkomponenten wurden bisher vornehmlich unter dem Aspekt der Bindung von Ionen an Huminsäuren, von Huminsäuren durch Tonminerale oder der Bildung von organomineralischen Komponenten betrachtet. Die Mitwirkung von Huminsäuren bei der Verwitterung und Neubildung von mineralischen Substanzen ist noch wenig untersucht. Hierbei sind physikalische, chemische und biologische Prozesse beteiligt.

Im folgenden soll die chemische Verwitterung behandelt werden, die durch Lösungs-, Zersetzungs- und Hydratationsvorgänge an der Oberfläche der Minerale eingeleitet wird. Wichtigstes Agens ist dabei das Wasser. Durch im Wasser gelöste Stoffe können Hydrolyse und Löslichkeit von Mineralen erheblich und auch unterschiedlich beeinflusst werden. Dieses wird z.B. sichtbar, wenn man die Gesteinsverwitterung oder die partielle Zerstörung von Bauten unter dem Einfluß von "sauren Niederschlägen" beobachtet.

Ähnliche Chemismen wirken bei der Verwitterung mineralischer Bodenkomponenten mit, die dabei in unterschiedlichem Maße betroffen werden. Hier kommen zusätzlich die organischen Bodenkomponenten pflanzlicher, tierischer und mikrobieller Herkunft zur Wirkung mit ihren Tensid-, Komplexbildner- und Ionenaustauscher-Eigenschaften.

Zu diesen organischen Substanzen gehören u.a. die Huminsäuren, die zwar nur schwache Säuren aber effektive und spezifische Komplexbildner und Ionenaustauscher sind.

+) Interfakultatives Lehrgebiet Chemie, von Sieboldstrasse 2,
3400 Göttingen

Aufgrund dieser Eigenschaften liegen letztlich oft über 90 % der Huminsäuren in Form mehr oder weniger stabiler organo-mineralischer Komplexe vor, die zumeist im Verlauf von Verwitterungsprozessen aus intermediär gebildeten Metallionen und freien Huminsäuren entstanden sind.

Problemstellung

Unter Mitwirkung von Huminsäuren können aus Feldspäten, Tonen usw. - unter Degradierung des Ausgangsmaterials - neue Minerale entstehen, wobei auch eine Freisetzung von Ionen erfolgen kann. Hierbei finden chemische Reaktionen und - als Folge davon - u.U. Zerstörungen von Gitterstrukturen an den Mineraloberflächen statt, deren Erfassung und Klärung die Zielsetzung dieser Arbeit ist.

Die experimentellen Arbeiten zu dieser Thematik erfordern

- a) die Verwendung einheitlicher und gut definierter Minerale und Huminsäurenfraktionen als Reaktionspartner für die in vitro Versuche, sowie
- b) geeignete Nachweis- und Analysemethoden, um auch geringfügige qualitative und quantitative Unterschiede bei den Hydrolyseprodukten der in Wasser oder Huminsäuren-Lösung suspendierten Minerale noch nachweisen zu können.

Für die Modellversuche im Labor empfiehlt es sich zur Beschleunigung der simulierten Verwitterungsprozesse

höhere Temperaturen und höhere Huminsäuren-Konzentrationen vorzugeben als bei der natürlichen Verwitterung in unseren Klimazonen, sowie einen engen und fließenden Kontakt zwischen den Reaktanden zu bewirken.

Die in Wasser bzw. Huminsäurenlösung suspendierten Minerale werden demzufolge in einem mittels Thermostat regulierten Schüttelwasserbad unter definierten und kontrollierten Bedingungen bewegt.

Materialien

Huminsäuren: Verwendet wurden Huminsäuren aus einem stark zersetztem Niedermoortorf (Aschegehalt 1,3 %, mittleres Teilchengewicht 2200 Dalton) als 5 %ige wässrige Lösung. Sie wurden bei pH 10 extrahiert und durch Ultrafiltration mittels kalibrierter Membranen fraktioniert.

Minerale: Untersucht wurden einheitliche Standardpräparate von Feldspat, Kaolinit, Montmorillonit und Kieselgur.

Methodik

Jeweils 1 g der Minerale werden im 300 ml Erlenmeyerkolben in 150 ml der 0,5 %igen Huminsäurenlösung suspendiert und im Schüttelwasserbad bei 40°C über einen Zeitraum von 20 Tagen bewegt. Der mineralische Rückstand wird danach von der Lösung durch Ultrafiltration getrennt.

In der Lösung wurde die qualitative und quantitative Verteilung der Elemente Natrium, Kalium, Calcium, Aluminium, Eisen und Magnesium mittels Atomabsorptionsspektralphotometrie (AAS) bestimmt.

Die Oberfläche der mineralischen Rückstände wurde unter dem Rasterelektronenmikroskop (REM) betrachtet und durch photographische Aufnahmen dokumentiert.

In gleicher Weise wurden Parallelproben untersucht, bei denen die Minerale in Wasser anstatt in der Huminsäurenlösung suspendiert wurden. Beide Versuchsreihen wurden zur Sicherung der Ergebnisse wiederholt.

Ergebnisse

In den Filtraten der Mineralsuspensionen wurden nach 20 Tagen unterschiedliche Metallgehalte gefunden, die in der Tabelle 1 zusammengestellt sind. Hieraus wird ein spezifischer Einfluß der verwendeten Huminsäuren auf die Verwitterung der untersuchten Minerale offenkundig. Huminsäuren verstärken danach die hydrolytische und lösende Wirkung des Wassers erheblich. Die mineral-spezifische Wirkung kommt in der folgenden Auswertung der Daten für die untersuchten Minerale zum Ausdruck:

Feldspat

Aus dem Feldspat werden hydrolytisch insbesondere Ca-, aber auch Na- und K-Ionen in großer Menge herausgelöst. Al-, Mg- und Fe-Ionen gehen nur in geringer Menge in Lösung. Gitterstrukturen wurden, wie aus dem elektronenmikroskopischen Bild erkennbar, nur wenig beeinflusst. (s. Abb. 1a)

In der Huminsäurenlösung gehen dagegen wesentlich größere Mengen von K-, Mg-, Al- und Fe-Ionen während der Behandlung im Wasserbad in Lösung. Die Steigerungsrate gegenüber der wässrigen Lösung ist beim Eisen am größten, gefolgt von Aluminium und Magnesium. Es wird also sowohl die absolute Menge der herausgelösten Ionen durch Huminsäuren beeinflusst als auch die relative, d.h. die unter dem Huminsäureneinfluß gelöste im Vergleich zu der mit dest. Wasser gelösten Menge.

Aus der Abb. 1b ist ersichtlich, daß unter dieser Huminsäurenwirkung eine weitaus tiefer greifende Zerstörung von vorhandenen Strukturen als beim Wasser erfolgt und eine Ausbildung kleinporiger, zerklüfteter Oberflächen bewirkt wird.

Auffällig ist die durch Huminsäuren deutlich verringerte Löslichkeit von Ca-Ionen. Dieses dürfte dadurch mit bedingt sein, daß unter den gegebenen Bedingungen ein Calciumhumat-Film entsteht, welcher die Oberfläche des Feldspats zunächst vor weiterer Verwitterung schützt.

Kaolinit

Beim Kaolinit wird in wässriger Suspension etwa gleich viel Na gelöst wie beim Feldspat, K und insbesondere Ca jedoch erheblich weniger. Die Herauslösung von Mg, Al und Fe aus dem Kaolinit ist etwas höher als aus dem Feldspat.

In der Huminsäurenlösung findet sich etwa der gleiche Na-Gehalt, der K-, Al- und auch Mg-Gehalt sind hingegen erheblich erhöht. Das trifft auch für den Fe-Gehalt zu, der in der wässrigen Suspension sehr gering ist.

Die Konsequenz hiervon ist, daß durch den Einfluß der Huminsäuren die Struktur des Kaolinit stark gestört wird, es kommt dabei zur Aufweitung von Schichtpaketen und später zu einer teilweisen Aufspaltung derselben in Fragmente (s. Abb. 2a und 2b).

Montmorillonit

Aus dem Montmorillonit wurden in wässriger Suspension innerhalb von 20 Tagen besonders viel Na-Ionen herausgelöst. Auch die gefundenen Ca-, Al- und Fe-Mengen sind erheblich, lediglich K und Mg wurden in geringerer Menge in Wasser gelöst.

Der Einfluß der Huminsäuren bei der Verwitterung macht sich bei allen Elementen sehr stark bemerkbar, besonders beim Eisen, das in großer Menge aus dem Montmorillonit herausgelöst wurde. Auch die Lösung von Natrium war - absolut und relativ - erheblich, ebenso wie die Steigerungsrate, im Vergleich zum dest. Wasser, beim Al, K und Mg. Beim Ca wurde hingegen eine erhebliche Verringerung des Gehalts in der Huminsäurenlösung beobachtet. Der Grund hierfür dürfte, ähnlich wie beim Feldspat, darin zu suchen sein, daß sich ein protektiver Film von Ca-Humat auf der Partikeloberfläche niederschlägt und die Herauslösung von Ca erschwert.

Die Konsequenz für die Oberflächenstruktur des Montmorillonits wird aus den Abb. 3a und 3b deutlich. Es ist zu erkennen, daß

durch die Huminsäuren-Einwirkung eine partielle, flächige Ablösung einer mehr amorphen Schicht stattgefunden hat und es zum Hervortreten stabilerer und differenzierterer Oberflächenstrukturen kommt.

Kieselgur

Dieses Material sollte nach Literaturangaben stabil und nahezu unlöslich sein. Unter dem Rasterelektronenmikroskop war auch kaum eine Veränderung der Oberflächenstruktur der in Wasser oder Huminsäurenlösung 20 Tage bewegten Kieselgur zu erkennen. (s. Abb. 4a und 4b).

Die Analysen des Filtrats zeigten jedoch, daß zwar nur wenig Mg und K, aber erhebliche Mengen von Na und besonders Ca im Wasser gelöst wurde. Außerdem wurden geringe Mengen Aluminium gefunden, aber kein Eisen.

Auch in der Huminsäurenlösung wurde kein Eisen gefunden. Das Präparat war also offenbar eisenfrei. Die Huminsäuren bewirken im übrigen, daß weniger Na und K ausgewaschen werden, aber deutlich mehr Mg und Al. Die ohnehin schon sehr hohe Ca-Auswaschung wird durch Huminsäuren noch erheblich gesteigert.

Zusammenfassend kann aufgrund der chemischen Analysendaten festgestellt werden, daß die Verwitterung und die damit verbundene Herauslösung von Komponenten aus dem Kristallgitter von Mineralen durch die Huminsäuren spezifisch und zum Teil sehr stark beeinflusst wird.

Zumeist war die herausgelöste Menge der verschiedenen Elemente - verglichen mit der in Wasser gelösten Menge - in der Huminsäurenlösung erheblich höher, in einigen Fällen allerdings auch niedriger. Hierin kommt die während der Reaktionszeit erfolgte Degradierung sowie Um- und Neubildung von Mineralen mit zum Ausdruck. Dabei verändern sich auch die Eigenschaften der degradierten Minerale, indem beispielsweise der hydrophile Charakter bei dem-durch die hohe Löslichkeit-an austauschbarem Natrium verarmten Montmorillonit zunimmt.

Die Einbeziehung der chemischen Befunde in die Interpretation der rasterelektronenmikroskopischen Aufnahmen ermöglicht differenzierte Aussagen zu ablaufenden Prozessen. Es wird erkennbar, ob und wann die teilweise Herauslösung bestimmter Gitterbestandteile zur Zerstörung der Oberflächenstruktur der Minerale führt und welcher Art diese ist, oder ob die äussere Struktur - wie etwa bei der Kieselgur trotz

der Abgabe großer Mengen von Calcium - nicht wesentlich verändert wird.

Bei der Feldspatverwitterung beispielsweise läßt sich aus der zeitlichen Abfolge des hydrolytischen Zerfalls u.a. ableiten, daß durch die Herauslösung größerer Mengen von Kalium die Stabilität des Gitters stark abnimmt. Im Kristallit gebundene Al- und Fe-Ionen werden dann z. Tl. entfernt und durch H-Ionen ersetzt, womit offenbar ein noch stärkerer Abbau des Gitters einhergeht. Die Konsequenz dieser chemischen Silikatverwitterung ist im rasterelektronenmikroskopischen Bild (Abb. 1b) deutlich zu erkennen: Die Struktur des Ausgangsminerals wurde durchgreifend verändert. Dabei erfolgt eine, im Vergleich zu den übrigen Elementen relativ starke Anreicherung von Calcium.

Aus der quantitativen Betrachtung der Befunde ergibt sich, daß die in Wasser gelöste Menge der Elemente K, Mg, Al und Fe meistens geringst, Na und Ca bilden eine Ausnahme. In der Huminsäurenlösung ist die gelöste Menge von allen untersuchten Elementen hoch, wobei die Ca-Löslichkeit aus Feldspat und Montmorillonit allerdings geringer ist als in der Wassersuspension. Bei Kieselgur gibt es Besonderheiten durch die verringerte Löslichkeit von Alkaliionen in der Huminsäurenlösung und durch die großen Mengen von herauslösbaaren Calcium.

Gefördert mit Mitteln des Landes Niedersachsen.

Tabelle 1. Menge (in µg) der aus 1 g des jeweiligen Minerals innerhalb von 20 Tagen herausgelösten Elemente, wenn dieses a) in Wasser und b) in 0,5 %iger Huminsäurenlösung im Schüttelwasserbad bei 40° C bewegt wurde.

Element	Feldspat		Kaolinit		Montmorillonit		Kieselgur	
	a	b	a	b	a	b	a	b
Na:	279	383	271	252	1722	4830	747	454
K	229	992	23	302	28	100	50	19
Ca	559	362	92	181	1040	799	11289	13687
Mg	9	52	15	112	41	188	167	197
Al	21	770	39	448	221	784	6	21
Fe	2	519	4	64	114	14688	-	-

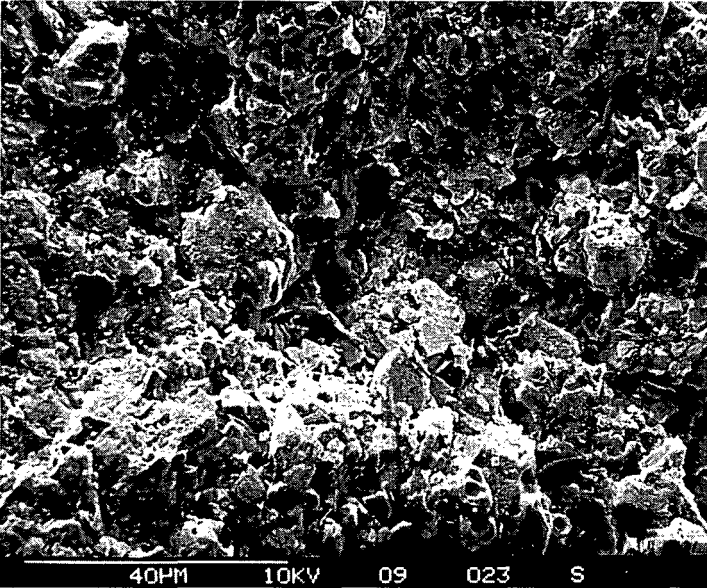


Abb.1a Feldspat nach 20 Tagen in Wasser bei 40°C

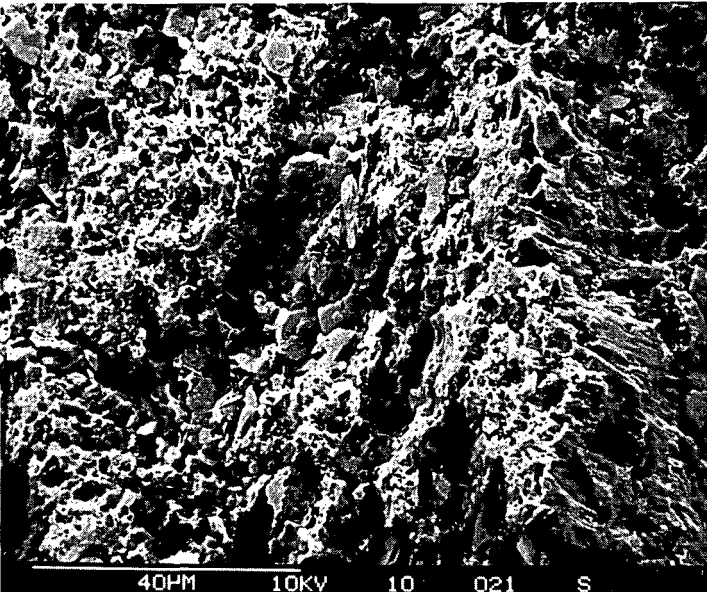


Abb.1b Feldspat nach 20 Tagen in Huminsäurelösung bei 40°C

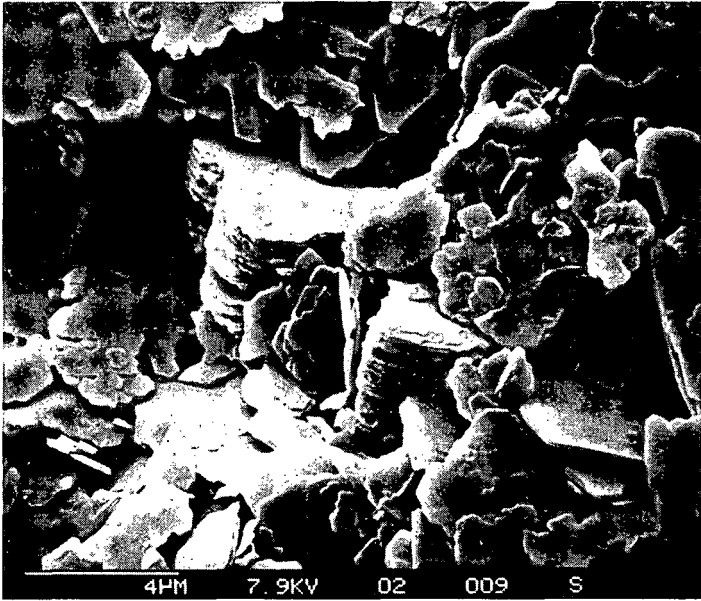


Abb.2a Kaolin nach 20 Tagen in Wasser bei 40°C

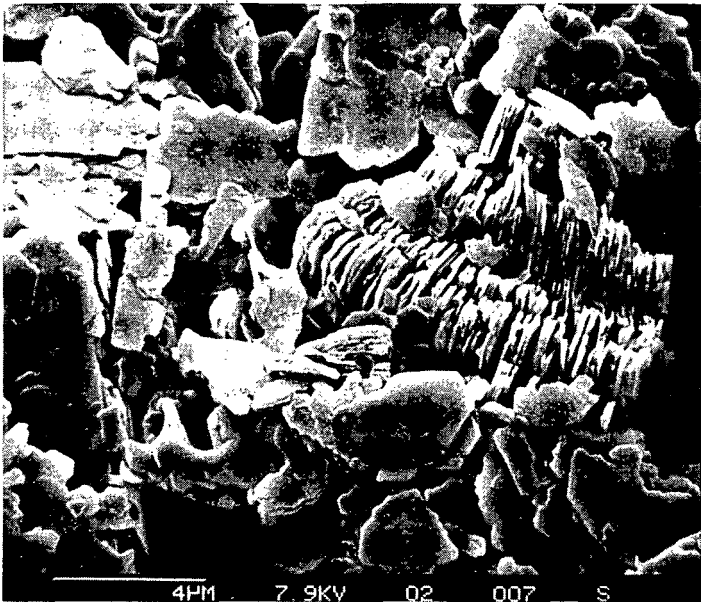


Abb.2b Kaolin nach 20 Tagen in Huminsäurelösung bei 40°C

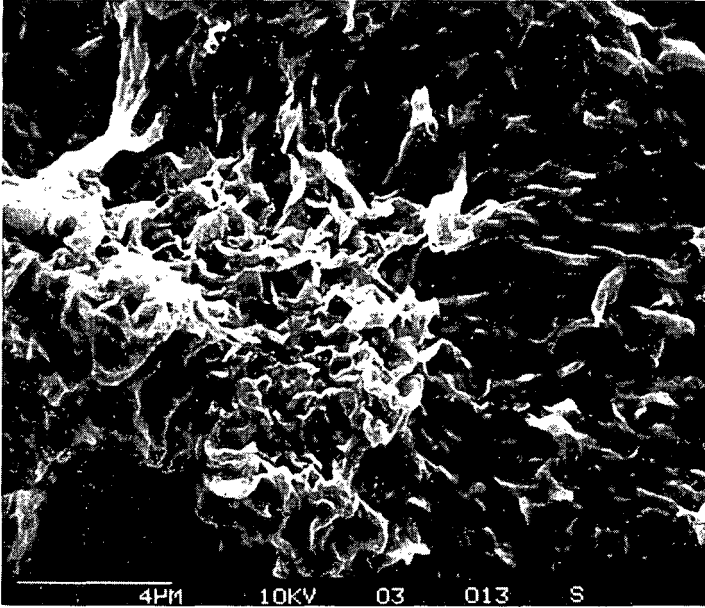


Abb.3a Montmorillonit nach 20 Tagen in Wasser bei 40°C

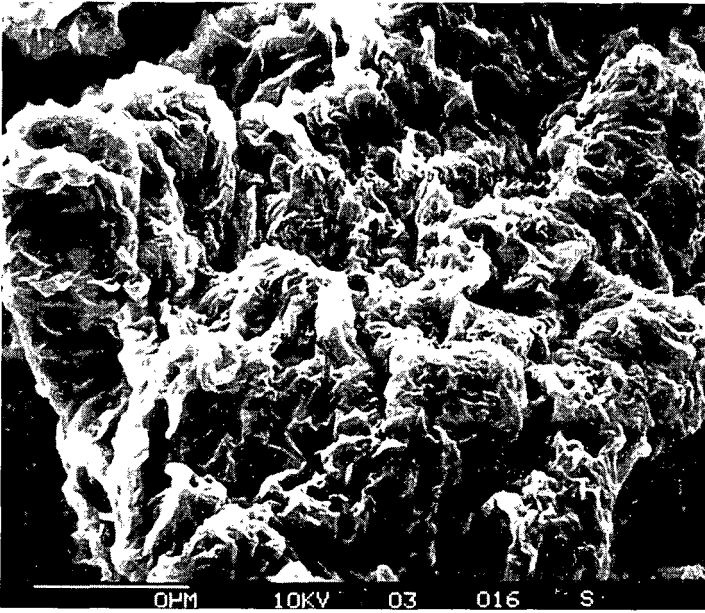


Abb.3b Montmorillonit nach 20 Tagen in Huminsäurelösung bei 40°C



Abb.4a Kieselgur nach 20 Tagen in Wasser bei 40°C

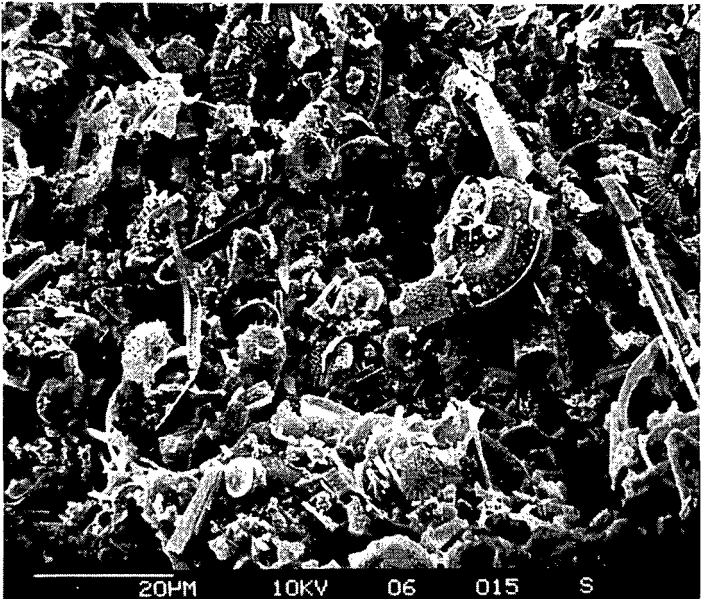


Abb.4b Kieselgur nach 20 Tagen in Huminsäurelösung bei 40°C

Untersuchungen zur Wechselwirkung eines
leichtflüchtigen chlorierten Kohlenwasserstoffes
mit Böden

von

Friesel, P., V. Neumayr u. G. Milde*

Leichtflüchtige chlorierte Kohlenwasserstoffe sind in der Mehrzahl der untersuchten Grundwässer industrialisierter Staaten nachgewiesen, über ihr Vorkommen in der Umwelt liegt umfangreiches Material vor (AURAND e.a. 1981). Weitgehend unbekannt ist jedoch, wie diese Substanzen in das Grundwasser gelangen. Perkolation wäßriger Lösungen dieser Chemikalien kann in wassergesättigten und partiell in ungesättigten Böden den Transport bis ins Grundwasser bewirken, wenn die Filterkapazität von Böden für diese Substanzen gering ist.

In einem BMFT-geförderten Forschungsprogramm des Instituts für Wasser-, Boden- und Lufthygiene werden deshalb als Beitrag zur Erfassung des Perkolationsverhaltens Untersuchungen zum Sorptionsverhalten leichtflüchtiger chlorierter Kohlenwasserstoffe im System wäßrige Lösung/Boden durchgeführt. Sorptions- und Abbauparameter in Böden sind in einer OECD-Vereinbarung (OECD 1981) als Kriterien für die Umweltverträglichkeit von Chemikalien festgelegt, und für deren Erfassung sind Standardmethoden vorgeschlagen worden. Die Bundesrepublik Deutschland (UBA 1981) hat diese Kriterien und Methoden für das Anmeldeverfahren neuer Chemikalien nach dem Chemikaliengesetz übernommen.

In unseren Untersuchungen zum Sorptionsverhalten soll bei möglichst enger Anlehnung an die OECD-Standardmethode (OECD 1981) diese so modifiziert werden, daß auch leichtflüchtige Stoffe untersucht werden können. Die ermittelten Adsorptions- und Desorptionskonstanten nach FREUNDLICH dienen zur Abschätzung des Perkolationsverhaltens wäßriger Chemikalienlösungen in verschiedenen Böden und letztlich zur Entwicklung von Modellvorstellungen zur Ausbreitung

*)Institut für Wasser-, Boden- und Lufthygiene des Bundesgesundheitsamtes, Corrensplatz 1, 1000 Berlin 33

der Chemikalien in Böden und Grundwasserleitern. Auch sollen durch die Ermittlung der Konstanten für die erwiesenermaßen grundwassergefährdenden leichtflüchtigen chlorierten Kohlenwasserstoffe Vergleichsdaten für künftige Anmeldeverfahren neuer Chemikalien geliefert werden.

Methode der Sorptionsbestimmung

a) Adsorption

20 g Boden wurden in einem 70-ml-Zentrifugenbecher (Duranglas mit Schliffstopfen) mit einer wäßrigen Lösung der zu untersuchenden Chemikalie bis auf wenige ml Restvolumen aufgefüllt, verschlossen, 20 h geschüttelt und 30 min bei 3000 upm zentrifugiert. 10 ml des Überstehenden wurden mit 5 ml Pentan extrahiert, der Pentanextrakt wurde im Gaschromatographen analysiert. Das restliche Zentrifugat wurde dekantiert und ausgewogen.

b) Desorption

Anschließend wurden 30 ml entionisiertes Wasser zugegeben, 20 min geschüttelt, zentrifugiert und im Überstehenden wie oben die Chemikalienkonzentration ermittelt. Dies wurde einmal wiederholt.

Im Rückstand wurde durch Pentanextraktion (20 ml) und GC-Analyse die Chemikalienkonzentration ermittelt, wobei die im Lösungsrest verbliebene Chemikalienmenge berücksichtigt wurde. Außerdem wurde diese Konzentration aus der Differenz zwischen Nulllösung (ohne Boden) und der Gleichgewichtslösung berechnet.

Fehler traten in sehr tonreichen Proben auf, da hier die Pentanextraktion aus dem Niederschlag problematisch war; in den letzten Versuchen wurde daher bei der Pentanextraktion zur Tonemulgierung Wasser zugesetzt.

Die analytische Erfassung der leichtflüchtigen halogenierten Kohlenwasserstoffe mittels GC-ECD ist bis $1 \mu\text{g/l}$ völlig unproblematisch.

Ergebnisse

In Tab. 1 sind exemplarisch repräsentative Verteilungskoeffizienten (Konzentration im Boden in $\mu\text{g/kg}$ dividiert durch Lösungskonzentration in $\mu\text{g/l}$) für 1.1.1-Trichlorethan und einige Bodenhorizonte aufgeführt.

Betrachtet man die absolute Höhe der Werte mit maximal etwa 10, so wird deutlich, daß die Adsorption des leichtflüchtigen 1.1.1-Trichlorethan um Zehnerpotenzen unter den Werten schwerer flüchtiger Polychlorverbindungen liegt.

Erkennbar wird aus der relativen Höhe der Werte,

- daß ein enger Zusammenhang zwischen Adsorption und Gehalt an organischer Substanz besteht, -
- daß aber die anderen als Sorbentien in Böden in Frage kommenden Komponenten wie Ton und pedogene Oxide nicht nennenswert sorbieren.

In Abb. 1 sind Gleichgewichtskonzentrationen zusammengestellt (100 Adsorptionen an 20 Horizonten aus 11 Böden, 52 Desorptionen an 6 Oberbodenhorizonten; Humusgehalte 0,1 - 53 %), wobei die Konzentrationen im Boden als Konzentrationen bezogen auf die Menge organischer Substanz angegeben sind.

Die zu den angeführten Freundlichparametern errechneten Regressionskoeffizienten zeigen, daß dieses Verfahren zulässig ist, also die organische Substanz ganz überwiegend das Sorptionsverhalten steuert.

Innerhalb der Fehlergrenzen sind die Parameter für Adsorption, für Desorption und für Desorption + Adsorption identisch, somit ist davon auszugehen, daß die Sorptionsprozesse reversibel sind.

Aus der ermittelten Isotherme errechnet sich mit $1700 \mu\text{g}/\text{kg}$ Organische Substanz bei einer Lösungskonzentration von $100 \mu\text{g}/\text{l}$ eine sehr niedrige Sorption; daraus und aus der Reversibilität der Sorptionsprozesse kann man auf eine schwache Bindung zu organischen Bodensubstanzen etwa in Elektronendonor/acceptorkomplexen schließen.

Ökotoxikologische Bewertung der Sorptionsversuche

1.1.1-Trichlorethan wird aus wäßrigen Lösungen nur in humusreichen Böden - vor allem also Oberbodenhorizonten - nennenswert sorbiert; kontaminierte Wässer würden aber auch diese passieren, da relevante Mengen in Lösung verbleiben: in Ackerböden mehr als 50 %, in Waldstandorten 20 - 50 % und sogar in einem Torf etwa 10 %. Darüber hinaus würde aus einem kontaminierten Boden durch nachfolgende Wässer sorbiertes 1.1.1-Trichlorethan wegen der Reversibilität der Sorptionsprozesse mobilisiert werden und könnte in den Unterboden

gelangen. In mineralischen Böden findet nur eine sehr geringe Adsorption statt, in Unterböden oder Grundwasserleitern kann - wenn überhaupt - nur bei sehr langen Fließstrecken mit einer Reinigung kontaminierter Wässer durch Sorptionsprozesse gerechnet werden.

Tabelle 1

Adsorption von 1.1.1-Trichlorethan an verschiedenen Bodenhorizontproben
(Mittelwerte zweier Konzentrationsstufen zwischen 15 und 300 $\mu\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$)

Boden	Tiefe cm	Gehalt an organischer Substanz %	Verteilungs- koeffizient l/kg	
Moorgley	0-16	53.2	8.84	stark humose
	16-36	17.3	6,59	
Braunerde	0-7	15.0	3.98	bis torfige
Ockererde	25-39	10.0	1.80	Bodenhorizonte
Paternia- Gley	0-20	4.8	0.98	
Eigenschaft				
Ockererde	60-70	stark eisen- oxidhaltig, schwach humos	0.24	mineralische Bodenhorizonte
Pelosol	70-90	Ton	<0.2	
Tschernitza	39-65	Kalk	<0.2	
	65-100	Mittelsand	<0.2	

Statistische Auswertung:

Sorptionsgleichgewichte 111-Trichlorethan

$$C_{BOS} = a \cdot C_L^b$$

C_{BOS} = Konzentration im Boden, bezogen auf
Organische Substanz

C_L = Konzentration in Lösung

	n	a	b	r
Adsorption	100	28,38	0,890	0,908
Desorption	52	27,67	0,888	0,933
Ads. + Des.	152	27,53	0,894	0,923

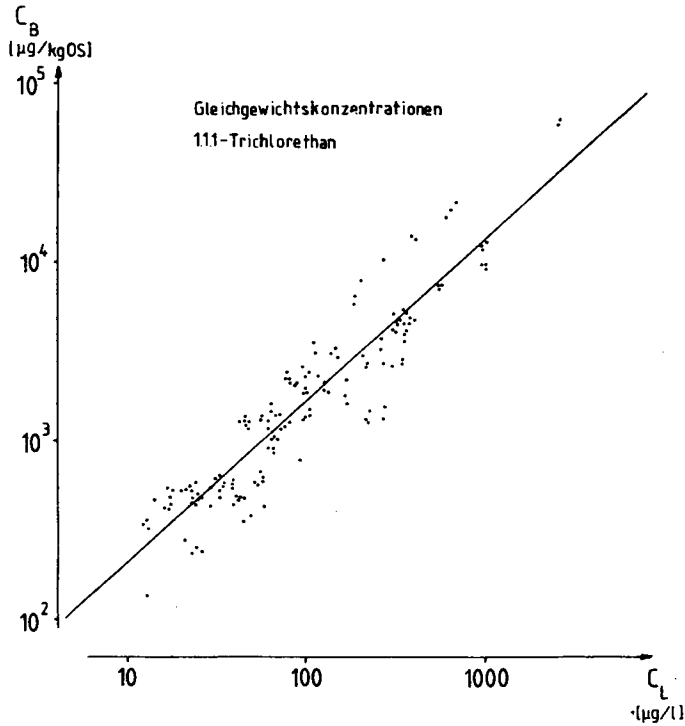


Abbildung 1

Literatur

K. Aurand,
P. Friesel,
G. Milde,
V. Neumayr

Behaviour of Organic Solvents in the Environment
Proceedings of the International Symposium on
Quality of Groundwater
Nordwijk 1981, wird veröffentlicht bei Elsevier,
Amsterdam 1981.

OECD

Draft Decision of the Council Concerning the
Mutual Acceptance of Data in the Assessment of
Chemicals, OECD Test Guidelines
Paris 1981

UBA

Umweltchemikalien - Prüfung und Bewertung von
Stoffen auf ihre Umweltgefährlichkeit im Sinne
des neuen Chemikaliengesetzes
Umweltbundesamt der Bundesrepublik Deutschland,
Berlin 1980

Dichte-Fraktionierung des Humus in A_p-Horizonten von Sandböden
mit unterschiedlicher Körnung und Nutzungs-Vorgeschichte

von

Leuschner, H.H., R. Aldag u. B. Meyer^{*)}

1) Problemstellung:

Im Gegensatz zur weitgehend ausgebauten Klassifikation des Humus von Wald-Standorten existiert ein solches System für ackerbaulich genutzte Standorte nicht. Die Verwendung der aus der Waldhumus-Formenlehre stammenden Begriffe "Moder" und "Mull" zur Charakterisierung des Humus leichter und schwerer Böden ist problematisch, da infolge der mechanischen Mischung der Böden grundsätzlich andere Bedingungen für die Humifizierung und für die Bindung des Humus an den Mineralkörper gegeben sind.

Bei Acker- und Grasland-Böden ist keine horizontmäßige Trennung von Humus- und Mineral-Körper gegeben, sodaß die Mengen-Anteile der unterschiedlich gebundenen und humifizierten organischen Substanz visuell nicht oder nur sehr grob zu erfassen sind.

Eine densiometrische Fraktionierung des Humus erscheint deswegen möglich, weil zum Einen der Prozess der Humifizierung durch die relative Anreicherung organogener Mineral-Substanz und zum Anderen die Bindung organischer Substanz an den lithogenen Mineral-Körper eine Erhöhung der Partikeldichte bewirkt.

Die Dichte der im Boden vorliegenden Partikel liegt also zwischen der der unzersetzten organischen Substanz und der der Mineral-substanz, also etwa zwischen 1.4 und 2.6 g/cm³.

Eine densiometrische Fraktionierung mit dem Ziel der Separierung der nicht oder nur teilweise humifizierten organischen Substanz geht auf HENIN und TURC (2) zurück. Sie erfuh durch die Einführung der Ultraschall-Behandlung zur Dispergierung des Bodens, wie GREENLAND (4) sie vorschlug, eine wesentliche methodische Verbesserung. Die Frage, ob — und wenn, dann wo — Dichte-Grenzen zwischen freiem und gebundenem Humus bestehen, soll dabei nicht diskutiert werden. In der Literatur werden Werte von 1.7 - 2.0 angegeben, was zeigt, daß hier vermutlich ein breiter Übergangsbereich vorliegt. Aus diesem Grund wurde eine Fraktionierung des Bodens in die 5 Dichte-Bereiche <1.6, 1.6-1.8, 1.8-2.0, 2.0-2.2 und

*) Institut für Bodenwissenschaften, von-Siebold-Str. 4,
D-3400 Göttingen

größer als 2.2 g/cm^3 vorgenommen

2) Material und Methoden.

Als geeignetes Proben-Material für eine systematische Untersuchung wurden Ackerkrumen aus Sandböden gewählt, weil in ihnen — anders als in tonreichen Böden — mit einem breiten Spektrum an Übergängen zwischen freiem und mineralisch gebundenem Humus zu rechnen war. Mikromorphologisch lassen sich 3 Formen organischer Körper unterscheiden:

- 1) Der Humus liegt frei in Form mehr oder weniger humifizierter und mumifizierter strukturierter Pflanzenreste oder als Arthropoden-Kot-Partikel bzw. deren Detritus vor.
- 2) Organische und mineralische Feinsubstanz sind innig vermischt, der organische Anteil hebt sich jedoch noch aufgrund seiner dunkleren Farbe ab.
- 3) Eine Differenzierung von Humus und Mineral-Substanz ist nicht mehr möglich. Es liegt eine innige Bindung der organischen an die mineralische Substanz vor.

Die Auswahl der für die densitometrische Fraktionierung vorgesehenen Böden erfolgte unter dem Aspekt einer möglichst großen Variationsbreite in Bezug auf Nutzungs-Vorgeschichte und Körnung der Böden, da diese Faktoren vermutlich am stärksten die Zusammensetzung des Mineral-Humus-Gemisches bestimmen. Zum anderen wurde auf eine große Variationsbreite des Humus nach C- und N - Gehalt des Bodens und C/N-Verhältnis des Humus geachtet.

Es wurden 6 Sand-Bänderparabraunerden, d.h. alte Acker-Standorte ohne Heide-Vergangenheit, 9 Podsole mit Heide-Vergangenheit und bekannten Daten des Heide-Umbruchs, 3 Eschböden, ein Podsol nach Waldumbruch und ein rezenter Wald-Boden ausgewählt. Moor- und anmoorige Böden wurden zunächst nicht untersucht.

Der Schluff-Gehalt der Sand-Böden liegt zwischen 4 und 20 %, der Ton-Gehalt zwischen 1 und 6 %. Die C - Gehalte liegen zwischen 0.7 und 3.5 %, das C/N - Verhältnis zwischen 11 und 23.

Die Dichte-Fraktionierung wird an jeweils 60 g Boden-Material durchgeführt. Dieses wird in einem Becherglas mit jeweils 300 ml Bromoform-Petroläther-Gemisch mit der Dichte 2.2 versetzt und 3 min in einem Schwing-Wannen-Gerät mit Ultraschall dispergiert. (Bandelin Souorex, 40 000 Hz). Durch wiederholtes Schlämmen in dieser Dichte-Flüssigkeit bei kurzen Sedimentations-Zeiten erfolgt dann eine Vor-Abtrennung des grobkörnigen dichteren Boden-Materials, also der mehr oder weniger blanken Sandkörner.

Das mit der überstehenden Lösung dekantierte Boden-Material wird abgefiltert, in Zentrifugen-Gläser überführt und mit Bromoform-Petroläther-Gemisch der Dichte 1.6 versetzt. Nach erneuter 10-sekundiger Ultraschall-Dispergierung wird zentrifugiert. Die in der überstehenden Lösung enthaltene Dichte-Fraktion <1.6 wird abgesaugt, abgefiltert, mit Petroläther gewaschen und bei 105°C getrocknet. Am Sediment erfolgt die nächste Fraktionierung bei der Dichte von 1.8. Insgesamt wird eine Auftrennung des Boden-Materials in die Dichte-Fractionen <1.6 , $1.6-1.8$, $1.8-2.0$, $2.0-2.2$ und >2.2 durchgeführt, wobei der letzteren rechnerisch die vor-abgetrennte grobkörnige schwere Fraktion zugeschlagen wird. An den Fraktionen werden die C- und N-Gehalte bestimmt und nach Aufoxidation eine Korngrößen-Analyse der in ihnen enthaltenen Mineral-Substanz vorgenommen.

3. Ergebnisse

3.1. Überblick der Aufteilung des Gesamtbodens und des Humus auf die Dichte-Fractionen.

Bei allen Proben entfallen 90 - 98.5 % des Boden-Materials auf die Fraktion >2.2 .

In den Fraktionen <2.2 sind mit Ausnahme der humusreichen ehemaligen Heideböden nur 2 - 4 % des Gesamtbodens enthalten, die Fraktionen <1.8 stellen sogar nur 0.1 - 0.4 %. In diesen sind jedoch 7 - 12 % des Gesamt-Kohlenstoffs enthalten.

Bei den humusreichen ehemaligen Heideböden dagegen entfallen bis zu 6 % des Bodenmaterials auf die beiden Fraktionen mit geringster Dichte und bis zu 10 % auf die Fraktionen <2.2 . Bis zu 93 % des Gesamt-C sind hier in den Fraktionen <2.2 enthalten.

Die Partikel in den Dichte-Fractionen <1.6 und $1.6 - 1.8$ sind überwiegend dunkelbraune bis schwarze Arthropoden-Kot-Teilchen und strukturierte Pflanzenreste. Die Fraktionen $1.8 - 2.2$ enthalten neben organischer Feinsubstanz meist Detritus von Arthropodenkot-Teilchen mit zunehmenden Beimengungen anhaftender mineralischer Feinsubstanz. Sie erscheinen daher heller.

Die Fraktion >2.2 besteht aus Mineralsubstanz mit einem geringen erkennbaren Anteil organischer Feinsubstanz.

Die C - Gehalte der Fraktionen liegen bei durchschnittlich 40 % in den Fraktionen <1.6 , 35 % in Fr. $1.6-1.8$, 25 %, in Fr. $1.8-2.0$, 15 % in Fr. $2.0-2.2$ und 0.5 % in Fr. >2.2 .

3.2 Mineral-Humus-Gemisch in Abhängigkeit von Nutzungs-Vorge- schichte und Körnung des Boden-Materials.

Die Abbildungen 1u.2 zeigen, geordnet nach den unter 2. aufgeführten Boden- bzw. Standorts-Typen, die Verteilung des C und der C/N - Verhältnisse auf die Dichte-Fractionen.

Die Art der Darstellung sei an einem Boden (Nr. 37) erläutert, bei dem es sich um einen seit 20 Jahren nach Wald-Umbruch beackerten schwachen Kiefern-Fe-Podsol handelt (Abb. 1).

Als Kenndaten für den Boden sind Schluff- und Ton-Gehalt, der C-Gehalt und das C/N - Verhältnis angegeben.

Auf der bszisse sind die Dichtefractionen aufgetragen, die linke Ordinate bildet den Maßstab für die C/N - Verhältnisse, die rechte den für die C- Gehalte. Diese sind jeweils in g/100 g Gesamt-Bodenmaterial angegeben. Von den 1.1 % C des Bodens entfallen also 0.04 % auf die Dichtefraktion < 1.6 und auf die folgenden schwereren Fraktionen 0,11, 0,25, 0,33 und 0,42 %.

In den Fraktionen < 1.8 , die zusammen 0,4 % C, bezogen auf das gesamte Boden-Material enthalten, befinden sich also 12 % des Gesamt - C.

Mit zunehmender Dichte steigt der C - Gehalt der Fraktionen. Das C/N - Verhältnis verringert sich; nimmt man die Dichte 2.0 als Grenze zwischen gebundenem und freiem Humus an, so liegen hier 67 % des Humus gebunden vor.

Abb. 2. bringt die entsprechenden Diagramme der Böden ohne Heide-Vergangenheit. Sie zeigen ein dem ersten Boden (Abb.1) ähnliches Verteilungs-Muster. Mit zunehmender Dichte nimmt der C - Gehalt zu, das C/N - Verhältnis verengt sich. Es gibt nur ein in den dichten Fraktionen liegendes Maximum der Humus-Verteilung, was darauf schließen läßt, daß in diesen Böden ein "sink" für den Humus in Form organo-mineralischer Komplexe gegeben ist.

Abb. 3 zeigt ein ähnliches Bild für die Gruppe der Eschböden. Die unten in der selben Abb. gezeigten ehemaligen Heideböden 18, 5 und 78, die einen den alten Ackerböden ähnlichen C - Gehalt aufweisen, weisen dagegen eine zweigipflige Verteilung des C auf. Hier liegt neben einem Maximum in der Dichtefraktion > 2.2 eine Häufung des Humus in den Fraktionen geringerer Dichte vor. Die C/N - Verhältnisse verringern sich. Jedoch ist die Differenz geringer und das Niveau liegt höher.

Die in Abb. 4 dargestellten humusreichen ehemaligen Heideböden weisen ausgeprägte C - Maxima in den Fraktionen geringer Dichte auf.

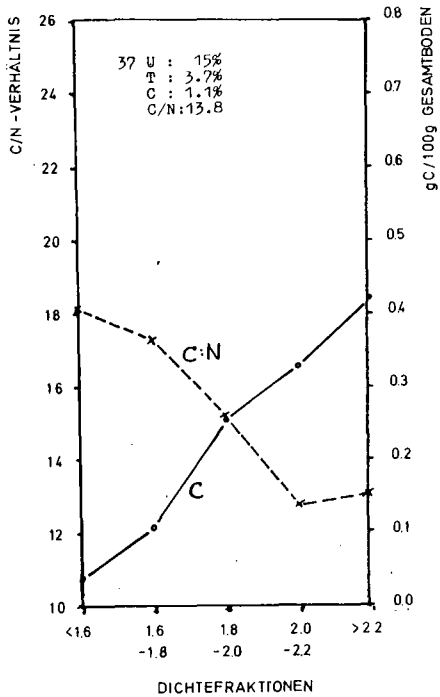


Abb. 1 : Verteilung der C-Menge des Gesamt-Bodenmaterials auf die Dichte-Fractionen. C/N-Verhältnisse in den Dichte-Fractionen.

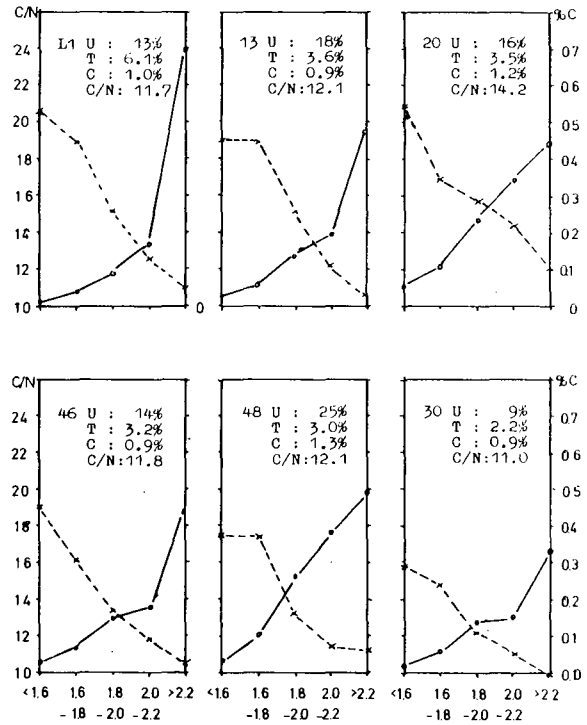


Abb. 2 : C-Verteilung und C/N-Verhältnisse wie in Abb.1. Böden ohne Heide-Vorgeschichte

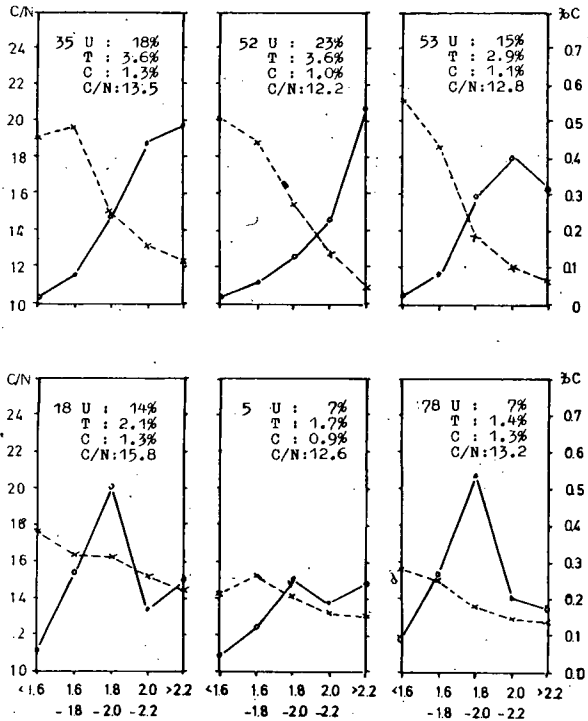


Abb. 3 : C-Verteilung und C/N-Verhältnisse.
Dichte-Fractionen der Eschböden und humus-
armen ehemaligen Heidepodsole.

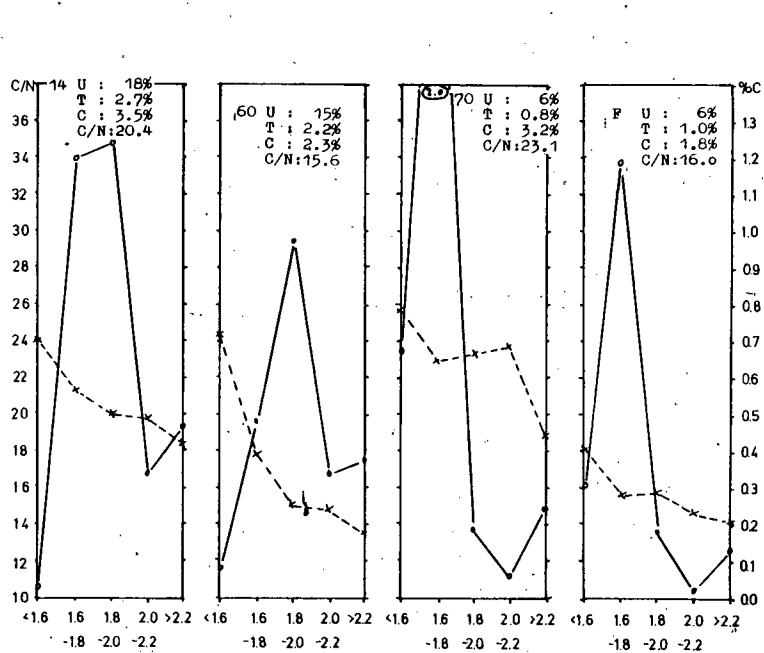


Abb. 4 : C-Verteilung und C/N-Verhältnisse.
Dichte-Fractionen der humusreichen ehemaligen
Heide-Podsole

Die C/N-Verhältnisse zeigen eine ähnliche Abhängigkeit von den Dichte-Fraktionen, differieren aber stärker und sind besonders in den Fraktionen geringerer Dichte größer. Nimmt der C - Gehalt dieser Böden durch Humus-Abbau unter fortschreitender Huminifizierung der Heide-Humuspartikel ab, kommt es auch hier zu einer Anreicherung abbauresistenter organischer Partikel, die auf die Fraktionen geringer Dichte entfallen. Die unter Wald anfallende Streu wird dagegen schnell und ohne einen "sink" in den Fraktionen geringer Dichte abgebaut, ähnlich wie dies die Zusammensetzung des Humusgemisches in Abb. 1 zeigt.

Boden 14 ist in der Karte der Kurhannoverschen Landesaufnahme von 1776 als Heide, in den Meßtischblättern von 1901 und 1935 dagegen als Wald eingezeichnet. Eine Überprägung des Heide-Einflusses auf die Ausbildung des Humus-Gemisches durch die vieljährige Bewaldung ist hier also ebensowenig erfolgt wie durch die vieljährige ackerbauliche Nutzung der Böden 5 und 78.

Als Ursache für die Anreicherung stabiler, überwiegend aus organischer Substanz bestehender Bodenpartikel bei ehemaligem Heide-Bewuchs kann ein abbauhemmendes Milieu in Zusammenhang mit der Podsolierung und/oder der Zusammensetzung der Heide-streu angenommen werden.

Die Zusammensetzung des Humus-Gemisches wird also im wesentlichen durch die Nutzungs-Vorgeschichte der Böden geprägt.

Wie Abb. 5 zusammenfassend zeigt, ist die Menge des als "gebunden" zu bezeichnenden Humus in den schweren Fraktionen gut mit dem Gehalt der Böden an mineralischer Feinsubstanz $< 20 \mu\text{m}$ korreliert. Die im Boden vorhandene Mineralsubstanz kleiner als $20 \mu\text{m}$ bindet offenbar eine bestimmte Menge Humus, wobei diese nur in engen Grenzen durch die Nutzungs-Vorgeschichte und andere Faktoren beeinflusst wird. Auch die Humus-Verteilung auf die Fraktionen geringer Dichte der humusreichen ehemaligen Heideböden wird durch deren Gehalt an Schluff und Ton bestimmt.

Wenn dieser - wie bei den Böden 14, 60 und 18 - relativ hoch ist, enthält die Fraktion 1.8 - 2.0 den meisten Kohlenstoff.

Bei den sehr sandreichen Böden 70 und F dagegen liegt dieses Maximum in der Fraktion 1.6 - 1.8.

Dies ist ein Hinweis darauf, daß an die Oberflächen stark humifizierter organischer Partikel Mineralsubstanz gebunden werden kann. Diese Vermutung wird durch die Ergebnisse der

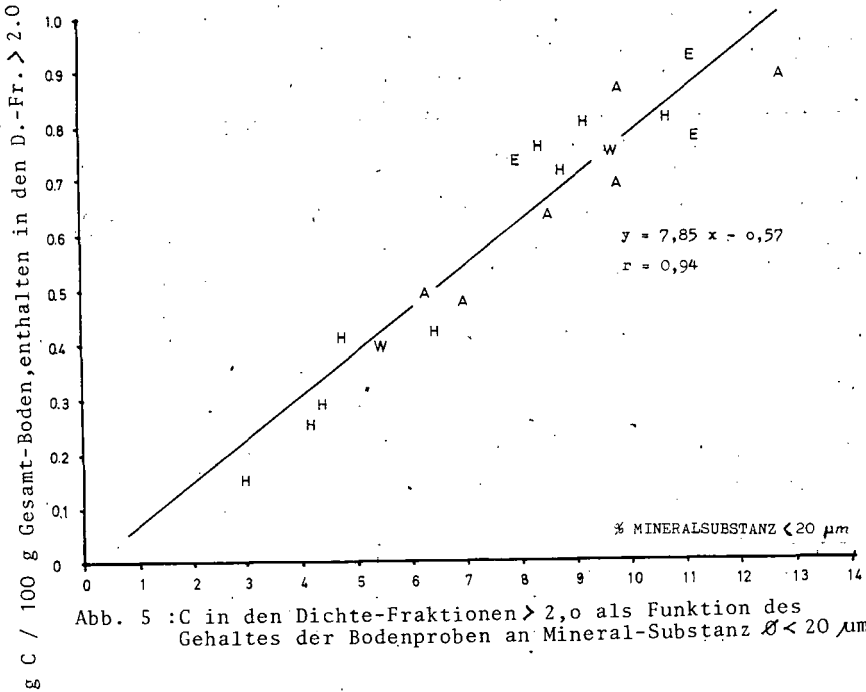


Abb. 5 : C in den Dichte-Fractionen > 2,0 als Funktion des Gehaltes der Bodenproben an Mineral-Substanz $\phi < 20 \mu\text{m}$

Korngrößen-Analyse der in den Dichtefractionen enthaltenen Mineral-substanz bestätigt.

Diese besteht bei allen Fractionen < 2.2 zu 40 - 80 % aus Ton und zu 60 - 20 % aus Schluff.

Sand ist fast ausschließlich in der Fraction > 2.2 enthalten.

Der Schluff der Fractionen geringer Dichte besteht jedoch zu 50 % und mehr aus Phytoliten. Wenn man einen entsprechenden Anteil organogener Mineral-Substanz auch für die Tonfraction annimmt, verbleiben für die Fractionen 1.6 - 1.8 und 1.8 - 2.0 20 bzw. 30 % lithogene Mineral-Substanz.

Bei den humusreichen ehemaligen Heideböden sind also beträchtliche Mengen Schluff und Ton in den leichten Fractionen gebunden.

Bei den relativ ton- und schluffreichen Böden 14 und 60 sind es rund 10 % der Fraction 6-20 μm, 30 % der Fraction 2-6 μm und 50 % der Fraction < 2 μm.

Bei den Böden 70 und F dagegen, die ton- und schluffärmer sind, liegen die entsprechenden Werte bei 15 % für die Fraction 6-20 μm, 60 % für die Fraction 2-6 μm und 80 % für die Fraction < 2 μm.

Nach v. ZEJSCHWITZ(6) liegt der Grenzbereich zwischen Mineralböden und Auflage-Humusform bei 15 % C bei einem C/N - Verhältnis von 17-20. Nach dem C-Gehalt wäre die Dichte-Fraktion ≤ 2.0 dem "Moder-Humus" nach BLUME, die DFr > 2.2 dem "Mull-Humus" und die DFr 2.0 - 2.2 mit einem C-Gehalt von 15 % dem "mull-artigen Moder -Humus" zuzurechnen. Gegen diese sowie von der Definition her nicht zulässige, lediglich das Material betreffende Einteilung spricht jedoch mit Ausnahme der sehr humusreichen ehemaligen Heideböden 14 und 70 das durchweg niedrigere C/N - Verhältnis der Dichte-Fractionen 1.6 - 1.8 und 1.8 - 2.0.

Diese Diskrepanz und der hohe Gehalt lithogener Mineralsubstanz in den Fraktionen geringer Dichte sprechen gegen die Verwendung des Begriffs "Moder-Humus" zur Charakterisierung des in Ackerböden vorkommenden Humus.

Literatur:

- 1) GREENLAND, D.J. u. FORD, G.W., 1964: Separation of partially humified organic materials from soils by ultrasonic dispersion.-8th Intern. Congress of Soil Science, Bucharest, Romania, 1964.
- 2) HENIN, S. u. TURC, L., 1950: Essais de fractionnement des matieres organiques du sol.-Transact. 4th Int. Congr. Soil Sci. (Amsterdam) 1, 152
- 3) KHAN, D.V., 1959: The composition of organic substances and their relationship to the mineral portion of the soil.-Soviet Soil Sc. 1, 25-30
- 4) STEPANOV, I.S. u. VYSOTSKAYA, V.V., 1975: Composition of the organic matter of soil fractions with different specific gravities.- Agrokimiya 2, 92-95
- 5) TURCHENEK, L.W. u. OADES, J.M., 1979: Fractionation of organo-mineral complexes by sedimentation and density techniques.- Geoderma 21, 311-343
- 6) ZEJSCHWITZ, E.v., 1980: Analytische Kennwerte typischer Humusformen westfälischer Bergwälder.-Z.Pflanzenernähr. Bodenkunde 143, 692-700

Humus- und Bodenformen der montanen und subalpinen
Stufe des Alpennationalparks Berchtesgaden

von
Bochter, R. *

1. Einleitung und Problemstellung

Während die Humusformen der deutschen Flach- und Mittelgebirgslandschaften in jüngster Zeit (vgl. BABEL, 1971; v. ZEZSCHWITZ, 1976) wiederholt eine intensive Bearbeitung erfuhren, blieb der deutsche Alpenraum hiervon ausgespart. Mein Ziel ist es, einen Beitrag zu Genese und Ökologie kalkalpiner Humus- und Bodenformen zu leisten. *)
Erste Ergebnisse sollen hier kurz dargestellt werden.

2. Leitlinien zu Nomenklatur und Systematik von Gebirgsböden

In der Systematik der Humusformen im allgemeinen, wie in der Systematik der alpinen Humusformen und der Gebirgsböden im besonderen gibt es eine Vielzahl ungenau und unterschiedlich definierter Begriffe. Deshalb erscheint es unerlässlich, sich klare Leitlinien zur Systematisierung vorzugeben; diese sind als Arbeitsdefinitionen zu verstehen.

- (1) Humuskörper (= organische Substanz und ihre Verteilung) und Mineralkörper (= anorganische Substanz und ihre Verteilung) bilden zusammen den Boden (= Pedosphäre).
- (2) Alle Bodenlagen mit mehr als 50 Vol. % organischer Substanz rechne ich zum Humusprofil, alle Lagen mit weniger als 50 Vol. % organischer Substanz zum Mineralprofil.
- (3) Humus- und Mineralprofil bilden zusammen das Bodenprofil.

+ Lehrstuhl für Bodenkunde und Bodengeographie der Universität Bayreuth, Postfach 3008, 8580 Bayreuth

*) Für Anregung dieser Arbeit und laufende Unterstützung danke ich Herrn Prof. Dr. W. Zech, der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die finanzielle Förderung.

- (4) Humus- und Mineralprofil sollen nach gleichen Gesichtspunkten angesprochen werden.
- (5) Wie aus der Analyse des Mineralkörpers der Mineraltyp (in der Literatur i. d. R. als Bodentyp bezeichnet) erschlossen wird, ergibt sich analog aus der Analyse des Humuskörpers der Humustyp (in der Literatur i. d. R. als Humusform bezeichnet).
- (6) Es muß grundsätzlich davon ausgegangen werden, daß mit jedem Mineraltyp jeder Humustyp angetroffen werden kann und umgekehrt.
- (7) Aufgrund wissenschaftstheoretischer Überlegungen erscheint es nicht sinnvoll, zur Systematisierung der organischen Substanz im Boden (Humus) Merkmale und Eigenschaften der anorganischen Substanz heranzuziehen und umgekehrt.
- (8) Die Pedosphäre eines Ökosystems läßt sich durch vier Kriterien ausreichend kennzeichnen: Mineraltyp - anorganisches Ausgangssubstrat - Humustyp - organisches Ausgangssubstrat.*) Es handelt sich jeweils um notwendige Kriterien, die erst zusammen als hinreichend betrachtet werden können.
- (9) Mineraltyp und anorganisches Ausgangsmaterial bilden die Mineralform, Humustyp und organisches Ausgangsmaterial die Humusform. Aus Mineraltyp und Humustyp ergibt sich der Bodentyp, aus Mineralform und Humusform die Bodenform.

Bei Beachtung dieser Leitlinien erweist sich eine Vielzahl bisher benützter, aber oft ungenügend scharf definierter Begriffe als überflüssig, z. B. Protorendzina, mullartige Rendzina, Polsterrendzina, Pechrendzina, Tangelhumus, Tangelrendzina, Humuscarbonatboden u.v.a.m.. Insbesondere entfällt der Begriff "Tangel"; das halte ich für einen Vorteil. Zu unterschiedlich wird er nämlich in der Literatur gebraucht; und so ist es wenig sinnvoll, durch eine weitere Umdefinition einen zusätzlichen Beitrag zur Begriffsverwirrung zu leisten. Schließlich scheint es unnötig, gebirgsspezifische (alpine) Humustypen auszuscheiden. Die bekannten Humustypen, Mull, Moder, Rohhumus mit ihren Sub- und Übergangstypen können ohne weiteres übernommen werden. Andernfalls träfen wir im Gebirge auf engstem Raum in allen (!) Höhenlagen ein buntes Nebeneinander von "alpinen" und außeralpinen Humustypen an. Regionale Besonderheiten gibt es - wie überall - natürlich

*) Das organische Ausgangsmaterial liefert i.d.R. das Vegetationskleid; aus der Angabe müssen physiognomischer Charakter und Hauptstreulieferanten ersichtlich sein. Die Nennung der pflanzensoziologischen Assoziation erscheint deshalb nur bedingt geeignet.

auch im Hochgebirge; doch lassen sich diese aus der Angabe des anorganischen wie des organischen Ausgangssubstrates erkennen, auf die ohnehin nie verzichtet werden kann.

3. Morphologische und chemische Merkmale ausgewählter Humus- und Bodenformen

Die Bezeichnung der ausgeschiedenen Horizonte im Humusprofil erfolgt weitgehend nach BABEL (1971). Eigene Ergänzungen sind gekennzeichnet. Die in der Kommission V der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft zur Zeit diskutierten neuen Nomenklaturvorschläge (SCHLICHTING & BLUME, 1979) können an dieser Stelle noch nicht berücksichtigt werden. Ausführliche Profilbeschreibungen verbieten sich aus Platzgründen.

3.1 Bodenform: Lehmrendzina - Terra fusca aus Ramsaudolomit und Raibler Schichten mit Mull unter montanem Buchenmischwald

Horizontierung: Lnv, (Fr)Lv, (Ah)Fr, FrAhh, BvAh, (Bv)Cv

Es sei auf zwei Charakteristika des Humustyps Mull verwiesen: Aus der Horizontfolge ergibt sich, daß an der Grenze von Humus- zu Mineralprofil Mischhorizonte auftreten ((Ah)Fr und FrAhh); sie entstehen infolge der enormen Aktivität der Bodenfauna. Betrachtet man den Deckungsgrad der einzelnen Lagen im Humusprofil, so nimmt dieser vom Lnv (60 %) über den (Fr)Lv (40 %) zum (Ah)Fr (30 %) mit der Tiefe nicht zu, sondern ab. 100 % Deckung erreicht erst der FrAhh.

3.2 Bodenform: Lehmrendzina - Rendzina aus Ramsaudolomit und Raibler Schichten mit mullartigem Moder bis Moder unter montanem Buchen-Fichten-Tannenwald

Horizontierung: Ln, Lv, Fr, Frw, Fm, AhFmHr, CvAhh1, CvAhh2

Typisch für den Übergang zum Moder scheint neben dem Auftreten einer dreigliedrigen F-Lage, was schon auf eine deutliche Verzögerung des Streuumsatzes hindeutet, vor allem, daß nun die Buchenwurzeln von unten her in die Blattpakete des Fr eindringen, sich also eine Frw-Lage bildet (w = durchwurzelt). Das bedeutet doch, daß an diesem Standort die Blattpakete des Fr das ganze Jahr über als Verdunstungsschutz erhalten bleiben, was nicht nur für die Mikroorganismen - wie schon vielfach in der Literatur herausgestellt - sondern auch für

die Baumwurzeln von Bedeutung ist: die Auflage wird nun durchwurzelbar, die Pflanzen können "frisch mineralisierte Nährstoffe" sofort wieder aufnehmen. Das Auftreten einer Frw-Lage halte ich für ein einfaches und vor allem im Gelände leicht erkennbares Merkmal zur sicheren Unterscheidung von Mull- und Moder.

3.3 Bodenform: Regosol aus Dachsteinkalk-Sturzkegelmaterial mit mullartigem Moder unter montanem Buchen-Mischwald

Lagen	Fe _t (ppm)	Al _t (ppm)	Mn _t (ppm)	C _o (ABS, 472 nm)
Ln	90	95	41	44
Lv	200	270	61	62
Fr	510	710	114	102
(Fm)Frw	1180	1670	142	88
(Cv)Hr	1200	1695	108	80
HfhCv	3600	5570	293	712

Unter Regosol wird ein Mineraltyp verstanden, der unter dem Humusprofil einen mächtigen Cv-Horizont aufweist; unverwittertes Ausgangsgestein steht im Bereich der Pedosphäre nicht an. Als Hfh wird ein i. d. R. tiefschwarz gefärbter Horizont an der Grenze zum carbonathaltigen Untergrund bezeichnet, in dem infolge des pH-Anstieges mobile organische Stoffe gefällt werden (Hh in Analogie zum Bh im Podsol). Diese organischen Substanzen lassen sich im Labor durch Ausschütteln mit einem Komplexor (Oxalsäure) wieder in Lösung bringen. Eine Hfh-Lage stellt also vermutlich einen Illuvial-Horizont dar.

Charakteristisch für einen mullartigen Moder scheint, daß Fe_t und Al_t mit der Tiefe stetig zunehmen, die Mn_t-Kurve jedoch ein Minimum durchläuft.

3.4 Bodenform: (Rego-)Lithosol aus Dachsteinkalk (anstehend und Hangschutt) mit rohhumusartigem Moder unter montanem Buchenmischwald

Lagen	Fe _t (ppm)	Al _t (ppm)	Mn _t (ppm)
Ln	70	67	65
Lv	210	253	101
LvFr	380	460	131

Lagen	Fe _t (ppm)	Al _t (ppm)	Mn _t (ppm)	
Frw	750	960	183	Von einem <u>Lithosol</u>
Fm	940	1170	84	spreche ich, wenn
FmHr	1140	1380	23	unter den Horizon-
Hfr	800	1020	11	ten des Humusprofils,
Hf1	1010	1487	10	allenfalls unter Zwi-
Hf2	1180	1865	11	schenschaltung einer
CvHf(h)	3900	4610	182	Cv-Lage das unverwit-
CvHfh	3300	4820	184	terte Ausgangsgestein
(Ah)HCv	26000	46450	208	(Cn) von bodenbildenden Prozessen erreicht wird und damit in den Bereich der Pedosphäre rückt.

Im Moder und bei Übergangsformen zum Rohhumus durchlaufen nun auch die Tiefenfunktionen von Fe_t und Al_t ein Minimum, dasjenige des Mn_t wird sehr ausgeprägt.

3.5 Bodenform: Lithosol aus Dachsteinkalk-Bergsturzblock mit Extrem-Rohhumus unter subalpinem Fichten-Lärchen-Wald

Lagen	Fe _t (ppm)	Al _t (ppm)	Mn _t (ppm)	C _o (ABS, 472 nm)	Lignin* (ABS, 550 nm)	C/N	C/P
Lvn	160	330	260	65	241	41	702
Lv	266	480	208	61	223	31	626
Fr	460	770	241	29	167	31	600
Frw	910	1490	138	14	146	28	637
Fmk	1250	1870	29	18	119	30	864
Hfrk	1530	2470	16	9	94	32	910
Hfk1	1520	2710	8	18	89	30	1213
Hfk2	1240	2240	2	5	248	39	1613
Hfk3	860	1340	2	5	225	51	2725
Hfk4	690	1140	1	23	165	55	3206
Hfhk	2710	4910	13	764	63	37	1439

*) Extraktion: 250 mg Einwaage + 20 ml Dioxan/Wasser (100/4), 48 Std. unter Stickstoff schütteln; Phasentrennung durch Abzentrifugieren. Aliquot vom klaren Überstand zur semiquantitativen photometrischen Bestimmung mit Phloroglucin/HCl in Anlehnung an De BAUN et al. zit. aus Browning, 1967.

Morphologisch läßt sich Moder von Rohhumus durch kompakte Lagerung (hier ausgedrückt durch Zusatz des Buchstaben k) unterscheiden (vgl. von ZEZSCHWITZ, 1976). Im Gegensatz zu den Beobachtungen von ZEZSCHWITZ's (1976) tritt jedoch kompakte Lagerung nicht nur in der H-Lage, sondern auch schon im F auf. Das Kriterium der scharfkantigen Brechbarkeit (v. ZEZSCHWITZ, 1976) erweist sich infolge der oft starken Durchfeuchtung der Lagen im Gebirge nicht als günstig für die Diagnose von kompakter Lagerung. Ich bestimme daher kompakte Lagerung dadurch, daß der Horizont mit dem Messer in scharfkantige Scherben geschnitten werden kann.

Die Tiefenfunktionen von Fe, Al und Mn durchlaufen in den unteren Abschnitten der H-Lage ausgeprägte, z. T. extreme Minimas. Daß die unterste H-Lage als Illuvialhorizont zu charakterisieren ist, spiegelt sich in diesen Tiefenfunktionen ebenso, wie in den Werten des oxalatlöslichen Kohlenstoffs. Der Gehalt an C_{org} liegt in allen Horizonten über 45 %, der pH-Wert immer unter 4,00. Die Extremwerte im C/N- und C/P-Verhältnis, die schon mehrfach in der Literatur beschrieben wurden (z. B. ZÖTTL, 1965), lassen sich erklären, wenn man die starke Verzögerung des Ligninabbaus mit in Betracht zieht. Der "s"-förmige Verlauf der Tiefenfunktionen von C/N, C/P und von mit Phloroglucin/HCl im Dioxan-Extrakt nachweisbarem Lignin, mit einem ausgeprägten sekundären Maximum in der H-Lage, tritt nach meinen Erfahrungen nur im Rohhumus und seinen Übergängen zum Moder auf; insbesondere der einfach durchzuführende Test auf Lignin scheint mir sehr wertvoll zur Charakterisierung des Streuabbaus und zur Unterscheidung von Moder und Rohhumus. Das ausgeprägte sekundäre Lignin-Maximum eines Rohhumus ist im Gebirge m. E. in erster Linie auf den verzögerten Abbau von Wurzelholz zurückzuführen.

Literatur

- BABEL, U., 1971, Gliederung und Beschreibung des Humusprofils in mitteleuropäischen Wäldern. Geoderma 5, 297-324
- BABEL, U., 1972, Moderprofile in Wäldern, Hohenheimer Arbeiten 60, Stuttgart
- BROWNING (Hrsg.), 1967, Methods of Wood Chemistry, Bd. I u. II, New York
- SCHLICHTING & BLUME, 1979, Beitrag zur Objektivierung der DBG-Bodensystematik (2. Entwurf Juli 1979), Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 29, 765-774
- v. ZEZSCHWITZ, E., 1976, Ansprachemerkmale der terrestrischen Waldhumusformen des nordwestdeutschen Mittelgebirgsraumes, Geol. Jb., F 3, 53-105
- ZÖTTL, H., 1965, Zur Entwicklung der Rendzinen in der subalpinen Stufe, Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde, Bd. 110, 109-126

Zur Bodenbildung auf Karbonat unter kalt-borealen Klimabedingungen

von

Seifert, V. +)

Böden Nordskandiaviens sind - vom 63. Breitengrad an mit zunehmender Ausschließlichkeit - durch podsolige Entwicklung gekennzeichnet. Gleichzeitig wird in der Vegetation Dominanz und zylindrische Ausformung der Koniferen neben dem zunehmenden Anteil der Birken auffällig mit dem penetrant vorherrschenden, drahtartigen Bodenzustand der Ericaceen- und Empetraceen - Zwergstrauchflora. Beides - Bodenbildung wie Bewuchs sind als Kompartimente eines Ökosystems offensichtlich Funktionen der klimazonalen Verhältnisse, deren Einfluß sich nach Norden zu verstärkt.

Dem Bodenkundler stellt sich die Frage, inwieweit dabei lithogene Einflüsse erhalten bleiben, bzw. welche Unterschiede der Vergleich zu mitteleuropäischen Verhältnissen deutlich macht.

V. hatte in den letzten Jahren Gelegenheit, im Oulanka - Nationalpark in Nordfinnland von der dort gelegenen Biologischen Station der Universität Oulu aus Bodenbildungen auf unterschiedlichen geologischen Substraten zu untersuchen, darunter solchen auf Karbonaten, worüber hier berichtet werden soll.

Lage der Station: NE - Zipfel des finnischen Reg.bezirks Oulun lääni auf 68°22'N-Breite und 29°21'E-Länge, ca. 20 km südlich des Polarkreises und ca. 15 km westlich der russischen Grenze.

Die Klimaverhältnisse sind durch folgende Daten gekennzeichnet:

520 mm $\bar{\phi}$ Jahresniederschlag, 0°C $\bar{\phi}$ Jahrestemperatur,

750°C eff. $\bar{\phi}$ Jahreswärmesumme;

Mittlere Schneebedeckung zwischen Mitte Oktober und Mitte Mai 70cm

Kältestes Monatstemperaturmittel Februar -13°C.

Wärmstes Monatstemperaturmittel Juli 15°C.

Tageslänge 15.6. : 24 h; Tageslänge 15.12. : 3 h.

Vegetationsbeginn $\bar{\phi}$ 17.5.; Vegetationsende $\bar{\phi}$ 15.10.

Klimazone Dfc nach der Klassifikation von Köppen.

+) Gesamthochsch. Kessel, FB 20 - Landwirtschaft -,
Nordbahnhofstr. 1a; D - 343 Witzenhausen

Zur Geologie des Gebietes : Sie wird bestimmt durch die Metamorphite, Vulkanite und Sedimente des Mesoprotozoikums, speziell der Gesteine des so. Karelidenorogens. Für die Standortauswahl stand die geologische Karte von A.Silvennoinen (1972) zur Verfügung, Maßstab 1 : 100 000. Ferner wurde herangezogen die geomorphologische Studie von L.Koutaniemi (1979) über die spät- und postglaziale Entwicklung der Oulanka - Region.

Der am Oulanka anzutreffende Dolomittfels ist rötlich bis weiß und enthält wechselnde Anteile an Quarzit; Kalzit und Hämatit. Das Korn ist grob bis fein, am Quarzit-Kontakt z.T. brecchiös. Die Entstehung wird als marin angenommen, das Alter mit 2.05×10^9 J.

Profilstandorte und Untersuchungsergebnisse :

Die chemische Untersuchung von Gesteinsproben ergab erhebliche Unterschiede auf rel. geringe Distanz; die hier vorgestellten Standorte liegen nur etwa 1 km voneinander entfernt :

Mineralzusammensetzung von Gesteinsproben der Standorte von Bodenprofilen über Karbonatfels am Oulanka, Nord.Finnland (Berechnet aus chemischen Analysen in %)

	1.: III-"Straße"			2.: VII ₂ -"Kiuta-Daphne"			
	1.	2.	3. (Cn!)	1.	2.	3.	4. (Cv !)
Kalzit	55.2	74.6	91.7	32.0	3.1	4.6	----
Dolomit	0.8	0.7	0.8	24.3	90.2	84.0	69.2
Ankerit	0.4	0.2	0.03	1.1	2.6	2.8	----
Siderit+Magnetit							1.0+3.2
Sa.-Karbonat	56.4	75.5	92.53	57.4	95.9	91.4	73.4
Karbonat-Fe	0.1	0.06	0.006	0.28	0.67	0.73	0.45
Nichtkarbonat.-Fe	1.53	0.30	0.158	0.81	0.03	0.13	0.39
Gesamt-Fe	1.63	0.36	0.164	1.09	0.70	0.86	0.84
Fe _{karb} in % Fe _{Ges.}	6.2	16.7	3.8	25.6	95.5	84.9	53.5

(Meth.: Karbonat-Aufschl. mit Monochloressigs.; C_t konduktometrisch
Fe, Ca, Mg AA-spektrophotometrisch; HF-Aufschl. des Karb. rückst.)

Zum Standort III-"Straße":

Er liegt 200 m vor der Station am Oulanka. Es handelt sich um Kalkstein geringer Metamorphose, mit schwachen Anteilen an Dolomit und karbonatisch gebundenem Eisen. Dennoch ist der Boden in allen Horizonten rot gefärbt: Munsell-hue 5 YR - 2,5 YR. In Boden gebettete Kalksteine zeigen eine rote Verwitterungsrinde, die bei

Verletzung

das helle Gestein sehen läßt.

Das aufgenommene Bodenprofil liegt direkt an der Böschung, die durch den Straßenanschnitt gebildet wird. Die Vegetation ist durch bodendeckende Wurzelverflechtungen von *Vaccinium vitis-idaea*, wenig *Empetrum nigrum*, *Pinus* sp., *Betula* sp., daneben *Rubus saxatilis* und *Juniperus sibirica* als Kennarten des rel. eutrophen Standortes gekennzeichnet.

Das Profil wurde am ca 15° geneigten WSW-Hang der Böschung über zum Hang zu fallendem Gestein gegen den Hang angelegt. Am Rande über dem Gestein A/C - Stadium mit Solum von 6 cm ; nur wenige cm gegen den Hang zeigt sich bereits ausdifferenzierter Mineralbodenhorizont von rotvioletter Farbe unter einem zwischen Moder und Rohhumus zu stellenden organischen Horizont O von 5 cm und einem A_h von 1 cm Stärke. Der Humuscharakter wird durch trennscharfe Desintegration von organischen und mineralischen Produkten der Bodenbildung evident. Die farbliche Differenzierung des 2 dm starken Solums ließ Stofftransport innerhalb desselben vermuten und veranlaßte Bodenprobenahme entlang der Farbhorizontierung :

Analysenwerte der Bodenproben von Standort III "Straße"

Horiz.	Tiefe	pH	C _t %	C _o %	Al _o %	Fe _p %	Fe _o %	Fe _d %	C _{CO₃} %
O/A _h	4-8cm	3.60	94.0	0.06	<u>0.64</u>	0.20	0.20	<u>7.24</u>	
E	8-13	<u>3.36</u>	<u>8.6</u>	<u>0.08</u>	0.84	<u>0.10</u>	<u>0.05</u>	10.47	
E/B _s	13-16	3.48	9.0	0.26	2.54	0.45	0.75	10.76	
B _s	16-20	<u>4.19</u>	<u>15.0</u>	<u>1.26</u>	<u>3.38</u>	<u>1.45</u>	<u>3.35</u>	<u>14.12</u>	
B _s /C _v	20-21	6.87	9.5	0.60	1.86	0.32	1.10	9.73	0.7
C _v	21-23	7.08	6.0	0.35	1.19	0.13	0.35	6.25	6.9

	Korngrößen %			BaCl ₂ - austauschb. (eff.) P					
	Sand	Schluff	Ton	K	Na	Ca	Mg	Al	m ^g /100g
O/A _h				20.8	1.3	234.2	23.3	----	2.51
E	68.4	14.1	16.9	7.8	0.6	100.5	20.3	----	----
E/B _s	63.4	21.1	13.9	13.8	0.7	78.0	18.5	----	0.09
B _s	69.4	18.1	9.0	9.8	0.6	78.3	8.8	----	<u>4.58</u>
C _v	52.2	35.4	12.3	13.0	0.9	422.5	4.5	----	3.17

(Extraktionen in Anlehnung an Schlichting/Blume 1967; Bestimmung der Metalle AA-spektrophotometrisch; Best. Korngrößen, C, P_a gem. Schlichting/Blume 1967)

Munsell - Farbwerte der Bodenproben v. Standort III "Straße"

	<u>trocken</u>	<u>naß</u>
O/A _h	5 YR 3/3 dark redd. brown	10 YR 2.2 very dark brown
E	5 YR 3/4 dark redd. brown	2,5 YR 2,5/4 dark redd. brown
E/B _s	5 YR 4/4 reddish brown	2,5 YR 3/6 dark red
B _s	5 YR 4/6 yellowish red	2,5 YR 3/4 dark redd. brown
B _s /C _v	5 YR 4/3 reddish brown	5 YR 3/3 dark reddish brown
C _v	5 YR 5/3 reddish brown	5 YR 3/4 dark reddish brown

Die Untersuchungen bestätigten die Vermutung : Die Werte für die Löslichkeitsfraktionen von C, Al und Fe erreichen bis zum 13. cm - Niveau ein ausgeprägtes Konzentrationsminimum, gleichzeitig wird pH mit 3,36 am tiefsten; die gleichen Parameter erreichen 7 - 11cm tiefer bereits ein ebenso deutliches Maximum. Besonders steil ist der Gradient für laktatlösliches P_a im gleichen Bereich. BaCl₂-lösliches Al konnte nicht ermittelt werden. Zwischen dem Niveau 16-20 cm und 21 cm steigt der pH von 4.19 auf 6.87 unter gleichzeitiger Nachweisbarkeit von freiem Karbonat (Scheibler).

Die farbliche Horizontierung erscheint in verschiedenen Rot-Werten und darum m.o.w. unscharf. Munsell-Hue 5 - 2,5 YR zeigt farbgebenden Einfluß von Hämatit an.

Die Granulometrie ist durch fallende Tongehalte im Profil bestimmt. Ergänzende RB-Analysen weisen in allen Horizonten ähnliche Charakteristika auf : (hier stellvertretend beschrieben B_s)

- K - lutro mit breit angesetztem Peak zwischen 20 und 12 Å, beidseitig geschultert, ohne illitische Kontraktionen ! Erhitzung verschiebt das Maximum der Reflexe bis 11 Å mit breiter Schulter bis 16 Å und steiler Reduktion auf 10 Å bei 550°C.
- Mg - lutro, Mg (Gly) und K - Mg mit deutlichen Peak - Maxima zwischen 15 und knapp 16 Å, Mg - lutro beidseitig geschultert bei 12.Å und 21 Å.
- Proben ϕ 0.6 µm zeigen meist weniger deutliche bis fehlende Reflexe im Vergleich zu Proben aus Rohton.

Das Ergebnis ist überraschend : ein voll horizontierter Podsol in einem Solum von 2 dm über Kalkstein, mit rotgefärbtem E unter moderartigem Rohhumus und ausgeprägt kontraktionsresistenten Pleistoexpanditen (F. Scheffer u.a. 1961).

Zur Sicherung und Interpretationsstütze soll ein zweites Profil

dieren; die Analysendaten des alt. Dolomit zu bezeichnenden Gesteins s.o.a.

Bezeichnung VII₂ "Kiuta-Daphne", so genannt nach Daphne mezereum, die an den Südhängen der die Schlucht des Oulankajoki an der Stromschnelle Kiutaköngäs begrenzenden Höhen überall dort vorkommt, wo sie Karbonat im Wurzelraum findet. Damit wurde sie bei der Standortsuche zum wichtigsten Indikator für hoch anstehendes Karbonat.

Profil VII₂ wurde rd. 150 m vom Oulanka entfernt angelegt, ca 180 m über NN, zwischen felsigen und gerölligen Dolomit - outcrops, um Quartär - Deposite auszuschließen und weitgehend initiale Bodenbildung anzutreffen. Das Solum wies Entwicklungstiefen zwischen 1 und <2 dm auf 50 cm Distanz auf. Dennoch war das A/C - Stadium überall durchschritten. Moderartige Rohhumusbildung unter Vaccinium vitis-idaea. Aufgehellte Sub-A_n-Zonen lassen beginnende Podsolierung vermuten, die jedoch aus den Analysen nicht bestätigt wird: Fleckige Hellverfärbungen dieser Art zeigen sich häufig als von dichten Hyphengeflechten der im Wurzelraum der Zwergstrachflora assoziierten Pilze hervorgerufen.

Analysenwerte der Bodenproben von Standort VII₂ "Kiuta-Daphne"

Horiz.	Tiefe	pH	C _t %	C _o %	Al% ₂ O ₃	Fe _p %	Fe _o %	Fe _d %	C _{CO₃} %
O/A _n	5-8cm	5.92	136.	2.43	1.01	2.16	8.30	22.75	
A _n /B _v	8-10	5.91	37.	1.23	1.48	2.04	4.85	25.62	
B _v	10-14	6.29	20.	0.77	1.60	1.28	4.15	29.62	
B _v /C _v	14-17	6.87	17.	0.65	2.30	1.00	3.45	10.12	0.35

	Korngrößen %			BaCl ₂ - austauschb. (eff.) P					
	Sand	Schluff	Ton	K	Na	Ca	Mg	Al	mg/100g
O/A _n				8.3	1.5	1170.8	158.3	---	1.76
A _n /B _v	47.7	41.5	7.7	n.n.	1.1	339.5	53.3	---	1.44
B _v	53.8	37.0	8.4	4.5	1.1	254.5	50.0	---	0.88
B _v /C _v	56.0	30.0	11.2	7.0	1.2	327.5	73.8	---	0.79

Munsell-Farbwerte

	trocken	naß
O/A _n	10 YR 2/2 very dark brown	10 YR 2/1 black
A _n /B _v	7,5 YR 3/4 dark brown	5 YR 3/3 dark redd.brown
B _v	5 YR 4/6 yellowish red	2,5 YR 3/4 dark redd.brown
B _v /C _v	5 YR 4/4 reddish brown	2,5 YR 2,5/4 d.redd.brown

nach der Feststellung, daß keine Podsolierung vorliegt, wäre der Beobachter vom optischen Eindruck des Profils und der erdigen Struktur des tonarmen Bodens geneigt, an mitteleuropäische Braunerden zu denken. Dem widerspricht aber der Gegensatz zwischen desintegrativer Humusform und rel. hohem pH.

Die geringen Tongehalte machen schwache pedochemische Prozeßkinetik wahrscheinlich. Die RB-Analyse zeigt ganz ähnliche Tendenz wie bei Profil III "Straße": (Horizont B_v)

Ganz allgemein ausgeprägte Kontraktionshemmung unter K - Einfluß und hohen Temperaturen, wenn auch deutlicher werdender Anteil von 10 Å Abstände anzeigenden Reflexen bei 550°C. Ein bei K - lutro gezeichneter Peak für 7.4 Å verschwindet dabei. Mg - lutro zeigt ausgeprägtes Reflexmaximum bei 15.5 Å, Wechselbelegung K - Mg nach 16 (!) verschobenen Peak hoher Intensität, ohne die Spur illitischer Reste. Glycerin bewirkt Ausebnung der Reflexe in Richtung auf 21 Å, bei verbleibendem Maximum bei 15 Å.

Diskussion und Deutung

Es handelt sich um verschiedene Entwicklungsphasen von Bodenbildungen auf hochprozentigen Karbonaten, die weitgehende Übereinstimmungen in der genetischen Tendenz nachweisen lassen.

In beiden Fällen wird Rendzinierung nicht beobachtet, die der Mitteleuropäer erwartet hätte: danach erklären sich Bodenbildungen auf Karbonat als lithomorph und darum intrazonal. Die Ausgliederung eines mineralischen Unterbodenhorizontes unterbleibt ganz oder entwickelt sich stark verzögert unter Ausbildung breiter Übergangshorizonte, und zwar:

- wegen Mangel an bodenbildenden Mineralien (Silikaten u. Quarz);
- infolge der tiefreichenden Bioturbation, die sich bei anhaltend hohem pH im Wurzelraum unter so günstigen trophischen Standortverhältnissen einstellt als Folge eines lebhaften Bodenlebens mit artenreicher Fauna. Die mit Darmassage verbundene Mischung mineralischer und organischer Bodenteile ruft das typische Aggregatgefüge der Rendzina hervor.

Auf den hier gezeigten Standorten trifft dies alles offensichtlich nicht zu. Als Erklärung müssen zweifellos die Besonderheiten des Klimaraumes herangezogen werden:

- Regenwürmer und andere Bodenfresser und -Wühler haben hier nur geringe Überlebenschancen, auch andere Faunenelemente sind in ihren Aktivitäten auf die wenigen Monate frostfreien Bodens be-

schränkt. Die organische Substanz wird nur schwach aufgearbeitet, es findet keine strukturelle Verbindung mit mineralischen Bodenteilen statt.

- stattdessen findet von Anfang an desintegrative Humusbildung statt, die im Zusammenhang mit den Klimaverhältnissen weitere ökologische Folgefaktoren begünstigt:
- die Entwicklung der Zwergstrauchflora mit endotropher Mykorrhiza und asche-armen, sauren Rückständen, sie wirkt ihrerseits auf pH, Humifizierungsmodus und Bodenleben zurück;
- die Bildung niedermolekularer organischer Chelatoren, deren Wirkung auf die Kationenmobilität wegen gehemmten Bodenlebens ungehindert bleibt.

Daneben fordert die intensive Rubeszenz der vorliegenden Bodenbildungen eine Erklärung, die in ganz andere Richtung weist :

Es handelt sich um Kalke und Dolomite mit wechselnden, teilweise erheblichen Anteilen an karbonatisch gebundenem Eisen. Dies läßt vermuten, daß die von Meyer u.a. postulierte Karbonat-Rubefizierung in statu solvendi auch unter so anders gearteten Klimaverhältnissen abläuft, als an den bisher dazu beschriebenen Standorten anzutreffen. Folgendes kann dafür sprechen :

- Munsell-Hue zwischen 5 - 2,5 YR, bis 10 R;
- die intensive Farbe der Böden wird durch Dithionit - Behandlung drastisch aufgehellt, was pedogene Bildung vermuten läßt;
- unter dem Phasenkontrastmikroskop werden auf Glimmern und anderen Mineralien Narben und Reste der Rubefizierungsbeläge sichtbar;
- die von Meyer u.a. genannten Voraussetzungen zur physikalischen Qualität der Umstände stellen sich über dem sehr porös werdenden Gestein schnell ein; das C_v -Material ist bei anfangs sehr gehemmter Tonbildung hoch drainfähig.
- Differenzierte Tonbestimmung mit und ohne Dithionit-Behandlung ergeben große Unterschiede, die die lockere Struktur der mineralischen Horizonte als oxidischen Verbau erklären, der mit der Tonmineralbildung zusammenfällt.

Zusammenfassend seien hier einige Thesen und Interpretationsvorschläge zur Diskussion gestellt :

1. Die klimatische Zonalität der Bodenentwicklung im kalt-borealen Klimaraum Dfc nach Köppen ist bestimmt durch eine von der Trophie des geologische Standortes rel.unabhängige Vegetations- und Faunenentwicklung.
2. Die auf Karbonat-Gestein entstehenden Böden entwickeln schnell

mineralische Horizonte, sodaß Rendzinen als Gleichgewichtsstadien lithomorpher Genese des gemäßigten Klimaraumes (Cf nach Köppen) nicht erhalten bleiben. Bioturbate Strukturierung unterbleibt.

3. Die stattdessen entstehenden Böden der Horizontfolge O-A-B haben einerseits Ähnlichkeit mit den Braunerden der deutschen Klassifikation, andererseits - wie im vorliegenden Falle - kann ausgeprägte Rubeszenz Verwandtschaft zum Formenkreis der Terra rossa vermuten lassen. Was sie unterscheidet, sind im Einzelfall Farbe bzw. geringe Verlehmungstendenz. In jedem Falle aber Form und Dynamik der klimazonal bedingten desintegrativen Humusbildung (Blume 1965).
4. In Verbindung mit den Einflüssen der klimaspezifischen Flora führt die Humusdynamik über den Aufbau steiler pH-Gradienten und die Begünstigung kataboler Prozesse zur Tendenz podsoliger Profildifferenzierung: Horizontfolgen O-A-E-B_{hs} können schon bei Profiltiefen < 2 dm beobachtet werden.
5. Es erscheint notwendig, eine systematische Einordnung dieser Bodenbildungen vorzubereiten. Dabei muß ihre spezifische Genese in vergleichender Abhebung zu verwandten, klassifikatorisch definierten Typen berücksichtigt werden. Vom Gestein her wird es naheliegen, weitgezogene Ableitungen aus den Terrae calcis zu suchen. Dort, wo sich die Vermutung der Eisenmobilität im Profil bestätigt, wird eine Paragenese podsoliger Entwicklung auch in den Typen- und Subtypenbezeichnungen ihren Niederschlag finden müssen; im Falle der Bestätigung vermuteter Rubefizierung wiederum mit diesem Sachverhalt verbunden.

Literatur :

- Blume, H.P.: Die Charakterisierung von Humuskörpern durch Streu- und Humus-Stoffgruppenanalysen unter Berücksichtigung ihrer morphologischen Eigenschaften. Z.Pflernähr., Düngung u. Bodenk., 111, H.2, (1965), S.95-114.
- Ganssen, R., Z. Gračanin: Bodengeographie. Koehler, Stuttgart 1972.
- Gebhardt, H., D. Heitmann, B. Meyer: Intrakristallines Quellungsverhalten montmorillonitischer Ton-Mineralen als Funktion von Ionen-Belag und Wasserdampf-Partialdruck. Göttinger Bodenk. Berichte 14, S.127-158 (1970)
- Gebhardt, H., M.T. King, B. Meyer: Mineralogisch-chemische Untersuchungen zum Prozeß der Rubefizierung in Kalkstein-

- Rotlehm und fossile Laterit in Nordhessen.
Göttinger Bodenk.Ber. 9, S.65-125, (1969).
- Herrmann, A.G.: Praktikum der Gesteinsanalyse; Springer, Berlin 1975.
- Koutaniemi, L.: Late-glacial and post-glacial development of the valleys of the Oulanka river basin, north-eastern Finland. *Fennia* 157: 1, pp.13-73 (1979). ISSN 0015-0010.
- Kubiena, W.L.: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas.
Enke, Stuttgart 1953.
- Låg, J.: Observations on Special Colours of the A₂-Layer of Podsol Soils in Norway. *Acta Agric.Scand.* 10, pp.45-49;(1960).
- Låg, J.: Registrering av Hovedtyper av Jordsmonn i Skogene i Norge. *Jordundersøkelsens Særtrykk Nr. 157*, pp. 145-149;(1970).
- Meyer, B., W.Kruse : Untersuchungen zum Prozeß der Rubefizierung (Entkalkungsrotung) mediterraner Böden am Beispiel kalkhaltiger marokkanischer Küsten-Dünen.
Göttinger Bodenk.Ber. 13, S.77-140 (1970).
- Meyer, B.: Die Entcarbonatierungsrotung als bodengenetischer Teilprozeß. *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellschaft.* 28, S.705-708 (1979).
- Scheffer, F., H.Fölster, B.Meyer: Zur Diagnostik und Systematik von Dreischicht-Tonmineralen in Böden und pedogenen Sedimenten. *Chemie d.Erde.* VEB Gustav Fischer, Jena. 1961.
- Schlichting, E., H.P.Blume: *Bodenkundliches Praktikum.* P.Parey, Hamburg, Berlin. 1966.
- Silvennoinen, A.: On the stratigraphic and structural geology of the Rukatunturi area, northeastern Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 257, Otaniemi 1972.
- Söyrinki, N., V.Saari : Die Flora im Nationalpark Oulanka, Nord-Finnland. *Acta Botanic. Fennica* 114, Helsinki 1980.
- Thomann, C.: Quelques observations sur l'extraction de l'humus dans les sols. Méthode au pyrophosphate de sodium. *Cahiers OSTROM Pedologie* 3, pp. 43-73 (1963).
- Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft (Hrsgb.): Memorandum.
Selbstv., Göttingen.

V. möchte sich bedanken

für die großzügige Hilfe, die er im Institut für Bodenkunde der Universität Göttingen erfuhr;

für sorgfältiges und zügiges Arbeiten, oft unter Zeitdruck und in so mancher Überstunde, mit der Frau Ursula Müller-Schaumburg, Technische Assistentin an der GH - Kassel, der Arbeit zum Gelingen verhalf;

für Begeisterung und Zuverlässigkeit bei der Arbeit, mit der sich Studenten der GH - Kassel bei der oft harten Probenahme vor Ort, wie auch in der ungewohnten und schwierigen Laborarbeit beteiligt haben.

Variabilität chemischer und physikalischer
Eigenschaften eines Bodens auf Muschelkalk

von

Meiwes, K.J., Beese, F. und J. Prenzel ⁺

Bodenuntersuchungen, die im Rahmen von Ökosystemanalysen durchgeführt werden, erfordern einen anderen Ansatz, als es bei einer allgemeinen Bodencharakterisierung üblich ist. Der Unterschied ergibt sich daraus, daß im Vergleich zu den vorhandenen Vorräten vergleichsweise kleine Umsätze stattfinden, die für einen Landschaftsausschnitt quantifiziert werden sollen, und daß die Eigenschaften des Bodens bzw. deren Merkmalsgrößen nicht nur in vertikaler, sondern auch in horizontaler Richtung eine Variabilität aufweisen. Diese horizontale Variabilität kann gering sein, wenn die Grenzen des zu untersuchenden Ökosystems mit den Grenzen eines Bodens übereinstimmen. Sie kann aber auch erheblich sein, wenn andere Kriterien wie z.B. der Pflanzenbestand für die Grenzziehung herangezogen werden. Will man für ein Ökosystem zu einer repräsentativen Aussage im Hinblick auf den Stoffumsatz kommen, so muß geprüft werden, durch welche Parameter eine Eigenschaft am besten beschrieben wird und mit welcher Varianz dieser Parameter behaftet ist. Nur auf diesem Wege kann eine gesicherte Aussage über die Quantität von Umsetzungen und Speichern im System gemacht werden. Weiter kann auch die Versuchsanstellung entsprechend den geforderten oder gewünschten Genauigkeiten modifiziert werden.

Wir waren vor ein solches Problem gestellt, als im Rahmen des SFB "Terrestrische Ökosysteme" für das Teilökosystem Boden eines Buchenaltbestandes auf einer Bodengesellschaft auf Muschelkalk (Wellenkalk) eine Stoffinventur durchgeführt werden sollte. Es galt dabei ein System zu untersuchen, daß hinsichtlich des Ausgangsmaterials als auch des Pflanzenbestandes eine große Varia-

⁺ Institut für Bodenkunde und Waldernährung, Büsgenweg 2
3400 Göttingen

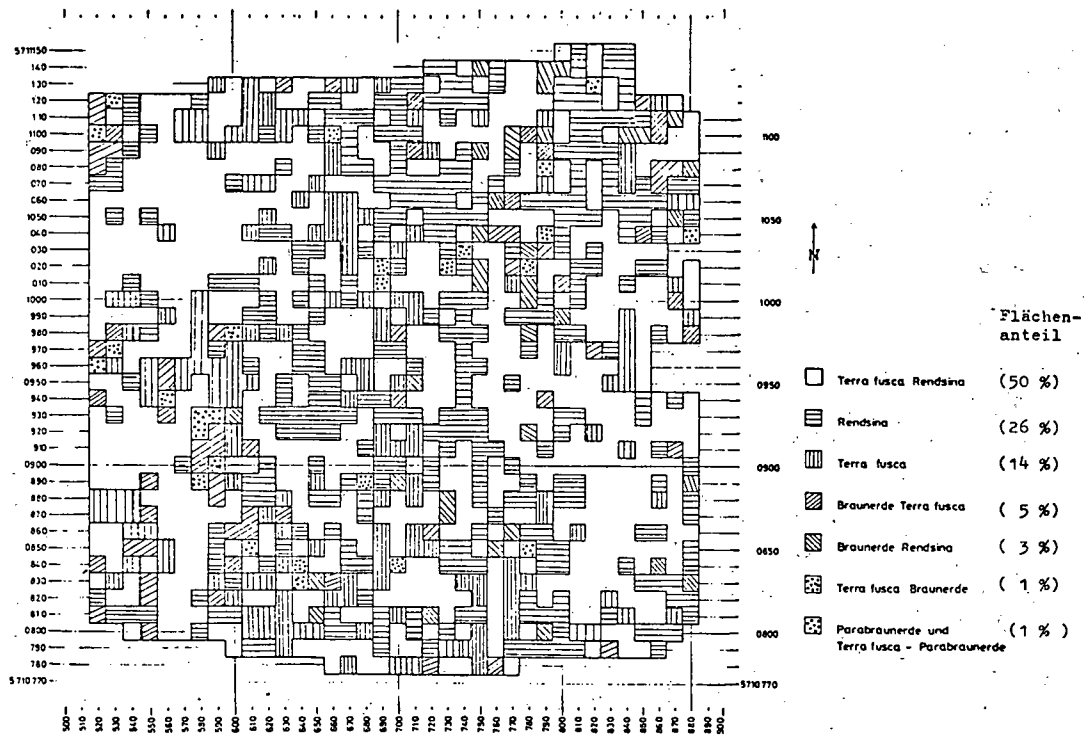


Abb. 1 : Bodenkarte einer Bodengesellschaft auf Unterem Muschelkalk (die Kantenlänge eines Quadrats beträgt 10 m)

Tab. 1: Klassifizierung der Bodentypen einer Bodengesellschaft auf Muschelkalk

- Rendzina: A-C - Profil, Mächtigkeit < 30 cm
Tonanteil im Feinboden ≥ 35 %
- Terra fusca - Rendzina:
A-Bv -(IIBv)-C - Profil
Mächtigkeit des A + Bv < 30 cm
Tonanteil am Feinboden ≥ 35 %
- Braunerde-Rendzina:
A-Bv -C - Profil < 30 cm
Tonanteil des Feinbodens des Bv < 35 %
- Terra fusca - Braunerde:
A-Bv -C - Profil
Mächtigkeit des A + Bv ≥ 30 cm
Tonanteil im Oberboden (von 0 bis ≥ 30 cm)
unter 35 % (wegen Lößbeimischung), darunter
Bv oder IIBv mit Tonanteil ≥ 35 %
- Braunerde-Terra fusca:
A-Bv -C - Profil
Mächtigkeit des A + Bv ≥ 30 cm
Tonanteil im Oberboden (von 0 bis < 30 cm)
unter 35 % (wegen Lößbeimischung), darunter
Bv oder IIBv mit Tonanteil ≥ 35 %
- Parabraunerde bzw. Terra fusca-Parabraunerde
Ah-Al-Bt-C - Profil (bzw. -IIBv-C)
im Oberboden Lößbeimischung (bis ≥ 30 cm)
- Terra fusca:
A-Bv-C - Profil
Mächtigkeit des A + Bv ≥ 30 cm
Tonanteil des Feinbodens ≥ 35 %

bilität der Bodeneigenschaften erwarten ließ. Im folgenden sollen einige Ergebnisse dieser Untersuchung vorgestellt werden. Ergebnisse, die ein Problem anreißen, dessen Berücksichtigung bisher noch nicht überall erfolgt.

Methoden

Ausgangssituation für die Betrachtung war eine vom Institut durchgeführte Kartierung des engeren Untersuchungsgebietes im Raster von 10 x 10 m. Diese Kartierung offenbarte den erwarteten, kleinräumigen Wechsel der auftretenden Böden. Das Ergebnis dieser Kartierung ist in der ersten Abbildung dargestellt.

Wie der Abbildung 1 zu entnehmen ist, wurden 7 Bodentypen ausgewiesen. Die Kriterien, nach denen die Ausscheidung erfolgte, sind in der Tab. 1 dargestellt. Die Flächenanteile der einzelnen Bodentypen sind Abb. 1 zu entnehmen. Die Karte zeigt den kleinräumigen Wechsel und verdeutlicht, daß zwei Bodentypen, die Terra Fusca-Rendzina und die Rendzina 76 % der Gesamtfläche ausmachen. Eine systematische Anordnung ist nicht erkennbar. Dieser Umstand veranlaßte uns, den Boden des Ökosystems nicht als eine Einheit zu betrachten, sondern die ausgeschiedenen Flächen getrennt zu untersuchen.

Der beobachtete Wechsel in den Bodeneinheiten warf die Frage nach der Variabilität der Bodeneigenschaften innerhalb der als einheitlich ausgewiesenen Flächen auf, d.h. innerhalb der 100 m² großen Flächen, die durch ihre Eckpunkte als einheitlich ausgewiesen sind. Dazu wurde eine 100 m² große Fläche des etwa die Hälfte der Fläche bedeckenden Typs der Terra Fusca-Rendzina als Testfläche ausgewählt. Auf dieser Fläche wurden nun im 1 x 1 m Verband und in den Tiefen 0-5, 5-10 und 10-15 cm 250 ml Stechzylinder entnommen. Insgesamt ca. 300 Stück. Die Entnahme erfolgte im Oktober 1980. Die Abb. 2 zeigt das Entnahmeschema sowie die Position der auf der Fläche vorhandenen Bäume.

Die Proben wurden auf ihren Wassergehalt, ihre Trockendichte, ihren Grobwurzelgehalt und Steingehalt untersucht. Weiter wurden die Gesamtgehalte an organischen C, an N und P bestimmt, und es wurden die Karbonat-Gehalte sowie die pH Werte in Wasser und KCl-Lösung gemessen. Bei den Analysen handelte es sich um Einzelmessungen. Die Variabilitätskoeffizienten für Wiederholungsmessungen als Maß für die Analysenfehler variierten zwischen 0,5% und 4% je nach Analyse. In allen Fällen lagen sie aber deutlich unter denen der untersuchten Proben.

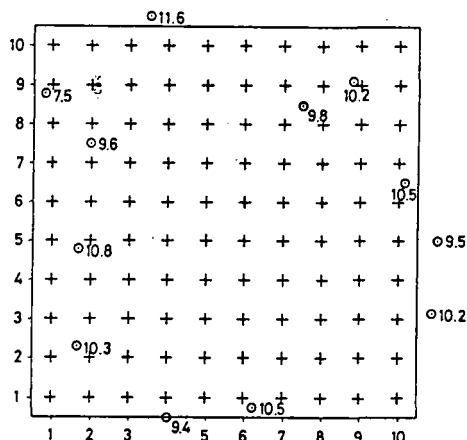
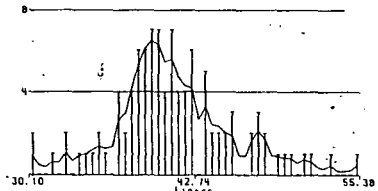


Abb. 2: Probenahme-Schema : + = Punkt der Probenahme (die Probenahmepunkte sind jeweils 1 m voneinander entfernt);
 O = Position der Bäume (die dazugehörige Zahl gibt den BHD in cm an)

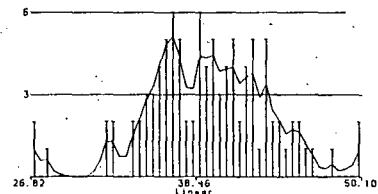
Ergebnisse

Als erstes sollte die Form der statistischen Verteilung untersucht werden. Sie ist von Bedeutung für die Auswahl der Kennzahlen der Verteilungen und bei der Auswahl der anzuwendenden statistischen Testverfahren. Über die Verteilung der Merkmalsgrößen verschiedener chemischer und physikalischer Bodeneigenschaften liegen in der Literatur unterschiedliche Ergebnisse vor. So werden Normalverteilungen, logarithmische Normalverteilungen und andere Formen der Verteilung beschrieben (Cassel et al. 1975; McIntyre und Tanner, 1959; Snaydon, 1962). Die Verteilungen der Merkmalsgrößen der untersuchten Bodeneigenschaften wurden mit dem Kolmogoroff-Smirnoff-Test auf Normalverteilung auf dem 5 %-Niveau getestet. Es zeigte sich, daß fast alle Bodeneigenschaften normalverteilt waren mit Ausnahme des Wurzel- und CaCO_3 -Gehaltes sowie des P-Gehaltes in 0-5 cm Tiefe.

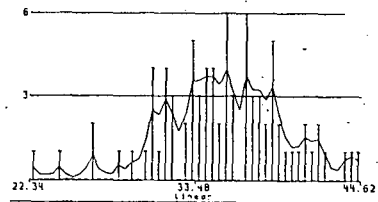
Abb. 3 - 6 enthalten je für die drei Tiefen die Verteilungen des Wassergehalts, der Trockendichte, des Gehalts an organischem Kohlenstoff und des Stickstoffgehalts.



Tiefe : 0 - 5 cm

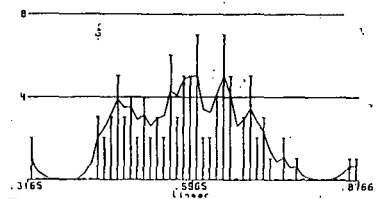


Tiefe : 5 - 10 cm

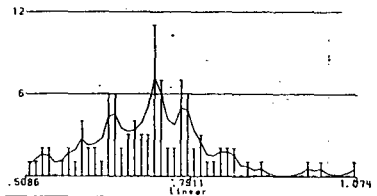


Tiefe : 10 - 15 cm

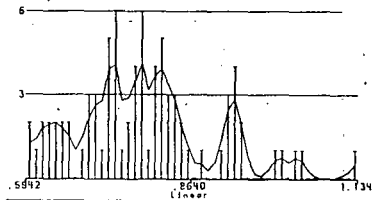
Abb. 3: Verteilung der Merkmalsgröße des Wassergehaltes (Vol. %) in den Tiefen 0 - 5 cm, 5 - 10 cm und 10 - 15 cm



Tiefe : 0 - 5 cm

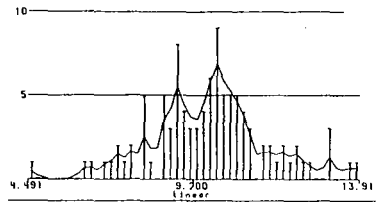


Tiefe : 5 - 10 cm

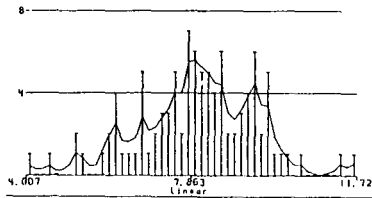


Tiefe : 10 - 15 cm

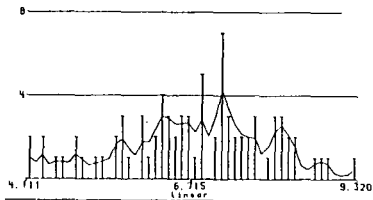
Abb. 4: Verteilung der Merkmalsgröße der Trockenraumdichte (g/cm^3) in den Tiefen 0 - 5 cm, 5 - 10 cm und 10 - 15 cm



Tiefe : 0 - 5 cm

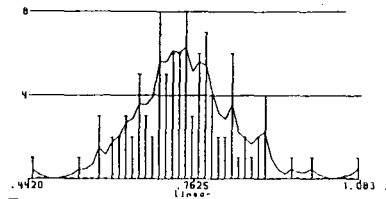


Tiefe : 5 - 10 cm

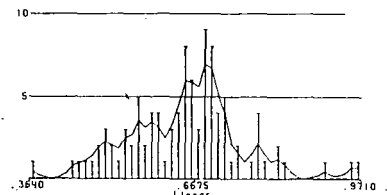


Tiefe : 10 - 15 cm

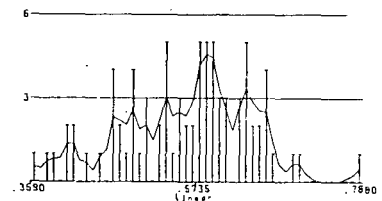
Abb. 5: Verteilung der Merkmalsgröße des Gehalts an organischem Kohlenstoff (%) in den Tiefen 0 - 5 cm, 5 - 10 cm und 10 - 15 cm



Tiefe : 0 - 5 cm



Tiefe : 5 - 10 cm



Tiefe : 10 - 15 cm

Abb. 6: Verteilung der Merkmalsgröße des Stickstoffgehaltes (%) in den Tiefen 0 - 5 cm, 5 - 10 cm und 10 - 15 cm

Die Verteilungen variieren beträchtlich, in allen Fällen kann die Annahme einer Normalverteilung nicht verneint werden.

CaCO₃-Gehalt und Grobwurzelgehalt sind links steil verteilt. Dies kann darauf zurückgeführt werden, daß ihre Gehalte in der Nähe der Nachweisgrenze liegen. Auch die Vorräte an organischem Kohlenstoff, an Stickstoff und Phosphor, die sich für jede einzelne Probe aus den Gehalten des jeweiligen Elements und der Feinbodenmenge pro Volumeneinheit errechnen lassen, sind ebenfalls normal verteilt. Wenn Elementgehalt und Trockenraumdichte nicht an einer Probe bestimmt werden, läßt sich nichts über die Verteilung des Elementvorrats aussagen, und man muß eine Schätzung der Varianz mittels der Fehlerfortpflanzung vornehmen.

Die Variabilität der einzelnen Bodeneigenschaften kann man ungeachtet ihrer räumlichen Anordnung betrachten. Das Vorhandensein einer Normalverteilung und die Annahme der Unabhängigkeit der Parameter erlaubt den Einsatz von parametrischen Tests. Für die Trockenraumdichte, den Wassergehalt und den Wurzelgehalt sind die Mittelwerte und die Variationskoeffizienten in Tabelle 2 aufgeführt. Der Variationskoeffizient der Trockenraumdichte beträgt 14 - 17 %, der des Wassergehaltes 11 - 12 %, und beim Wurzelgehalt beträgt er 65 - 100 %. In Tabelle 3 sind die Variationskoeffizienten der chemischen Eigenschaften exemplarisch für die Tiefe

Tabelle 2: Mittelwerte (\bar{x}) und Variationskoeffizienten (VK) für die Trockenraumdichte (TRD), den Wassergehalt und Wurzelgehalt in den Tiefen 0 - 5 cm, 5 - 10 cm und 10 - 15 cm

Bodenparameter	Tiefe	n	\bar{x}	VK (%)
TRD (g/ccm)	1	100	0.58	17
	2	99	0.72	14
	3	80	0.79	14
Wassergehalt (Vol. %)	1	100	41.1	11
	2	99	39.2	11
	3	80	35.3	12
Wurzelgehalt (g/250 cm ³)	1	100	1.32	77
	2	99	1.97	109
	3	80	1.63	65

Tabelle 3: Mittelwerte (\bar{x}) und Variationskoeffizienten (VK) für die Gehalte von C, N, P, CaCO₃, und für pH-Wert in H₂O und KCl in der Tiefe 0 - 5 cm

Bodenparameter	n	\bar{x}	VK (%)
C-Gehalt (%)	100	9.62	17
N-Gehalt (%)	100	0.742	13
P-Gehalt (mg/100 g)	100	122	9
CaCO ₃ (%)	100	0.49	134
pH (H ₂ O)	70	7.04	9
pH (KCl)	70	5.69	10









0 - 5 cm angegeben; sie unterscheiden sich nur wenig von den anderen Tiefen. Beim C- und N-Gehalt beträgt der Variationskoeffizient 13 - 17 %. P-Gehalt, pH in wässriger Suspension und in KCl-Lösung weisen Werte von 8 - 13 % auf. Ein Blick in die für Waldböden spärliche Literatur zeigt, daß dort von ähnlichen Größenordnungen berichtet wird. Es werden im Ah-Horizont für den C- und N-Gehalt Variationskoeffizienten zwischen 12 % und 24 % angegeben (Ball und Williams, 1968; Frankland et al., 1963; Mader 1963; Metz et al., 1966; Miehlich, 1970). Für den pH-Wert liegen die berichteten Variationskoeffizienten allerdings niedriger, zwischen 2 % und 5 % (Ball und Williams, 1968; Miehlich, 1970). Hier ist zu vermerken, daß die in den Arbeiten anderer Autoren genannten pH-Werte alle unter pH 5,5 liegen, während die pH-Werte in dem hier untersuchten Boden auf Muschelkalk in wässriger Suspension zwischen 5,5 und 8,4 und in KCl zwischen 4,0 und 6,9 schwanken. Die Ursache für diese große Variabilität ist darin zu sehen, daß der Boden sich zum größten Teil aus CaCO₃-freiem Feinboden zusammensetzt, in dem vereinzelt mehr oder weniger kleine Kalksteine auftreten.

Die nächste Frage galt der räumlichen Verteilung der Merkmalsgrößen der Bodeneigenschaften, d.h. sind die Eigenschaften homogen verteilt oder nicht, und welche räumliche Anordnung weisen sie auf.

Für die Beantwortung der letzten Frage werden heute bereits Rechenverfahren eingesetzt, die die räumliche Autokorrelation von Bodeneigenschaften in die Kalkulation der räumlichen Verteilung von Merkmalen einbeziehen (Burgess and Webster, 1980 a,b; Sokal, 1979). In die gegenwärtige Analyse wurden diese Verfahren noch nicht einbezogen. Es wurde ein Verfahren zur Prüfung auf Inhomogenität der Fläche benutzt, wie es von Miehlich (1970) beschrieben wurde. Danach liegt eine Inhomogenität dann vor, wenn die Merkmalsgröße einer Bodeneigenschaft nicht idealstatistisch verteilt ist; d.h. sortiert man die Merkmalsgrößen einer Verteilung mit μ und σ nach verschiedenen Raumrichtungen, so ergeben sich neue Verteilungen mit neuem μ und σ , die im Falle der Inhomogenität weder unter sich, noch mit der Gesamtverteilung übereinstimmen.

Je stärker die Verteilungen voneinander abweichen, desto höher ist das Maß der Inhomogenität. In Tabelle 4 wird dieses Verfahren exemplarisch für den N-Gehalt dargestellt. Links ist schematisch die jeweilige Aufteilung der Fläche zu sehen. Es wurden die Varianzen und Mittelwerte der sich jeweils gegenüberliegenden Teilfläche auf Gleichheit getestet (F-Test für die Gleichheit der

Tabelle 4 : Aufspaltung der Verteilung des N-Gehaltes (%) in verschiedene Stichproben in der Tiefe 5 - 10 cm

Schema der Aufspaltung	n	\bar{x}	s	F-Test	t-Test
	50	0.633	0.109	n.s.	n.s.
	49	0.667	0.097		
	49	0.635	0.098	n.s.	n.s.
	50	0.665	0.109		
	55	0.641	0.103	n.s.	n.s.
	44	0.661	0.106		
	55	0.680	0.106	n.s.	++
	44	0.612	0.089		

Anm.: n.s. = nicht signifikant

++ = signifikant ($\alpha = 1\%$)

Tabelle 5 : Notwendige Stichprobenumfänge für die Vertrauensbereiche 5, 10, 15 und 20 % des Mittelwerts bei einer statistischen Sicherheit von 95 % für die Bestimmung von Wassergehalt, Trockenraumdichte, C-, N- und P-Vorrat und pH-Wert in Wasser und KCl für die Tiefe 0 - 5 cm

Boden-Parameter	Vertrauensbereich (% von \bar{x})			
	5	10	15	20
Wassergehalt	20.4	5.1	2.3	1.3
TRD	45.9	11.5	5.1	2.9
C - Vorrat	58.4	14.6	6.5	3.6
N - Vorrat	54.2	13.5	6.0	3.4
P - Vorrat	47.6	11.9	5.3	3.0
pH (in H ₂ O)	12.6	3.1	1.4	0.8
pH (in KCl)	16.8	4.2	1.9	1.0

Varianz, t-Test für die Gleichheit der Mittelwerte). Bei der diagonalen Teilung der Fläche von links oben nach rechts unten gab es einen signifikanten Unterschied zwischen den Mittelwerten. Bei anderen Parametern gab es auch bei anderen Aufteilungen der Fläche Unterschiede in den Mittelwerten, doch es war auffällig, daß gerade bei der o.g. diagonalen Aufteilung der Fläche auch andere Bodeneigenschaften wie z.B. C-, P-, CaCO₃-Gehalt und pH-Wert ebenfalls Unterschiede in den Mittelwerten aufwiesen. Man muß also sagen, daß der Boden in dem betrachteten Quadrat von 10 x 10 m bei dem definierten Niveau nicht homogen ist. Um die Merkmalsgröße einer Bodeneigenschaft bei der Bioelementinventur des Bodens mit einer bestimmten Genauigkeit und einer bestimmten statistischen Sicherheit zu ermitteln, muß der notwendige Stichprobenumfang bekannt sein. Der Stichprobenumfang wurde nach der folgenden Gleichung berechnet.

$$VB = \frac{t}{x} \cdot \frac{s}{\sqrt{n}} ; \quad n = \left(\frac{t}{x} \cdot \frac{s}{VB} \right)^2$$

In Tabelle 5 ist der Stichprobenumfang angegeben, der notwendig ist, um Merkmalsgrößen von einigen Bodeneigenschaften mit einer statistischen Sicherheit von 95 % und unterschiedlichen Genauigkeiten zu bestimmen. Die Genauigkeit wird durch den Vertrauensbereich des Mittelwerts gekennzeichnet, für den 5, 10, 15 und 20 % angenommen wurden. Mit kleiner werdendem Vertrauensbereich steigt der Stichprobenumfang schnell in eine solche Höhe, die einen - gemessen an der Aufgabenstellung - zu hohen Analysenaufwand erfordert. Für den Vertrauensbereich des Mittelwerts von 10 % ergeben sich jedoch noch realisierbare Stichprobenumfänge. So sind für die Bestimmung des Wassergehaltes 6 Proben notwendig, für die Trockenraumdichte 12, für den pH-Wert nur 4 und für die Vorräte an organischem C, an N und P 12 - 15 Proben. Wenn man einen nicht so hohen Analysenaufwand treiben will und mehr am Mittelwert als an der Varianz interessiert ist, kann man die Einzelproben zu Mischproben vereinigen, wobei die notwendige Anzahl der Einzelproben sich ebenfalls aus dem Datenmaterial ableiten läßt.

Ein Problem, das sich bei der Untersuchung des Stoffhaushaltes von Ökosystemen stellt, ist die Frage, ob möglicherweise auftretende Unterschiede im Boden durch Inventurvergleiche erfaßt werden können. Ein empfindliches Instrumentarium für die Charakterisierung von Ökosystemen stellt die Flüssebilanz dar, die allerdings einen hohen und langandauernden Aufwand erfordert. Welche Möglichkeit ein Inventurvergleich für die Ermittlung von Umsetzungen bietet, soll an folgendem Beispiel erläutert werden. Wir nehmen an, daß auf der untersuchten Fläche für die Stickstoffinventur 14 Proben entnommen wurden. Würden zu einem späteren Zeitpunkt ebenfalls 14 Proben nach dem gleichen Schema entnommen, so ließe sich in der Tiefe 0 - 5 cm eine Differenz von = 23 % des Mittelwerts auf dem 5 %-Niveau absichern. Diese Differenz entspräche 450 kg N/ha. Auf die Tiefe 0 - 15 cm bezogen wären das ca. 1000 kg N/ha. Diese Zahl ist nun mit den N-Flüssen zu vergleichen, die in Wald-Ökosystemen auftreten können.

Im Solling betrug der N-Fluß mit der Streu 50 kg N/ha Jahr, in der Kronentraufe waren 25 kg N/ha Jahr, und 10 kg N/ha Jahr verließen mit dem Sickerwasser das System nach unten (Ulrich et al., 1979). Diese Unterschiede zwischen den Meßgrößen der Flüssebilanz und den durch Inventurvergleich absicherbaren Differenzen zeigen deutlich, daß ein Inventurvergleich hier ein wenig geeignetes Mittel ist, um kleine Unterschiede im Bodenzustand aufzuzeigen.

Nimmt man z.B. an, daß der Streufall die einzige N-Entzugsgröße aus dem System ist, müßte man 20 Jahre lang die gesamte Streu aus dem System herausnehmen, um mit einer Stichprobenzahl von 14 einen signifikanten Unterschied im N-Vorrat nachweisen zu können.

Ähnliches gilt für den Wasserumsatz. Da hier der Umsatz im Vergleich zum Vorrat groß ist, kommt man aber schon nach kürzeren Zeitabständen zu der gewünschten Aussage.

Zusammenfassung

Zusammenfassend läßt sich feststellen:

1. Die Ergebnisse zeigen, daß die Merkmalseigenschaften der meisten der untersuchten bodenchemischen und bodenphysikalischen Eigenschaften einer als bodentypologisch einheitlich anzusehenden Teilfläche als normalverteilt anzusehen sind. Dieser Befund und die Annahme, daß die Proben unabhängig voneinander sind, ermöglichen den Einsatz parametrischer Testverfahren bei der statistischen Bearbeitung des Datenmaterials.
2. Die Flächen sind nicht als homogen anzusehen, d.h. die Probenentnahme hat zufällig auf der Fläche zu erfolgen, eine systematische Entnahme ist nicht erlaubt.
3. Die Variationskoeffizienten der untersuchten Eigenschaften liegen im Bereich 8 bis 15 %.
4. Bei einem Probenvolumen von 250 ml genügen je nach Bodeneigenschaft 5 bis 15 Proben, um mit 95 %iger Sicherheit zu ermitteln, daß sich der wahre Mittelwert innerhalb der 90 %igen Konfidenzgrenzen befindet.
5. Untersuchungen auf dem 5 % Niveau bei einer Genauigkeit von + 10 % erweisen sich für die Ermittlung von Flüssen als unbrauchbar, wenn kurze Zeiträume betrachtet werden sollen. Aufgrund theoretischer Überlegungen kann ermittelt werden, in welchen Zeitabständen eine Wiederholung der Inventuren sinnvoll erscheint.

Literatur:

- Ball, D.F. and Williams, W.M. 1968. Variability of soil chemical properties in two uncultivated brown earths. J. Soil Sci. 19, 379-391.
- Burgess, T.M. and Webster, R. 1980 a. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. I. The semi-variogram and punctual kriging. J. Soil Sci. 31, 315-331.
- Burgess, T.M. and Webster, R. 1980 b. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. II. Block kriging. J. Soil Sci. 31, 333-341.
- Cassel, D.K. and Bauer, A. 1975. Spatial variability in soils below depth of tillage: Bulk density and fifteen atmosphere percentage. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 39, 247 - 250
- Frankland, Juliet C., Ovington, J.D., and Macrae, C. 1963. Spatial and seasonal variations in soil, litter and ground vegetation in some lake district woodlands. The J. of Ecology 51, 97-112.
- Mader, D. 1963. Soil variability - A serious problem in soil-site studies in the Northeast. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 27, 707-709.
- McIntyre, D.S. and Tanner, C.B. 1959. Anormally distributed soil physical measurements and nonparametric statistics. Soil Sci. 88, 133-137.
- Metz, L.J., Wells, C.G., Swindel, B.F. 1966. Sampling soil and foliage in a pine plantation. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 30, 397-399.
- Miehlich, G., Veränderung eines Lößlehm-Pseudogleys durch Fichten-reinbau. Diss. Hamburg 1970.
- Snaydon, R.W. 1962. Micro-distribution of *Trifolium repens* L. and its relation to soil factors. The Journ. of Ecology 50, 133-143.
- Sokal, R.R. 1979. Ecological parameters inferred from spatial correlograms. in: Patil, G.P. and Rosenzweig, M. (eds.). Contemporary Quantitative Ecology and Related Economics. 167-196.
- Ulrich, B., Mayer, R. und Khanna, P.K. 1979. Deposition von Luftverunreinigungen und ihre Auswirkungen in Waldökosystemen im Solling. Schriften Forstl. Fak. Univ. Göttingen 58. Sauerländer Verlag, Frankfurt.

Plaggenesche und anthropogenes Relief
im lößbedeckten Hügelland um Osnabrück

von

Eckelmann, W.* und B. Meyer**

1. Einleitung

Im Rahmen der bodenkundlichen Landesaufnahme Niedersachsens i. M. 1:25 000 wurde die Verbreitung der Plaggenesche im Landkreis Osnabrück überprüft. Diese Untersuchung hatte sich als erforderlich erwiesen, da die Geestgebiete im Norden und Süden des Landkreises in der Literatur - sozusagen traditionell - dem Verbreitungsgebiet der Plaggenesche zugeordnet wurden, nicht aber das Osnabrücker Hügelland, das in seinen nördlichen und westlichen Teilen durch Geschiebedecksand und Geschiebelehm, in seinen südlichen und östlichen Teilen durch Löß als wesentlichem Ausgangssubstrat der Bodenbildung gekennzeichnet ist. Das Osnabrücker Bergland trennt die beiden Geestgebiete etwa in der Mitte des Landkreises voneinander (ECKELMANN, W. et.al., 1979).

Nach Abschluß der bodenkundlichen Landesaufnahme hat sich gezeigt, daß Plaggenesche grundsätzlich im gesamten Landkreis Osnabrück zu finden sind, also auch im lößfreien wie im lößbedeckten Osnabrücker Hügelland. Die unerwartet große Verbreitung der Plaggenesche aus Löß ermöglichte umfangreiche Untersuchungen, die helfen, diesen Plaggenesch-Subtyp genau zu beschreiben (ECKELMANN, W., 1980). An dieser Stelle sollen die wesentlichen Kriterien genannt werden, die zum Nachweis eines Plaggeneschs aus Löß führen können.

2. Analytische Verfahren für den Nachweis von Plaggeneschen aus Löß und Ergebnisse

Der Plaggenesch aus Löß ist allein am Bodenprofil nur schwer zu

*) Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung,
Stilleweg 2, 3000 Hannover 51

**) Institut für Bodenkunde
Von-Siebold-Straße 4, 3400 Göttingen

erkennen, da er der Braunerde sehr ähnlich sieht. Einen Hinweis auf die anthropogene Herkunft der Plaggenauflage geben Scherben und Holzkohlereste. Da sie aber nicht regelmäßig zu finden sind, müssen sie als alleiniges Kriterium für den Nachweis der Plaggenauflage ausscheiden. Ebenso unregelmäßig ist unter der Plaggenauflage der Al-Horizont der ursprünglich entwickelten Parabraunerde erhalten. Der Al-Bt-Horizontwechsel bietet sich sonst wegen seiner ungewöhnlichen Tiefenlage unter der Plaggenauflage sehr gut als Hinweis auf den erfolgten Plaggenauftrag an. Regelmäßig zu findende Bestimmungskriterien können aus den besonderen Entstehungsbedingungen der Plaggengesche hergeleitet werden. Es sind die erhöhten Gehalte an organischer Substanz und Phosphor in der Plaggenauflage sowie ihre erhöhte Wasserleitfähigkeit durch veränderte Porengrößenverteilung.

2.1. Organische Substanz

Bei den Plaggengeschen aus Löß wurden in der Plaggenauflage Gehalte an organischer Substanz zwischen ~0,8% und ~1,3% festgestellt. Auch wenn diese Werte deutlich unter denen grauer Plaggenauflagen liegen, kann im Vergleich mit dem natürlichen beackerten Parabraunerdeprofil von einer deutlichen Erhöhung des Gehalts an organischer Substanz gesprochen werden. Unterschiedliche Gehalte an organischer Substanz können zum einen durch unterschiedlich humoses Plaggengematerial verursacht sein (PAPE, 1970), andererseits ist bei anfangs hohen Gehalten mit Abbau organischer Substanz auf ein bodenspezifisches Niveau zu rechnen (FASTABEND & von RAUPACH, 1962). In diese Richtung deutet auch die bei den meisten Plaggengeschen festzustellende Abnahme des Gehaltes an organischer Substanz mit zunehmender Profiltiefe.

Ein Hinweis auf die Auswirkung unterschiedlicher Plaggengewirtschaftsweisen auf die Höhe des Gehalts organischer Substanz konnte nicht gefunden werden. Es darf wohl angenommen werden, daß das unmittelbare Aufbringen der Plaggen auf den Acker oder das von kompostiertem Plaggengematerial den heute feststellbaren Gehalt an organischer Substanz gleichermaßen beeinflußt hat.

In Unterhanglage kann der Plaggengesche allein durch die Bestimmung des Gehalts an organischer Substanz nicht nachgewiesen werden, da die Bildung eines Kolluviums bei dem besonders erosionsanfälligen Löß nicht ausgeschlossen werden kann.

2.2. Gesamtphosphor

Im Verlauf der Plaggenwirtschaft kam es neben einer Anreicherung von organischer Substanz zu einer starken Konzentration von Phosphor aus dem mit den Plaggen eingebrachten lebenden und toten Pflanzenmaterial sowie dem Kot und Harn aus der Stallmistgewinnung. Wegen der bekannten Immobilität des Phosphors im Boden sind die Eschhorizonte stets durch relativ höhere Phosphorgehalte - bestimmt als Gesamtphosphor - gekennzeichnet (Abb. 1). Sie streuen um 540 ppm P_t und übertreffen die Gehalte mehr oder weniger unbeeinflusster Al-Horizonte von Parabraunerden (~250 ppm P_t) um etwa das Doppelte.

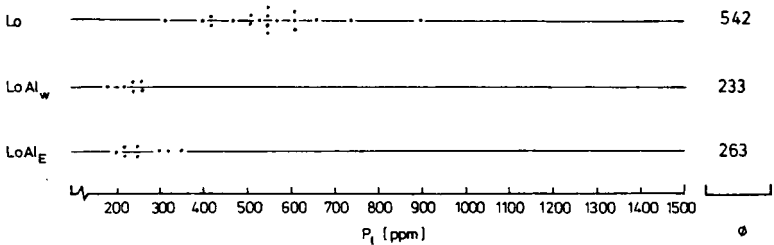


Abb. 1. Gehalte an Gesamtphosphor (P_t) in Eschhorizonten und Al-Vergleichshorizonten aus Löß unter Wald (LoAl_w) und Plaggenesch (LoAl_E).

Diese Tatsache führt letztlich zu dem in Abbildung 2 schematisch dargestellten Konzentrationsgefälle innerhalb des Plaggeneschprofils. Besonders auffällig ist die plötzliche Abnahme der Gesamtphosphor-Konzentration an der Basis der Plaggenauflage, die in

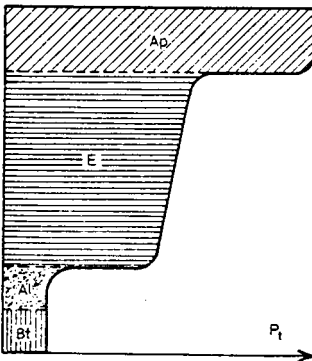


Abb. 2. Gesamtphosphor-Gehalte in einem Plaggeneschprofil als Funktion der Tiefe (schematisch).

dieser Tiefe in keinem natürlichen, ungeschichteten Bodenprofil zu erwarten ist.

Durch die hohe Immobilität des Phosphors im Boden muß es infolgeder Akkumulation humoser Bodenoberflächen auf den Plaggeneschlämchen zu einer Umverteilung des ursprünglich gleichmäßig verteilten Gesamtphosphors gekommen sein. Bei einer Bilanzierung des Gesamtphosphorgehaltes über das Bodenprofil müssen folglich phosphorverarmte und phosphorangereicherte Landschaftsbereiche zu unterscheiden sein. Eine diese Frage verfolgende Untersuchung müßte letztlich weiteren Aufschluß über die Entnahmebereiche für Plaggen und das Ausmaß des Bodentransportes liefern. Nachteilig für derartige Untersuchungen können sich allerdings - ähnlich wie bei der Bestimmung der organischen Substanz - Erosionserscheinungen mit der Ausbildung von Kolluvien auswirken.

2.3. Wasser- und Lufthaushalt

Eschhorizonte fallen bei Geländeaufnahmen durch ihren relativ geringen Eindringwiderstand auf. Ursache dafür ist die gegenüber dem Parabraunerdeprofil verringerte Lagerungsdichte, die mit dem Auftrag lockeren, humosen Bodenmaterials begründet werden kann. Die Folge ist eine Vergrößerung des Anteiles vor allem grober und mittlerer Poren und - damit einhergehend - eine besonders gute Durchlüftung und Wasserleitfähigkeit (Abb. 3 und 4).

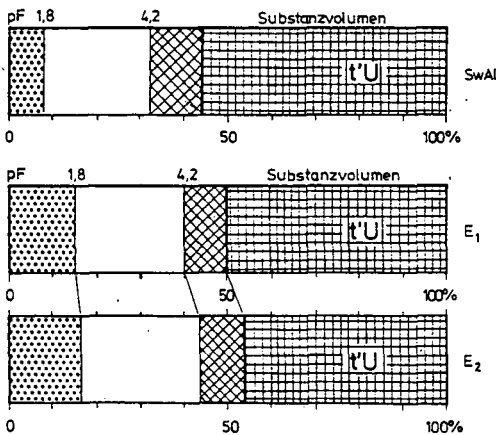


Abb. 3. Substanzvolumen, Gesamtporenvolumen und Porengrößenverteilung am Beispiel des SwAl-Horizontes einer Acker-Pseudogley-Parabraunerde und zweier E-Horizonte eines Plaggeneschs.

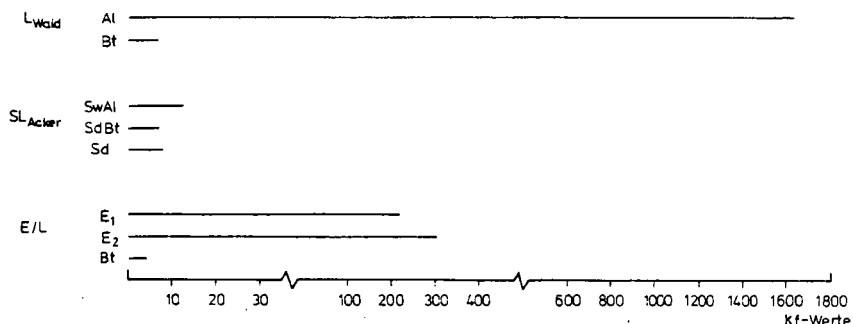


Abb. 4. k_f-Werte einer Parabraunerde unter Wald (L_{Wald}), einer Pseudogley-Parabraunerde unter Acker (SL_{Acker}) und eines Plaggeneschs über Parabraunerde.

Aus Abbildung 4 wird deutlich, daß Ackerbau im Anschluß an die Waldnutzung zunächst zu einer Verdichtung des von Natur aus extrem hoch durchlässigen Wald-Al-Horizontes führt. Aus dem auf das Parabraunerdeprofil aufgetragenen Plaggenmaterial entsteht der sehr hoch durchlässige Eschhorizont, der auch durch Ackerbau nicht so weit verdichtet wird, daß seine Durchlässigkeit die Werte des Al-Horizontes unter Acker erreicht.

Die entsprechend den relativ hohen Gehalten grober Poren (>50µm Durchmesser) hohen k_f-Werte ziehen zum einen eine aus der hohen Durchlässigkeit resultierende gute Dränwirkung der Eschhorizonte nach sich, gleichbedeutend mit verminderter Anfälligkeit des Plaggenesch-Standortes auf Bodenerosion durch Wasser. Zum anderen ist aus denselben Werten eine gute Belüftung des Auftragshorizontes abzulesen. Wegen der hohen Luftkapazität kann stets mit einer Durchwurzelung bis an die Basis der Plaggenauflage gerechnet werden, was gegenüber dem natürlichen Bodenprofil in aller Regel eine Vergrößerung des durchwurzelbaren Raumes darstellt.

3. Morphologische Veränderungen als Folge der Plaggenwirtschaft

Neben dem typischen Erscheinungsbild des Plaggeneschs im Bodenprofil und den damit verbundenen analytischen Nachweisverfahren bieten sich detaillierte morphologische Untersuchungen als Nachweismöglichkeit für die durchgeführte Plaggenwirtschaft an. Als wesentliche Hilfe dabei hat sich die Beobachtung der Tiefenlage des Al-Bt-Horizontwechsels erwiesen, da sie Aufschluß über den erfolgten Auf- oder Abtrag geben kann.

Aus der Geest bekannt sind die am Rand der Plaggengesche entstandenen Ackerkanten, die sich im lößbedeckten Osnabrücker Hügelland ähnlich gut erhalten haben. Darüber hinaus sind jedoch im Gelände weitere Steilkanten offensichtlich anthropogener Herkunft gefunden worden, die mit dem Auftrag nicht in Verbindung zu bringen waren. Sie säumen größtenteils die Täler des Hügellandes, im allgemeinen jedoch nur dort, wo in unmittelbarer Nähe Plaggengesche gefunden wurden.

Die Beobachtung des Al-Bt-Horizontwechsels im Bereich mehr oder weniger natürlicher Talformen im Vergleich mit einigen durch Steilkanten gekennzeichneten Tälern hat gezeigt, daß diese Steilkanten durch Entnahme von Bodenmaterial aus den Tälern entstanden sind. Daß dieser Vorgang im Rahmen der Plaggenwirtschaft erfolgte, ist zeitgenössischen Berichten zu entnehmen (BRUCHAUSEN, 1790; KLÖNTRUP, 1798). Weitergehende Untersuchungen u. a. anhand von Karten der Landesvermessung des Fürstbistums Osnabrück (WREDE, G., o.J.) und der Reichsbodenschätzung (NDS. LANDESVERWALTUNGSAMT - LANDESVERMESSUNG, o.J.) zeigen ferner, daß das Ausmaß landschaftlicher Veränderungen so weit geht, daß in weiten Bereichen des ackerbaulich intensiv genutzten Hügellandes das natürliche Landschaftsbild nahezu vollständig anthropogen überprägt wurde. Regionen mit vorwiegend natürlicher Prägung sind daher nur noch in den stärker bewaldeten Bereichen des Hügellandes zu finden.

4. Schlußbemerkung

Die in den vorangegangenen Kapiteln genannten Eigenschaften der Plaggengesche aus Löß sowie die morphologischen Veränderungen der Landschaft konnten im Verlauf der bodenkundlichen Landesaufnahme als für den Plaggengesche aus Löß typisch ermittelt werden. Allen Faktoren ist jedoch eigen, daß - jeder für sich - nicht zwingend den Beweis einer Plaggenauflage erbringen muß. Es ist deshalb häufig sinnvoll, eine Kombination der verschiedenen Nachweisverfahren zu wählen.

5. Zusammenfassung

Aus Ergebnissen der bodenkundlichen Landesaufnahme im Landkreis Osnabrück werden Plaggengesche aus Löß vorgestellt. Nachweiskriterien sind u. a. erhöhte Humus- und Phosphorgehalte sowie erhöhte Gesamtporenvolumen einhergehend mit erhöhter Wasserleitfähigkeit

in den Plaggenauflagen. Ferner werden Art und Umfang der durch die Plaggenwirtschaft verursachten morphologischen Veränderungen des Landschaftsbildes im Bereich der Täler aufgezeigt.

6. Literatur

- BRUCHAUSEN, A. (1790): Anweisung zur Verbesserung des Ackerbaues und der Landwirtschaft [des] Münsterlandes. - Münster
- ECKELMANN, W. (1980): Plaggenesche aus Sanden, Schluffen und Lehmen sowie Oberflächenveränderungen als Folge der Plaggenwirtschaft in den Landschaften des Landkreises Osnabrück. - Geol. Jahrbuch, F 10; Hannover
- ECKELMANN, W., NOUR EL DIN, N. & OELKERS, K.-H. (1979): Die Böden des Landkreises Osnabrück. - Führer zu vor- und frühgeschichtlichen Denkmälern, 42: 20-34; Mainz
- FASTABEND, H. & RAUPACH, F. von (1961): Zur Kenntnis der Plaggenböden in Nordwestdeutschland. - Geol. Jahrbuch, 78: 139-172; Hannover
- KLÖNTRUP, J.A. (1798): Alphabetisches Handbuch der besonderen Rechte und Gewohnheiten des Hochstifts Osnabrück mit Rücksicht auf die benachbarten westfälischen Provinzen. - 3 Bde.; Osnabrück
- NDS. LANDESVERWALTUNGSAMT - LANDESVERMESSUNG (o.J.): Bodenkarte auf der Grundlage der Bodenschätzung. - Hannover [Karten des Landkreises Osnabrück, Manuskriptkarten unveröff.]
- PAPE, J.C. (1970): Plaggen Soils in the Netherlands. - Geoderma, 4: 229-255; Amsterdam
- WREDE, G. (o.J.): Joh. Wilh. Du Plat. Die Landesvermessung des Fürstbistums Osnabrück 1784 - 1790. - Osnabrücker Geschichtsquellen; Osnabrück [Alle verfügbaren Lieferungen dieser Kartenreproduktion, andere Karten dieser Landesvermessung unveröff. (Staatsarchiv Osnabrück)]



Der Nachweis von Bodenentwicklung mit Hilfe der
multiplen Korrelations-Regressionsanalyse

von

Schröder, D. u. H. Zekosek⁺

Einleitung

Die multiple Korrelations-Regressionsanalyse ist in den letzten Jahren in der pflanzenbaulichen Forschung mit großem Erfolg angewandt worden. So ermittelte z.B. HANUS (1969) die Beziehungen zwischen Witterungsablauf und Ertrag und leitete daraus Ertragsprognosen bei verschiedenen Feldfrüchten ab. OPITZ von BOBERFELD et al. (1977) führten ähnliche Untersuchungen auf Grünland durch. BRAUN und FISCHBECK (1973) und BRAUN (1977) gelang die Optimierung der Stickstoffdüngung mit Hilfe des multiplen Regressionsansatzes. In der Bodenkunde setzten WISCHMEIER und SMITH (1978) die multiple Regressionsanalyse zur Klärung der Bedeutung einzelner Bodenmerkmale für den Bodenabtrag ein.

In den erwähnten Fällen hat sich die multiple Regressionsanalyse bewährt und uns ermuntert, einmal die Beziehungen zwischen Bodenmerkmalen und dem Alter der Böden mit Hilfe dieses Verfahrens zu überprüfen. Eine objektive Klärung dieser Beziehungen ist darum wichtig, weil häufig unklar ist, welche Merkmale oder Merkmalskombinationen die jeweilige Bodenbildung am besten kennzeichnen. Bekanntlich ist die Bedeutung der Merkmale als Indikatoren von Bodenbildung unterschiedlich. So spielt z.B. in einer Podsolregion die Entkalkungstiefe für den Nachweis der Bodenbildung keine Rolle, in einem Tschernosemgebiet hingegen ist sie bedeutsam. Wichtig und häufig unklar sind ferner die Prioritäten der einzelnen Merkmale bei der Charakterisierung der Böden. Das gilt vor allem für die Auenböden. Nachfolgend soll daher versucht werden, aus der Straffheit der Beziehungen von Merkmalen zum Alter die wichtigsten Merkmale der Bodenbildung an Auenböden herauszufinden. Ihre Bedeutung dürfte um so größer sein, je enger sie mit dem Alter der Böden korreliert sind. Darum müssen zunächst alle ver-

⁺ Institut für Bodenkunde, Universität Bonn, Nußallee 13, 5300 Bonn

meintlich bedeutenden Merkmale in Einfachkorrelationen auf ihre Korrelation mit dem Alter der Böden geprüft werden. Erst danach kann man Merkmale mit hohen Korrelationskoeffizienten, die aber untereinander nicht korreliert sind, in die multiple Korrelations-Regressionsanalyse eingeben. Aus der Gesamtanalyse resultiert dann das errechnete Alter der einzelnen Böden und eine Rangfolge der Merkmale für die Altersbestimmung. Ferner ein Bestimmtheitsmaß, das angibt, wieviel % der Streuung des Alters durch die Streuung der untersuchten Merkmale erklärt werden können.

Material und Methoden

Untersucht wurden Böden auf spätpleistozänen und holozänen Hochflutlehmen des Niederrheines. Das absolute Alter der Straten ermittelte BRUNNACKER (1978) mit relativ- und absolutchronologischen Methoden. Auf 7 um 2000 Jahre altersverschiedenen Terrassenstufen wurden jeweils vier Böden mit den gebräuchlichen bodenkundlichen Methoden untersucht (Tab. 1). Körnung und mineralogische Zusammensetzung der Böden waren im Mittel der Gruppen vergleichbar. Nähere Angaben zu den Böden siehe SCHRÖDER (1979). An dieser Stelle werden nur die Methoden aufgeführt, die für den Nachweis einer Bodenbildung von besonderer Bedeutung waren.

Gefügestärke: Zerdrücken lufttrockener Aggregate,

Trockenraumgewicht: Aus Stechringuntersuchungen,

Farbe: Nach Munsell,

Gesamtelementgehalte: Bestimmung in der Lösung des HF/HClO₄-Aufschlusses,

Pedogene Oxide: Extraktion mit Dithionit-Citrat bei pH 7,3,

Sorption: Nach Mehlich,

CaCO₃: Nach Scheibler,

Kaliumfixierung: Siehe Schlichting und Blume (1965),

Tonbeläge: Nach Altemüller (1974).

Ergebnisse

In Tab. 2 sind die einfachen Korrelationskoeffizienten von Bodenmerkmalen, die keine Interkorrelation untereinander haben aber mit dem Alter noch korrelieren, aufgeführt. Sie resultieren aus der Verrechnung der Merkmale von jeweils 4 bodengenetisch wichtigen Horizonten aller 26 Böden. Die Koeffizienten erreichen größtenteils nur eine mittlere Höhe, d.h., daß man die Boden-

entwicklung durch ein Merkmal oder wenige Merkmale nur ungenau kennzeichnen kann. Das gilt auch, wenn die Korrelation nach Horizonten getrennt durchgeführt wird. In der Regel sind die einfachen Korrelationskoeffizienten dann etwas höher. Die multiplen Bestimmtheitsmaße betragen für die Horizonte 1 bis 4: 0,86; 0,73; 0,79 und 0,83. Bei gemeinsamer Verrechnung aller 4 Horizonte beträgt das multiple Bestimmtheitsmaß 0,70. Es kann also das Alter der Böden sowohl auf der Basis eines Horizontes als auch aller 4 Horizonte ziemlich genau errechnet werden.

In Tab. 3 ist das auf der Basis aller Horizonte und der in Tab. 2 genannten Merkmale errechnete Alter dem von BRUNNACKER vorgegebenen gegenübergestellt worden. Dabei zeigt sich, daß das Alter nicht aller Horizonte und Böden mit hoher Genauigkeit errechnet werden kann. Insbesondere bei der jüngsten Gruppe bestehen beachtliche Differenzen. Das Mittel aus einer Gruppe stimmt jedoch mit dem erwarteten Wert gut überein. Die Abweichungen zum Erwartungswert gehen aus Abb. 1 hervor. Sie sind aber nur in der jüngsten und ältesten Gruppe von Bedeutung. Aus dieser Abweichung ergibt sich, daß die Bodenentwicklung im untersuchten Material nicht linear verläuft, sondern sich nach anfänglich schneller Entwicklung allmählich abschwächt. Möglicherweise ist durch die anthropogen ausgelöste Erosion viel vorverwittertes Material auf die jüngste Terrassenstufe gelangt. Trotz der sich in Abb. 1 ausdrückenden Kontinuität der Bodenbildung ist doch zu erkennen, daß die drei älteren und vier jüngeren Gruppen jeweils eng formiert sind, wodurch sich die spätleistozäne Bodenbildung deutlich von der holozänen abhebt. Als besonders aussagefähig für den Nachweis von Bodenentwicklung erwiesen sich die fünf in Abb. 1 genannten Merkmale. Mit Hilfe der angegebenen Regressionsgleichung ist es möglich, das Alter von Böden des Untersuchungsgebietes anhand dieser fünf Merkmale bei genügender Anzahl von Profilen relativ genau zu errechnen. Es ist daher möglich, über Bodenmerkmale Aussagen zur Stratigraphie zu machen.

Die bisherigen Aussagen basieren auf Berechnungen mit den in Tab. 1 angegebenen unabhängigen Variablen. Dabei handelt es sich um feldbodenkundliche, chemische, physikalische und mikromorphologische Merkmale. Daneben wurde außerdem geprüft, ob nur bodenchemische Merkmale ausreichend genaue Daten ergeben. Bei Fe_d/Fe_t , Mn_d/Mn_t und Mg_t ergab sich ein multiples Bestimmtheitsmaß von 0,43. Mit den Merkmalen Gefügefestigkeit, Lagerungs-

dichte, Farbe, Tonbeläge, C-Gehalt, V-Wert, T-Wert/100 g Ton, CaCO_3 -Gehalt und Kaliumfixierung wird ein multiples Bestimmtheitsmaß von 0,63 erreicht. Daraus folgt, daß eine hohe Schätzungsgenauigkeit erst bei Berücksichtigung wichtiger Merkmale aus allen Bereichen erzielt wird.

Die zeitliche Bodenentwicklung läßt sich also nur durch mehrere Merkmale sicher kennzeichnen.

Diskussion

Die multiple Korrelationsanalyse ist zum Nachweis der zeitlichen Bodenentwicklung sehr gut geeignet. Obwohl einige Zugeständnisse an die Genauigkeit der Voraussetzungen gemacht werden mußten (u.a. kein uneingeschränkt vergleichbares Ausgangsmaterial, keine konstanten Klimabedingungen im untersuchten Bodenbildungszeitraum) ist das Ergebnis befriedigend. Ähnlich gute Erfahrungen mit linearen Modellen machten auch BOCKHEIM (1980) und LITTLE and WARD (1981). Der methodische Ansatz ist deshalb für Untersuchungen auch in anderen Gebieten brauchbar. Die die Bodenentwicklung entscheidend kennzeichnenden Merkmale hingegen dürften aber von Gebiet zu Gebiet verschieden sein. Es verspricht deshalb keinen Erfolg, anhand der an den Auenböden des Niederrheines ermittelten Regressionsgleichung Altersfeststellungen in anderen Gebieten durchzuführen.

Zusammenfassung

Auf sieben Terrassenstufen am Niederrhein wurden jeweils vier Böden gründlich untersucht. Die erhobenen Merkmale wurden in Beziehung zum Alter der Terrassenstufen gesetzt. Mit Hilfe der multiplen Regressionsanalyse gelang der Nachweis einer kontinuierlichen Bodenentwicklung vom Spätpleistozän bis ins jüngste Holozän.

Literatur

- ALTEMÖLLER, H.-J. (1974): Mikroskopie der Böden mit Hilfe von Dünnschliffen.- In: Freund, H., Handbuch der Mikroskopie in der Technik, Bd. IV, Teil 2, Frankfurt.
- BRAUN, H. (1980): Die Stickstoffdüngung des Getreides.- DLG-Verlag, Frankfurt a. M.
- BRAUN, H. & G. FISCHBECK (1973): Ertragsvorausschätzung auf Grund der Nitrattentwicklung des Bodens.- Z. Acker- und Pflanzenbau, 138, 319-330.
- BOCKHEIM, J.G. (1980): Solution and Use of Chronofunctions in Studying soil Development.- Geoderma; 24, 71-85.
- BRUNNACKER, K. (1978): Der Niederrhein im Holozän.- Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 28, 399-440.
- HANUS, H. (1969): Beziehungen zwischen Witterungsverlauf und Ertragsleistung einiger Feldfrüchte sowie Möglichkeiten für eine frühzeitige Ertragsprognose.- Habil.-Schr., Bonn.
- LITTLE, I.P. & W.T. WARD (1981): Chemical and mineralogical trends in a chronosequence developed on Alluvium in eastern Victoria, Australia.- Geoderma, 25, 173-188.
- OPITZ von BOBERFELD, W., H. JACOB & P. BOEKER (1977): Einfluß von Temperatur und Niederschlag auf den Weideertrag in Mittelgebirgslagen bei differenzierter N-Düngung.- Z. Acker- und Pflanzenbau, 144, 245-258.
- SCHLICHTING, E. & H.P. BLUME (1966): Bodenkundliches Praktikum.- Verl. Paul Parey, Berlin, Hamburg, 209 S.
- SCHRÖDER, D. (1979): Bodenentwicklung in spätpleistozänen und holozänen Hochflutlehmen des Niederrheines.- Habil.-Schr., Bonn 296 S.
- WISCHMEIER, W.H. & D.D. SMITH (1978): Predicting rainfall erosion losses - a guide to conservation planning.- USDA, Agric. Handbook, No. 537.

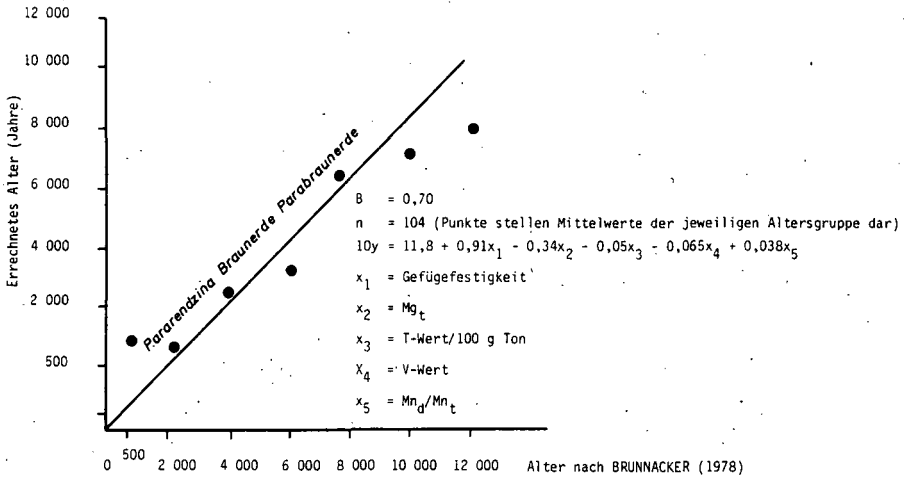


Abb. 1: BODENENTWICKLUNG IN HOCHFLUTLEHMEN

Differenzen zwischen geschätztem Alter (BRUNNACKER, 1978) und errechnetem Alter auf der Basis der Merkmale Gefügesteifigkeit, Farbe, Mg_t , V-Wert, Mn_d/Mn_t , R_t , Tonbeläge, T-Wert/100 g Ton, CaCO_3 , Fe_d/Fe_t , C-Gehalt und Kaliumfixierung bei Böden aus Hochflutlehmen des Niederrheines (Reihenfolge der Merkmale entspricht der Höhe ihrer Korrelation mit dem Alter).

Tab. 1: Altersstellung der Böden (BRUNNACKER 1978)

Gruppe	Profil-Nr.	Alter (Jahre)	Formation	Bodentyp
1	6	500	Jüngst-holozän	Brauner Auenboden
	14			Verbraunte Pararendzina
2	16	2.000	Jung-holozän	Verbraunte Pararendzina
	10			Verbraunte Pararendzina
3	13	4.000	Mittel-holozän	Schwach entwickelte Braunerde
	5			Braunerde
4	12	6.000	Alt-holozän	Braunerde
	8			Braunerde
5	11	8.000	Alt-holozän	Braunerde / Parabraunerde
	9			Braunerde / Parabraunerde
6	4	10.000	Jüngere Niederterrasse	Braunerde / Parabraunerde
	7			Parabraunerde
7	1	12.000	Ältere Niederterrasse	Parabraunerde

Tab. 3: Beobachtetes und auf der Basis der Merkmale Farbe, Gefügefestigkeit, Rt, CaCO₃, Mg_t, T-Wert/100 g Ton, V-Wert, K fix., Tonbeläge, C-Gehalt, Fe_d/Fe_t und Mn_d/Mn_t errechnetes Alter

Beobacht.	-	Berechn.	=	Differ.	Beobacht.	-	Berechn.	=	Differ.
500	4	393		-3 893	4 000	3	454		545
500	5	215		-4 715	4 000	2	696		1 303
500	4	118		-3 618	4 000	1	696		2 303
500	3	717		-3 217	4 000	2	595		1 404
500	1	473		- 973	4 000	4	404		- 404
500	2	271		-1 771	4 000	4	054		- 54
500	4	517		-4 017	4 000	3	231		768
500	4	000		-3 500	4 000	2	627		1 372
500		830		- 330	4 000	5	895		-1 895
500	2	325		-1 825	4 000	5	211		-1 211
500	2	412		-1 912	4 000	5	285		-1 285
500	4	016		-3 516	4 000	3	068		934
500	1	422		- 922	4 000	6	739		-2 739
500	1	097		- 597	4 000	7	032		-3 032
500	2	270		-1 770	4 000	4	121		- 121
500	2	845	2 900	-2 345	4 000	4	209	4 100	- 209
2 000	3	444		-1 444					
2 000	4	222		-2 222					
2 000	3	116		-1 118					
2 000	3	915		-1 915					
2 000	3	028		-1 028					
2 000	1	997		3					
2 000	2	049		- 49					
2 000	1	372		627					
2 000	2	733		- 739					
2 000	2	932		- 932					
2 000	2	792		- 792					
2 000		651		1 348					
2 000	1	885		114					
2 000		842		1 158					
2 000	1	665		334					
2 000		565	2 500	1 434					

Tab. 2: Korrelationsmatrix für die Gesamtheit der Horizonte (n = 104)

	Farbe YR	Gefügefest.	Rt	CaCO ₃	Mg _t	T-Wert 100 g Ton	V-Wert	K fix. naß	Tonbeläge	Kohlenstoff	Fe _d / Fe _t	Mn _d / Mn _t	Alter
Farbe YR													
Gefügefest.	-0,60												
Rt	-0,31	0,40											
CaCO ₃	-0,45	-0,41	-0,19										
Mg _t	0,38	-0,28	-0,27	0,52									
T-Wert 100 g Ton	0,47	-0,37	-0,48	0,22	0,08								
V-Wert	0,35	-0,34	-0,17	0,39	0,08	0,01							
K fix. naß	-0,06	-0,18	-0,09	0,41	0,08	-0,16	-0,16						
Tonbeläge	-0,70	0,54	0,16	-0,24	-0,12	-0,41	-0,41	0,63					
Kohlenstoff	0,34	-0,18	-0,44	-0,19	-0,18	0,07	0,07	0,07	0,63				
Fe _d / Fe _t	-0,41	0,29	0,10	0,27	-0,26	-0,16	-0,16	-0,16	-0,16	0,29			
Mn _d / Mn _t	-0,35	0,41	0,27	-0,51	-0,40	-0,14	-0,14	-0,14	-0,14	0,41	0,15	0,59	
Alter	-0,61	0,69	0,47	-0,42	-0,56	-0,46	-0,46	-0,46	-0,46	0,69	0,31	0,51	0,51

Forts. Tab. 3: Beobachtetes und auf der Basis der Merkmale Farbe, Gefügesteifigkeit, Rt, CaCO₃, Mg_t, T-Wert/100 g Ton, V-Wert, K fix., Tonbeläge, C-Gehalt, Fe_d/Fe_t und Mn_d/Mn_t errechnetes Alter

Beobacht.	Berechn.	=	Differ.	Beobacht.	Berechn.	=	Differ.
6 000	3 019		2 981	10 000	9 590		409
6 000	4 106		1 893	10 000	11 255		1 255
6 000	3 728		2 201	10 000	10 817		- 817
6 000	2 577		3 422	10 000	9 953		46
6 000	3 000		2 885	10 000	7 885		2 114
6 000	5 580		419	10 000	8 645		1 354
6 000	4 660		1 339	10 000	8 267		1 733
6 000	4 605		1 394	10 000	5 689		4 310
6 000	6 651		- 651	10 000	6 774		3 225
6 000	6 507		- 507	10 000	9 176		823
6 000	3 811		2 188	10 000	8 490		1 509
6 000	5 548		451	10 000	8 085		1 914
6 000	8 157		-2 157	10 000	7 847		2 152
6 000	8 297		-2 297	10 000	10 415		- 415
6 000	5 707	\bar{x}	292	10 000	9 155	\bar{x}	844
6 000	6 199	5 100	- 199	10 000	11 003	8 900	-1 003
8 000	6 282		1 717				
8 000	6 066		1 933	12 000	7 060		4 939
8 000	7 745		254	12 000	9 263		2 737
8 000	8 079		- 79	12 000	11 958		41
8 000	7 322		678	12 000	11 068		931
8 000	6 720		1 279	12 000	7 898		4 101
8 000	7 660		339	12 000	11 108		891
8 000	8 942		- 942	12 000	11 362	\bar{x}	637
8 000	7 191		809	12 000	7 585	9 600	4 415
8 000	9 145		-1 145				
8 000	7 653		346				
8 000	5 177		2 822				
8 000	9 388		-1 388				
8 000	11 663		-3 663				
8 000	11 207	\bar{x}	-3 207				
8 000	10 661	8 200	-2 661				

Alterseinstufung von Auenböden des Niederrheines
nach Merkmalen durch die Clusteranalyse

von

Scholz, A. und Schröder, D.⁺

Einleitung

Bekanntlich ändert sich im Laufe der Zeit die Merkmalsausprägung von Böden. Es gibt aber bisher noch kaum Untersuchungen, die diese Entwicklung quantifizieren. SCHRÖDER (1979) hat nun bei einer Reihe von altersmäßig geschätzten Böden mit Hilfe der Regressionsanalyse die Merkmalsausprägung untersucht und konnte eine gute Übereinstimmung zwischen dem Alter der Böden und ihrer Merkmalsausprägung feststellen. Ein Nachteil dabei ist, daß das unterstellte Alter mit seinen Unsicherheiten als abhängige Größe in die Regressionsanalyse mit eingeht. Dies wird bei der Clusteranalyse vermieden. Daher wurde versucht, die Böden an Hand von Clusteranalysen zu gruppieren. Da diese Verfahren noch nicht allgemein bekannt sind, sollen die zu Grunde liegenden Prinzipien hier kurz erläutert werden.

Methode

Clusteranalyse ist ein Sammelbegriff für eine ganze Vielfalt von Algorithmen zur Gruppierung von Datenmengen. Von diesen sind hier nur die hierarchischen agglomerativen Verfahren benutzt worden, auf die wir uns daher beschränken werden. Man will eine Reihe von Objekten - in diesem Fall sind es Böden - zueinander in Beziehung setzen, und zwar durch ihre Ähnlichkeit untereinander. Eine Clusteranalyse besteht daher aus 2 Schritten:

1. Bestimmung einer Ähnlichkeitsmatrix der Objekte. Dort steht also für die Ähnlichkeit zwischen Objekten a und b eine Zahl (z.B. eine Prozentangabe).

⁺ Aus dem Institut für Bodenkunde der Universität Bonn, Nussallee 13, 5300 Bonn

2. Die eigentliche Clusteranalyse, in der auf Grund der Ähnlichkeitsmatrix dann die Objekte gruppiert werden.

Die Ähnlichkeitsmatrix wird aus den Merkmalen bestimmt, mit denen die Objekte beschrieben (gemessen) werden - in diesem Fall sind es physikalische, chemische und feldbodenkundliche Merkmale, die SCHRODER und ZAKOSEK (1981) bereits mitgeteilt haben. Sie wird am häufigsten in Prozenten angegeben. Leider ist dieses Maß bei Böden aber nicht praktikabel. Auch Korrelationskoeffizienten sind in diesem Fall aus mathematischen Gründen nicht geeignet.

Für die angestellten Untersuchungen ist daher die euklidische Distanz im Merkmalsraum gewählt worden. Anschaulich bedeutet dies den Abstand zwischen 2 Punkten in einem Koordinatensystem. Diese Distanz wird bei mehreren Merkmalen völlig analog berechnet. Die Anzahl an Merkmalen gibt darüberhinaus die Dimension des Merkmalsraumes an. Da die Merkmale in ganz verschiedenen Maßskalen dargestellt sind (z. T. waren es sogar Bonituren), war es nötig, vorher die Daten zu standardisieren. Dies bewirkt, daß sich

die einzelnen Merkmale gleichstark auf das Ergebnis auswirken. Die Ähnlichkeit zwischen Böden wird also durch einen Abstand gegeben, und je kleiner dieser Abstand ist, desto größer ist dann die Ähnlichkeit der jeweiligen Böden.

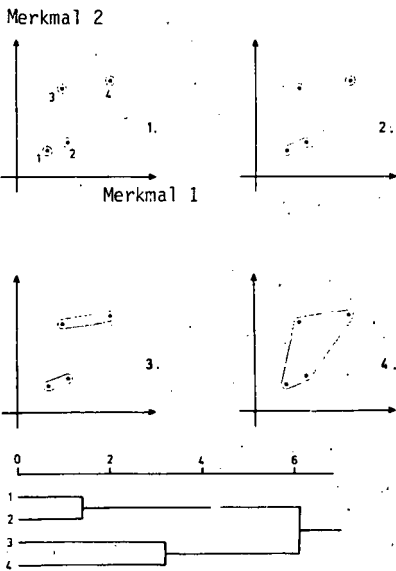


Abb. 1: Hierarchisch agglomerative Clusterung

Die eigentliche Clusteranalyse besteht dann darin, die Böden auf Grund der Distanzmatrix zu strukturieren, und zwar schrittweise (siehe Abb. 1). Am Anfang bildet jeder einzelne Punkt eine Gruppe oder Cluster. Dann werden in jedem Schritt 2 Cluster zu einem neuen Cluster verschmolzen, und zwar jeweils dieje-

nigen, die am nächsten zusammenliegen. In der Abbildung ist zu erkennen, wie im Laufe von 4 Schritten die vier Punkte nach und nach zusammengefaßt werden. Durch dieses schrittweise Vorgehen kann man dann eine Zusammenhangsstruktur aufbauen - eine Hierarchie, dargestellt durch ein Dendrogramm - und wegen der Verschmelzung nennt man dieses Verfahren agglomerativ. Ein Dendrogramm zu dem Beispiel ist in Abb. 1 ebenfalls angegeben. Es gibt mehrere verschiedene Möglichkeiten, wie in jedem Schritt der Abstand bzw. die Ähnlichkeit zwischen dem gerade gebildeten Cluster und den anderen bestimmt wird, und darin unterscheiden sich die Verfahren: Es gibt single und complete linkage, Mittelwerte, das Verfahren nach WARD usw., die sich alle in der Neuberechnung der Abstände unterscheiden. Beim single linkage Verfahren - das übrigens dem Minimalbaumverfahren sehr verwandt ist - wird z. B. als Abstand zwischen Cluster ③ und dem verschmolzenen Cluster ① ② das Minimum der Einzelabstände gewählt, beim complete linkage das Maximum. Man kann aber auch den Mittelwert wählen usw., und dies führt auch zu unterschiedlichen Dendrogrammen. Für eine Interpretation der Dendrogramme erscheint es daher am sinnvollsten, mehrere dieser Verfahren zu benutzen, und die Ergebnisse unter Berücksichtigung der Verfahrenseigenarten zu interpretieren. Eine leicht verständliche Einführung dazu findet man bei SPATH (1975). Dort sind auch fertige FORTRAN-Programme angegeben.

Material

Nach dieser Einführung soll nun geprüft werden, ob die von SCHRÖDER und ZAKOSEK (1981) untersuchten Böden in ihren Merkmalen Zeitunterschiede aufweisen. Berücksichtigt wurden 29 Merkmale von 26 Böden. Von jedem Profil wurden 4 charakteristische Horizonte untersucht, die jeweils in etwa gleicher Tiefe lagen. SCHRÖDER und ZAKOSEK (1981) hatten davon 12 Merkmale ausgewählt, die sie in eine Regressionsanalyse einbezogen haben. Zur Clustierung ist einmal nur mit diesen 12 Merkmalen, dann aber auch mit allen Merkmalen gearbeitet worden. Auf Unterschiede dabei wird noch hingewiesen.

Um die einzelnen Böden miteinander zu vergleichen, sind die Ausprägungen aller 4 Horizonte zusammengefaßt worden. Abb. 2 zeigt ein Dendrogramm, das sich mit allen Merkmalen nach dem Verfahren von WARD ergibt, wobei Profil 24 ausgelassen ist. Die Profile sind hier dem von BRUNNACKER (1978) ermittelten Alter nach numeriert; hiernach sind 1 - 4 die jüngsten (500 Jahre) und 25 - 26 die ältesten (12.000 Jahre) alten Böden. Das von BRUNNACKER (1978)

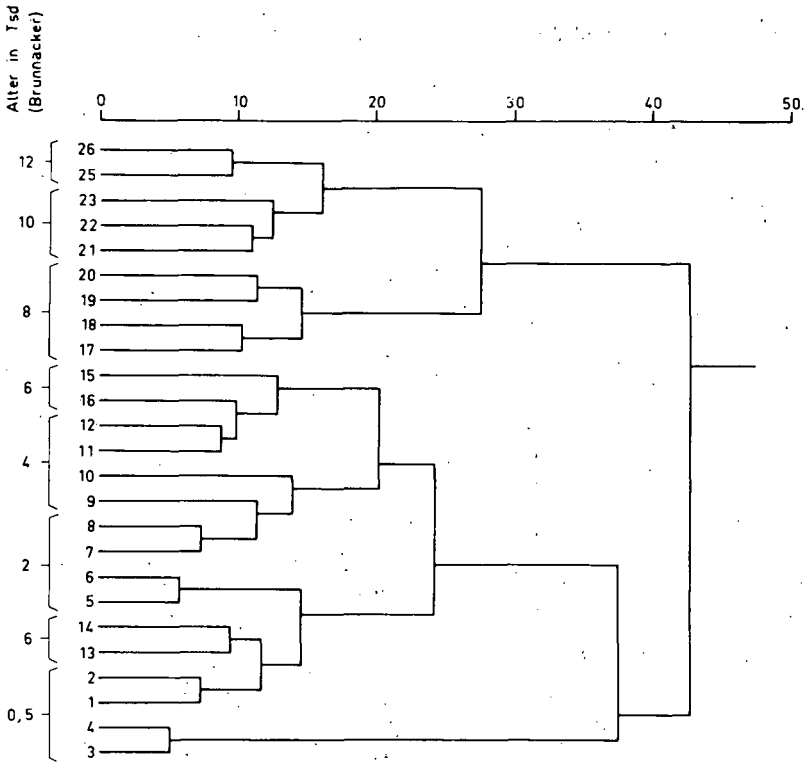


Abb. 2: Dendrogramm der einzelnen Profile.(ohne 24) mit 29 Merkmalen
Verfahren nach WARD

angegebene Alter ist links angeführt. Da jeweils zwei Parallelprofile untersucht worden sind, gehören 1/2, 3/4, 5/6 usw. zusammen. Ein solches Diagramm ist so zu lesen, daß ein senkrechter Strich angibt, auf welchem Niveau die Punkte bzw. Cluster verschmolzen werden. Je weiter links also Punkte verbunden sind, desto ähnlicher sind sie. Die Skala oberhalb der Darstellung gibt die Ähnlichkeit an, sie ist hier eine dimensionslose Größe.

Diskussion und Ergebnisse

Aus der Abb. 2 ist folgendes zu ersehen:

1. Die Parallelprofile sind untereinander am ähnlichsten,
2. Man kann 6 Gruppen unterscheiden, die klar hervortreten,
3. Eine sehr deutliche Trennung ergibt sich dazu zwischen den Profilen 1 - 16 und 17 - 26,
4. Außerdem sind die Profile bis auf wenige Ausnahmen so angeordnet, daß sie von unten nach oben mit steigender Nummer stehen.

Alles in allem entspricht diese Struktur sehr gut den für diese Böden angegebenen Altersangaben, so daß man trotz sehr unterschiedlicher Profildifferenzierung im einzelnen einen sehr starken zeitlichen Einfluß in der Ausprägung der Merkmale konstatieren muß. Besonders fällt die Trennung in eine ältere und eine jüngere Gruppe auf. Einige Abweichungen sind wegen der Unsicherheit bei der Altersschätzung und des Einflusses anderer Faktoren zur Merkmalsausprägung ganz selbstverständlich. Dies gilt einmal für die Profile 13/14, die hiernach deutlich jünger einzustufen wären (Braunerde aus jüngem, altholozänem Hochflutlehm, nördlich Xanten), und vor allem für die Profile 3/4 (verbraunte Pararendzina bei Kalkar), die sich in ihrer Merkmalsausprägung deutlich von allen anderen unterscheiden.

Bei diesem Diagramm sind unseres Erachtens die wichtigsten Ergebnisse am besten zu erkennen. Dazu mußte aber das Profil 24 (eine Parabraunerde aus Hochflutlehm der jüngeren Niederterrasse bei Brühl) herausgenommen werden, weil es stark aus der Reihe fällt und vor allem im obersten und untersten Horizont eine deutlich jüngere Merkmalsausprägung zeigt. Abb. 3 zeigt das entsprechende Dendrogramm mit Profil 24. Es liegt nämlich der Gruppe 11/12 und 15/16 am nächsten (Braunerden) und bewirkt dann, daß diese Gruppe bei der Clusterung den älteren Böden zugeordnet wird.

Ein wenig anders liegen die Verhältnisse, wenn man nur die von SCHRODER und ZAKOSEK ausgewählten 12 Merkmale berücksichtigt (siehe Abb. 4). Auch hier werden die Profile 11/12 und 15/16 der älteren Gruppe zugeordnet. Man könnte vielleicht daraus vermuten, daß die Ausprägung der anderen Merkmale (vor allem chemische Merkmale und Tongehalte) in der Zeit nicht linear stattfindet, wohin auch die Korrelationskoeffizienten deuten, oder daß die Merkmale durch andere Faktoren unterschiedlich stark beeinflusst werden. Dies läßt sich aber durch Clusteranalyse nicht weiter belegen.

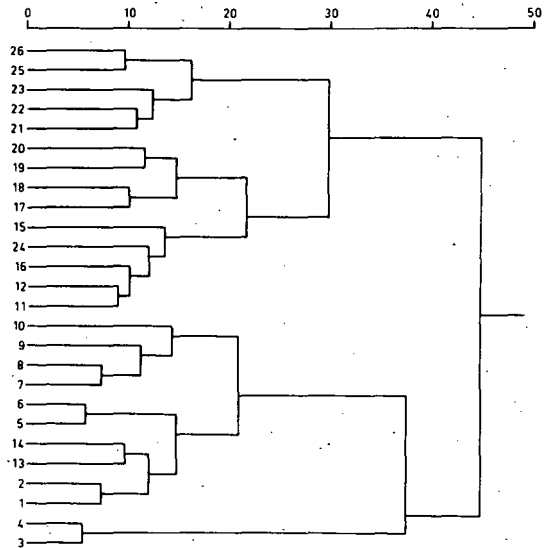


Abb. 3: Dendrogramm der einzelnen Profile mit 29 Merkmalen.
Verfahren nach WARD.

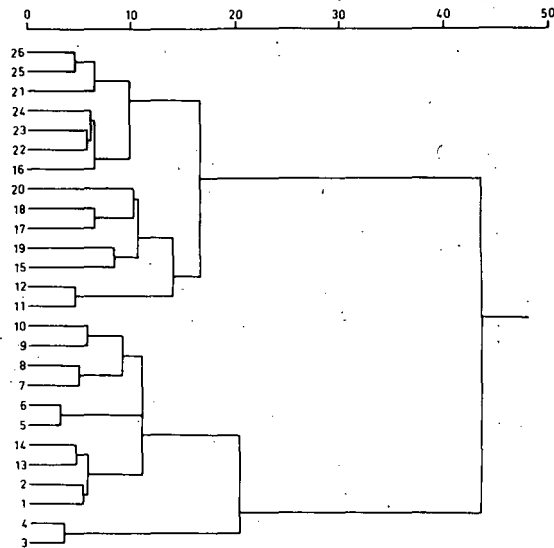


Abb. 4: Dendrogramm der einzelnen Profile mit 12 Merkmalen.
Verfahren nach WARD.

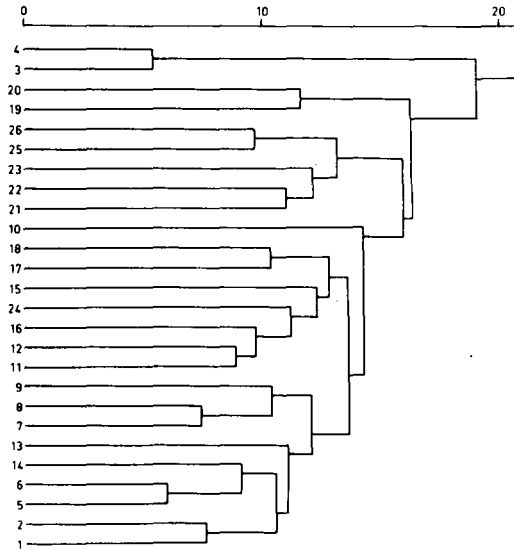


Abb. 5: Dendrogramm der einzelnen Profile mit 29 Merkmalen.
Verfahren der gewichteten Mittelwerte.

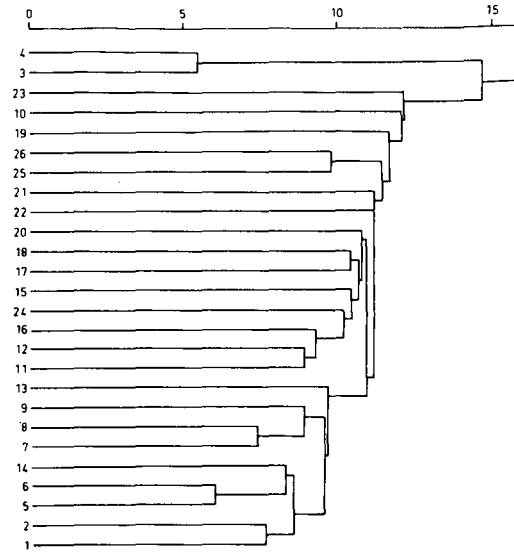


Abb. 6: Dendrogramm der einzelnen Profile mit 29 Merkmalen.
Verfahren Single linkage.

Zur Interpretation dieser Diagramme sei besonders darauf hingewiesen, daß bei den Gruppierungen mit allen 29 Merkmalen die von BRUNNACKER angegebene Zeit nicht berücksichtigt wurde, und bei den Gruppierungen mit den 12 Merkmalen nur insoweit, als diese Merkmale mit der Zeit korrelieren. Diese Verfahren liefern daher auch keine absoluten Zeitangaben, wie dies bei einer Regressionsanalyse möglich ist, sondern nur eine relative Beziehung der Böden untereinander, daß heißt also, nur eine Nähe oder Ferne der einzelnen Profile, und zwar auch dann, wenn die Zusammenhänge nicht linear sind. Daß diese Beziehung durch zeitliche Unterschiede gegeben ist, kann dann nur aus anderen Informationen hergeleitet werden. Die Dendrogramme der Abb. 2 bis 4 basieren alle auf dem Verfahren von WARD. Dieses ist am weitesten verbreitet, weil es bei relativ ähnlichen Punkten oder Profilen, wie sie hier vorliegen, noch eine Trennung in deutlich unterschiedene Gruppen ermöglicht. Andere Verfahren geben darüber hinaus Einzelheiten zu erkennen, die beim WARD'schen Verfahren zum Teil verloren gehen. Das Dendrogramm nach dem Verfahren der gewichteten Mittelwerte (Abb. 5) gibt zu erkennen, daß die Profile 17 - 20 eine Zwischenstellung haben, also eher einen Übergang zwischen der älteren und jüngeren Gruppe bilden. Die linkage Verfahren (complete und single linkage) heben dagegen Ausreißer hervor: In Abb. 6 ist zu sehen, daß die Profile von Kalkar (Nr. 3 und 4) sich von allen anderen sehr stark unterscheiden. Ansonsten zeigt Abb. 6, daß diese beiden Verfahren zu diesem Zwecke nicht brauchbar sind.

Abschließend seien noch einige Dendrogramme vorgestellt, bei denen jeweils mehrere Profile zusammengefaßt wurden. Abb. 7 und 8 vermitteln Ergebnisse von zusammengefaßten Parallelprofilen. Sie zeigen eine deutliche Trennung zwischen älteren und jüngeren Profilen ebenso wie die veränderte Situation bei nur 12 Merkmalen. Auffällig ist bei 29 Merkmalen der Zusammenhang zwischen je zwei Parallelprofilen auf etwa gleichem Ähnlichkeitsniveau (15 bis 17), woraus man auf gleiches Alter schließen darf.

Werden die von BRUNNACKER als gleichalt angesehenen Profile zusammengefaßt, so ergibt sich das Bild der Abb. 9. Eine Zusammenfassung der Profile in dieser Weise unter zeitlichen Gesichtspunkten würde zwar nach den Ergebnissen der Clusterung so nicht mehr vorgenommen werden, da etwas andere Gruppen festgestellt wurden, trotzdem ist aber auch hierbei die Trennung zwischen älteren und jüngeren Böden wie auch eine aufsteigende Reihe der Gruppen zu erkennen. Die Übereinstimmung der Ergebnisse durch Clusteranalyse und

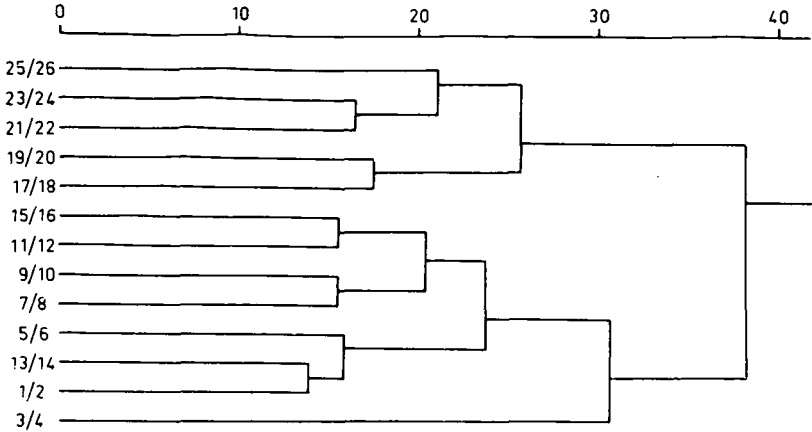


Abb. 7: Zusammenfassung je zweier Parallelprofile mit 29 Merkmalen.
Verfahren nach WARD.

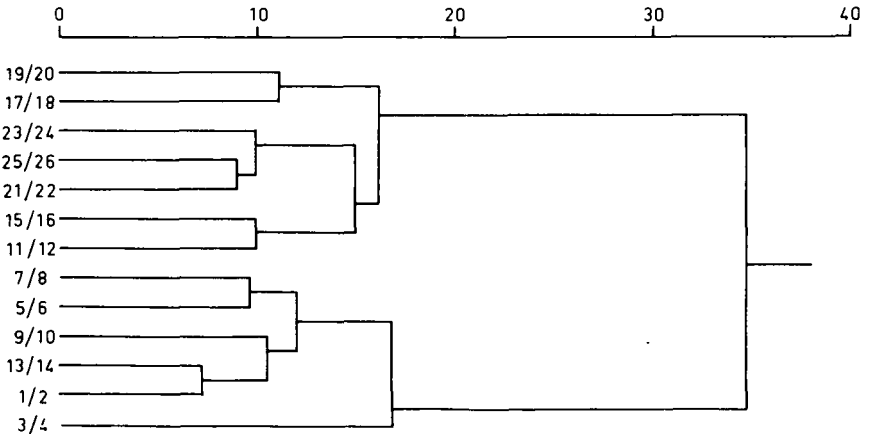


Abb. 8: Zusammenfassung je zweier Parallelprofile mit 12 Merkmalen.
Verfahren nach WARD.

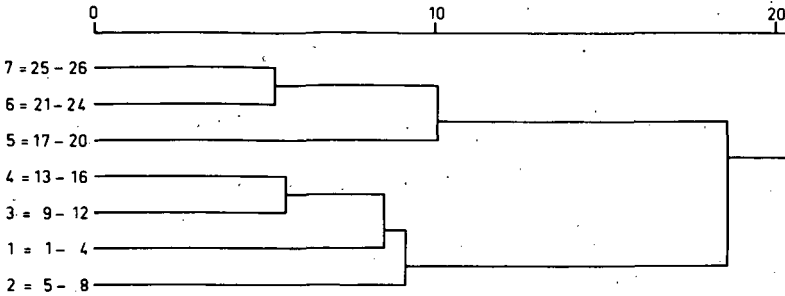


Abb. 9: Zusammenfassung aller Profile gleichen Alters (nach BRUNNACKER) mit 12 Merkmalen. Verfahren nach WARD.

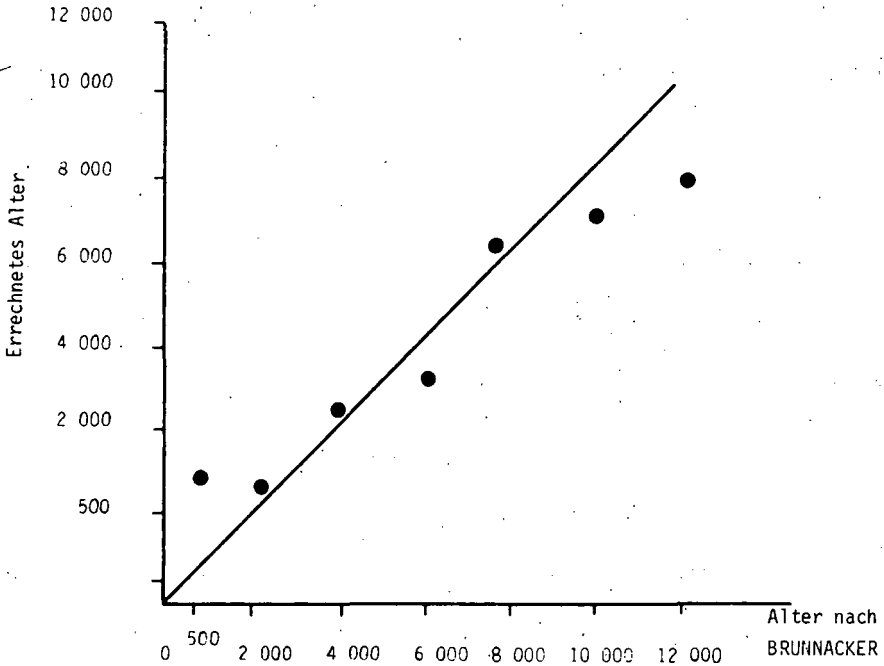


Abb. 10: Vergleich zwischen errechnetem Alter und dem Alter von BRUNNACKER (vgl. SCHRÖDER und ZAKOSEK (1981) Abb. 1).

Regressionsanalyse ist besonders dann gut zu sehen, wenn man dazu das Diagramm von SCHRÖDER und ZAKOSEK betrachtet (Abb. 10).

Zusammenfassung

Abschließend sei festgestellt, daß die Clusteranalyse die Möglichkeit bietet, zeitliche Abstände bei unterschiedlich ausgeprägten Böden festzustellen. Dabei darf man sie aber nie isoliert betrachten, sondern sollte auch andere Methoden zu Aussagen heranziehen. Auch müssen immer die Eigenarten der einzelnen Verfahren berücksichtigt werden, denn sonst kann man gerade bei Clusterverfahren zu falschen Schlußfolgerungen gelangen.

Literatur

- BRUNNACKER, K. (1978): Der Niederrhein im Holozän.- Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 28, 399-440.
- SCHRÖDER, D. (1979): Bodenentwicklung in spätpleistozänen und holozänen Hochflutlehmen des Niederrheines.- Habil.-Schr., Bonn 1979.
- SCHRÖDER, D. u. ZAKOSEK, H. (1981): Der Nachweis von Bodenentwicklung mit Hilfe der multiplen Korrelations-Regressionsanalyse. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 34, 1982
- SPATH, H. (1975): Cluster-Analyse - Algorithmen.- R. Oldenbourg Verlag München Wien.



Ober Bodenentwicklung, Bodenzahlen und Zelluloseabbau
auf Auenböden des Niederrheines

von

Leßmann, U., Schröder, D., Zakosek, H.⁺⁾

Einleitung

Zwischen dem Grad der Merkmalsausprägung von Auenböden des Niederrheines und ihrem Alter fand SCHRÖDER (1979) eine hohe Korrelation. Daraufhin stellte sich die Frage, ob auch zwischen den Funktionen und dem Alter dieser Böden Beziehungen bestehen. Als Ausdruck für die Funktionen der Böden wurden die Bodenzahlen und die Zellulosezerersetzung benutzt und mit dem altersabhängigen Entwicklungsgrad verglichen.

Material

Untersucht wurden 13 Standorte im Bereich der Niederterrasse, deren Alter BRUNNACKER (1978) geschätzt und SCHRÖDER (1979) bestätigt hat (Tab. 1). Die Böden wurden in sieben Altersgruppen unterschiedlichen Entwicklungsgrades untergliedert (Tab. 2). Die Zustandsstufen der einzelnen Böden liegen zwischen 2 und 3, die Bodenzahlen zwischen 60 und 69.

Die 13 Standorte wurden mit jeweils 2 Parallelen und 3 Wiederholungen in der Krume beprobt.

Die pH-Werte der Proben lagen zwischen 5,1 und 7,4. Das ist bekanntlich ein Bereich, in dem verschiedene zellulosezersetzende Organismen ihr Optimum haben. Nach SZEGI (1968) beeinflußt der pH-Wert in dieser Spanne zwar die Organismenpopulation selektiv, wirkt aber nicht auf die Zersetzungsintensität.

Methoden

Die Zellulosezerersetzung wurde nach der Methode nach POKORNA-KOZOVA (1965) bestimmt; hiernach werden 100 g Feinerde auf 50 % Wasserkapazität angefeuch-

+))

Aus dem Institut für Bodenkunde, Universität Bonn, Nußallee 13, 5300 Bonn

tet. Ein gewogenes aschefreies Filterpapier wird zwischen zwei Gazescheiben eingeklebt und so in die Erde gebracht, daß möglichst vollständiger Kontakt zwischen Filter und Böden besteht; bebrütet wird 21 Tage bei 28° C. Nach beendeter Inkubation gewinnt man das Filterpapier zurück und wiegt es. Die Differenz zur Ausgangsmenge, die zersetzte Zellulose, wird dann in Prozent berechnet.

Diskussion und Ergebnisse

Bei der Probenahme wurde darauf geachtet, daß es sich um mit der gleichen Frucht bestellte Flächen handelte, um möglichst vergleichbar zu bleiben.

Bei der Methode nach POKORNA-KOZOVA wird die reine Zellulose unter standardisierten Temperatur-, Feuchte- und Gefügebedingungen zersetzt. Mit den Ergebnissen lassen sich daher Aussagen über die potentielle Zersetzungsfähigkeit der Böden machen.

Die zellulolytische Aktivität stellt nach UNGER (1960) den wichtigsten Teil der biologischen Gesamtkิจกรรมität dar. Sie kann daher als ein Maß für die Umsetzungsfähigkeit eines Bodens angegeben werden.

Innerhalb der Altersgruppen der Böden wurden Varianzanalysen durchgeführt (Tab. 1, 2). Es ergaben sich z.T. signifikante Unterschiede, das verdeutlicht, daß der Einfluß der Dauer der Bodenbildung auf die Zellulosezerersetzung gegenüber anderen Faktoren zurücktritt. Die Varianzanalyse mit den Durchschnittsabbauwerten der Altersgruppen der Böden (s. Tab. 2; GD bei 5 % von 8) zeigte keinen Trend für eine Beziehung zwischen Zelluloseabbau und der Dauer der Bodenentwicklung. Die Böden mit einem Alter von 2.000 und 12.000 Jahren sind den übrigen hochsignifikant überlegen. Um die Abhängigkeit der beiden Faktoren anzugeben wurde der Korrelationskoeffizient berechnet. Er beträgt 0,20 und ist nicht gesichert. Unter diesen Versuchsbedingungen besteht also keine Abhängigkeit zwischen dem Alter der Bodenbildung und der zellulolytischen Aktivität.

Bei der Bodenschätzung wird unterstellt, daß sich die Böden von unreifen zu reifen, ertragsreichen entwickeln und schließlich zu ertragsärmeren degradieren. Die Zustandsstufen der untersuchten Böden lagen aber eng beieinander (2 und 3). Da vergleichbare Bodenarten ausgewählt wurden (sL) und die geologische Herkunft aller Standorte gleich war (A1), befanden sich auch die Bodenzahlen zwischen 60 und 69 in verhältnismäßig engem Bereich (Tab. 1). Zwischen den Bodenzahlen und der Zellulosezerersetzung konnten ebenfalls keine Beziehungen ermittelt werden.

Zusammenfassung und Schlußbetrachtung

Bei den untersuchten Ap-Horizonten der Auenböden des Niederrheines konnten keine Korrelationen zwischen zellulolytischer Aktivität einerseits und der Bodenentwicklung sowie den Bodenzahlen andererseits ermittelt werden.

Offenbar überlagern die anthropogenen Einflüsse im Bereich der Krume die bodengenetischen. In weiteren Untersuchungen sollen daher die Unterböden mit einbezogen werden. Die Zustandsstufe der Bodenschätzung ist bei den Auenböden des Niederrheines als genetisches Kriterium nur bedingt brauchbar, weil die Schätzung sich aus verschiedenen Gründen stärker an der Körnung orientiert hat. Auch dadurch ist der Vergleich zwischen der Bodenentwicklung und Bodenschätzung auf den Auenböden des Niederrheines problematisch.

Literatur

- BRUNNACKER, K. (1978): Gliederung und Stratigraphie der Quartärterrassen am Niederrhein.- Kölner Geogr. Arb. 36, S. 37-58.
- POKORNA-KOZOVA, J. (1965): K metodice stanovení rozkladu celulózy. Rostlinna výroba 11, S. 1089-1100.
- SCHRÖDER, D. (1979): Bodenentwicklung in spätpleistozänen und holozänen Hochflutlehmen des Niederrheines.- Habil.-Schr. Bonn.
- SCHRÖDER, D. u. ZAKOSEK, H. (1981): Der Nachweis von Bodenentwicklung mit Hilfe der multiplen Korrelations-Regressionsanalyse.- Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 34.
- SZEGI, J. (1968): Die Rolle einiger ökologischer Faktoren bei dem mikrobiologischen Abbau der Zellulose.- Dt. Akad. Landw.-Wiss., Tag.-Ber. Nr. 98, S. 81-88.
- UNGER, H. (1960): Der Zellulosestest, eine Methode zur Ermittlung der zellulolytischen Aktivität des Bodens in Feldversuchen.- Z. Pflanzenern., Düng., Bodenk. 91, S. 44-52.

Tab. 1: Zelluloseabbau und Bodenzahlen von Auenböden des Niederrheines

Gruppe	Alter der Böden in Jahren	Abgebaute Zellulose 1)	Bodenzahlen nach der Bodenschätzung 2)
1	500	39	62
2	2.000	61	69
3	4.000	43	69
4	6.000	47	64
5	8.000	38	63
6	10.000	36	60
7	12.000	56	68

1) In % nach KOZOVA

2) ø Bodenart sL, Zustandsstufen 2 und 3; geologische Herkunft A1

Tab. 2: Zelluloseabbau in Auenböden des Niederrheines mit unterschiedlichem Entwicklungsgrad

Gruppe	Alter der Böden in Jahren	Geologische Gliederung	Boden	Abgebaute Zellulose 1)
1	500	Jüngstholozän	Brauner Auenboden	39
2	2.000	Jungholozän	Verbraunte Pararendzina	61
3	4.000	Mittelholozän	Schwach entwickelte Braunerde	43
4	6.000	Altholozän	Braunerde	47
5	8.000	Altholozän	Braunerde/ Parabraunerde	38
6	10.000	Jüngste Niederterrasse	Parabraunerde	36
7	12.000	Jüngere Niederterrasse	Parabraunerde	56

1) In % nach KOZOVA



Vorschläge zur Gliederung der Auenböden

von

Benzler, J.-H.⁺

Die derzeitige Nomenklatur der Auenböden befriedigt nicht, da ähnlich klingende Typennamen häufig zu Verwechslungen oder Mißverständnissen führen.

Der Name Auenboden stammt aus der Geographie und bezeichnet alle Böden, die in der Talaue liegen und daher im natürlichen Zustand beim Hochwasser des Flusses überflutet und mehr oder weniger stark aufsedimentiert werden.

In der Geologie werden unter Auelehm die in der Aue abgelagerten, holozänen Sedimente verstanden, wobei Auelehm entsprechend Hochflutlehm, Geschiebelehm oder Lößlehm zu verstehen ist, nicht als Bodenart Lehm. Aus Auelehm können unterschiedliche Bodentypen entstehen, z.B. Auengleye, Auenpseudogleye, Auenböden im engeren Sinne (Allochthone Vega).

Es wird vorgeschlagen, in der Klasse der Auenböden alle Böden in Tälern zusammenzufassen, die entweder mehr oder weniger regelmäßig kurzfristig überflutet und dabei teilweise aufgelandet werden bzw. wurden und/oder in der Regel ein stark schwankendes, meist tiefstehendes Grundwasser besitzen, das das Solum von unten oder seitwärts her kurzfristig durchnäßt und im allgemeinen mit dem Flußwasser in Verbindung steht, ohne daß dieser kurzfristige Wassereinfluß zur Ausbildung makroskopisch bei der Kartierung erkennbarer Horizontmerkmale führt. Die Auenböden gehören damit zwar zu den semiterrestrischen Böden, aber nur teilweise, z.B. die Auengleye, zu den hydromorphen Böden.

Die Auenböden werden entsprechend ihrer Horizontfolge wie die terrestri-

⁺ Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2,
3000 Hannover 51

schen Böden benannt mit dem vorangestellten Zusatz "Auen", z.B. Auenranker, Auenpodsol. So weit sie nicht als hydromorphe Böden einen G-Horizont im Untergrund besitzen, wird dieser durch das Zusatzsymbol "...G" angezeigt. Dieser kann unterhalb der üblichen Bohrtiefe von 2m liegen.

Beispiele: Auenbraunerde Ah/Bv/C/...G Auengley Ah/Go/Gr

Für den bisherigen Auenboden im engeren Sinne, den Allochthonen Braunen Auenboden, die Allochthone Vega, der durch die Horizontfolge Ah/M/...G gekennzeichnet ist, wird die Bezeichnung Auenkolluvium vorgeschlagen. Der M-Horizont wird dabei definiert als:

In der Regel aus synsedimentären Ah-Horizonten aufgewachsener Horizont, der auch deshalb einen erhöhten Gehalt an organischer Substanz besitzt, dessen ursprüngliche Schichtung aber biogen durch Wurzeln und Bodentiere mehr oder weniger zerstört sein kann (Homogenisierung des Horizontes). Er ist meist entstanden aus dem vom Wasser herantransportierten Material erodierter Böden, das beim Bodentyp Kolluvium über kurze Strecken umgelagert und am Hangfuß angehäuft (akkumuliert), beim Auenkolluvium dagegen über längere Strecken bis in die Täler gebracht und dort sedimentiert wurde. Ob es sich dabei um reines Solum-Material (nur aus A- und B-Horizonten) im engeren Sinne oder um eine Mischung aus Solum- und Untergrundmaterial (auch aus dem C-Horizont) handelt, ist oft beim Kartieren im Gelände nicht zu entscheiden.

Mächtige Auenkolluvien (Auenböden im engeren Sinne) entstehen heute auf den Spülfeldern (Auflandeteichen) der Zuckerfabriken. Der "Schmutz", der beim Waschen der Rüben anfällt, stammt aus dem Ap-Horizont der Rübenfelder, der Transport ins Tal erfolgt aber bis zur Fabrik durch Fahrzeuge, erst von dort bis zum Spülfeld durch Wasser.

Auenkolluvien können sich nach Beendigung der Sedimentation, etwa durch Be-
deichung, z.B. zu Auenbraunerden weiterentwickeln, wobei aus dem M-Horizont ein Bv-Horizont wird. Sie können auch durch Tiefenerosion des Flusses aus dem Überflutungsbereich herauskommen und entsprechend ihrer Lage und ihrem Substrat zu typischen terrestrischen Böden werden, etwa Braunerden oder Parabraunerden.

Zur Klassifizierung von Wüstenböden

von

Th. Petermann ⁺

Bei bodenkundlichen Kartierungen, die im hyperariden Raum des Fezzan im Auftrag der libyschen Regierung zwecks Landevaluierung für den Bewässerungsfeldbau durchgeführt wurden, wurde das Klassifikationssystem der Weltbodenkarte (FAO/UNESCO 1974) benutzt (s. auch Blume und Petermann 1979). Um den Erfordernissen einer praxisorientierten Bodenkartierung im Maßstab bis 1:5000 zu entsprechen, mußte das System modifiziert und in untere Kategorien differenziert werden. Das galt in Sonderheit für die Yermosole und Solonchake, die als Böden die für einen Bewässerungsfeldbau allein infrage kommenden Serie, Wadis und Oasen beherrschen. Deren Gliederung aufgrund diagnostischer Horizonte und Merkmale soll im folgenden dargestellt werden, wobei Einheiten, die über das System der Weltbodenkarte hinausgehen, nicht unterstrichen wurden. Auf die Definition diagnostischer Eigenschaften wurde z.T. verzichtet, wenn Entsprechendes FAO/UNESCO (1974) entnommen werden kann.

Bei der Nomenklatur der Böden sowie verschiedener Bodeneigenschaften wurden die englischen Begriffe verwendet.

Grundlagen des Systems:

Das zur Grundlage zur Klassifikation der Böden im gegenwärtig vollariden Klimagebiet des Fezzan benutzte Bodenklassifikationssystem ist vorwiegend induktiv, enthält jedoch einige deduktive Elemente; d.h. es wird von objektiv feststellbaren Bodenmerkmalen ausgegangen, wobei Böden gleicher Merkmale zu isomorphen Böden zusammengefaßt werden. Auf der obersten Klassifikationskategorie, den soils units, wird bei der FAO in einigen Ausnahmen das synthetische System zugunsten eines a priori Systems aufgegeben; z.B. bei den Einheiten YERMOSOLS und XEROSOLS, die durch ein spezielles großräumklimatisches Milieu der ariden und semiariden Klimate gekennzeichnet sind. Auf den mittleren Kategorien des Systems, den soil types wird nach streng definierten Bodenmerkmalen klassifiziert, welche sowohl für die Pedogenese als auch für ökologisch-funktionale Aspekte relevant sind.

Insgesamt ist die Struktur des hier vorgestellten Klassifikationssystems polykategorisch-hierarchisch mit mehreren Kategorien von Klassen auf höherem und niedrigerem Niveau des Systems.

Das "zentrale Klassenkonzept" beruht auf der Definition von diagnostischen Merkmalen und Bodenhorizonten sowie ökologisch und pedogenetisch relevanten Bodeneigenschaften:

1. Diagnostische Oberbodenhorizonte
2. Diagnostische Unterbodenhorizonte
3. Diagnostische Eigenschaften
4. Bodenphasen
5. Bodenvarianten
6. Texturklassen

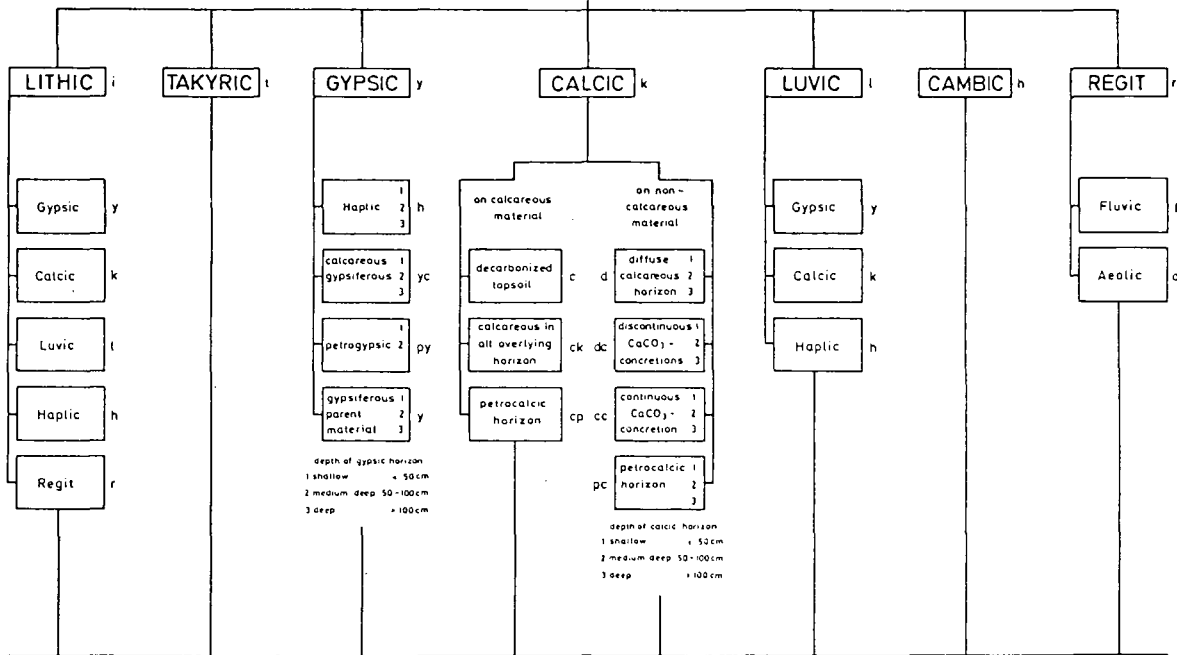
Die Profilmerkmale finden im Klassifikationssystem Anwendung in Abhängigkeit des Niveaus und dem Gebrauch der Bodenklassifikation als Funktion vom Typ der Kartierung. Bodenphasen und Varianten sind solche Eigenschaften der Böden, die eine ökologische Relevanz besitzen, jedoch nicht notwendigerweise eine direkte Beziehung zur Bodengenese haben, oder die hinsichtlich der Bodenentwicklung eine untergeordnete Bedeutung gegenüber den diagnostischen Merkmalen aufweisen. Die Bodenphasen werden bei feasibility Bodenkartierungen benutzt und sind nutzungsspezifisch anzuwenden. Die Varianten können bei Bodenkartierungen von höchster Intensität (1:5000) ausgegliedert werden, wobei die diagnostischen Merkmale oder Bodenphasen näher spezifiziert werden.

ORDER / UNIT

SOIL TYPE

SOIL SUBTYPE

YERMOSOL y



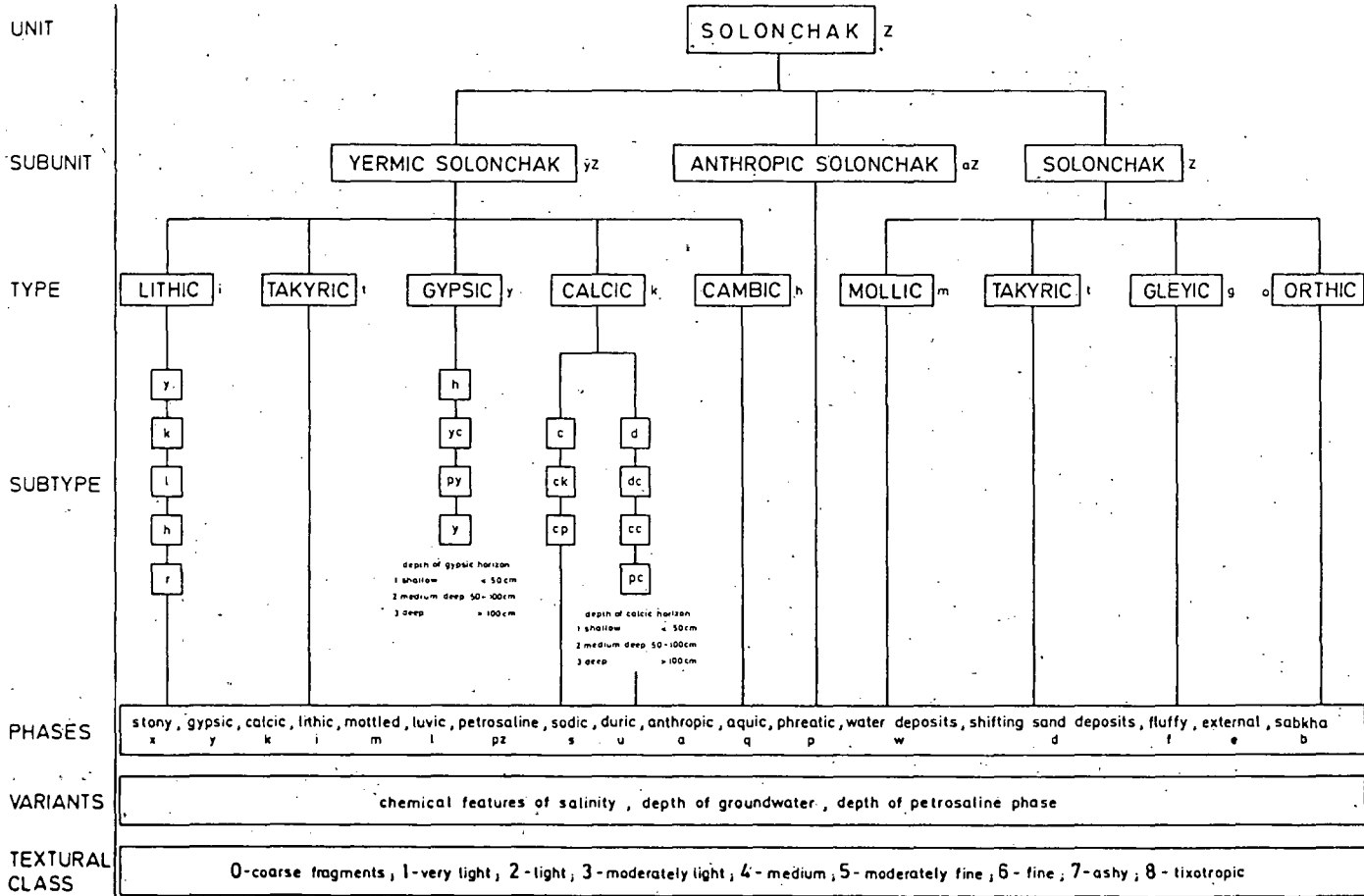
PHASES

saline, stony, gypsic, calcic, lithic, mottled, luvic, petrosaline, sodic, duric, anthropic, aquic, phreatic, water deposits, shifting sand deposits
 z x y k i m l pz s u a q p w d

VARIANTS

TEXTURAL CLASS

0-coarse fragments; 1-very light; 2-light; 3-moderately light; 4-medium; 5-moderately fine; 6-fine; 7-ashy; 8-tixotropic



<p>SOLONCHAKS Z Böden mit diagnostisch hohem Salzgehalt ($EC_e \geq 15 \text{ mS/cm}$) im Solum und einem oder mehreren der folgenden diagnostischen Horizonte: A, H, cambic B, Kalk- oder Gipshorizont. Ein Tonanreicherungs-horizont kann auftreten. Die Profiltiefe ist $> 10 \text{ cm}$. Es fehlen diagnostische Eigenschaften für Vertisole sowie Permafrost. Eine Differenzierung der Solonchake basiert auf dem aktuellen Wasserhaushalt und kommt auf dem SUBUNIT Niveau zum tragen.</p>
<p>yZ YERMIC SOLONCHAKS sind grundwasserferne Böden, die in der Profilmorphologie den Yermosols ähnlich sind, jedoch einen extremen Versalzungsgrad aufweisen, der mit episodischen Regenfällen zugeführt wurde oder einer feuchten Klimaphase mit höherem Grundwasser entstammt. Es handelt sich meist um Kryptosolonchake mit maximaler Salzanreicherung im B- oder C Horizont. Externe Solonchake mit einer Salzausblüfung im A Horizont treten selten auf und sind durch eine Bodenphase gekennzeichnet. Bodenvarianten werden anhand des Grades der Versalzung und dem vorherrschenden Typ des Salzes differenziert.</p>
<p>aZ ANTHROPIC SOLONCHAKS sind durch Bewässerungswasser sekundär versalzene Böden. Da generell jedes Bewässerungswasser Verdunstungsrückstände enthält, sind viele bewässerte Böden als potentielle Anthropic Solonchaks anzusprechen. Eine Systematik der Böden kann derzeit nicht erstellt werden, da ungenügend Daten zur Klassifizierung vorliegen.</p>
<p>Z AKTIVE SOLONCHAKS sind semiterrestrische Grundwasserböden; das Solum ist innerhalb 1 m wassergesättigt bzw. liegt im kapillaren Aufstiegssaum für mind. 1 Monat des Jahres, solange nicht künstliche Drainage vorhanden ist. Ein Kalk- oder Gipshorizont oberhalb des Salzhorizontes fehlt.</p>

Die Differenzierung der -meist reliktschen- YERMIC SOLONCHAKS erfolgt anhand diagnostischer Horizonte oder Eigenschaften in SOIL TYPES und SOIL SUBTYPES.

<p>YERMIC SOLONCHAKS y Z</p>
<p>Lithic Yermic yZi Profiltiefe über Festgestein $> 50 \text{ cm}$; diagnostische Horizonte im Solum dienen zur Differenzierung in SUBTYPES: Takyric, Gypsic, Calcic, Luvic, Cambic. Phasen und Varianten dienen zur Kennzeichnung ökologisch wichtiger Eigenschaften.</p>
<p>Takyric Yermic yZt Yermic Solonchak mit takyrischen Merkmalen: schwere Böden mit polygonaler Struktur des trockenen Oberbodens und plattiger bis massiver Oberflächenkruste.</p>

Gypsic Yermic Solonchak	<p>yZy Salzböden mit diagnostischem Gips-horizont; mind. 15cm mächtig; mind. 5% CaSO_4; Produkt aus Mächtigkeit (cm) und Gipsgehalt (%) beträgt mind. 150. Obergrenze des Gips-horizontes innerhalb 1.5 m Profiltiefe. Ein cambic B oder Kalkhorizont können vorhanden sein. Falls Gips und Kalk zusammen im Profil auftreten, wird bei $\text{CaSO}_4 + \text{CaCO}_3 > 20\%$ der Gips-horizont als primäres Merkmal klassifiziert, wenn $\text{CaSO}_4 > 35\%$ der Gesamtsumme ausmacht. Ein argillic B_t fehlt oder ist nur schwach als luvic phase ausgeprägt. Die Differenzierung in Subtypen erfolgt anhand der morphologischen Ausprägung des Gips-horizontes:</p> <p>yZy h Haplic Gypsic Yermic Solonchak mit schwach ausgeprägtem Gips-horizont und weichen, vereinzelt Kristallen unregelmäßig im Horizont verteilt.</p> <p>yZy c Calcareous Gypsiferous Yermic Solonchak mit diagnostischen Kalk- und Gips-horizonten.</p> <p>yZy pc Petrogypsic Yermic Solonchak mit verfestigtem (indurated layer) Gips-horizont und massiver bis plattiger Ausprägung.</p> <p>yZy y Gypsic Yermic Solonchak auf gipshaltigem Ausgangsmaterial</p> <p>1-3 Die Gypsiferous Solonchaks werden auf dem Subtypen Niveau ferner anhand der Tiefenlage des diagnostischen Gips-horizontes untergliedert in: (1) flach 0-50cm; (2) mittel; (3) tief. Als Bodenvariante wird der Gipsgehalt untergliedert in: (1) < 25% CaSO_4; (2) 25-40%; (3) 40-60%; (4) > 60%. Die Mächtigkeit der petrogypsic Schicht wird als Variante gegliedert in: (1) 25cm; (2) 25-50cm; (3) 50-100cm; 100cm. Die Angabe erfolgt als zweite Zahl nach dem Gipsgehalt.</p>
Calcic Yermic Solonchak	<p>Salzböden mit diagnostischem Kalkhorizont innerhalb 1.5m Solum; mind. 15cm mächtig; mind. 15% CaCO_3 und 5% mehr als im Unterboden (Ausnahme Böden auf Kalkgestein). Gips-horizont kann vorhanden sein und wird als Gips-Phase gekennzeichnet, solange $\text{CaCO}_3 > 65\%$ der Gesamtsumme an $\text{CaCO}_3 + \text{CaSO}_4$ ausmacht. Argillic B_t fehlt oder ist nur schwach als luvic Phase vorhanden. Böden mit duripan (Verfestigung durch SiO_2) Horizont werden unter dem petrocalcic Subtyp eingeordnet, da i.d.R. eine Zementierung gemeinsam mit CaCO_3 und Fe_2O_3 erfolgt.</p> <p>Salzhaltige Kalkböden werden nach dem Ausgangssubstrat und der morphologischen Ausprägung des Kalkhorizontes gegliedert:</p> <p>yZk Calcic Solonchaks, entwickelt auf kalkhaltigem Gestein (40% CaCO_3); die Subtypen werden anhand der Entkarbonatisierung des Profils bezeichnet als: (c) mit vollständiger Entkarbonatisierung des Oberbodens; (ck) unvollständige Kalkauswaschung und sekundäre Anreicherung von Kalkkonkretionen; (cp) unvollständige Entkarbonatisierung und Ausprägung eines petrocalcic Horizontes (hardpan calcrete) im A, B, oder B/R.</p> <p>yZk Calcic Solonchaks, auf kalkfreiem oder kalkarmem Substrat mit einem diagnostischen sekundären Kalkhorizont (A, B oder C).</p> <p>d diffuser Kalkhorizont mit geringer Profildifferenzierung und gleichmäßig verteiltem CaCO_3 im Horizont</p> <p>dc discontinuous concretions, d.h. die Karbonate sind segregiert innerhalb des Horizontes als weiche Kristalle oder harte Konkretionen (nodules), mittlere Profildifferenzierung</p> <p>cc continuous concretions, teilweise Karbonatverkrustung mit massiver oder polyedrischer Struktur, harte Konsistenz</p> <p>pc petrocalcic Horizont (hardpan calcrete) mit laminarer, plattiger Struktur; Verkrustung kann in verschiedenen Profiltiefen auftreten, abhängig von pedogenetischen Prozessen und ist kennzeichnend für spätes Profilstadium; bei zusätzlicher Zementierung mit SiO_2 wird eine duric phase beigefügt.</p> <p>1-3 Die Tiefenlage der diagnostischen Kalkhorizonte wird als</p>

		<p>Zahl beigefügt: (1) flach 0-50cm; (2) mittel 50-100cm; (3) tief 100-150cm. Weitere ökologische und genetische Eigenschaften werden als Bodenphasen ergänzt: luvic, gypsic, petrosaline oder stony. Als Bodenvariante wird der Kalkgehalt unterschieden: (k1) <25% CaCO₃; (k2) 25-40%; (k3) 40-60%; (k4), 60%. Der petrocalcic Yermic Solonchak wird ferner anhand der Mächtigkeit der verhärteten Schicht in (p1) <25cm; (p2) 25-50cm; (p3) 50-100cm; (p4) >100cm gegliedert. Ebenfalls der Grad und Typ der Versalzung können ausgegliedert werden.</p>
Luvic Yermic Solonchak	yZl	<p>Trockener Salzböden mit einem ausgeprägten argillic B_t unter einem Tonauswaschungshorizont. Ein Kalk- oder Gips-horizont kann unterhalb des B_t auftreten, erfüllt jedoch nicht die diagnostischen Merkmale. Der B_t muß mind. 15cm mächtig sein und mind. 3% mehr Ton als der Eluvialhorizont aufweisen (bei schweren Böden mind. 7.5cm mächtig). Luvic Yermic Solonchaks sind als Paläoböden aufzufassen, bei denen nach der Profildifferenzierung durch Tonverlagerung eine sekundäre Anreicherung mit Salzen und evtl. Sulphaten und Karbonaten einsetzte. I.d.R. sind eindeutige Indizien für eine Tonverlagerung selten im Gelände zu identifizieren und der tonreiche B Horizont wird als cambic B designiert bzw. wird als luvic Phase gekennzeichnet.</p>
Cambic Yermic Solonchak	yZh	<p>Trockener Salzboden, der neben einem schwachen ochric A nur einen cambic B diagnostischen Horizont aufweist. Ein cambic B entsteht durch physikalische und chemische Verwitterung oder Veränderung des Ausgangssubstrates. Karbonate sind meist ausgewaschen und in den darunter befindlichen Zonen als Konkretionen ausgefällt. Die Struktur ist oft grob-prismatisch und beginnt bereits dicht unter der Oberfläche. Die Farbe ist meist dunkler als im Unterboden. Eine weitere Untergliederung der Cambic Yermic Solonchaks findet erst bei den Bodenphasen statt, wobei häufig calcic, gypsic, mottled Phasen auftreten. Der cambic B weist oft die höchste Salzkonzentration im Profil auf.</p>
ACTIVE SOLOCHAKS	Z	<p>Semiterrestrische Grundwasserböden mit hoher Salzanreicherung</p>
Gleyic Solonchaks	Zg	<p>Salzböden mit hydromorphen Eigenschaften innerhalb 50cm Profiltiefe (Nasser Solonchak) Typische Bodenphasen sind: petrosaline (Salsverfestigung), sabkha (Akkumulation von hygrokopischen Salzen an der Oberfläche).</p>
Takyric Solonchaks	Zt	<p>Solonchake mit takyrischen Eigenschaften des Oberbodens; es fehlen hydromorphe Eigenschaften innerhalb 50cm Tiefe.</p>
Mollic Solonchaks	Zm	<p>Salzböden mit mollic A Horizont (>1% org. Substanz; mind. 10cm mächtig) und guter Aggregation (z.B. Prismengefüge) und hoher Basensättigung. Es fehlen takyrisches Gefüge und hydromorphe Eigenschaften innerhalb 50cm Tiefe. Zur Untergliederung in Subtypen wird die Mächtigkeit des mollic A herangezogen. Als Phasen werden Kalk- und Gips-horizonte im Unterboden, Salzverfestigungen sowie die Tiefenlage des Grundwasserspiegels berücksichtigt.</p>
Orthic Solonchak	Zo	<p>Salzböden ohne die vorgenannten Eigenschaften. Oft treten bei tiefem Grundwasserstand sog. Sabkha-Böden mit hygrokopischer Salzanreicherung im Oberboden oder Fluffy Solonchaks mit langen Nadeln von Na₂SO₄ · 10 H₂O zwischen den Bodenpartikeln auf. Sie werden als Bodenphasen der Orthic Solonchaks gekennzeichnet.</p>

Die Anwendung des Systems soll zum Schluß anhand eines Beispiels erläutert werden, das auf einer großmaßstäbiger Bodenkarte mit y ZK(dc1)3 - $\frac{y13z3}{s}$ signiert werden.

Einheit	SOLONCHAK	Z	Salzboden
Untereinheit	YERMIC SOLONCHAK	yZ	arides Feuchtereime und sehr schwachem (ochric) A
Typ	CALCIC YERMIC SOLONCHAK	yZk	Ein calcic B als primäres diagnostisches Merkmal
Subtyp		yZk(dc1)	Kalkkonkretionen oberhalb 50 cm und kalkfreies Gestein
Phase	gypsic, lithic	- yi	Ein schwacher Gipshorizont als Byz sowie Festgestein innerhalb 2 m Tiefe
Varietät		- y13z3	Differenzierung der Profiltiefe, hier 150-200 cm. Typ der Versalzung (z3):durch Chloride.
Reliefstufe	slope	$\frac{y13z3}{s}$	Der Standort ist durch eine stärkere Hangneigung gegenüber anderen CALCIC YERMIC SOLONCHAKS gleichen subtypes gekennzeichnet.
Körnungsklasse	medium textured	yZk(dc1)3	Sandiger Lehm im Oberboden und geringe Texturunterschiede zum Unterboden (50-150cm), da zweite Zahl fehlt.

-666-

Literatur: FAO/UNESCO (1974):Soil Map of the World,Legend,Volume I,Paris

Blume,H.P. und Th.Petermann (1978) :Mitteilgn.Dtsch.Bodenkundl.Gesellsch.,29,799-810

Die Bodengesellschaft des Mkomazi-Grabens in Nord-Tanganjika
als Beispiel für die Pleistozän-Holozäne Boden-Entwicklung in
der afrikanischen Feuchtsavanne

von

Hugenroth, P., B. Meyer u. H. Wildhagen

Die Kenntnis der holozänen Boden-Entwicklung in den Tropen leidet unter dem Umstand, daß hier infolge Fehlens der abtragenden und ausräumenden glazigenen und periglazialen Wirkungen des Eiszeitalters meist Paläoböden die Bodengesellschaften beherrschen. Die darunter fallenden Rotlehme, Latosole und Oxisole werden besonders in der bodengeographischen Literatur häufig noch als typische Vertreter rezenter tropischer Böden, d.h. klimatische Zeiger für ein tropisches Entstehungsklima angesehen. Das ist jedoch unzulässig, da das Vorkommen solcher Paläoböden in den Tropen — ebenso wie in unserem mitteleuropäischen Raum — ohne chronostratigraphische Einordnung und ohne nähere Kenntnis der zugehörigen Paläo-Klimate nicht als Klima-Indikator verwendet werden darf. Die Abgrenzung zwischen "tropischen" und "nichttropischen" Böden ist daher — solange man weiterhin allein den bodengenetischen Faktor "Klima" bei dieser Abgrenzung im Auge hat — wissenschaftlich kaum vertretbar.

In den Böden der "ruhenden" Altlandschaften der Tropen überlagern sich zumeist die Phänomene sehr alter und häufig nur noch hypothetisch rekonstruierbarer bodengenetischer Prozesse mit denen der holozänen Prozesse — ohne daß mit befriedigender Sicherheit eine analytische Trennung beider vorgenommen werden kann. Eine nähere Erkenntnis dessen, was an holozänen Prozessen der Bodenentwicklung unter den verschiedenen Klimaten der Tropen und Subtropen tatsächlich abläuft, ist am besten dort zu gewinnen, wo eine junge Abtragung oder Aufschüttung stattgefunden hat. Das ist einmal in den pleistozänen Vorschüttungsgebieten junger Faltengebirge wie des Himalaya oder der Anden der Fall, in denen der pleistozäne Wechsel der Vereisungs-Intensität innerhalb der Hochgebirgslagen weit in das Vorland reichende Impulse geomorphologischer Aktivität gesandt hat.

Zum anderen finden sich Bodenlandschaften mit datierbaren jungen Abtragungen und Aufschüttungen und Böden ausschließlich holozänen oder pleistozän-holozänen Alters in der Umgebung tektonisch aktiver Zonen.

Ein Beispiel dafür stellt der Mkomazi-Graben im Norden Tansanias zur Grenze nach Kenia hin dar. Es handelt sich dabei um einen

etwa 60 km langen und 2 - 4 km breiten geologischen Grabenbruch am Südfuß der aus Metamorphiten gebildeten Usambara-Berge, der von der Küste in Richtung auf den Kilimandscharo streicht.

Der Einbruch des heute noch aktiven Grabens in Jungtertiär und Altpleistozän hat dazu geführt, daß die mit Oxisolen bedeckten Gneis-Pedimente der Massai-Steppe von den Usambara-Bergen abgeschnitten und sozusagen geomorphologisch totgelegt worden sind.

Der Graben hat sich in der Folgezeit mit Sedimenten gefüllt, wozu auch lacustrin-salinare Ablagerungen gehören. Die jüngsten pleistozän-holozänen Sediment-Decken sind jedoch der fluvialen Zufuhr aus den Usambara-Bergen von NE und aus dem Randbereich der angeschnittenen Hochpedimente von SW zuzuschreiben. Diese Sedimente sind im Bereich der Schwemmfächer sandig und gehen zur Mitte des von den Armen des Mkomazi durchflossenen Grabens in Hochflut-Tone über. Letztere bilden unter dem trocken-feuchten Wechsel-Klima der ostafrikanischen Feuchtsavanne schwarze Vertisolen.

Insofern ist also hier der klassische Typus einer ostafrikanischen Flußtal-Landschaft mit seiner reliefbedingten Folge Rotlehm → Vertisol gegeben. Die bodengenetisch interessante Besonderheit besteht aber in den ausgedehnten Schwemmfächern, die, abgestuft und ineinandergeschachtelt, Niveaus unterschiedlichen Alters mit altersmäßig unterscheidbaren Böden bilden.

Betrachten wir zunächst die den Graben säumenden Landschaften, die Usambara-Berge im NE und die Pedimente der Massai-Steppe im SW!

Die Usambara-Berge stellen ein im Zuge phasenhafter Blockhebungen durch subsequenten Tiefenersatz der Gneise und durch rückschreitende Ausräumung der Zersetz-Produkte kaskadenförmig ausgestaltetes Mittelgebirge dar. Die viele Zehner von Metern mächtige Zone des Tiefenersatzes mit unterschiedlich starker Rubeszenz durch den Hämatit liefernden Zersetz von Phyllosilikaten gibt unter den permanent feuchten Klima-Bedingungen des Gebirges die Grundlage für den ausgedehnten und intensiven Hackfeldbau der Bantus.

Die Pedimente auf der anderen Seite des Grabens mit ihren parautochthonen Oxisolen werden seit ca. 60 Jahren durch ausgedehnte Sisal-Plantagen genutzt. Über dem hier 0,5 bis 2 m tief zersetzten Gneis folgt die bekannte Geröll-Decke aus verlagertem Gang-Quarz und darüber der rote Decklehm. Je stärker der Grad der Autochthone ist, desto stärker ist in der Regel auch die Rötung dieser Paläoböden. Der zu starke Besatz mit Weidevieh in dem flußnahen Bereich der Massai-Steppe führt heute zu einer beträchtlichen Erosion, in deren Verlauf die Zersetz-Produkte des Gneises häufig bis auf den unzersetzten Fels abgeräumt werden.

Betrachtet man im Querschnittsprofil der Landschaft den SW-Rand des Grabens, so erkennt man, daß das alte nach SW geneigte Pediment heute von einem neuen jetzt nach NE auf den Graben zu geneigten Pediment unterschritten wird, an welches sich im randlichen Bereich des Grabens Schwemmfächer anschließen.

Die Böden dieser durch den Graben-Einbruch induzierten jungen Pedimente, deren Entwicklungs-Beginn innerhalb des Pleistozäns anzusetzen ist, zeigen ein durch den Hangzug des Bodenwassers bedingtes Prinzip der Vergesellschaftung. Im oberen Teil der zum Graben hin gerichteten Pedimente bis auf die zugehörigen Schwemmfächer hinunter herrschen Luvisolen vor. In Lehmen, die schon aufgrund ihrer primären Korngrößen-Zusammensetzung zu einer hohen Dichte der Lagerung neigen, kann die Ton-Infiltration im Bt-Horizont zu einer solchen Verfestigung des Bodens führen, daß diese Böden für den Hackfeldbau oder generell den Regenfeldbau unge-

eignet werden.

In den talnahen Anschnitten der jungen Pedimente kommt es meist zu einer pedogenen Abscheidung von Feldspatbürtigem Kalk aus dem Hangwasser. Dabei findet eine Bildung von Grundwasser-Dauch oder Kalk-Sinter mit den dafür typischen Krähenfuß-Kindeln statt. Wo die Abscheidung des Kalks aus dem Grundwasser und die Lehm-Sedimentation gleichzeitig erfolgen, erscheinen die Mull-A-Horizonte braun. Auf den talwärts anschließenden älteren Schwemmfächern, auf denen dagegen keine Sedimentation mehr stattfindet, sind kalkreiche Mollisolen, Schwarzerden oder Phäozeme verbreitet, die landwirtschaftlich intensiv im Hackfeldbau genutzt werden und durch ihre dunkelgrauen Termiten-Baue auffallen.

Die Schwemmfächer auf der anderen Seite des Mkomazi-Grabens am Fuße der Usambara-Berge zeigen eine andere Boden-Folge. Die aus den Usambara-Bergen in den Mkomazi-Graben mündenden Täler zeigen im Übergangsbereich ein Stufen-Halbtrichter-Relief, das von ineinandergeschachtelten Bach-Sediment-Körpern in der Folge alt → jung von oben nach unten gebildet wird. Die älteren bestehen in ihren oberen Abschnitten der Sediment-Folge noch aus dem umgelagerten roten Material der Oxisolen aus den Tiefenersatz-Plateaus und Hochtälern der Usambara-Berge.

Die jüngeren Schwemmkörper der pleistozänen Sedimentations-Epoche zeigen —gemäß der tektonisch bedingten rückschreitenden Einschneidung der Bäche in den nicht geröteten Gneis-Zersatz und Gneis der Usambara-Berge— eine Abnahme der Rot- und eine Zunahme der Braunfärbung. Rotbraune Luvisolen auf den mittleren Terrassen werden schließlich auf den jüngsten primär schwach kalkhaltigen Bach-Sedimenten durch die klassische, durch Entkalkung geprägte eutrophe Braunerde abgelöst. In deren tieferen Profil-Abschnitten finden sich häufig begrabene A-Horizonte mit Mull. Die zugehörige, heute nur noch in Relikten erhaltene natürliche Vegetation ist ein aus mehreren Etagen bestehender Feuchtwald.

Diese Schwemmfächer laufen flach in den Graben hinein aus und gehen dann in die Hochfluß-Lehm und-Ton-Decken der Fluß-Aue über. Der obere Teil dieser Schwemmfächer wird, wenn er durch die erosive Abschneidung von den Lieferflächen sozusagen totgelegt worden ist, zunächst durch Ton-Verlagerung geprägt. Dabei ist die Tonverlagerung bei der sedimentären Mehrschichtigkeit der Böden meist nur anhand von Cutanen erkennbar. Vertische Prozesse, die sich hier im Untergrund durch Scher-Gleit-Flächen andeuten, bleiben zunächst noch in Bezug auf Oberboden und Oberflächen-Relief ohne Bedeutung. Weiter schwemmfächerabwärts dominiert jedoch der vertikale Charakter. Der außerhalb des Flutbereiches verbreitete chromische Vertisol gestattet im jährlichen Wechsel der Witterung eine recht tiefgründige Durchwurzelung und stellt eine Reserve für den Hackfeld- und Regenfeldbau dar. In den tiefsten Teilen des Grabens schließen sich daran die schwarzen Auen-Vertisol-Areale an, die—da sie keine boden genetische Besonderheit dieses Klimaraumes darstellen— hier nicht weiter behandelt werden sollen. Sie stellen die wesentlichen Flächen für den Anbau von Sumpfreis dar. Im Grunde sind sie in der gesamten, bisher dargestellten Boden-Gesellschaft und -sequenz die einzigen klimatischen "Tropen-Böden", da ihre Entstehung den hier herrschenden saisonalen Witterungs-Wechsel des Savannenklimas erfordert.

Als letztes Glied in der auf die Tal-Tiefenachse zu gerichteten Boden-Sequenz sind schließlich die kalkhaltigen Auen-Mulligleye auf den jüngsten, meist sandig-schluffigen Sedimenten des Mkomazi im Bereich der Uferwälle zu nennen.

Eine für Grabenbrüche typische Erscheinung, die in der hier betrachteten Boden-Landschaft zu einer nicht klimatisch, sondern hydrologisch bedingten weiteren Differenzierung der Boden-Gesellschaft geführt hat, ist der Aufstieg von Grundwasser an Rand-Verwerfungen des Grabens. Der Phragmites-Gürtel am Graben-Rande der Vertisol-Flächen markiert solche Stellen mit artesisch aufsteigendem Wasser. In ihrer Umgebung sind die Hochflut-Lehme nicht zu Vertisolen, sondern zu kalk- und gipshaltigen Mull-Gleyen umgeformt worden.

Ökologische Probleme entstehen dort, wo das aufdrängende Grundwasser aus den in der Tiefe anstehenden lacustrinen Gips-Kalk- und Salz-Sedimenten mit Salzen angereichert worden ist. Überweidung, Dispergierung und flächenhafter Boden-Abtrag führen hier zu Kahlflächen, unter denen sich kalk- und gipsreiche Solontchaks finden — besonders im Bereich der Austritts-Linien salinaren Grundwassers.

Gerade in diesen Rand-Bereichen des Grabens gibt sich ein interessanter anthropogener Einfluß auf die Ausbreitung der Solontchak-Flächen und die sich damit gleichzeitig ausbreitende "Desertifikation" zu erkennen: Die in diesem Bereich relativ geringe Salzbeeinflussung reicht für eine Na-Dispergierung des Bodens aus. Der Viehtritt fördert in der Regenzeit die erosive Verlagerung von Oberboden-Material, das weit in die Vertisol-Regionen hineingetragen wird und dort zur Überdeckung der ökologisch wertvollen Böden mit einer Salzboden-Decke führt. Die Ausbreitung dieses Prozesses wird an der Ausbreitung der Zone der halophilen Succa-Büsche ablesbar, die es gestattet, mit Hilfe der Luftbild-Analyse die fortschreitende Ausdehnung der erosiven Versalzung zu verfolgen.

Zum Schluß sei bemerkt, daß diese Solontchaks bei bestimmter Zusammensetzung der Bodensalze eine pedogene Quelle der Speisesalzgewinnung für die Bantu darstellen. Der abgeschabte A-Horizont wird in durchlöchernten Wannen, die mit einem Faserfilter versehen sind, ausgelaugt. Das geschieht in wandernden Siedlungen, deren jeweilige Situation durch die Schwaden zu lokalisieren ist, die aus den Eindick-Pfannen aufsteigen.

Die Boden-Gesellschaft des Huallaga-Tales am östlichen Anden-Fuß Perus als Beispiel für die pleistozäne Relief-Bildung und die holozäne Boden-Bildung unter Amazonas-Regenwald

von
Meyer, B.^{+) u. K. Neumeyer}

Ziel der Arbeit war es, die Kenntnis des Ablaufes und der Intensität der Boden-Entwicklung unter tropischem Regenwald, soweit sie sich auf die Epoche des Holozäns erstreckt, zu erweitern.

Zu diesem Zweck wurde am peruanischen West-Rand des Amazonas-Beckens die zwischen den östlichen Ketten der Cordilleren gelegene breite Talung untersucht, in welcher der Rio Huallaga fließt. (ca. 3000 mm Niederschlag, 24^o C).

Dieses Gebiet hat im Pleistozän unter der direkten glazifluvialen Beeinflussung von den Anden her gestanden. Die im jüngeren Pleistozän erfolgte Heraushebung der Region hat zur partiellen Ausräumung der im älteren Pleistozän gebildeten Schotter-Plombe des Cordilleren-Längstales geführt.

Die Ausräumung ist durch Prozesse der Pedimentation in pleistozänen Phasen mit Sturzregen-Trocken-Klima mit geringer Vegetations-Bedeckung erfolgt. Unter sukzessiver Eintiefung sind — ausgerichtet auf die demselben Klima-Raum entstammenden Seiten-Bäche des Rio Huallaga — unter Rückverlagerung von mehrere Meter mächtigen Stufen durch erosiven Abtrag am Hang wie auch durch Lateral-Erosion Ausräumungs-Flächen geschaffen worden. Sie bilden heute flache Treppen von bis zu zehn Terrassen.

Auf diesen Terrassen liegen Deck-Lehme, die das Solum der Böden bilden.

Diese geomorphologisch-chronostratigraphische Situation, die sich aufgrund einer Vorerkundung ergab, versprach, auf dem Wege einer Detail-Aufnahme zu Aussagen über die Altersstellung der Flächen und ihrer Lehm-Decken und damit ihrer Böden zu gelangen.

Die Region des mittleren Huallaga-Tales wurde dazu nach Lage, Topographie, Relief, zonaler Einordnung, Klima, Vegetation, Besiedlungsgeschichte, geologischem Bau, Oberflächen-Entwicklung und hydrologischem Zustand untersucht und dargestellt.

+) Institut für Bodenwissenschaften, v.-Siebold-Str. 4,
D-3400 Göttingen

Daraufhin wurde bei Aucayacu ein ca. 25 km² großes Repräsentativ-Gebiet ausgewählt. Dieses enthielt die Landschafts-Elemente der Region in typischer Ausprägung. Es wurde geomorphologisch, sedimentstratigraphisch und bodengeographisch kartiert, als es sich gerade im Zustand der Rodung des bis dahin kaum berührten tropischen Regenwaldes befand.

Besonderes Gewicht wurde auf die Klärung von Herkunft und Art der Ablagerung der bodenbildenden Deck-Lehme gelegt. Aus mehreren stratigraphischen Indizien und unter Heranziehung von vergleichenden mineralogischen Untersuchungen wurde folgender Schluß gezogen: Es handelt sich um ein primär das gesamte Gebiet überdeckendes, im Jungpleistozän bei schwacher Vegetations-Decke und Spülfluten äolisch eingetragenes Material (je nach Definition: "Löß") andinen Ursprungs. Dieses ist — abhängig von der fluvialen Aktivität auf den Resten der zehn Terrassen-Niveaus Q bis Z — fluvial unterschiedlich stark umgelagert sowie nach Korngrößen und Mineral-Arten umsortiert worden. Auf der zweitjüngsten, arealmäßig dominierenden, vermutlich (jung-) würmzeitlichen Terrasse Y ist nur fluvial stark umgelagerter Deck-Lehm vorhanden.

Folgende Böden — einzelne Böden und Glieder einer Boden-Gesellschaft bzw. Catena — wurden als repräsentativ und — in einigen Fällen als bodengenetisch-bilanzierfähig — für eingehendere chemische, physikalische, mineralogische und mikromorphologische Untersuchungen ausgewählt:

1. Auen-Böden, z.T. noch kalkhaltig auf dem rezenten Aktivitäts-Niveau (Z) des Rio Huallaga und seiner Zuflüsse.
2. Die aus Deck-Lehm hervorgegangene, arealmäßig dominierende, als voll holozän - "klimatypisch" anzusehende Boden-Gesellschaft der Y-Terrasse. Sie umfaßt als normal dränende, hydrologisch autonome Glieder Sauerbraunerden und versauerte Parabraunerden (Fahlerde, Orthic bis Gleyic Acrisol, Typic bis Aquic Tropudult) mit abgelaufener starker Ton-Bildung (Dreischicht-Tonminerale aus Glimmern, Kaolinit aus Feldspäten), — Verlagerung und gelegentlich auf Verdichtung beruhender sekundärer Stauansätze — und als feuchte Glieder in Mulden mit lateralem Wasser-Zuzug, bei hohem Grundwasserstand oder sehr tonigem Material rohhumus-freie bis subaquatische Stagnogleye (Gleyic Podzoluvisol bis Dystric Gleysol, Typic Tropaquult) mit NaBbleichung. — Nach boden-morphologischen Indizien hat sich der Übergang vom trockeneren glazialzeitlichen Klima

mit schütterer Vegetation zum heutigen feucht-heißen tropischen Regenwald-Klima über eine Phase mit Wald, aber saisonal wechsel-feuchten Klima-Bedingungen vollzogen.

Die klimatypischen Urwald-Böden sind heute bis zur Basis der Deck-Lehne versauert: pH (H₂O) 4.2 bis 5.2, pH (CaCl₂) 3.6 bis 4.1, um 80 % Al-Ionen-Absättigung der effektiven Kationen-Austausch-Kapazität, aber noch keine Bildung von Al-Chloriten.

Die Menge an organischer Substanz und deren Tiefen-Verteilung korrespondieren nicht mit der geringen Farbkraft des Humus. Bis 30 cm Tiefe wurden bei einem C/N(org)-Verhältnis von 11 bis 14 5600 kg N(org) pro ha gefunden. Dieses hat relativ geringe Anteile an heterozyklischem N und — wider Erwarten — auch an chitinbürtigen Aminosuckern.

3. Kalkstein-Braunlehme am Hang und auf dem Kamm der Cordillera Azul und den verkarsteten Kalkfels-Durchragungen im Tal.

4. Rote Böden (Ferralsols, Orthoxes), die sich als reliktsch bzw. fossil erwiesen. Sie sind vor Beginn der jünger-pleistozänen Ausräumung des Tales gebildet worden. Die Möglichkeit ihrer Entstehung unter saisonal wechselfeuchten Klima-Bedingungen bei hohem Grundwasser-Stand wurde diskutiert.

Aufgrund der vergleichenden Betrachtung ökologischer Boden-Parameter unter Urwald-Bedingungen wie Aziditäts-Zustand, Austausch-Ionen-Umsatz, Tiefen-Verteilung der Humus-Mengen und Stickstoff-Fractionen, P-Gehalt und Porengrößen-Verteilung wurden Überlegungen über die Möglichkeiten und Probleme der landwirtschaftlichen Nutzung dieser Böden angestellt.

In Anbetracht der mäßigen Verwitterung der pleistozänen Sedimente im Vorland der Anden, d.h. bei einem für geringe Ansprüche an den Ertrag ausreichenden K-Angebot und einem mäßigen, durch Kalkung mobilisierbaren P-Angebot bei großen N-Vorräten ist der den Ertrag zunächst begrenzende Faktor in der Labilität des Gefüges der zwar sauren, aber anscheinend nicht ausreichend durch Al-Ionen stabilisierten Böden zu sehen. Sie führt in Verbindung mit den hohen Niederschlägen zu Luft-Mangel in den landwirtschaftlichen Kulturen und dürfte aufgrund des extrem hohen Bedarfes durch Kalkung nicht zu beheben sein.

Literatur:

Meyer, B. u. K. Neumeyer, 1980: Holozäne Boden-Gesellschaft aus jung-pleistozänen Sedimenten unter Tropen-Regenwald in der Übergangsregion Cordilleren-Amazonas-Becken in Peru - Göttinger Bodenkundl. Ber. 62, 257 S.



Wasser- und Nährstoffhaushalt landwirtschaftlich
genutzter Böden im Hochbecken von Puebla-Tlaxcala
(Zentralmexiko)⁺

von
Wegener, H.-R.⁺⁺

Im Rahmen der bodenkundlichen Forschungen des Mexiko-Projektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft wurden an insgesamt 16 repräsentativen Bodenprofilen die wichtigsten ökopedologischen Eigenschaften ermittelt. Während vor allem die Untersuchungen zum Bodenwasserhaushalt in engem Zusammenhang mit der Erodierbarkeit der Böden stehen, vermitteln die Untersuchungen zum Nährstoffhaushalt einen Eindruck von dem durch Bodenabtrag verursachten Verlust an für Pflanzennährstoffe wichtigen Bodenbestandteilen.

M a t e r i a l u n d M e t h o d e n

Folgende Böden wurden untersucht (Abb. 1):

Schwach entwickelter Barroboden (Eutric Cambisol)	(8,10) ⁺⁺⁺
Gelbbrauner Barroboden (Chromic Cambisol) mit Tepetate (Duripan)	(1,7),
Dunkelbrauner Barroboden (Humic Cambisol)	(12),
Vertisolähnlicher Barroboden (Vertic Cambisol) mit Tepetate (Duripan)	(13-15),

⁺ Die Untersuchungen wurden mit finanzieller Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft unter der Leitung von Prof.Dr.E.Schönhals durchgeführt.

⁺⁺ Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung der Justus-Liebig-Universität Gießen, Wiesenstraße 3-5, D-6300 Gießen

⁺⁺⁺ Die Zahlen entsprechen der Lagebezeichnung der Profile in Abb. 1

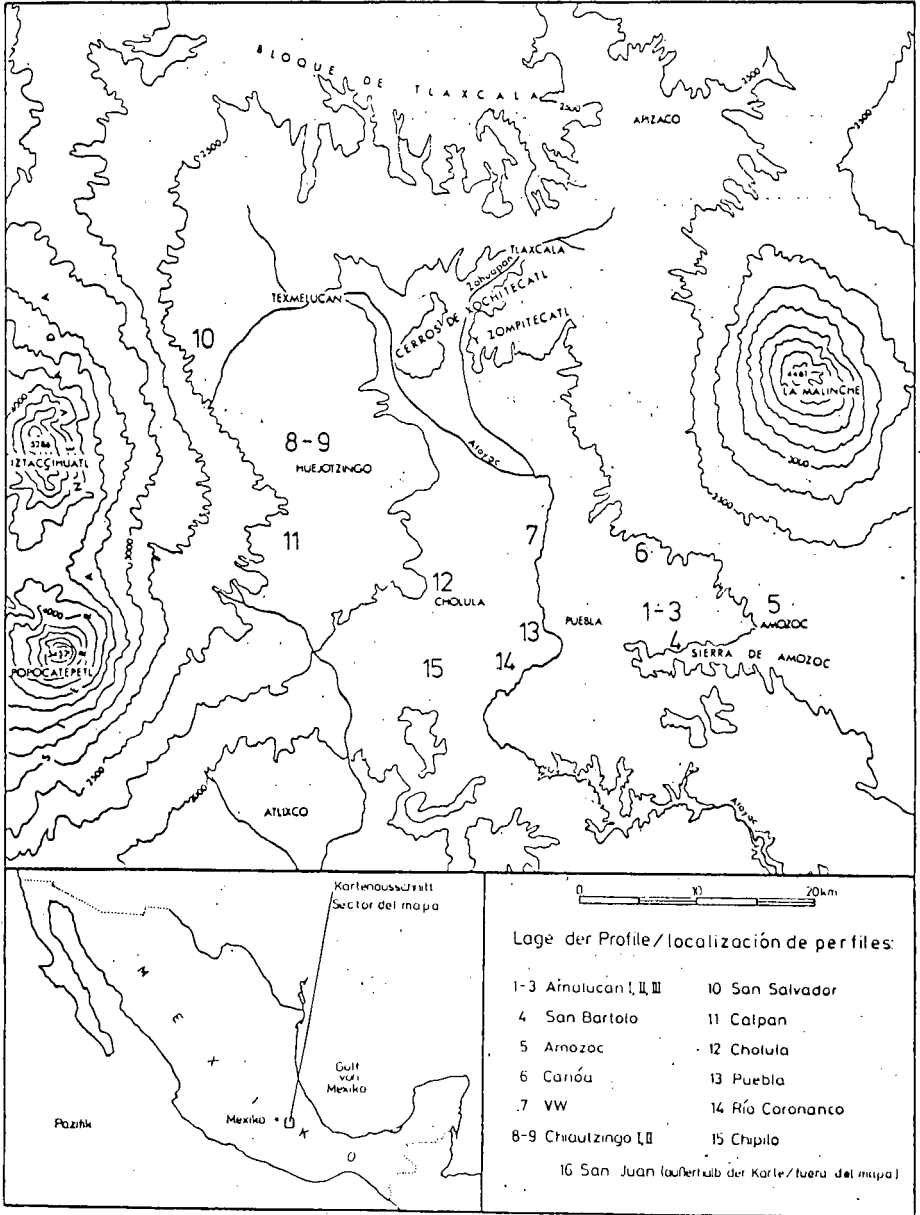


Abb. 1: Karte des Arbeitsgebietes
Fig. 1: Mapa del área de estudio

Fluvisole unterschiedlicher Körnung	(2,5,6,9),
Hangfußkolluvium	(3,4),
Regosol und	(11)
Vitric Andosol	(16).

An den Bodenproben aus den einzelnen Horizonten der oben aufgeführten Profile wurden die folgenden Laboranalysen durchgeführt: Gesamtkohlenstoffgehalt, Bodenreaktion, Allophantest, Austauschkapazität und Basensättigung, Nährstoffgehalte, Korngrößenverteilung, Porengrößenverteilung, Wasser- und Luftdurchlässigkeit, Wasserstabilität der Bodenaggregate, regelmäßige Bodenfeuchte-Messungen. Die verwendeten Methoden und die untersuchten Profile sind bei WEGENER (1978) beschrieben.

E r g e b n i s s e u n d D i s k u s s i o n

Nährstoffe, Austauschkapazität und Basensättigung (Abb.2 u.Abb.3)

Kalium

Der Gesamtgehalt an einzelnen Nährstoffen schwankt in den meist schwach bis sehr schwach humosen Böden mehr oder weniger stark. Beim Kalium reicht die Bandbreite von 0,66 Gew.-% im Vertisol-ähnlichen Barroboden bis 1,83 Gew.-% im kiesigen Fluvisol; im Mittel enthalten die untersuchten Böden rund 1,1 - 1,2 Gew.-% K_t . Die Schwankungen der Kaligehalte (K_t) innerhalb der Profile sind nur schwach ausgeprägt; Tendenzen sind schwer anzugeben.

Zwischen Gesamtkali und "pflanzenverfügbarem" Anteil bestehen bei den untersuchten Profilen keine eindeutigen Beziehungen. Diese Tatsache wird auch verständlich, wenn man an die Vielzahl von Faktoren denkt, welche die Verfügbarkeit des Kaliums - und der Nährstoffe allgemein - beeinflussen. Hier sind vor allem unterschiedliche Düngegewohnheiten, Ertragsniveau, Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Nährstoffen, Austauschverhalten und Durchlässigkeit des Bodens, Niederschlagsmenge und -verteilung am jeweiligen Standort von Bedeutung. Alle diese Einflüsse können bei einer einmaligen Probenentnahme und lediglich durch Laboruntersuchungen nicht eindeutig erfaßt werden.

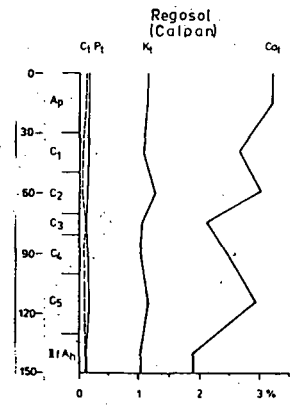
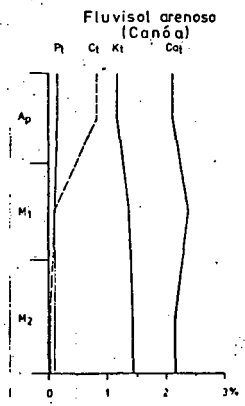
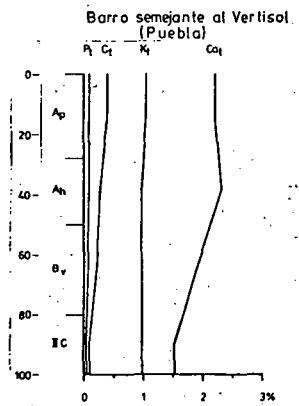
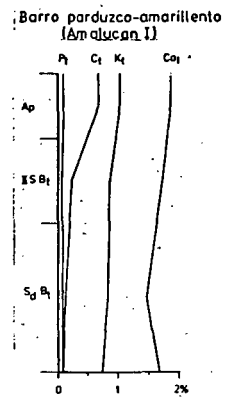
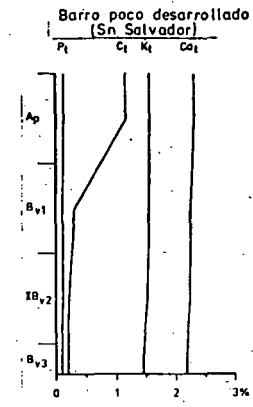
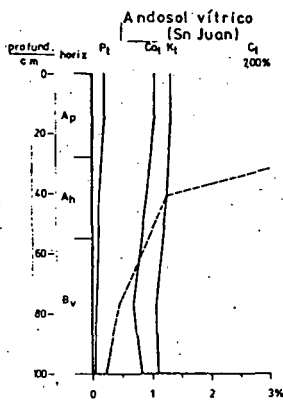


Fig. 2: Diagramas de las concentraciones de K_t, Ca_t, P_t, y C_t (%)
 Abb. 2: Gesamtgehalte P_t, C_t, K_t, Ca_t

Die K_{AL} -Werte der i.a. schwach bis mäßig sauren Böden sind erstaunlich hoch und liegen im Mittel bei ca. 300 ppm. Einen im Vergleich zu den restlichen Standorten niedrigen Gehalt an "pflanzenverfügbarem" Kalium weisen die grobkörnigen Fluvisole auf. Die niedrigen Werte erklären sich aus der hohen Durchlässigkeit und dem geringen Tongehalt dieser Böden. Das gleiche gilt für Regosole aus Bims und Aschen, deren K_{AL} -Gehalt erst im fossilen A-Horizont wieder ansteigt. Ebenfalls verhältnismäßig geringe Kaliumwerte weisen die Schwach entwickelten Barroboden und der Gelbbraune Barroboden auf.

Zusammenfassend können wir sagen, daß die Kaligehalte (K_{AL}) i.a. sehr hoch sind: Nach dem Klassifizierungsvorschlag von SPIELHAUS (1973) - die Grenzwerte sollen trotz der Problematik des Vergleichs angewendet werden - ist die Kaliversorgung der untersuchten Böden als extrem hoch bis sehr hoch zu bezeichnen, sogar die Regosole und Fluvisole müssen noch als mittelversorgt eingestuft werden. Es wird nochmals betont, daß der Vergleich sehr problematisch ist, weil die Grenzwerte unter mitteleuropäischen Klima-, Boden- und Nutzungsbedingungen aufgestellt wurden und schwer auf mexikanische Verhältnisse zu übertragen sind.

Calcium

Der Calciumgehalt der untersuchten Böden liegt im Mittel bei knapp 2 % Ca_t .

Die Tiefenfunktion des Ca_t -Gehalts ergibt sich in den meisten Fällen in der Abnahme des Ca_t mit der Tiefe. Ein Zusammenhang zwischen Ca-Gesamtgehalt und "verfügbarem" Anteil ist nicht zu erkennen. Die Ca_{AL} -Werte liegen im Mittel aller Böden zwischen 1000 und 1500 ppm, entsprechend 0,10 - 0,15 Gew.-% Ca_{AL} ; allerdings sind die Werte sehr großen Schwankungen - sowohl zwischen den Profilen als auch von Horizont zu Horizont - unterworfen. Der Vertisolähnliche Barroboden enthält im Durchschnitt mehr als 2500 ppm lösliches Ca. Demgegenüber finden wir im grobkörnigen Fluvisol, der immerhin mehr als 2 % Gesamtcalcium aufweist, einen AL-löslichen Anteil von lediglich ca. 0,05 Gew.-%. Ähnlich verhält sich der Regosol aus Bims und Aschen. Ebenso verwirrend wie die Zusammenhänge zwischen Ca_t und Ca_{AL} gestalten sich auch die Verhältnisse im Profil: Bei den meisten Böden nehmen die Ca_{AL} -Werte mit der Tiefe mehr oder weniger deutlich zu, nur im Schwach entwickelten Barroboden des Profils San Salvador verringert sich

der Gehalt an AL-löslichem Calcium mit der Tiefe.

Phosphor

Mit der Bestimmung der P-Gehalte wurde ein weiterer sehr wichtiger Pflanzennährstoff erfaßt. Die P_t -Gehalte der untersuchten Proben liegen im Bereich von etwa 0,10 Gew.-%, der höchste Phosphorgehalt mit 0,20 Gew.-% wurde im A_p -Horizont des Vitric Andosol gefunden.

Im Gegensatz zu den anderen Nährstoffen zeichnen sich beim Phosphor deutliche Tendenzen im Profil ab: Bei den meisten Standorten werden die P_t -Gehalte mit der Profiltiefe geringer. Ein sehr niedriger P_t -Gehalt wurde im Tepetate des Standorts Chipilo gefunden. Das gleiche gilt für den Fluvisol in Amozoc; allerdings erreichte der P_t -Gehalt bei diesem Profil in etwa 1,60 m Tiefe (fA_h) wieder einen Wert von 0,12 %.

Weitaus weniger übersichtlich sind die Verhältnisse beim "verfügbarem" Phosphor (P_{AL}): Im Mittel der untersuchten Profile liegt der Gehalt an löslichem Phosphor bei rund 33 - 35 ppm P_{AL} . Der Gelbbraune Barroboden in Amalucan fällt ebenso wie der entsprechende Tepetate durch sehr hohe P_{AL} -Gehalte im Oberboden auf. Unter den bereits im Zusammenhang mit dem Nährstoff Kalium geäußerten Vorbehalten ist die P_{AL} -Versorgung der untersuchten Proben nach der Klassifizierung von SPIELHAUS (1973) als niedrig einzustufen.

Austauschkapazität und Basensättigung (Abb. 3)

Eine weitere Möglichkeit, den Nährstoffhaushalt eines Bodens zu charakterisieren, stellt die Messung der Austauschkapazität (AK_{pot}) und der sorbierten Kationen dar. Die Basensättigung (BS) ist eine aus diesen Meßdaten abgeleitete Größe.

Trotz i.a. geringer C_t - und Tongehalte sind die AK_{pot} -Werte ziemlich hoch und liegen im Mittel aller Proben zwischen ca. 13 und 15 mval pro 100 g Boden. Den höchsten Wert mit über 37 mval finden wir verständlicherweise im sehr stark humosen Oberboden des Vitric Andosol, aber auch im sehr schwach humosen Unterboden desselben Profils beträgt die potentielle Austauschkapazität bei einem Tongehalt von 11,8 % immer noch mehr als 25 mval pro 100 g

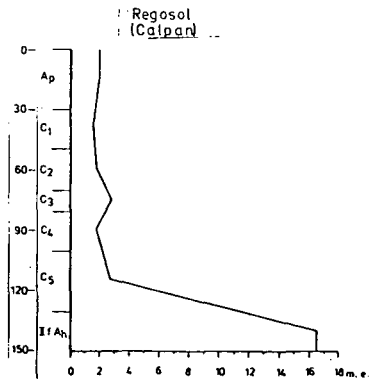
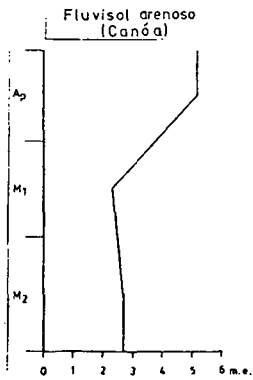
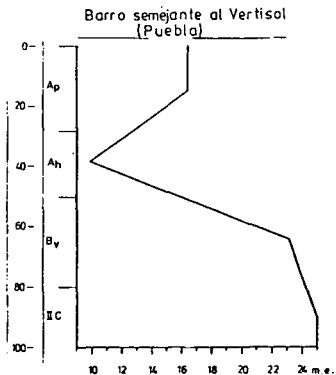
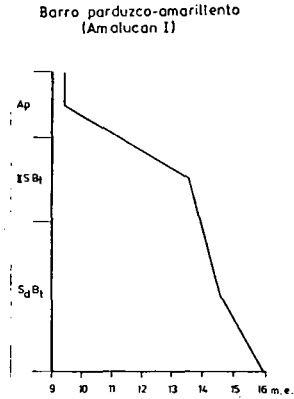
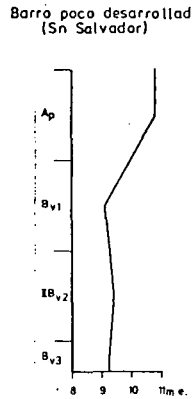
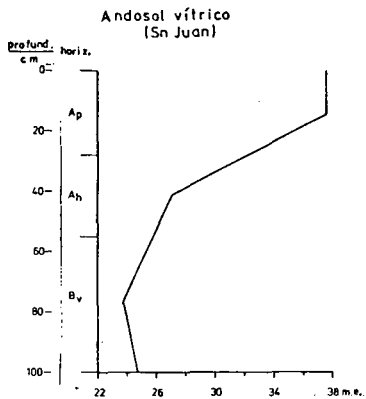


Fig. 3: Diagramas de C.I.C. (me./100g)
Abb. 3: Austauschkapazität (AK_{pot})

Boden. Die effektive Austauschkapazität dürfte in diesem mäßig bis stark sauren Profil entsprechend niedriger ausfallen.

Ebenfalls hohe AK_{pot} -Werte kennzeichnen den Vertisolähnlichen Barroboden am Río Coronanco. Hierfür scheint vor allem der hohe Tongehalt verantwortlich zu sein. Trotz geringer Tongehalte wurden auch bei den Tepetate-Varianten mit 19 bzw. 21 myal/100 g Boden verhältnismäßig hohe Austauschkapazitäten gemessen. Da auch der geringe Gehalt an organischer Substanz wenig zur Austauschkapazität beitragen kann, muß man annehmen, daß ein Teil der oberflächenaktiven Substanz aufgrund "unvollständiger" Dispergierung in der Schlufffraktion vorliegt. Erwartungsgemäß niedrig sind die AK_{pot} -Werte der grobkörnigen Fluvisole und der Regosole; allerdings steigt im Regosol die Austauschkapazität in der Tiefe - bedingt durch die fossilen A-Horizonte - wieder sprunghaft an. Im allgemeinen sind die höheren AK_{pot} -Werte in den tieferen Horizonten zu finden.

Wenn auch die Kationenbelegung des Sorptionskomplexes hier im einzelnen nicht behandelt wird, soll dennoch auf die i.a. erstaunlich hohe Basensättigung hingewiesen werden, die bei den meisten Profilen über 80 % der potentiellen Austauschkapazität erreicht. Sehr niedrige BS-Werte kennzeichnen den Vitric Andosol, der auch gleichzeitig durch große Unterschiede zwischen Ober- und Unterboden auffällt: Während im Oberboden die Basensättigung 16 bis 19 % erreicht, finden wir in den tieferliegenden Horizonten Werte von mehr als 70 % der AK_{pot} . In den übrigen Profilen sind die Schwankungen weniger deutlich ausgeprägt. Abschließend sei noch erwähnt, daß bei der Mehrzahl der Proben der größte Teil des Austauschkomplexes von Ca^{2+} eingenommen wird, gefolgt von Mg^{2+} und K^+ . Na^+ ist, wenn überhaupt, nur in geringen Mengen vertreten.

Bodenwasserhaushalt

Porengrößenverteilung (Abb. 4)

Die Gesamtporenvolumina, der i.a. mäßig bis gutdurchlässigen Böden, schwanken zwischen 39,73 % im Unterboden des Gelbbraunen Barrobodens und 77,31 % des Gesamtbodenvolumens im Vitric Andosol.

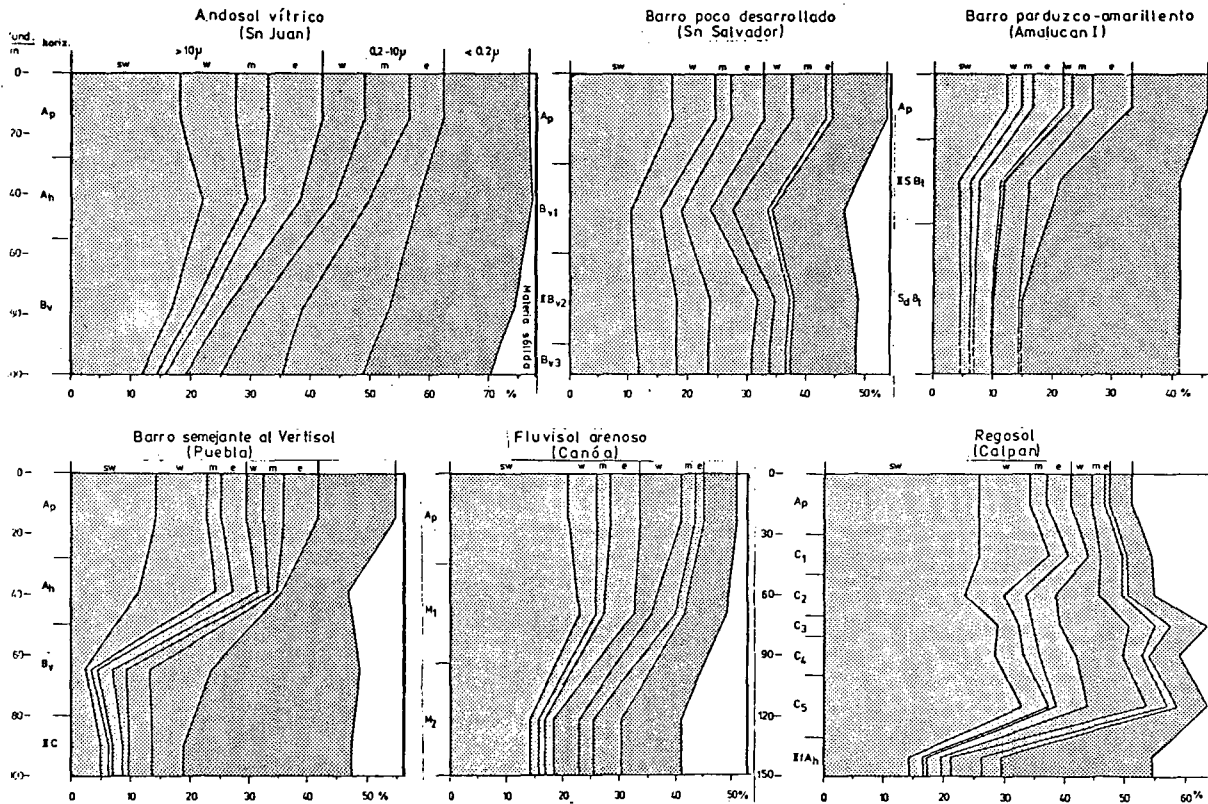


Fig.4: Diagramas de porosidad
 Abb.4: Porengrößenverteilung

Die Schwankungen im Profilverlauf sind mit ca. 13 Vol.-% beim Vertisolähnlichen Barroboden und beim Regosol - vor allem texturbedingt - besonders stark.

Der Anteil der Grobporen am Gesamtbodenvolumen unterschreitet nur im Gelbbraunen Barroboden und im Vertisolähnlichen Barroboden den Grenzwert von 10 Vol.-%, den höchsten Grobporenanteil finden wir mit 44 Vol.-% im Regosol. Bei einem Grobporenanteil von mehr als 10 Vol.-% kann man annehmen, daß eine ausreichende Sauerstoffversorgung der Pflanzenwurzeln i.a. gewährleistet ist.

Tendenzen der Grobporenverteilung im Profil sind schwer abzuleiten, weil - bedingt durch Substrat- und Schichtwechsel - oft sehr große Porensprünge auftreten. Abgesehen von einigen geringen Abweichungen kann man sagen, daß i.a. die oberen Profilbereiche grobporener sind als die darunterliegenden. Das gilt vor allem für die Deckschicht der verschiedenen Barroböden.

Der für die Speicherung des "pflanzenverfügbaren" Bodenwassers besonders wichtige Anteil an Mittelporen - zumal es sich in allen Fällen um grundwasserferne Standorte handelt - bewegt sich zwischen 3 Vol.-% im Vertisolähnlichen Barroboden und 31 Vol.-% im Vitric Andosol. Eine solch große Streuung gilt aber nicht nur zwischen den Profilen, sondern auch innerhalb desselben Profils: Der Vertisolähnliche Barroboden hat im A_h -Horizont, wie bereits erwähnt, ca. 3 Vol.-% Mittelporen, während im IIC-Horizont ca. 29 Vol.-% gemessen wurden. Diese Tatsachen erschweren natürlich allgemeingültige Aussagen. Die Aufteilung in weite ($10 - 3 \mu\text{m } \emptyset$), mittlere ($3 - 0,6 \mu\text{m } \emptyset$) und enge ($0,6 - 0,2 \mu\text{m } \emptyset$) Mittelporen zeigt, daß auch innerhalb dieses Porenbereiches zwischen den Profilen und ebenso auch Horizonten große Unterschiede bezüglich des sog. "pflanzenverfügbaren" Wassers bestehen. Während in einigen Horizonten der Anteil an weiten Mittelporen überwiegt - das Wasser den Pflanzen daher besser zugänglich ist -, dominieren in anderen Horizonten die engen Mittelporen.

Die nutzbare Feldkapazität (nFK) der untersuchten Böden ist im allgemeinen gering. Die Werte liegen zwischen 58 mm beim flachgründigen Vertisolähnlichen Barroboden in Chipilo und 233 mm beim Vitric Andosol. Die Angaben für die nFK beziehen sich auf 0 - 100 cm Tiefe, nur beim Profil Chipilo wurden 0 - 50 cm Mächtigkeit des Speicherraumes angenommen. Es fällt auf, daß die Speicher-

kapazität für "pflanzenverfügbares" Wasser bei dem Vertisolähnlichen Barroboden höher ist als bei dem Gelbbraunen Barroboden; allerdings sind über 50 % dieses Wassers in engen Mittelporen mit einer Saugspannung von mehr als 5 bar gebunden.

Auch die Feinporenanteile weisen sehr große Schwankungen auf; so liegen die Werte für die Poren $< 0,2 \mu\text{m}$ in den grobkörnigen Fluvisolen sowie im Regosol unter 8 Vol.-%, andererseits hat zum Beispiel der Unterboden des Hangfußkolluviums in San Bartolo bis zu 29 Vol.-% Feinporen.

Bodenfeuchte-Verlauf (Abb. 5 u. Abb. 6)

Die Veränderung des Gehalts an pflanzenverfügbarem Wasser (Differenz zwischen jeweils gemessenem Wassergehalt und dem Wassergehalt beim Permanenten Welkepunkt) ist in den untersuchten Böden sehr unterschiedlich: Der Gelbbraune Barroboden enthält während der gesamten Regenzeit hauptsächlich nur in den oberen 40 - 50 cm des Profils pflanzenverfügbares Wasser, weil der Feinporenanteil vom Ober- zum Unterboden von ca. 7 auf 28 Vol.-% zunimmt, während sich der Mittelporenanteil kaum ändert. Bei dem Dunkelbraunen Barroboden herrscht während der Regenzeit aufgrund des hohen Feinporenanteils (ca. 25 Vol.-%) bis zu einer Tiefe von rund 50 - 70 cm ein Wasserdefizit. Günstige Eigenschaften des Wasserhaushalts kennzeichnen die mittel- und grobkörnigen Fluvisole (und Regosole), bei denen, bedingt durch die geringe Leitfähigkeit des Sandes im ungesättigten Zustand, die Evaporation gering ist. Hinzu kommt, daß in dem Porensystem der einzelnen Bimskörner und -lapilli zusätzlich Wasser gespeichert wird.

Es sei noch erwähnt, daß es bei der Betrachtung der Speicherkapazität der im Rahmen dieser Arbeit behandelten Böden unter randtropischen Klimabedingungen nicht so sehr auf die Größe der nutzbaren Feldkapazität ankommt; es muß auf jeden Fall Speicherkapazität für pflanzenverfügbares Wasser vorhanden sein, und dieses Wasser soll den Pflanzen in jedem Entwicklungsstadium zugänglich sein. Speicherkapazität größeren Umfangs ist nur von Bedeutung, wenn die Regenzeit durch längere Trockenphasen unterbrochen wird (z.B. "kleine Trockenzeit"). Im übrigen kann man davon ausgehen, daß fast täglich Niederschlag fällt, der zur Auffüllung des Mittelporenraumes beiträgt, wenn die entsprechenden physikalischen

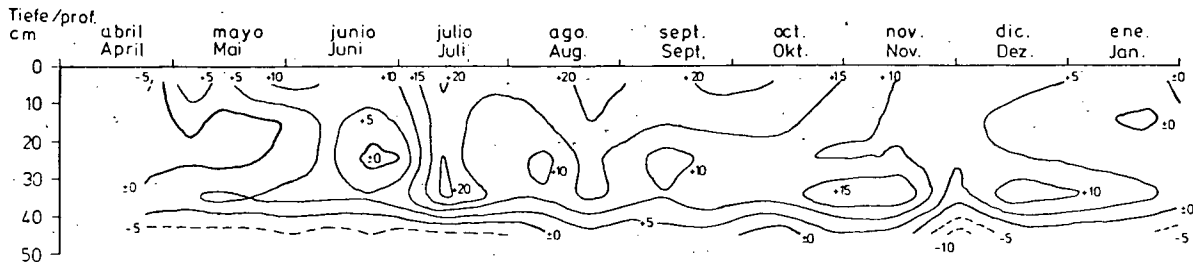


Abb. 5 : Das pflanzenverfügbare Wasser (Vol.-%) im Gelbbraunen Barroboden (VW -Werk, 1976/77)
 Fig. 5 : Agua disponible en el Cambisol crómico (Barro parduzco-amarillento)

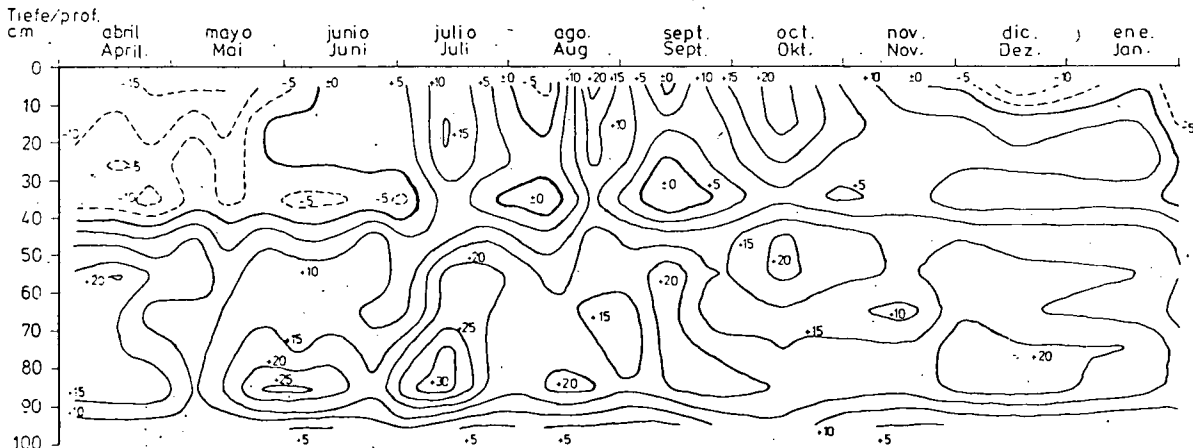


Abb. 6 : Das pflanzenverfügbare Wasser (Vol.-%) im Vertisolähnlichen Barroboden (Río Coronanco, 1976/77)
 Fig. 6 : Agua disponible en el Cambisol vértico (Barro semejante al Vertisol)

Eigenschaften des Bodens dies zulassen (WEGENER 1977). Diese Einschränkung ändert nichts an der Tatsache, daß ein maximaler Ertrag u.a. nur bei einer optimalen Wasserspannung des Bodens gewährleistet ist.

Bodenerosion und ökopedologische Eigenschaften

Abschließend sei noch auf die Wechselwirkungen zwischen der Bodenerosion und den ökopedologischen Eigenschaften hingewiesen. Die Erodierbarkeit der untersuchten Böden ist vor allem aufgrund der im allgemeinen geringen Aggregatstabilität bzw. der hohen Verschlammungsneigung der Oberböden als mittel bis hoch zu bezeichnen; hinzu kommt eine, für die hohe Intensität der Niederschläge oftmals nicht ausreichende Wasserdurchlässigkeit. Diese wesentlichsten erosionsfördernden Eigenschaften stehen natürlich in engem Zusammenhang mit weiteren ökopedologischen Kenndaten wie z.B. Textur, C-Gehalt, Austauschkapazität usw. (WEGENER 1981).

Andererseits werden die Eigenschaften der Böden durch permanenten Bodenabtrag nachhaltig verändert. Bei einem jährlichen Bodenverlust von z.B. 26 t/ha wird das Profil bei einer Lagerungsdichte von 1,3 g/cm³ in jeder Regenzeit um 2 mm gekappt, die durch Verwitterung nicht ausgeglichen werden. Wie die Untersuchungen ergeben haben, werden mit dem Boden und im abfließenden Wasser gelöst Jahr für Jahr wichtige Bodenbestandteile verlagert, die oftmals an anderer Stelle zur Eutrophierung führen. So traten z.B. auf dem Schwach entwickelten Barroboden in Chiautzingo in der Regenzeit 1975 angenähert folgende Verluste an Organischer Substanz und an Nährstoffen auf (WEGENER 1979a, b):

- 600 kg/ha Organische Substanz,
- 500 kg/ha Kalium,
- 900 kg/ha Calcium und
- 40 kg/ha Phosphor.

Die Verluste an Boden und Nährstoffen sind erheblich, und es leuchtet ein, daß dadurch die ökologischen Eigenschaften beeinflußt werden. Ein Ausgleich der Nährstoffverluste verlangt u.a. eine deutliche Anhebung des Düngungsniveaus. Weiterhin müssen die Maßnahmen zur Erhaltung des Bodens so ausgerichtet werden, daß

eine Sicherung und Erhöhung der Bodenfruchtbarkeit auf längere Sicht gewährleistet ist.

L i t e r a t u r

- SPIELHAUS, G. (1973): Exaktdüngung durch Bodenuntersuchung. Neue Einteilung der Nährstoff-Gehaltsklassen auf Ackerland und der Düngebedarfsgruppen.- Landwirtsch. Wochenbl. Westfalen-Lippe, 33 (Ausg. A, 130. Jg. v. 16. Aug. 1973): 20-22.
- WEGENER, H.-R. (1977): Quantitative Untersuchungen zur Bodenerosion durch Wasser im zentralen Hochland von Mexiko.- Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 25, 497-504; Göttingen.
- "- (1978): Bodenerosion und ökologische Eigenschaften charakteristischer Böden im Becken von Puebla-Tlaxcala (Mexiko).- Diss. Fachbereich Angewandte Biologie und Umweltsicherung, Justus-Liebig-Universität Gießen; Gießen.
- "- (1979a): Propiedades ecológicas de los suelos en la región de Puebla-Tlaxcala.- Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala, 16, 259-267; Puebla, Mexiko.
- "- (1979b): La erosión acuática de los suelos en la región de Puebla-Tlaxcala.- Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala, 16, 57-68; Puebla, Mexiko.
- "- (1981): Die K-Werte (Erodierbarkeit) einiger Böden Bayerns - Ermittlung, Anwendung.- Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 30, 279-396; Göttingen.

Die Assoziation als Grundeinheit
eines Systems der Bodengesellschaften

von
Schwertfeger, G. +

1 Einführung

Für die Verständigung in der Wissenschaft ist die Festlegung von Grundeinheiten unerlässlich. In der Bodenklassifikation ist dies für uns in Deutschland der Bodentyp.

In der Bodengesellschaftslehre fehlt bisher eine derartige, im englischen Sprachbereich als "basis unit" bezeichnete Festlegung. Von den Bodenkundlern dieser Länder wird die Assoziation in Übersichtskarten angewandt, um "sowohl die Landnutzungsplanung als auch das Verständnis für die verschiedenen Böden eines Untersuchungsraumes zu erleichtern" (CUNNINGHAM 1977).

2 Definition der Grundeinheit Assoziation

Ein naturwissenschaftlich begründetes System der Bodengesellschaften, das regional anwendbar sein soll, muß von den Grundeinheiten her empirisch und synthetisch aufgebaut werden. Hierzu ist eine möglichst genaue Kenntnis der Böden und ihrer Verbreitung eine unerläßliche Vorbedingung, die erst eine Zusammenfassung der einzelnen, als Pedon erschlossenen Böden zu Bodengesellschaften ermöglicht.

Das Bodeninventar einer Kategorie des Systems der Bodengesellschaften muß auf Grund gleicher Ausgangsbedingungen durch weitgehend übereinstimmende, bodenbildende Prozesse entstanden sein. Auf dieser Basis können Bodengesellschaften abgegrenzt werden, in denen die kennzeichnenden Böden (Leitböden) vorherrschen sollen. Sie müssen dann folgerichtig bei den Grundeinheiten für die Namensfindung benutzt werden.

Wenn diese Namen Bodentypen nennen, darf beim Benutzer einer Bodenkarte nicht der falsche Eindruck der Einheitlichkeit in Kartiereinheiten erweckt werden. Durch Bildung von Bodenassoziationen wird dieser Irrtum ausgeschlossen. Ein gutes Beispiel hierfür ist die zur Jahrestagung 1979 der DBG vorgelegte Bodenkarte des Landkreises Breisgau-Hochschwarzwald und des Stadtkreises Freiburg (HÄDRICH, MOLL, STAHR 1979).

+ FH Nordostniedersachsen, Karl-Hillmerstr. 5 D 3113 Suderburg

In den USA werden Kartiereinheiten auf Übersichtskarten für counties oder Teile von Staaten im Maßstab von 1:100 000 oder kleinmaßstäblicher als Assoziationen bezeichnet (SOIL TAXONOMY). Hierbei werden werden mehrere series mit gleichem geologischen Ausgangsmaterial zusammengefaßt, wobei die zwei oder drei weitverbreitetsten zur Namengebung dienen. Ist in einer derartigen Kartiereinheit nur eine series vertreten, wird von einer "con-sociation" gesprochen (FLACH 1980).

Genauere Kartierungen oder Ergebnisse der Reichsbodenschätzung können nur auf einer großmaßstäblichen Karte wie der Deutschen Grundkarte 1:5 000 festgehalten werden. Diese Genauigkeit der bodenkundlichen Grundeinheit wird durch den Bezug zu den Bodentypen im deutschen System und zu den "series" im US-System gewahrt. Die Bildung von Assoziationen ermöglicht dagegen die kartographische Generalisierung (BUOL u.a. 1973).

Auf der Grundlage der Bodenkartierung ist für eine Bodenassoziation die Zugehörigkeit zu einer Klima- und Vegetationszone, das geologische Ausgangsmaterial und Zeit und Umfang der Bodenbildung (Bodengenese) kennzeichnend. Hiernach lassen sich ein oder zwei Subtypen als namengebende Leitböden festlegen. Bei der Beschreibung einer Assoziation sind die für diese charakteristischen Begleitböden von besonderer Bedeutung. Hierbei dürfen die anthropogenen Böden nicht außer Acht gelassen werden. (SCHWERTFEGGER 1979a).- Für eine Assoziation untypische Böden sind in ihrem Vorkommen vag (ohne ausgesprochene Bindung an diese Assoziation) oder fremd (zufällige, und damit seltene Einsprengsel aus anderen Bodengesellschaften, z.B. Relikte).

3 Hierarchie der Bodengesellschaften

Mit den vorstehend genannten Faktoren zur Kennzeichnung einer Assoziation läßt sich nach dem Prinzip der abgestuften Ähnlichkeit die Hierarchie der Bodengesellschaften gliedern. Wenn in mehreren Assoziationen dieselben Böden vorkommen, begründet sich hierdurch die Zuordnung zur gleichen höheren Einheit des Systems der Bodengesellschaften.

Dessen kleinste Einheit ist ein Bodenkörper mit einer in der Regel nur 1m^2 großen Oberfläche, der als Pedon bezeichnet wird. Sie wird als Bodenform beschrieben (z.B. feinsandiger, flacher Ortstein-Podsol-Ranker aus Flugsand). Direkt benachbarte Pedons einer Bodenform bilden ein Polypedon, das in seiner

räumlichen Ausdehnung als Pedotop bezeichnet wird. Zu Nachbar-Pedotopen bestehen oft fließende Übergänge.

Treten Pedotope in einer Bodenlandschaft (auch Bodenschaft in Anlehnung an "soilscape") in regelhafter, wiederkehrender Anordnung als Bodenformengesellschaft auf (z.B. Kuppen-Parabraunerden und Senken-Pseudogleye), so können sie zu bodenkundlich mehr oder weniger heterogenen Pedochoren zusammengefaßt werden. Die gleichbedeutende Bezeichnung Pedokomplexe weist auf das eng-räumige Zusammenwirken korrespondierender Prozesse bei der Bodenentstehung hin. Als Beispiel aus dieser Gruppe seien Moor-komplexe genannt, bei denen nicht nur ein Wechsel von Bulten und Schlenken sondern auch kleinräumige, nur ein bis zwei Meter hohe Durchragungen der eiszeitlichen Moränen anzutreffen sind. Ein Beispiel hierfür ist die Rifle-Isanti Assoziation im Anoka County, Minnesota (SCHWERTFEGER 1979 b u. 1980)

Für die weitere Gliederung der Hierarchie der Bodengesellschaften gibt es in der deutschen bodenkundlichen Literatur bisher keine einheitliche Festlegung, wie eine Gegenüberstellung von MÜCKENHAUSEN (1975) mit acht Ordnungen und SCHROEDER (1969/78) mit den sechs Kategorien Bodeneinheit, Bodenbezirk, Bodengebiet, Bodenprovinz, Bodenregion und Bodenzone verdeutlicht. Für die Benennung des Bodenbezirks hat SCHROEDER hinter dem Subtyp die Angabe des Ortes oder des Namens des Bezirks vorgeschlagen, z.B. Eisen-Podsol-Homfeld. Dies entspricht der Benennung der "series" in der US Soil Taxonomy. In dieser niedrigsten Kategorie des U.S. Systems sind bisher über 12 000 Einheiten beschrieben worden. Nach der obigen Definition sind im Gebiet der Bundesrepublik Deutschland mehr als 1000 Bodenbezirke zu erwarten.

Um bei den Bodenassoziationen für den gleichen Raum nicht mehr als 200 bis 250 Einheiten für eine vollständige Beschreibung zu benötigen, ist ihre Einordnung zwischen den Bodenbezirken und den Bodengebieten als nächst höhere Einheit zwingend. Um diese geringe Zahl von Bodenassoziationen zu erreichen sollten Relief, Gründigkeit und Wasserhaushalt, die in vielen Böden sehr eng zusammenhängen, nicht zur Definition der Assoziationen, sondern für die Abgrenzung der Bodenbezirke oder niedriger Kategorien benutzt werden. Die Anordnung von Bodenbezirken nach den vorgenannten Merkmalen führt dann nicht zu den Assoziationen, sondern nach einer von der Pennsylvania State University vorgelegten Arbeit (MATELSKI 1976) zu Catenen.

Die höheren Einheiten in der Bodengesellschaftslehre führen von den Bodenbezirken ausgehend über die Grundeinheit der Bodenassoziation zu den Bodengebieten, Bodenregionen und Bodenzonen. Auf der Höhe der Kategorie der Bodenregionen bietet sich eine Unterteilung oder eine Zusammenfassung in Bodenprovinzen an. Da für beides triftige Gründe anzuführen sind, läßt sich eine Entscheidung erst fällen, wenn ausreichend Untersuchungen nach dem Prinzip der abgestuften Ähnlichkeit vorliegen.

Für die Bodengesellschaften Mitteleuropas haben SCHROEDER (1969/1978) mit 7 Bodengebieten und ROESCHMANN (1981) mit 19 Bodengebieten Karten vorgelegt, in denen die Bodengebiete nach den vorherrschenden Leitböden bezeichnet werden. ROESCHMANN nennt in der angefügten Tabelle auch die zugehörigen Ausgangsgesteine.

Die Böden dieser mitteleuropäischen Gebiete lassen sich zu den vier Bodenregionen der

1. Küstengebiete und großen Täler,
2. des Flachlandes und der LÖRgebiete,
3. der Bergländer und Mittelgebirge und
4. des Hochgebirges zusammenfassen.

Die Klima- und Vegetationszonen der Erde entsprechen bis auf erdgeschichtlich bedingte Abweichungen den planetarischen Bodenzonen. ROESCHMANN (1981) hat hierzu nach einer Veröffentlichung von MÜCKENHAUSEN eine überarbeitete Karte vorgelegt, in der die 12 ausgewiesenen Bodenzonen nach Leitböden benannt worden sind.

4 Anwendungsbeispiele der Assoziationen

Neben der bereits in Abschnitt 2 genannten Karte der Bodenassoziationen zur Jahrestagung der DBG 1979 in Freiburg sind vergleichbare Karten für die Mehrzahl der US Counties verfügbar. Als Beispiel seien die Bodenübersichtskarten aus den nördlichen Appalachen im Staate Pennsylvania für die Counties Centre mit 11 Assoziationen (1979) und Huntingdon mit 9 Assoziationen angeführt. Diese geringe Zahl der Assoziationen erleichtert die Übersicht. Für Großbritannien beschreibt SMITH (1980) die Rendzinen auf Oberkriede in der englischen Grafschaft Wiltshire; ein dort wiedergegebenes Blockdiagramm zeigt die Abbildung 1. Für diesen Raum von etwa 10 km² kommt durch die Ausweisung von neun Serien die große Mannigfaltigkeit der Bodenbildung zum Ausdruck. Durch eine Zusammenfassung zu vier Assoziationen, die in Abbildung 2 dargestellt ist, wird die Übersichtlichkeit verbessert.

Dies ist wie folgt möglich: Die Serien Carstens und Coombe können zur Assoziation der basenreichen Braunerden, Wallop-Andover-Upton

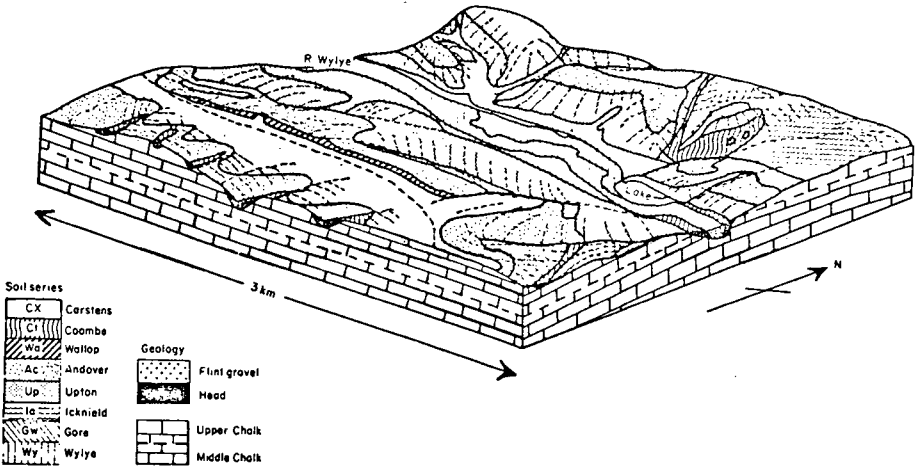


Abb.1. Blockdiagramm mit Bodenserien aus der Grafschaft Wiltshire in England (aus SMITH 1980)

zu der der basenarmen-braungrauen Rendzinen und Icknield-Gore zu der der Humus-Rendzinen zusammengefaßt werden, die alle die Oberkreide als geologisches Ausgangsmaterial haben, während die Wylve-Serie zu der Assoziation der kolluvialen Auenböden gehört. In der Carstens-Serie sind zusätzlich Reste von pleistozänem Material der Saale-Elster-Vereisung enthalten.

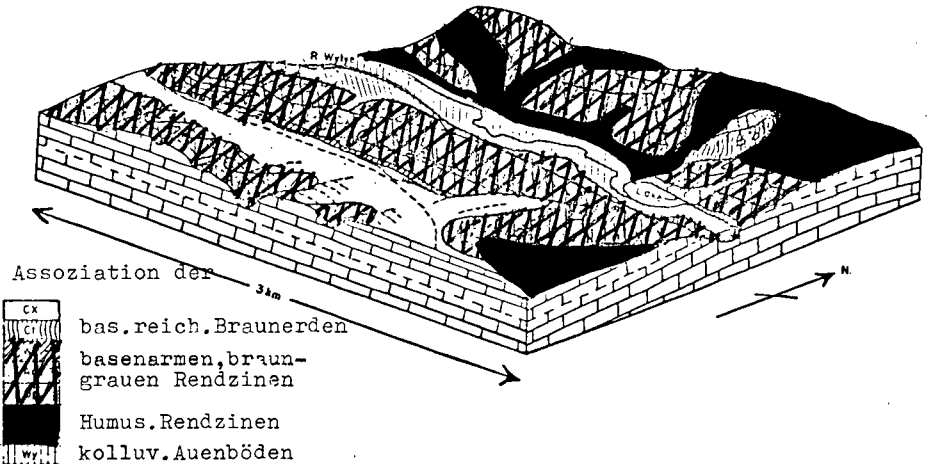


Abb.2 Blockdiagramm mit Bodenassoziationen aus der Grafschaft Wiltshire (nach Smith 1980 verändert)

5 Zusammenfassung

Bodengesellschaften werden mit Hilfe von Leitböden bezeichnet. Für die Festlegung der Grundeinheit Bodenassoziation sind das geologische Ausgangsmaterial, die Zugehörigkeit zu einer Klima- und Vegetationszone und die Genese des kennzeichnenden Bodens nebst seiner Taxa charakterisierend.-Relief, Gründigkeit, Nährstoff- und Wasserhaushalt werden für die Differenzierung der niedrigeren Kategorien benutzt. Die höheren Kategorien Bodengebiete, Bodenregionen und Bodenzonen werden mit Hilfe des Prinzips der abgestuften Ähnlichkeit unterschieden.

Literatur:

- BUOL, S.W., F.D.HOLE, R.J.MCCRACKEN: Soil Genesis and Classification, 300-321, Iowa State Univ.Press, Ames, 1973
- FLACH, K.W.: mdl.Mitteilg.am 2.9.80, USDA, Soil Conservation Service
- HÄDRICH, F., W.MOLL, K.STAHR: Bodenkarte Freiburg i.Br., 1979
- KUNTZE, H., J.NIEMANN, G.ROESCHMANN, G.SCHWERDTFEGER: Bodenkunde, 2.Auflg., Ulmer, Stuttgart, 1981
- MATELSKI, R.P.: Soil Catena Diagrams for Pennsylvania Counties, 5.Auflg., State Univ., Penna., 1976
- MÜCKENHAUSEN, E.: Bodenkunde, DLG-Verlag, Frankfurt a.M., 1975
- SMITH, C.J.: Ecologie of the English Chalk, Acad.Press, London, 1980
- SCHROEDER, D.: Bodenkunde in Stichworten, Verlag F.Hirt, Kiel, 1969/78
- SCHWERDTFEGER, G.: Genese und Nomenklatur krumenvertiefter Ackerböden, Mittlg.Dtsch.Bodenk.Ges., 25, 633-638, 1977
- : Die Bedeutung der Bodenbearbeitung für die Veränderungen von ackerbaulich genutzten Böden, Mittlg.DBG, 29, 775-782, 1979 a
- : Differences in the Classification between the Transition Forms of Peats and Bogs, Proceedings of the IPS Symposium on Classification of Peat and Peatlands, Hyttälä, Finnland, 217-220. 1979 b
- : Comparison of Peatland-Classificatin in different National Systems of Soil-Science, Proceedings of the 6th Int.Peat Congress, Duluth, USA, 93-95, 1980
- USDA, Soil Conservation Service: Soil Taxonomy, Agr.Handbook No.436, 407-409, 1975
- : Soil Survey of Huntingdon County, Pennsylvania, 1978
- : General Soil Map Centre County, Pennsylvania, 1979 zusammen mit CUNNINGHAM, R.L. u.a.: Soils of Pennsylvania, Progress Report 365, The Pennsylvania State University College of Agriculture, Agricultural Experiment Station, University Park, Pennsylvania, 1977

Suderburg, Anfang Dezember 1981

Von den Kollegen Kneib-Kiel, Roeschmann-Hannover, Schlichting-Hohenheim und Wittmann-München erhielt ich nach Abschluß des vorstehenden Manuskripts zum Teil sehr umfangreiche und bedeutungsvolle Stellungnahmen zu der von mir angeschnittenen Problematik, die erst in einer späteren Arbeit berücksichtigt werden können.

Zur quantitativen Erfassung und Bewertung von Pedofunktionen

I. Erfassung von Pedofunktionen und ihre Übertragung
durch Merkmale oder taxonomische Boden-Einheiten

von

Lamp, J. und Kneib, W. +

1. Einführung

Faktoren lösen Prozesse aus, die sich in den Merkmalen des Bodens manifestieren. Dieser erste Teil der erweiterten Kausalkette der Pedogenese und Pedofunktion nach SCHROEDER und LAMP (1976) beschreibt allgemein ursächliche Zusammenhänge der Bodenbildung, die seit DOKUTSCHAJEW systematisch erforscht werden. Die isolierte Wirkung einzelner Faktoren - bei möglichst weitgehender Konstanz der jeweils anderen - werden in Form von Klima-, Bio-, Topo-, Litho-, Chrono- und Anthroposequenzen vorwiegend durch selektiv-vergleichende Untersuchungen erfaßt. JENNY (1980) nannte diese Pedosequenzen allgemein auch 'soil functions'.

Demgegenüber soll der Begriff 'Pedofunktion' - dem allgemeinen Sprachgebrauch entsprechend - nur für die andere Seite der erweiterten Kausalkette verwendet werden. Nach dem gleichen Ceteris-Paribus-Prinzip, aber in umgekehrter Schlußrichtung, sollen damit die Wirkungen oder Effekte (SCHLICHTING, 1969) von Böden auf andere Ökokomponenten, insbesondere auf Pflanzen, Tiere, Wasser und den Menschen bezeichnet werden.

Die sehr große Anzahl möglicher Einzelfunktionen läßt sich in gemeinsam wirkende und für die Nutzung der Böden wichtige Komplexe untergliedern: Puffer- und Transformationsfunktionen für gelöste, fixierte und wieder mobilisierbare Nähr-, Schad- und Schmutzstoffe, Filterfunktionen für feste Abfallstoffe, Speicherfunktionen für Wasser, Luft und Wärme sowie mechanische Tragfunktionen für Pflanze,

+ Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde der Universität Kiel,
2300 Kiel 1, Olshausenstraße 40 - 60

Tier und Mensch einschließlich technischer Einrichtungen (s. Abb.1; SCHROEDER und BRÜMMER, 1975; SCHLICHTING, 1978). Da auf spezielle Größen von Ökokomponenten, z. B. Kornertrag einer Kulturpflanze oder ein Qualitätsmerkmal des Grundwassers, nicht nur der gesamte Boden, sondern auch alle anderen Komponenten der Ökosysteme einwirken können, stellen erfaßte Pedofunktionen bei der konkreten Übertragung nur Potentiale oder 'mittlere' Erwartungswirkungen dar, die durch die aktuelle Komponentenstruktur oft entscheidend modifiziert werden.

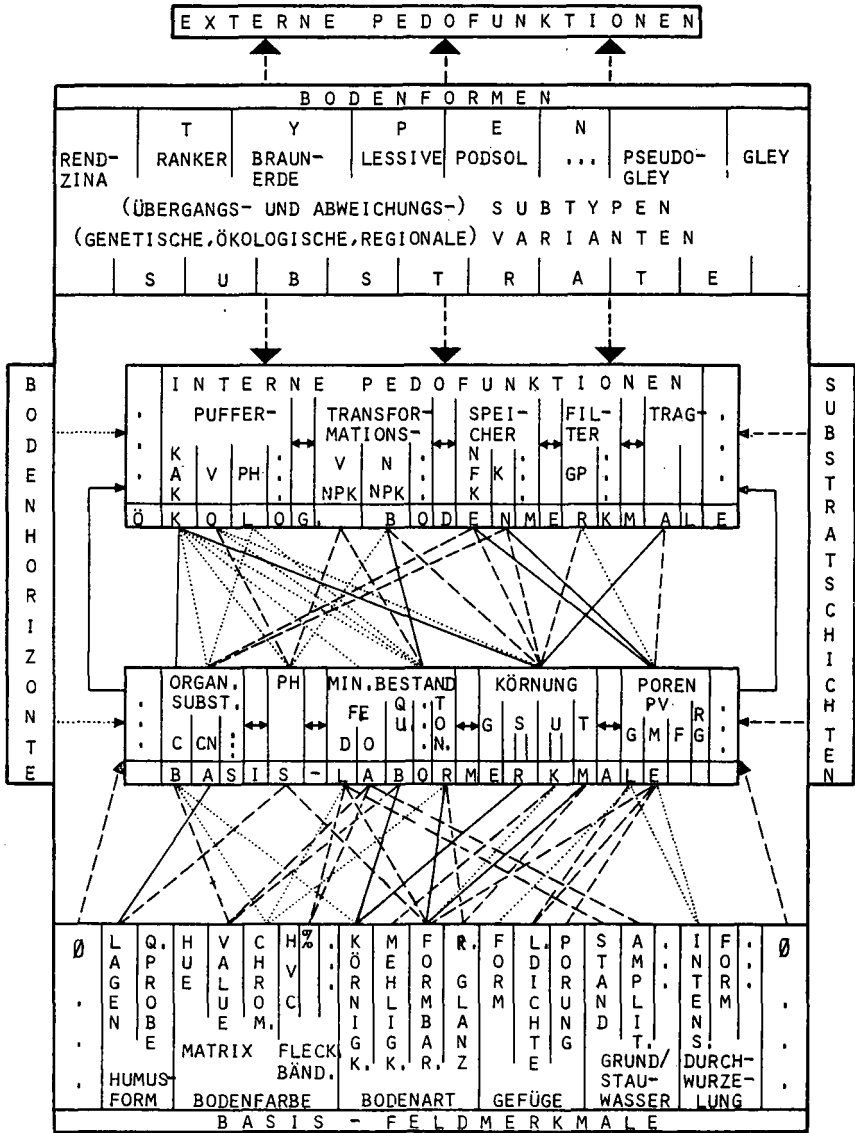
Ausgehend von der Pedon-Datenbank mit annähernd 500.000 Werten zu etwa 2.000 Bodenprofilen und 10.000 zugehörigen Horizonten aus der gesamten Bundesrepublik (LAMP, 1979) werden zunächst Möglichkeiten und Grenzen multipler Auswertungen zur Aufstellung spezieller Pedofunktionen aus Feld- und Labormerkmalen des Bodens untersucht. Generelle Pedofunktionen lassen sich aus ökologischen Interpretationen von geo- und pedogenetisch definierten Bodentypen und -formen ableiten.

Da bei der traditionellen Aufnahme von Pedon-Daten nur selten auch Größen von Ökokomponenten erfaßt werden, können im ersten Teil nur interne Pedofunktionen berechnet werden, indem aus Basisdaten ökologisch relevante Bodenmerkmale geschätzt werden. Demgegenüber werden im zweiten Teil externe Pedofunktionen aus regionalen Boden- und Ertragsdaten erfaßt und bewertet (KNEIB und LAMP, in diesem Band).

2. Quantitative Erfassung von Pedofunktionen aus Basisdaten

Zusammenhänge zwischen Böden und Ökokomponenten lassen sich direkt und exakt nur mit sehr großem Arbeitsaufwand und dann nur punktuell messen. Stattdessen können für Feldschätzungen der Pedofunktionen in größerem Umfang mit einfachen Mitteln beobachtbare spezielle Bodenmerkmale herangezogen werden, um ökologisch relevante Bodenmerkmale direkt oder über den Umweg von Basis-Labormerkmalen zumindest halb-quantitativ zu erfassen (BLÜME und FRIEDRICH, 1979). Dieser Weg hat auch für die flächenhafte Auswertung von Daten der Bodenschätzung große Bedeutung.

Labormerkmale lassen sich aus Feldbeobachtungen im Durchschnitt nur mit mäßiger Bestimmtheit schätzen (B = prozentualer, quadrier-



% Bestimmtheit: ——— > 50, - - - - 25-50, 10-25

Abb. 1: Übersicht zur Schätzbarkeit der inneren Pedofunktionen aus Basismerkmalen oder Bodenhorizonten, -schichten u. -Formen

ter Korrelationskoeffizient; s. Abb. 1, unten). Relativ gut mit mehr als 50 % Bestimmtheit lassen sich die Korngrößenverteilung und damit verbundene Größen des Mineralbestandes aus der Fingerprobe bzw. der Bodenart ableiten. Mäßige und geringe Schätzbarkeiten von 25 - 50 % bzw. 10 - 25 % ergeben sich im allgemeinen für Größen der organischen Substanz, des pedogenen Eisens, der Bodenporen und daraus ableitbarer Maßgrößen für interne Pedofunktionen. Durch die multiple Schätzung einer Zielgröße aus jeweils mehreren Ausgangsmerkmalen und durch Unterteilung der Stichproben lassen sich die Bestimmtheitsmaße aber oft wesentlich verbessern.

Die organische Substanz färbt den Boden dunkel und kann im Feld deshalb aus dem MUNSELL-Value-Wert abgeschätzt werden. Die Auswertung von fast zweitausend Horizontdaten der Geologischen Landesämter in Hessen und Nordrhein-Westfalen sowie der Universitäten Hohenheim und Kiel ergibt eine Schätzung der organischen Substanz (bei Gehalten < 10 %) mit nur 16 % Bestimmtheit (s. Abb. 2, rechts unten). Sandige quarzreiche Proben können allerdings weitaus sicherer mit 33 und 30 % geschätzt werden als lehmige oder tonige Horizonte mit stark schwankender Eigenfärbung der Minerale. Mit zunehmendem Tongehalt nimmt die Wirksamkeit der Humusfärbung ab, so daß - wie bereits KNEIB (1979) zeigte - tonreiche Böden bei gleichem Humusgehalt heller als sandreiche sind. Relativ sichere Schätzungen ergeben sich mit über 40 % Bestimmtheit für Geschiebesande.

Mit dem gleichen Datensatz wurden durch multiple Regressionen die Kationen-Austauschkapazität (KAK) und die Basensättigung (V-Wert) zu schätzen versucht. Die KAK läßt sich aus dem Gehalt an Organischer Substanz (OS) zu 34 %, durch Einbezug des Tongehaltes (T) zu 55 %, bei einem Stichprobenumfang von $n = 1540$, schätzen (s. Tab. 1, oben). Die Verwendung weiterer Prädiktoren (pH-Werte, Mittel- und Feinschluffgehalte) läßt die Bestimmtheit auf 60 bzw. 61 % ansteigen. Der physiko-chemischen Vorstellungen widersprechende negative Effekt des pH-Wertes könnte pedogenetische Ursachen haben: mit zunehmender Verwitterung hat die Mineralum- und -neubildung einen stärkeren positiven Einfluß auf die KAK, als die damit verbundene Versauerung sich über abnehmende variable Ladungen negativ auswirken kann. Die Koeffizienten der Organischen Substanz und des Tongehaltes entsprechen weitgehend publizierten Angaben: je 100 g werden etwa 120 bzw. 40 mval Austauschkapazität angezeigt (s.a. RENGER, 1964).

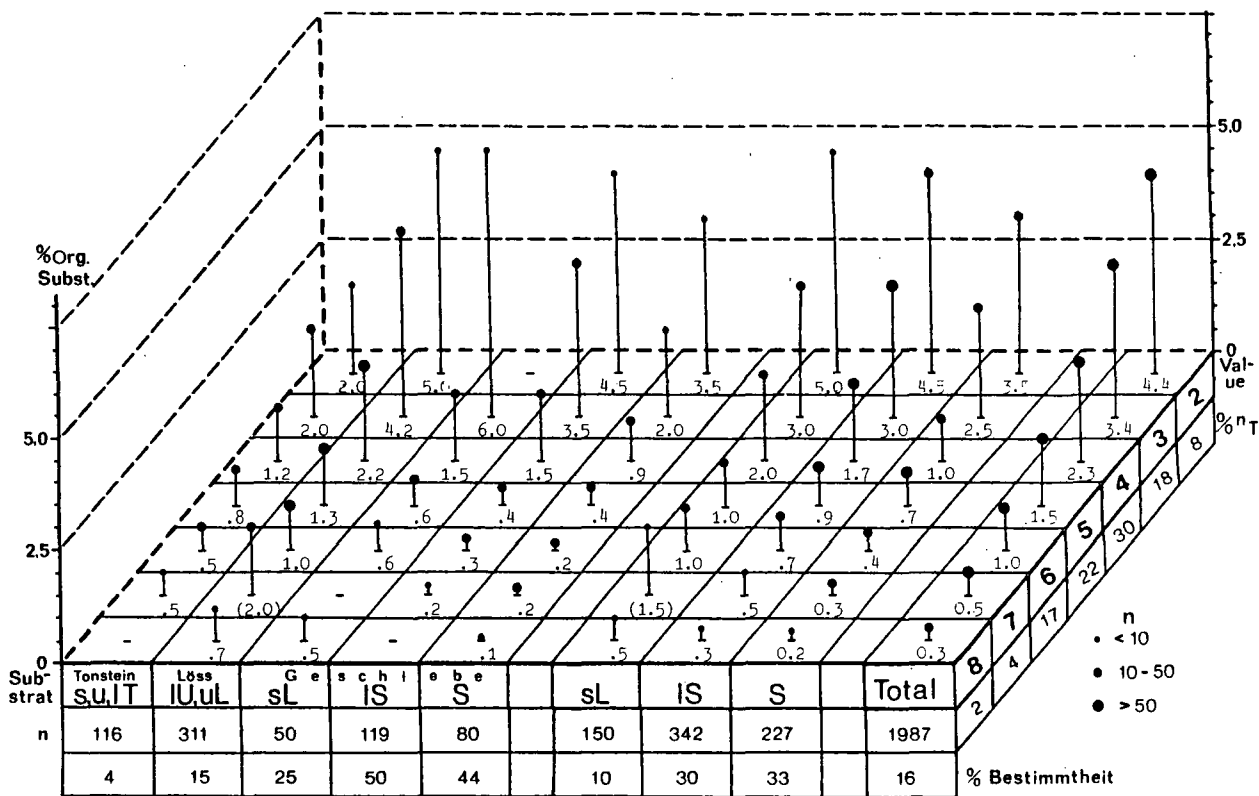


Abb.2: Nach Value-Werten und Substrat-Klassen differenzierte Mittelwerte sowie Bestimmtheiten der Schätzung von Organischer Substanz (10%) in Bodenhorizonten

Tab. 1 : Schätzung der Kationen-Austauschkapazität (KAK), der Basensättigung (V) und der Grobporen (GP) durch multiple Regressions- und Kovarianzanalysen aus Feld- und Labor-merkmalen (OS = Organ. Subst.; T = Tongehalt; U, MU, FU = Gesamt-, Mittel-, Feinschluffgehalt; PH = pH-Wert; VP = Porenvolumen; D 9/5 = Unförmigkeitsgrad; LAG = Lagerungsdichte; B = Bestimmtheitsmaß)

STICH- PROBE	N	ZIEL- GRÖSSE	PRÄDIKTOR - KOEFFIZIENTEN						B %	
			Konst.	OS	T	MU	FU	PH		
Total	1540	KAK ($\frac{mval}{100 g}$)	13.1	1.23	--	--	--	--	34	
"	"		6.1	1.16	.37	--	--	--	55	
"	"		17.3	1.08	.43	--	--	-2.4	60	
"	"		16.9	1.06	.41	.09	--	-2.5	61	
"	"		17.4	1.10	.42	.14	-1.18	-2.5	61	
Total	1578	V	Konst.	PH	T	OS			%	
			-25.3	15.5	.53	-.52			44	
Flugsande	128		-11.4	11.8	.60	1.35			15	
Moränen	260		-44.2	18.3	.98	.73			42	
Lösse	436		-64.6	21.3	.64	-.60			77	
A _h	322		(%)	-42.1	17.3	.61	-.76			59
A _p	236			-63.4	20.3	.69	-.42			79
B _v	147		-41.8	17.9	.81	-.61			68	
B _t	75		-45.6	19.7	.45	-3.93			66	
Daten Univ. Hohenheim	92 51 51	GP	Konst.	T	U	VP	D 9/5	LAG	%	
			-24.9	-.49	.43	2.44	-.18	--	22	
		-2.3	.68	.44	--	-.112	.64	56		
		%	49.1	.25	-.45	--	-.144	.54	70	
+ 68.* Einzelkorn + 28.* Kohärent + + 66.* Krümel + 52.* Polyeder + 25.* Prismen (1 = vorhanden; 0 = nicht vorhanden)										

Am Beispiel der Basensättigung soll der Einfluß taxonomischer Differenzierungen auf die Enge der statistischen Beziehungen demonstriert werden (s. Tab. 1, Mitte). Gegenüber der gesamten Stichprobe ($n = 1578$) mit 44 % Bestimmtheit läßt sich der V-Wert aus den Prädiktoren pH, Tongehalt und Organische Substanz bei Substraten aus Flugsand mit 15 % viel schlechter und bei Lössen mit 77 % weitaus besser schätzen. Horizont-Differenzierungen lassen die Güte der Schätzung generell ansteigen: auf 59 % bei A_H -, 79 % bei A_P -, 68 % bei B_V - und 66 % bei B_T -Horizonten.

Am Beispiel der Daten von der Universität Hohenheim werden die Möglichkeiten gemischt-skaliger Regressionsmodelle aufgezeigt. Der für Filterfunktionen gesetzte Grobporenanteil (GP) läßt sich nur zu 22 % aus Körnungsdaten (Ton-, Schluffgehalt, Unförmigkeitsgrad D 9/5) und dem gesamten Porenvolumen (PV) vorhersagen. Die im Feld mit insgesamt 5 Stufen angesprochene Lagerungsdichte liefert, worauf bereits RENGGER (1971) hinwies, eine beträchtliche Verbesserung der Schätzung auf $B = 56$ %. Die Kovarianzanalyse erlaubt den Einbezug der qualitativen Gefügeform. Bei Vorhandensein einer bestimmten Form werden die entsprechenden Koeffizienten mit 1 multipliziert und erzielen einen weiteren Anstieg der Schätzungsgüte auf 70 %.

3. Pedofunktionen taxonomischer Bodeneinheiten

Mit dem Postulat der Idealkongruenz von Bodentaxa wird von SCHROEDER und LAMP (1976) hypothetisch unterstellt, daß die pedo- und geogenetisch definierten Bodentypen und -formen des Klassifikationssystems der Bundesrepublik innerhalb der Taxa annähernd gleiche Merkmatawerte und deshalb auch gleiche Pedofunktionen aufweisen. Diese Hypothese wurde verkürzt geprüft, indem die "gepoolten" Intra-Klassen-Varianzen von Labormerkmalen innerhalb von hierarchisch untergliederten Haupt- und Subhorizonten sowie von Substrateinteilungen berechnet und prozentual auf die Gesamt-Varianz bezogen wurden.

Im Mittel aller Merkmale ergeben sich 89, 83 und 54 % Intra-Klassen-Varianz für die Kategorien der Haupt- und Subhorizonte bzw. der Substrateinteilung. Das entspricht 11, 6 und 29 % Zunahme an taxonomischer Effizienz durch die drei genannten Horizontklassifikationen. Auch die bereits ausgewählten ökologisch relevanten Merk-

male, Organische Substanz (OS), Kationen-Austauschkapazität (KAK) und Basensättigung (V-Wert) weichen von den Mittelwerten nur un- beträchtlich ab (LAMP, 1981).

4. Schlußfolgerungen

Die funktionale Wirkung von einzelnen Böden auf andere Öko- komponenten läßt sich durch kontrollierte Experimente im Feld und Labor punktuell exakt erfassen; für flächenhafte Inventuren von Pedofunktionen müssen aber vereinfachte Feldansprachen einge- reicht werden. Dazu sind systematisch Pedon- oder Profil-Datenbanken aufzubauen und laufend mit standardisierten Merkmalserhebungen zu ergänzen. Daraus können die multiplen Zusammenhänge zwischen Feld- merkmalen und ökologisch relevanten Bodenmerkmalen - regional und taxonomisch differenziert - quantitativ erfaßt werden. Parallel dazu müssen das Klassifikationsystem - wie im Memorandum Bodenkunde der DBG gefordert - insbesondere in den unteren Kate- gorien ausgebaut und möglichst für alle Bodenformen bzw. Kartier- einheiten die wichtigsten internen Pedofunktionen zusammengestellt werden. Diese Angaben sollten durch Koppelung von Boden- mit Ertrags-, Klima-, Umwelt-, Baugrund- und anderen Daten um externe Pedofunktionen ergänzt werden. Der umfassende Aufbau und die sinn- volle Nutzung von integrierten Boden-Datenbanken und -Informations- systemen bleibt eine zentrale Zukunftsaufgabe der Bodensystematik und -kartierung.

Literatur

Siehe Teil II

Zur quantitativen Erfassung und Bewertung von Pedofunktionen

II Kriterien pedofunktionaler Bewertung und ihre Umsetzung in regionalen Boden-Einheiten

von
KNEIB, W. und LAMP, J. +

1. Definition und Verfahren

Bei der Untersuchung von Pedofunktionen ist zunächst eine Gliederung in interne und externe Pedofunktionen sinnvoll (siehe LAMP und KNEIB in diesem Band). Sie sind prinzipiell wie folgt zu unterscheiden: Die INTERNE PEDOFUNKTION wird nur innerhalb der Ökocomponente Boden erfaßt und ist durch ihre Wirksamkeit oder ein Potential definiert (z.B. Filterfunktion), sie braucht - unabhängig vom regionalen Bezug - nur an einzelnen Pedons untersucht zu werden und kann nur für diese gelten. Der Definition muß keine Bewertung zugrunde liegen, die Funktion kann durch Maß und Zahl ausreichend beschrieben sein. Demgegenüber verknüpft die EXTERNE PEDOFUNKTION Böden mit anderen Ökocomponenten und ist außerdem durch Nutzungsansprüche des Menschen definiert. Sie muß in bestimmten Regionen gültig sein und ihr liegen Bewertungskriterien sowohl inhaltlicher als auch regionaler Abgrenzung zugrunde. Die EXTERNE PEDOFUNKTION ist damit gleichbedeutend mit NUTZUNGSEIGNUNG.

Ansprüche der Praxis an bodenkundliche Untersuchungen sind in der Regel auf externe Pedofunktionen gerichtet. Der Mensch benutzt den Boden im Sinne von begehen, befahren, bebauen, bepflanzen, entnehmen, ablagern. In Schleswig-Holstein werden z.B. für Verkehr 4 %, Bebauung 5 %, Landwirtschaft 75 % und für Abbau weniger als 1 % der Fläche benutzt. Die Hauptbodennutzung ist also die "Pflanzliche Produktion" bzw. die wichtigste externe Pedofunktion ist die Nutzungseignung für Pflanzliche Produktion.

Bewertungskriterien der Pedofunktion können die folgenden Attribute sein: Qualitativ gut, profitabel, stetig wiederholbar, regional übertragbar. Dem entspricht in der pflanzlichen Produktion die Ertragsqualität und Ertragshöhe, die zeitliche und regionale Ertragsicherheit.

+) Inst.f.Pflanzenernährung u. Bodenkunde, Olshausenstr. 40-60, 2300 Kiel

Vor einer Untersuchung neuer Bewertungsverfahren ist jedoch zu klären, ob nicht bestehende Systeme, z.B. die Reichbodenschätzung, diesen Anforderungen genügen. Nach einer Auswertung bestehender Statistiken (Besondere Erntermittlung S.-H.) läßt sich zur Reichsbodenschätzung folgendes feststellen:

1. Bei einer Gruppierung der Ackerzahlen (Ackerzahlintervalle von 10 Punkten) treten im Mittel bereits 70 % der Gesamtstreuung der Ertragshöhe in einer Gruppe auf.
2. Der Ertrag von Getreide ist nur zu 45 % durch die Ackerzahl bestimmt (Bestimmtheitsmaß $B = r^2 \cdot 100$). Für Zuckerrüben und Kartoffeln ergeben sich keine signifikanten Beziehungen.

Daraus folgt, daß die Bodenschätzung nur noch bedingt für eine überregionale Kennzeichnung der Pedofunktion Pflanzliche Produktion geeignet ist (siehe auch WITTMANN, 1979)

Methodisch sind bei der Bestimmung von externen Pedofunktionen zwei Wege möglich: Der des kontrollierten Versuchs und der der multiplen Auswertung. Letzterem wird hier der Vorzug gegeben, insbesondere wegen der meist besseren regionalen Übertragbarkeit. Darüberhinaus ist die Vorgehensweise weitgehend durch die Datenlage bestimmt. Voraussetzung sind langfristige Ertragsmessungen möglichst kleiner Bezugseinheiten und die Kennzeichnung der Bodenformen-Muster in diesen Einheiten. Wegen der hohen Variabilität (KNEIB, 1979; MUTERT et al, 1979) sind jedoch oftmals nur Bodenformen-Verteilungen erfaßbar.

Aus diesem Grunde sollten die Bezugseinheiten der Ertragsmessungen möglichst Räume gleicher natürlicher Ausstattung sein, weil in ihnen mit einer relativ engen Bodenformen-Verteilung zu rechnen ist.

Kleinste Einheiten dieser Art sind die Bezirke des Buchführungsverbandes. Schleswig-holsteinische Ertragsdaten von 1955 - 1975 für Getreide wurden erfaßt, relativiert (Maximalwert eines Jahres = 100 %) und als Häufigkeitsverteilung über EDV ausgedruckt (siehe Darst. 1. und 2). Eingegangen sind hier ca. 45 000 Betriebsangaben, zusammengefaßt zu 1530 Bezirksmittelwerten.

2. Ertrag - Boden - Klima in Schleswig-Holstein

1. Die Spannweiten der Relativerträge sind bei den ausgewählten Anbauarten erheblich, sie nehmen von der Kartoffel über die Zuckerrübe zum Getreide deutlich ab (von ca. 60 auf 20 %).
2. Eine Differenzierung des Ertragspotentials ist bei Zuckerrüben und Kartoffeln auf der Basis von Kleinnaturräumen nicht möglich. Bei den Spitzenwerten zeichnet sich eine gewisse Ertragsgunst ab, die für die genannten Feldfrüchte gegenläufig ist (Zuckerrüben =

Dithmarschen, Oldenburg, Fehmarn/ Kartoffeln = Geest, bzw. leichte Standorte im Hügelland).

3. Für den Getreidebau bietet eine Kleinnaturraumgliederung eine deutliche Differenzierung des Ertragspotentials. Etliche Standorte weisen gegenüber anderen keine Überschneidung in den Relativ-erträgen auf. Höchstertragsstandorte sind Fehmarn, Oldenburg und Dithmarschen, Niedrigstandorten sind Teile der Vorgeest. Relativ günstige Bezirke des Hügellands sind deutlich von Übergangsbereichen zur Geest zu unterscheiden.

Entsprechend des oben dargestellten Ansatzes gilt es zu untersuchen, welche bodenkundlichen Inhalte die Standortgruppen aufweisen und inwieweit eine definierte Bodenformenverteilung in Beziehung zu setzen ist zum jeweiligen Ertragspotential.

Dabei stellt das Fehlen großmaßstäbiger Bodenkarten eine wesentliche Einschränkung dar. Dies gilt in Schleswig-Holstein besonders für das Hügelland, wo nur zwei Karten zur Verfügung stehen. Die Karte von Fehmarn ist wegen ihres Alters nur begrenzt mit neueren Karten vergleichbar. In Geest und Marsch stehen dagegen 20 Bodenkarten im Maßstab 1 : 25000 zur Verfügung.

An 2800 Zufallstichpunkten wurden die Nutzung (Acker/Grünland) und der jeweilige Bodentyp vermerkt. Die prozentualen Anteile wurden auf Mittelnaturräume des Statistischen Landesamtes bezogen (Darst. 3). Eine Kennzeichnung des Ertragspotentials erfolgte durch die Relativ-erträge der jeweiligen Bezirke (aus Darst. 1). Zur Interpretation des Klima-Einflusses wurden das langjährige Mittel des Niederschlages im Sommerhalbjahr und des Sättigungsdefizites (vergleiche RENGER und STREBEL, 1979) als Summe der Monate Mai und Juni auf die Bezirke extrapoliert.

Die wesentlichsten Ergebnisse sind folgende:

1. Aus einem Vergleich der Acker/Grünland-Anteile in den Naturräumen und den jeweiligen Bodentypenverteilungen werden die unterschiedlichen Bewirtschaftungsformen - bedingt durch Standort und Tradition - ebenso deutlich wie die natürliche Vorbestimmtheit der Bodennutzung.
2. Die Ergebnisse zur Beziehung Boden-Klima-Ertrag bestätigen eine Reihe bekannter Zusammenhänge, ermöglichen aber darüber hinaus eine bisher nicht bekannte Quantifizierung für Schleswig-Holstein. Die Standorte mit höchster Bodengüte sind gleichzeitig diejenigen mit dem geringsten Sättigungsdefizit. Bei Ausklammerung des Boden-Einflusses macht die Erniedrigung des ΔE um 1 mm eine Er-

tragssteigerung um ca. 5 % des Höchstertrages aus. Bei gleichem Sättigungsdefizit kann die Bodengüte bis zu 20 % relative Ertragsdifferenz bewirken.

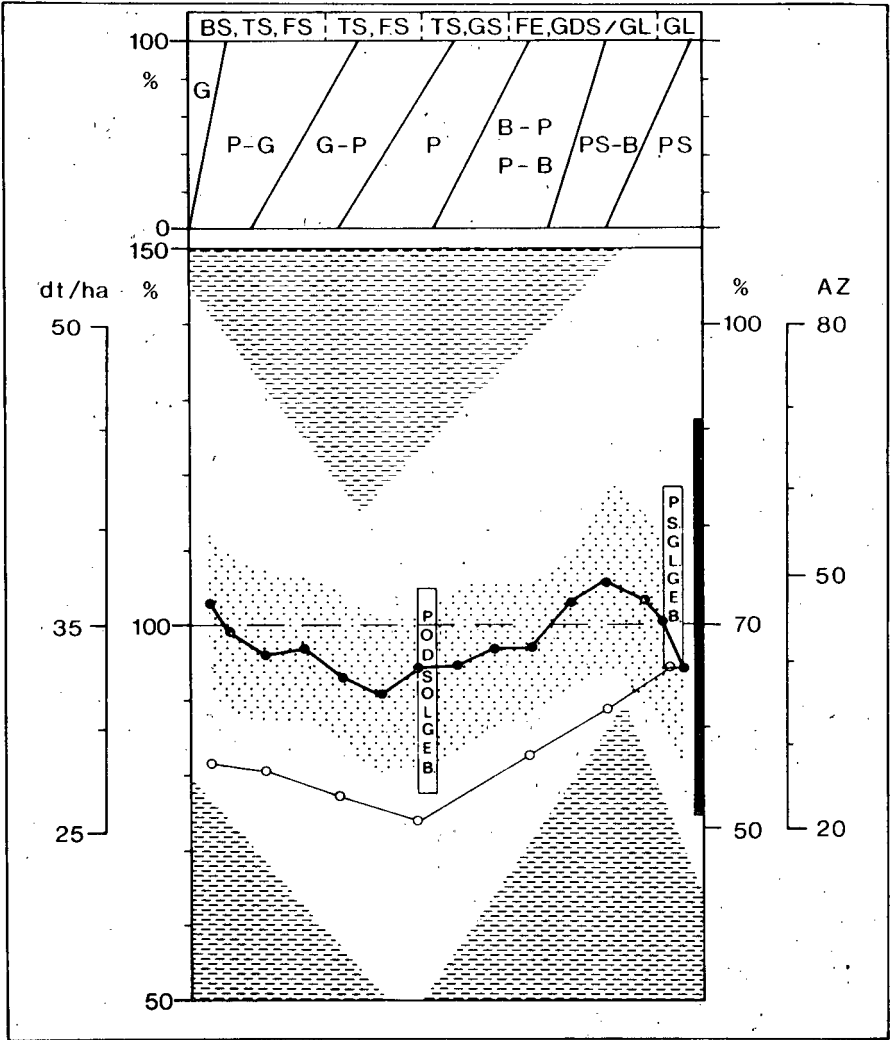
3. Der wirksame Anteil einzelner Bodenformen auf die Ertragshöhe kann bei dieser Auswertung nicht bestimmt werden.

3. Ertrag von Winterroggen und Bodenformen-Verteilung in einem Geest-Gebiet

Um dieses Problem zu lösen wurden in einem kleinräumigen Untersuchungsgebiet (Neumünster-Nortorf, Nedere Geest) an 100 Standorten 140 Ertragsangaben für Winterroggen der Jahre 1974 - 1978 erfaßt und die den Schlägen zugehörigen Bodenformen-Verteilungen ermittelt (Darst. 4).

Legt man durch den oberen Teil der Darstellung eine senkrechte Linie dann gibt sie die prozentuale Verteilung von Leit- und Begleit-Bodenformen eines Standortes des Untersuchungsgebietes wider. Der Winkel der Schnittlinie zweier Bodenformen mit der Achse gibt Aufschluß über die kleinräumige Variabilität. Je geringer der Winkel desto fließender der Übergang zwischen den betreffenden Einheiten. Die wichtigsten Ergebnisse dieser Untersuchung lassen sich wie folgt zusammenfassen:

1. Die Nutzungseignung für Winterroggen ist im Bezirk Neumünster-Nortorf langjährig deutlich durch die Bodenformen-Verteilung differenzierbar. Dies wird sowohl in den Spannweiten als auch in den Mittelwerten deutlich.
2. Höchstertragsstandorte sind Pseudogley-Braunerden aus Geschiebedecksand über Geschiebelehm mit 75 % des Höchstertrages, niedrigste sind die Podsole aus Flug- und Talsanden mit 65 %. Grundwassernähe der Podsol-Gleye kann zu einem mittleren Ertragsanstieg von knapp 10 % des Höchstertrages führen. Staunässeeinfluß in Pseudogleyen aus Geschiebelehm bewirkt Ertragsdepressionen gleicher Größe gegenüber den Pseudogley-Braunerde-Bereichen.
3. Unter Berücksichtigung der Ergebnisse zum Sättigungsdefizit (s.o.) muß ein Pseudogley-Braunerde-Gebiet südöstlich Kiel etwa 80 - 85 % des Höchstertragspotentials erbringen. Der entsprechende Bereich auf Fehmarn etwa 95 - 100 %. Beide Ergebnisse stimmen weitgehend mit denen in Darst. 4 überein.
4. Die entsprechenden Ackerzahlen des Untersuchungsgebietes zeigen insgesamt eine sehr viel schlechtere Bewertung. Obwohl der gene-



Darst. 4: Bodenformen-Verteilung und Ertrag von Winterroggen 1974 - 1978 im Bezirk Neumünster-Nortorf.
 Linke %-Skala = Mittel'ertrag = 100 %. Rechte %-Skala = Höcstertrag = 100 %. Schwarzer Balken = Bereich des Getreideertrags: (aus Darst. 1 und 3). AZ-Skala = Ackerzahlenbereich der Reichsbodenschätzung. Die ausgefüllten Kreise geben die Mittelwertekurve des Ertrags wieder (das Punktraster den Toleranzbereich für S = 90 %). Die unausgefüllten Kreise kennzeichnen die in den gewählten Bodenformen-Verteilungen auftretenden Ackerzahlen als Mittelwerte. Die Schraffur begrenzt die Spannweite der Erträge. Abkürzungen: BS = Beckensand, TS = Talsand, FS = Flugsand, GS = Geschiebesand, FE = Fließerde, GDS = Geschiebedecksand, GL = Geschiebelehm. G = Gley, P = Podsol, B = Braunerde, PS = Pseudogley

relle Verlauf der Kurve ähnlich ist, sind sowohl Grundwasser- als auch Stauwassereinfluß nicht ausreichend berücksichtigt. Das NATÜRLICHE ERTRAGSPOTENTIAL von Winterroggen ist demnach über eine Bodenformenverteilung deutlich besser zu differenzieren als über die Bewertung der Reichsbodenschätzung.

Literatur zu Teil I und II:

- BLUME, H.-P. und FRIEDRICH, F.: Bodenkartierung, Standortbewertung und Ökoplanung. Verhandl. Gesellsch. Ökologie 7, 145-152, 1979
- JENNY, H.: The soil resource. Springer, New York, 1980
- KNEIB, W.: Untersuchungen zur Gruppierung von Böden als Grundlage für die Bodenkartierung. Dissertation, Kiel, 1979
- LAMP, J.: Taxonomische Auswertung von Bodendaten der BRD. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 29, 865-874, 1979
- LAMP, J.: Morphometric analyses of pedon data. Department des Solis, Nr. 5, 87-94, Institut National Agronomique, Paris-Grignon, 1981
- MUTERT, E., LAMP, J. und KNEIB, W.: Zur regionalen Variabilität von Böden in Schleswig-Holstein, Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 29, 787-789, 1979
- RENGER, M.: Die Bestimmung und Berechnung der Austauschkapazität des Bodens und seiner organischen und anorganischen Anteile. Dissertation, Hannover, 1964
- RENGER, M.: Die Ermittlung der Porengrößenverteilung aus der Körnung, dem Gehalt an organischer Substanz und der Lagerungsdichte. Zeitschr. Pflanzenern. Bodenkd. 130, 53-67, 1971
- RENGER, M. und STREBEL, O.: Bodenwasserhaushalt, Evapotranspiration und Pflanzenertrag. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 29, 67-79, 1979
- SCHLICHTING, E.: Genetische und effektive Klassifikation von Böden. Zeitschr. Pflanzenern. Bodenkd. 123, 220 - 231, 1969
- SCHLICHTING, E.: Funktionen von Böden in der Ökosphäre. Daten und Dokumente zum Umweltschutz, Sonderreihe Umweltagung, Heft 22, 1978
- SCHROEDER, D. und BRÜMMER, G.: Funktion von Böden und Sedimenten als Filter- und Puffersysteme. Schriftenreihe Agrarwiss. Fachbereich Univ. Kiel, 1975
- SCHROEDER, D. und LAMP, J.: Prinzipien der Aufstellung von Klassifikationssystemen. Zeitschr. Pflanzenern. Bodenkd. 139, 617-630, 1976
- WITTMANN, O.: Beziehungen zwischen Ertrag und Bodenbewertung durch Bodenschätzung. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 29, 849-856, 1979



Tab. 1: Struktur eines Datensatzes (=Profilbeschreibung) bei der Datenaufnahme

Feld-Nr.	Inhalt
Standortbeschreibung	
001	Landschaftseinheit
002	Nummer der TK25
003	Nummer des erfaßten Profils
004	Kreis- und Gemeinde-Nummer
005	Jahr der Schätzung
006	Jahr der Nachschätzung
007	Rechtswert
008	Hochwert
009, 010	Geologisches Substrat
011	Lage im Relief
012	Höhe ü. NN
013	Jahresniederschlag
014	Jahrestemperatur
Profilbeschreibung	
015	Mächtigkeit von "Schicht" 1
016, 017 ⁺	Humus
018, 019	Kalk
020, 021	Hydromorphie 1 oder Farbe
022, 023	Hydromorphie 2
024, 025	Bodenart 1 (Skelett 1)
026, 027	Bodenart 2 (Skelett 2)
028, 029	Bodenart 3 (Feinboden 1)
030, 031	Bodenart 4 (Feinboden 2)
032, 033	Hauptbodenart u. deren evtl. Erweiterungen
034- 052	Wiederholung d. Felder 015-033 f. "Schicht"2
053- 071	Wiederholung d. Felder 015-033 f. "Schicht"3
072- 090	Wiederholung d. Felder 015-033 f. "Schicht"4
Klassenbescrieb	
091- 096	Bodenart
097	Zustandsstufe (Acker)
098- 102	Herkunft
103	Zustandsstufe (Grünland)
104	Klimastufe
105- 106	Wasserstufe
107- 108	Wertzahlen
109	Nutzung lt. Bodenschätzung
110- 111	Bodentyp (evtl. lt. Bodenkarte)

⁺ In den Feldern 017, 019, 021, 023, 025, 027, 029 und 031 wird der Ausprägungsgrad der zugehörigen Parameter in den Stufen 1 (= sehr schwach) bis 6 (=extrem) angegeben; entsprechendes gilt für die "Schichten" 2-4.

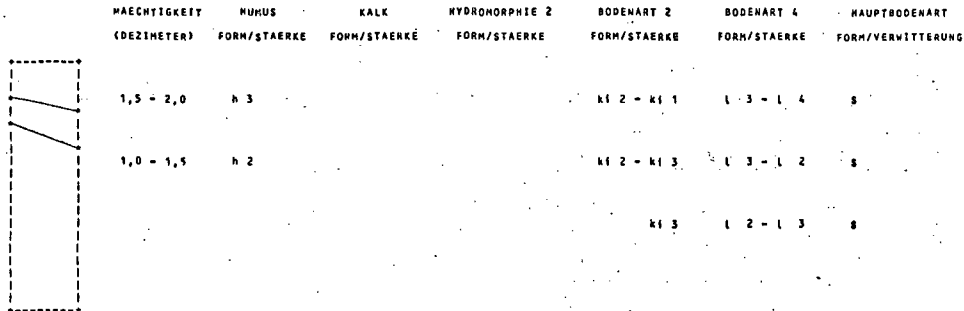
Nach einer Sichtungskontrolle erfolgt die Erfassung auf Magnetband bzw. Platte. Anschließend durchlaufen die Datensätze - ein Datensatz entspricht einer vollständigen Profilbeschreibung - neben einer formalen Prüfung (Formatkontrolle) eine intensive Plausibilitätsprüfung. Diese Kontrolle ermöglicht es, solche Inhalte von einzelnen Feldern des geprüften Datensatzes (=Parameter der Profilbeschreibung) zu erkennen, die zwar formal richtig aber inhaltlich unsinnig sind. Nach Korrektur und nochmaliger Format- und Plausibilitätskontrolle werden die "unbeanstandeten" Datensätze mittels eines Einspeicherungsprogrammes in ein Datenbanksystem eingespeichert.

Entsprechend der Fragestellung (Landschaft, geologisches Substrat, Klimaverhältnisse, Geomorphologie, Höhenlage, Bodenart des Klassenbeschriebs usw.) werden die Datensätze aus der Datenbank mit Hilfe eines Auswahlprogramms wiedergewonnen und zur weiteren Auswertung aufbereitet.

Das Ziel der derzeitig vorgenommenen Auswertung ist es, die Beziehung zwischen dem Klassenbeschrieb der Bodenschätzung und dem Aufbau des Bodenprofils zu ermitteln. Zunächst werden die ausgewählten Profile mit Hilfe eines bei WEIHS (1976) beschriebenen Verfahrens der Clusteranalyse gruppiert. Aus den so gewonnenen Gruppen wird je Gruppe ein "mittleres" Profil (=Gruppentyp) derart ermittelt, daß entsprechend den "schichtweise" vorzugebenden Parametern (Schichtmächtigkeit, Humusgehalt, Kalkgehalt, Hydromorphie-merkmale, Bodenart usw.) eine Häufigkeitsauszählung der vorkommenden Ausprägungen durchgeführt wird. Das "mittlere Profil" einer Gruppe wird dann durch Angabe der am häufigsten und der am zweithäufigsten auftretenden Ausprägung je Parameter gebildet; tritt ein Parameter in mehr als 70% der Fälle in der gleichen Ausprägung auf, so wird nur diese eine Ausprägung angegeben (Liste 1 in Abb. 1). In einem weiteren Schritt der Auswertung erfolgt die Häufigkeitsauszählung der je Gruppe vorkommenden Klassenbeschriebe mit den Minima, Maxima und Mittelwerten der dazugehörigen Wertzahlen sowie deren Verteilung auf die Reliefsituationen Tal, Ebene, Unter-, Mittel-, Oberhang, Rücken, Kuppe, Hochfläche und Mulde (Liste 2 in Abb. 1).

Im dritten Schritt der Auswertung wird nun in Umkehrung des zweiten Schrittes die Verteilung eines Klassenbeschriebs auf alle

PROFILBESCHREIBUNG DES GRUPPENTYP NR. 14



VERTEILUNG DER KLASSENBSCHREIBE JE GRUPPENTYP

KLASSENBSCHREIB TYP: 14	ANZAHL = 44	GRUNDZAHL			ENDZAHL			RELIEFSITUATION							ANZAHL					
		MIN	MAX	MITTEL	MIN	MAX	MITTEL	TAL	EBE	UNG	MNG	ONG	RUE	KUP	HFL	MUL	ABS	PROZ		
LS3D		44	49	47	40	48	43						9	27	27		27	9	11	25
LS4D		37	43	39	31	41	36						23	13	23	5	10	15	20	45
SL4D		32	34	33	28	33	31						33	67					3	7
LS5D		34	36	35	27	34	31						20	80					5	11
SL3D		39	40	40	37	38	38						50		50				2	5
LS/YD		50	50	50	45	45	45						100						1	2
LS/LTD		52	52	52	46	46	46						100						1	2
LS409		34	34	34	31	31	31								100				1	2

Abb. 1: Profilbeschreibung (Liste 1) und Verteilung der Klassenbeschriebe je Gruppentyp (Liste 2); Bsp.: Gruppentyp 14

VERTEILUNG DER KLASSENBSCHRIEBE AUF DIE GRUPPENTYPEN (ANGABEN IN PROZENT DER PROFILE MIT GLEICHEM KLASSENBSCHRIEB)

KLASSENBSCHRIEB (OHNE WERTZAHL)	GESAMT (ABS)	GRUPPENTYP NR.																																		
		00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31			
SL4D	21			5	5						5			5		14	14	19	10						14	5	5									
SL3D	13			8						15						15	4	8		8																
LS3D	59			2	2				2	19		2		2	3	19		37	10				3													
LS4D	83			1				4	2	10	2			6	7	24	1	19	7	4	1	6	1			1							2			
SL6Dg	1				100																															
SL5D	5				20	20																		60												
LS4Dg	3				33					33						33																				
LS5D	26			12	4			4	15		4	8		19	4	4				12				8		4	4									
LS2D	15							7	7	20							67																			
SL2D	4									75																										
LS4Lo	1										100																									
LS7D	1															100																				
LS/LTD	1															100																				
LS6D	2																50																	50		
S3D	1																	100																		
LS5Al	1																			100																
LS6Dg	1																																			
S4D	3																																			

vorkommenden Gruppentypen ermittelt (Abb. 2).

Das in den Abb. 1-2 dargestellte Auswertungsbeispiel wurde mit Profilbeschreibungen durchgeführt, welche für die Sandlandschaft des Tertiärhügellandes (Hallertau) repräsentativ sind. In die Auswertung wurden lediglich Sande (1S, S, S1 des Klassenbeschriebes; nur Acker) einbezogen.

L i t e r a t u r

WEIHS, E. (1976): Anwendungsmöglichkeiten eines neuen multivariaten Analyseverfahrens.- Papers of the E.S.O.M.A.R.-Congress: "Resarch that works for todays marketing problems", pp. 743-771; Venedig.

Zur ADV-gestützten Verarbeitung von Daten der Reichsbodenschätzung

von

Heineke, H.-J. *, K.-H. Oelkers **, K.-F. Schreiber * und R. Thöle *

Mit den noch relativ leicht für jedermann zugänglichen Daten der Reichsbodenschätzung und den in vielen Archiven schlummernden Daten liegt ein Schatz an bodenkundlichen Feld- und z. T. auch Labordaten vor, der es (immer noch) wert ist, geweckt und benutzt zu werden. Eine sinn- und zweckentsprechende Nutzung ist aber nur möglich, wenn es gelingt, diese Daten auf eine einfache Art zugänglich zu machen. Bei der ungeheuren Datenfülle ist dieses nur auf dem Wege über die automatische Datenerfassung, -speicherung, -verarbeitung und -wiedergabe möglich.

Ein Weg, der zur Zeit im Rahmen des DFG-Projektes "Neue Kommunikationswege in den Geowissenschaften" getestet wird und sich mit der Verarbeitung der Daten der Reichsbodenschätzung beschäftigt, soll hier vorgestellt werden.

Zur Vorbereitung der bodenkundlichen Landesaufnahme und, soweit diese noch nicht vorliegt, auch als Grundlage landschaftsökologischer Kartierungen sind die Daten der Reichsbodenschätzung von großem Wert. Diese Daten können aber nicht so ohne weiteres auf Datenträger übernommen werden, da deren Inhomogenität Probleme bei der Auswertung und statistischen Verarbeitung bedingt. Die Daten müssen daher bei der Bearbeitung sowohl einer Korrektur als auch einer Übersetzung unterzogen werden.

Die Korrekturen, die zur Schaffung eines homogenen Datensatzes notwendig sind, betreffen z. B. die Interpretation nichtamtlicher Symbole, fehlende Mächtigkeitsangaben in den unteren Schichten und die Elimination widersprüchlicher Angaben in einer Schicht. Darüberhinaus werden in diesem Arbeitsgang die Schätzungsdaten in gewissem Umfang ergänzt, um so bei der sich später anschließenden Übersetzung zu genaueren Ergebnissen zu kommen. Die vorzunehmenden Korrekturen sind in einer entsprechenden Arbeitsanleitung zusammengestellt (FLEISCHMANN et al. 1979). Abb. 1 zeigt ein entsprechendes Formblatt, in das die korrigierten Daten übertragen werden.

* Institut für Geographie, Lehrstuhl Landschaftsökologie, Robert-Koch-Str. 26, 4400 Münster

** Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Postfach 51 01 53, 3000 Hannover 51

Im anschließenden Arbeitsschritt werden die Übersetzungen der Termini der Bodenschätzung in den heutigen bodenkundlichen Sprachgebrauch automatisch durchgeführt. Dieses betrifft die Übersetzung der horizontkennzeichnenden Merkmale in die heutigen Horizontsymbole, die daraus erfolgende Ableitung der Bodentypen und die Übersetzung der Bodensubstrate. Der hierfür bisher vorliegende Übersetzungsschlüssel (FLEISCHMANN et al. 1979), inzwischen ist er verändert und erweitert worden, hat aber nur eine regionale Gültigkeit für Niedersachsen und muß bei Anwendung in anderen Gebieten den jeweiligen Erfordernissen entsprechend abgeändert werden (Untersuchungen hierzu sind in Bearbeitung).

Nach den bisher vorliegenden Programmen kann die Ausgabe der übersetzten Daten in Form

- a) von reinen Listen,
- b) des ausgefüllten Formblattes der bodenkundlichen Landesaufnahme des NLFb (Abb. 2) und
- c) von Profilsäulen

erfolgen. Dabei können die Profilsäulen direkt in die Karte gezeichnet (Abb. 3) oder am Kartenrand aufgelistet werden. Sie enthalten folgende Informationen:

links von der Profilsäule: Mächtigkeit der einzelnen Schichten;

in der Profilsäule: Signatur für Bodenart, Humus- und Kalkgehalt (nach DIN 4220);

rechts von der Profilsäule: Horizontsymbole und nochmals die Bodenart als Symbol, da sich die Untergruppen der Bodenarten in der Profilsäule nicht als Signatur darstellen lassen.

Mit diesem Arbeitsschritt sind Korrektur und Übersetzung der Daten der Bodenschätzung abgeschlossen. Die "neuen" Daten stehen nun für weitere Arbeitsschritte, etwa zur direkten kartographischen Wiedergabe oder zur Weiterverarbeitung zur Berechnung von "Schätz"-Bodenparametern oder zur Kombination mit zusätzlichen Daten zur Verfügung.

Als eine erste Möglichkeit bietet sich zur Unterstützung der bodenkundlichen Landesaufnahme die Zusammenfassung von gleichartigen Profilen und ihre flächenhafte Abgrenzung zur Erfassung von annähernd homogenen Bodeneinheiten an. Hierzu sind schon eine Anzahl von Verfahren getestet worden, die auf der Grundlage geometrischer, z.B. Bestimmung des mittleren Abstandes zwischen zwei Punkten, und autokorrelativer Methoden arbeiten (HEINEKE et al. 1979, THÖLE et al. 1980). Bisher konnte noch kein Verfahren wirklich zufriedenstellende Ergebnisse bringen, da die in jeder Bodenlandschaft vorkommenden Inhomogenitäten bzw. Diskontinuitäten durch die statistischen Verfahren häufig nicht erfaßt und dadurch die realen Verhältnisse nivelliert werden. Dieses macht sich insbesondere bei den großmaßstäbigen Kartenunterlagen der Bodenschätzung störend bemerkbar. Weniger auffallend wäre es, wenn man aus diesen Daten Kartengrundlagen mit kleineren Maßstäben her-

stellen würde.

Um diese Probleme zu umgehen, bietet sich als eine weitere, ebenfalls verfolgte Möglichkeit ein Verfahren an, das die Grenzen der Bodenschätzung als Grenzen "homogener" Bodeneinheiten übernimmt und entweder die gemittelten Werte aller Profilaufnahmen in der betreffenden Einheit oder die Daten des bestimmenden Grabloches zur flächenhaften Charakterisierung verwendet. Dieses Verfahren erscheint uns deshalb sinnvoll, da die Grenzen der Bodenschätzung infolge der ihnen zugrundeliegenden hohen Bohrpunktdichte als recht sicher angesehen werden können. Bei der Überarbeitung notwendige Korrekturen beschränken sich in der Regel auf den Flächeninhalt bzw. auf eine Ergänzung der Grenzen (OELKERS & VINKEN 1980). Da eine Übernahme der Grenzlinien auf Datenträger durch manuelle Digitalisierungsverfahren bei der großen Anzahl der zu verarbeitenden Karten nicht praktikabel ist, muß auf automatische Digitalisierungsverfahren ausgewichen werden. Die entsprechenden Verarbeitungsprogramme müssen aber noch weiter verbessert werden. Vielversprechend sieht es im Augenblick bei der Ableitung von bodenphysikalischen Kennwerten aus, die mit den Daten der Bodenschätzung, insbesondere den Substratangaben, korrelierbar sind. So läßt sich z. B. die Höhe der nutzbaren Feldkapazität aus Petrographie (Bodenart), Lagerungsdichte und Humusgehalt ermitteln. Diese Angaben sind aus der Bodenschätzung ableitbar. Somit ergibt sich für die Ermittlung der nutzbaren Feldkapazität das in Abb. 4 dargestellte Programmschema. Durch die Berücksichtigung des effektiven Wurzelraumes anstelle der Durchwurzelungstiefe wird versucht, zumindest für terrestrische Böden, den kapillaren Aufstieg mit zu berücksichtigen. Wir versuchen weiterhin, dieses gilt allerdings nur für Grünlandflächen, aus der Feuchtestufe des Grünlandklassenzeichens die Grundwasserklasse näherungsweise zu bestimmen. Wenn dieses berücksichtigt und außerdem bei der Datenerfassung gleichzeitig die Geologie miterfaßt wird, um die Beschaffenheit des zweiten Meters mit einzubeziehen, dann kann der kapillare Aufstieg aus dem Grundwasser mit erfaßt werden.

Zur Feststellung der Güte der Berechnung haben wir für ca. 50 Profile die effektive nutzbare Feldkapazität aus den Daten der Feldaufnahme berechnet und sie mit den an diesen Standorten gemessenen Werten verglichen¹⁾.

Einen Vergleich beider Ergebnisse zeigt Abb. 5. Es zeigt sich, daß die berechneten Werte doch in einem relativ engen Rahmen um die gemessenen Werte streuen. Ob größere Schwankungen auf Fehler bei der Berechnung oder bei der Messung zurückgehen, läßt sich hiernach nicht entscheiden. Generell scheinen größere Abweichungen bei den Extremwerten und bei den schluffreichen Böden, hier sind die Übersetzung der Bodensubstrate und die Bestimmung der Lagerungsdichte nicht immer ganz eindeutig, aufzutreten.

¹⁾ Die Werte wurden uns freundlicher Weise von Herrn Dr. RENGER (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung) zur Verfügung gestellt.

Die mit den korrigierten und übersetzten Daten der Bodenschätzung vorliegenden Daten lassen sich auch zur Beantwortung einer Reihe weiterer einfacher Fragen im Hinblick auf bodenkundliche Landesaufnahme bzw. landschaftsökologische Kartierung auswerten (z. B. Rangstufen der KAK (Nährstoffverhältnisse) aus Petrographie und Humusgehalt (BLUME & FRIEDRICH 1979) und Gefährdung durch Bodenerosion aus Petrographie unter Zuhilfenahme der Neigungsstufen und Bodennutzung (CAPELLE & LODERS 1979).

Auf jeden Fall muß aber noch einmal angemerkt werden: Die korrigierten und übersetzten Daten der Bodenschätzung bleiben Rohdaten, die erst durch Verknüpfung mit zusätzlichen Daten aus Archivunterlagen, Geländeaufnahmen und Laboruntersuchungen für die oben angesprochenen Aufgabenbereiche die den heutigen Ansprüchen genügenden Kartierungs- und Auswertungsinformationen liefern.

Literatur:

- BLUME, H.-P. & F. FRIEDRICH, 1979: Bodenkartierung, Standortbewertung und Ökoplantung. Verh. Ges. Ökol. (Münster 1978) VII, 145-152
- CAPELLE, A. & R. LODERS, 1979: Möglichkeiten zur Erfassung der Bodenerosion durch Wasser und Wind bei der bodenkundlichen Landesaufnahme. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges. 29, 885-892
- FLEISCHMANN, R., E. HACKER & K.-H. OELKERS, 1979: Vorschlag zu einem Übersetzungsschlüssel für die automatische bodenkundliche Auswertung der Bodenschätzung. - Geol. Jb., F 6: 3-28, 1 Taf., Hannover
- HEINEKE, H.-J., K.-F. SCHREIBER & R. THÖLE, 1979: Verarbeitung der Daten der Reichsbodenschätzung mit Hilfe multivariater Methoden für Zwecke der ökologischen Landschaftsplanung. - Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges. 29, 857-864
- OELKERS, K.-H. & R. VINKEN, 1980: Möglichkeiten des ADV-Einsatzes in der bodenkundlichen Landesaufnahme. - Geol. Jb., F 8: 23-37, 1 Taf., Hannover
- THÖLE, R., H.-J. HEINEKE & K.-F. SCHREIBER, 1980: Zur Regionalisierung von Bodendaten mit Hilfe multivariater Methoden im Rahmen ökologischer Fragestellungen. - Arb.ber. Lehrst. Landschaftsökol. Münster 2, 47-64

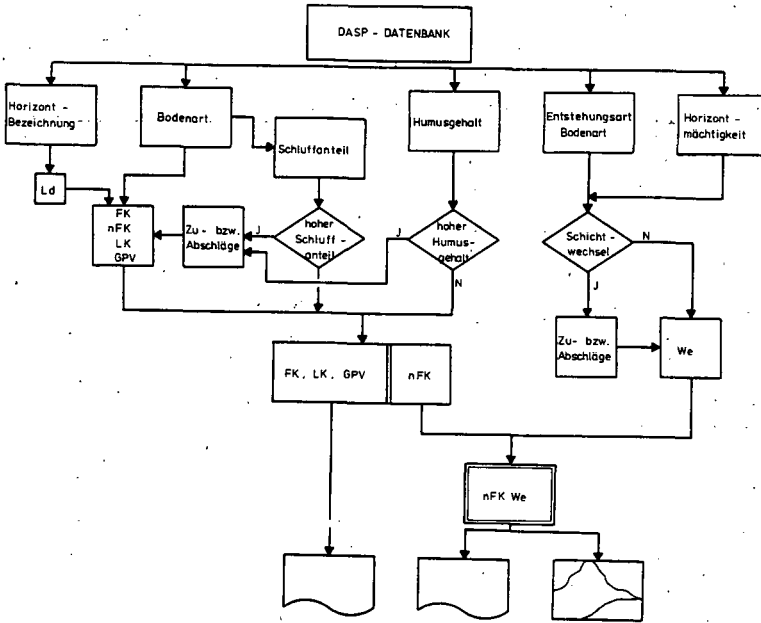
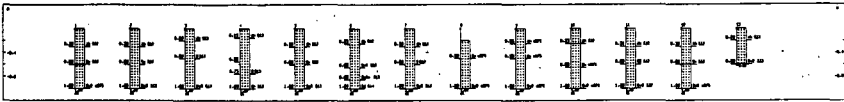


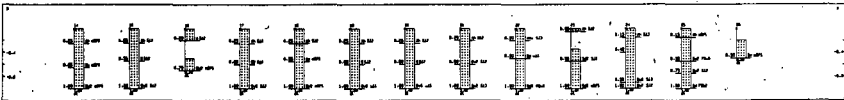
Abb.: 4 Flußdiagramm zur nFK-Ermittlung

Blatt Lerchenberg



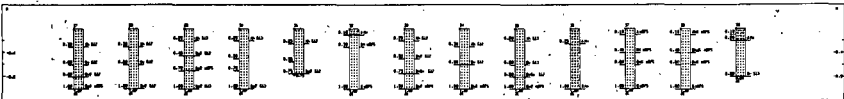
HOHENMASSTAB : 1 : 20

Blatt Lerchenberg



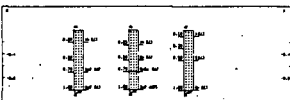
HOHENMASSTAB : 1 : 20

Blatt Lerchenberg



HOHENMASSTAB : 1 : 20

Blatt Lerchenberg



HOHENMASSTAB : 1 : 20

Abb.: 3 Darstellung von übersetzten Daten in Profilsäulen

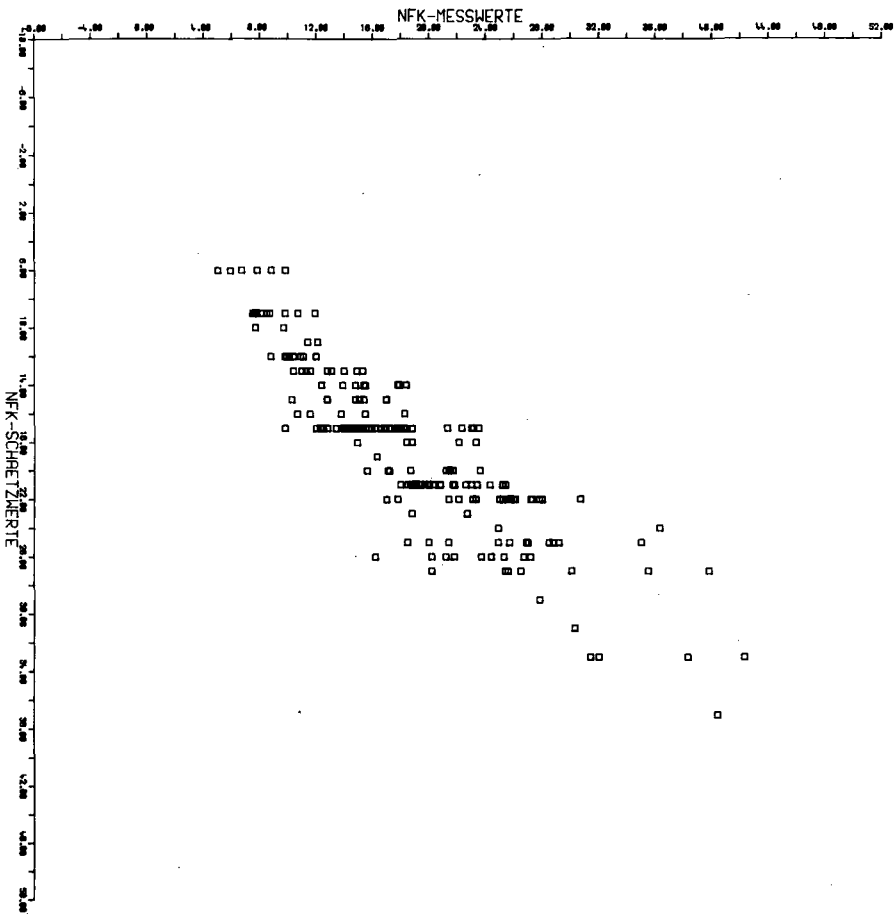


Abb.: 5
KORRELATION FÜR NFK-SCHAETZWERTE
UND NFK-MESSWERTE
R₁ 0,879820



Die Konzeptkarte im Arbeitsfluß der bodenkundlichen
Landesaufnahme Niedersachsens

von

Lüders, R. und Oelkers, K.-H. ⁺

Zur Vorbereitung der bodenkundlichen Geländeaufnahme werden die Archivunterlagen so ausgewertet, daß auf der Grundlage der topographischen Karte 1 : 25 000 eine Konzeptkarte entsteht (Oelkers und Vinken 1980).

Aus dieser Karte wird im Gelände durch Eintragen von Bohrpunkten, Bodengrenzen und Flächeninhalten die Feldkarte entwickelt. Mit Unterstützung durch bodenchemische und bodenphysikalische Analysen wird nach endgültiger Überarbeitung die Manuskriptkarte erstellt. Durch kartographische und reprotechnische Bearbeitung entsteht schließlich die "Bodenkarte von Niedersachsen 1 : 25 000", die mit dazugehörigen Auswertungskarten gedruckt und herausgegeben wird (Lüders 1979).

Der Herstellung einer Konzeptkarte im Maßstab 1 : 25 000 liegen folgende Überlegungen zugrunde:

1. Eine sparsame Verwendung öffentlicher Mittel erfordert eine umfassende Nutzung aller bodenkundlich verwertbaren Unterlagen.
2. Mit der Konzeptkarte kann im Gelände gezielt vorgegangen und die Aufnahmedauer zeitlich begrenzt werden.
3. Genauigkeit und Aussagekraft der Bodenkarte werden mit Hilfe der Konzeptkarte verbessert.

Folgende Inhalte soll die Konzeptkarte aufnehmen:

1. Eine Auswertung der Bodenschätzung.

Die Ergebnisse der Bodenschätzung (Klassenzeichen und Wertzahlen auf Schätzungskarten, Profilbeschreibungen der "bestimmenden Grablöcher" in Schätzungsbüchern) liegen bekanntlich für alle landwirtschaftlich nutzbaren Flächen in einem engmaschigen Bohrnnetz vor. Diese Angaben werden bei der Bearbeitung der "Bodenkarte auf der Grundlage der Bodenschätzung 1 : 5 000" (Oelkers 1972) so ausgewertet, daß grob zusammengefaßte Bodeneinheiten mit vereinfachten Grenzlinien entstehen. Diese lassen sich nach Verkleinerung

⁺ Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung,
Postfach 510153, 3000 Hannover 51

auf den Maßstab 1 : 25 000 auf die Konzeptkarte übertragen. Außerdem ist ein automatisches Erfassen und Ausdrucken der Profilbeschreibungen der Bodenschätzung bereits möglich. - Bei Waldflächen treten anstelle der Bodenschätzung die Ergebnisse der forstlichen Standortkartierung.

2. Eine Auswertung der Höhenlinienabstände der TK 25.

Mit unterschiedlicher Hangneigung ändern sich die Bodeneigenschaften, insbesondere im Hinblick auf die Erosionsgefährdung und die Möglichkeiten der land- und forstwirtschaftlichen Bodennutzung. Deshalb ist es wichtig, unterschiedliche Hangneigungen auf der Bodenkarte auszuweisen. Dies geschieht durch Messen der Höhenlinienabstände und durch Zuordnen zu Neigungsstufen. Diese werden mit Kennziffern und Grenzen auf die Konzeptkarte übertragen.

3. Eine Auswertung der Bodennutzung auf historischen Landeskarten.

Als Beispiele können die Kurhannoversche Landesaufnahme und die Topographische Landesaufnahme des Fürstbistums Osnabrück vom Ende des 18. Jahrhunderts genannt werden. Die auf den Karten dargestellten Ackerflächen entsprechen mindestens im westlichen Niedersachsen fast ausschließlich den Plaggeneschen (Lüders 1980, Eckelmann 1980). Die bis zur Herausgabe des ersten Meßtischblattes der Königl. Preußischen Landesaufnahme vom Ende des 19. Jahrhunderts neu in Ackernutzung genommenen Böden sind relativ gut bearbeitbar und nicht stärker vernäbt. Die alten Ackerflächen werden auf die Konzeptkarte übertragen.

4. Eine Auswertung geologischer Karten 1 : 25 000

Geologische Karten liefern auch bodenkundlich wichtige Angaben, z.B. die Verbreitung unterschiedlicher Festgesteine, das Vorkommen von Geschiebelehm usw. Die Grenzen werden mit den jeweiligen Flächeninhalten auf die Konzeptkarte übertragen. Außerdem ist ein Hochzeichnen der Bohrpunkte nützlich, damit bei der bodenkundlichen Geländearbeit eine Verdichtung des Bohrnetzes erfolgen kann.

Mit dieser Konzeptkarte erhält der Bodenkartierer eine Unterlage für die Geländearbeit, die einen gezielten Ansatz der Bohrungen und eine Vorausschau über die Verbreitung und die Eigenschaften der Böden möglich macht. Durch das Eintragen von Bohrpunkten, endgültigen Bodengrenzen und dazugehörigen Flächeninhalten wird die Konzeptkarte zur Feldkarte.

Die Genauigkeit und Richtigkeit der Bodenkartierung wird mit Hilfe einer

Konzeptkarte deutlich verbessert. Eine gute Bodenkarte entsteht jedoch erst dann, wenn der Bodenkundler Verstand, Können und Erfahrung in die Bearbeitung einbringt.

Literatur

- Eckelmann,W.(1980): Plaggenesche aus Sanden, Schluffen und Lehmen sowie Oberflächenveränderungen als Folge der Plaggenwirtschaft in den Landschaften des Landkreises Osnabrück. - Geol.Jb., Reihe F, H. 10, S. 3-93, Hannover.
- Lüders,R.(1979): Die bodenkundlichen Kartenwerke des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung. - N.Arch.f.Nds. 28, S. 237-240, 1 Blattübersicht, Göttingen.
- Lüders,R.(1980): Von den Anregungen und Plänen Justus Möser bis zur Durchführung der modernen bodenkundlichen Aufnahme des Osnabrücker Landes. - Westf.Geogr.Studien, 36, S. 93-97, Münster.
- Oelkers,K.-H.(1972): Die Bodenkarte auf der Grundlage der Bodenschätzung, ein Vergleich ihrer Aussagen zu denen moderner Bodenkarten. - Kali-Briefe, Fachgebiet 7, 3. Folge, Hannover.
- Oelkers,K.-H. u. R. Vinken(1980): Möglichkeiten des ADV-Einsatzes in der bodenkundlichen Landesaufnahme. - Geol.Jb., Reihe F, H. 8, S. 23-37, 1 Taf., Hannover.



Möglichkeiten und Grenzen der Bodenferner-
kundung in Norddeutschen Kulturlandschaften

von

JAKOB, J., LAMP, J., und SCHROEDER, D. +)

Die deutsche Bodenkartierung ist heute noch weit von dem Ziel einer flächendeckenden großmaßstäbigen Bodeninventur entfernt. Angesichts einer immer dringender werdenden Notwendigkeit der Schaffung von Planungsunterlagen zur Erhaltung einer gefährdeten Umwelt ist die Bodenerhebung verstärkt voranzutreiben. Bei gegebenen Mitteln und einem gesetzten Standard an Kartengüte läßt sich die Produktion nur durch eine Verbesserung der Erhebungstechnik und verstärkter Verwendung von Vorinformation steigern. So sind z.B. durch die ADV Fortschritte in der Aufbereitung von Bodendaten zu erzielen. Bisher ungenutzt dagegen sind in der BRD die Möglichkeiten der Fernerkundung, die besonders im amerikanischen Ausland und der "Dritten Welt" seit den dreißiger Jahren nicht mehr aus der Bodenkartierung fortzudenken sind (BALDWIN et al., 1947; PRESCOTT und TAYLOR, 1930).

Fernerkundung umfaßt den gesamten Beobachtungsprozess von beweglichen Geräteträgern; dazu zählen die konventionellen Verfahren wie die Luftbildphotographie und moderne Verfahren wie die multispektrale Abtastung aus der Luft und aus dem Weltraum (AMERICAN SOCIETY OF PHOTOGRAMMETRY, 1975).

Es wird bisher oft bezweifelt, daß die Bodenfernerkundung auch in dichtbesiedelten, von Menschenhand veränderten Landschaften Vorteile gegenüber reiner terrestrischer Erkundung bietet, zumal bereits ein großer Wissensschatz über unsere Kulturlandschaften besteht und diese gut erschlossen ist. Demgegenüber steht der noch wenig bodenkundlich genutzte Informationsgehalt stereoskopisch auszuwertender Luftbilder und der große Fehlbedarf in der BRD an flächendeckenden detaillierten Bodenkarten. Multispektrale Abtasterbilder satelliten- und flugzeuggetragener Sensoren bieten nach unseren Erfahrungen ebenfalls Möglichkeiten einer verbesserten Bodenkartierung.

+) Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde, Christian-Albrechts-Universität Kiel, Olshausenstr. 40-60, 2300 Kiel 1

An dieser Stelle soll nur über Arbeiten zur konventionellen Fernerkundung (Luftbildinterpretation) in Schleswig-Holstein berichtet werden. Dazu gehört ein Beispiel aus multitemporalen Luftaufnahmeserien naturräumlich verschiedener Testgebiete, aufgenommen mit unterschiedlichem Filmmaterial zur Feststellung günstiger Vegetations- und Bodeneffekte. Weiterhin werden Vergleiche bezüglich Leistungsfähigkeit und Kartengüte zwischen luftbildgestützter Bodenkartierung und rein terrestrischer Bodenerhebung angestellt.

Folgende durch Eigenbefliegung aufgenommene Luftbildserie zeigt mittels Color- und Color-Infrarotmaterials ein Testgebiet in der Jungmoränenlandschaft Ostholsteins zu verschiedenen Jahreszeiten. Die Reproduktionstechnik verbietet bedauerlicherweise die ursprünglich bunte Darstellungsweise.

Das erste Bild (Foto 1) aus dem September 1979 stellt die Landschaft zur späten Erntezeit dar. Unten links die als Grünland genutzte Honigau-Niederung. Das darüber liegende pferdekopffähnliche Feld, das im oberen Teil abgeerntet ist, zeigt im unteren Teil lagerndes Getreide. So gut wie keine Bodenunterschiede sind auszumachen. Im darauf folgenden Winter, einem Bild vom 20. Dezember (Foto 2), lassen sich die bisher verborgenen moor- und kolluviengefüllten Senken und hellen (im Farbbild hellbraunen) Kuppen erkennen. In Schattenbereichen ist hellgrau noch verbliebener Rauhereif zu sehen. Überschwemmungsbereiche in der Niederung zeigen Stellen mit verstärktem hydromorphen Einfluss an. Ein Infrarotbild (Foto 3), zum gleichen Zeitpunkt aufgenommen, liefert mehr Kontrast. Es handelt sich hierbei nicht um das bekannte Wärmeinfrarot, sondern um das photographisch aufnehmbare, die Pflanzenvitalität in rot darstellende Nah-Infrarot. Das Grünland z.B. wird im Gegensatz zu den fast vegetationslosen Feldern im farbigen Originalbild rot dargestellt, während letztere aufgrund foto-technischer Farbverschiebungen in blaugrün erscheinen. Ein im Farbbild schwacher rosa Schimmer zeigt ersten Aufgang an geschützten, nicht zu feuchten und von der Bodenstruktur günstigen Unterhangbereichen an. Im nächsten Frühjahr, Mai 1980 (Foto 4), befinden sich auf dem gleichen Feld wolkenartige Aufhellungen durch unterschiedlich aufgelaufenes Sommergetreide und unterschiedliche Abtrocknung. Hierbei handelt es sich auf den hellen Bereichen um kahlgepflügte schwere und pseudovergleyte Kuppen; an den dunklen Stellen verbesserter Auflauf in tiefgründigen, lessivierten und

Untersuchungsgebiet Honigau,
Testfläche 3, aufgenommen zu
verschiedenen Jahreszeiten

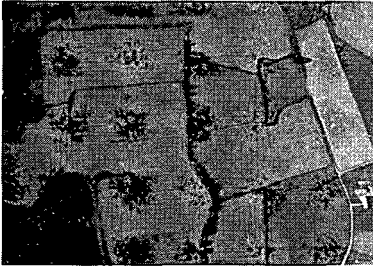


Foto 1: September 1979, color
←



Foto 2: Dezember 1979, color



Foto 3: Dezember 1979, infrarot-
color



Foto 4: Mai 1980, color
←



Foto 5: August 1980, color



Foto 6: August 1980, infrarot-
color

kolluviierten Mittel- und Unterhangbereichen. Zur Erntezeit im August (Foto 5) lassen sich Bodenunterschiede durch verzögerte Abreife und Lager in den Rinnenbereichen sehen, die vermoorten Senken sogar durch dunkel erscheinende grüne Verunkrautung. Letzteres zeigt sich besonders deutlich im Infrarotbild (Foto 6), welches auch die veränderten Reflexion der Lagerbildung stärker differenziert. Ein weiterer Vorteil des IR-Bildes, der bisher noch nicht erwähnt wurde, ist die Fähigkeit, besser den Dunst zu durchdringen. Stärkerer Kontrast und bessere Differenzierung lassen sich so erzielen.

Diese Bildreihe zeigt, daß auch in unseren Kulturlandschaften Bodendifferenzierungen bei Beachtung der richtigen Jahreszeit zu erkennen und zur Bodenkartierung zu nutzen sind. Die beste Jahreszeit ist das Frühjahr mit guter Beleuchtung, geringer Vegetationsbedeckung, unterschiedlich abtrocknenden Böden und differenzierendem Auflauf der Kulturpflanzen (vgl. auch JAKOB und LAMP, 1978). Infrarotfarbfilm zeigt Vegetations- und Feuchteunterschiede kräftiger und durchdringt den Dunst deutlich besser, ist aber im großen Format wesentlich teurer als Farbfilm. Für den allgemeinen Gebrauch ist daher Letzterer zu empfehlen.

Da aber überwiegend Luftbilder auch in der Bundesrepublik noch in Schwarzweiß geflogen werden, meist im Auftrag der Landesvermessungsämter zur Kartenherstellung, war zu untersuchen, ob die auf Schwarzweiß-Reihenmeßbilder gestützte Bodenkartierung, wie sie im Ausland praktiziert und von Autoren wie BURINGH (1960), GOÖSEN (1967) und VINK (1968) propagiert wird, auch bei uns Vorteile über eine rein terrestrische Kartierung bietet.

Großformatige Reihenmeßbilder sind in Reihe aufgenommene sich überlappende Fotos einer senkrecht im Bildflugzeug eingebauten Kamera. 60 % Überlappung wird meist gewählt, um durch Betrachtung zweier benachbarter Bilder einen Stereoeffekt mittels eines Stereoskops zu erzielen.

Gerade in unseren Breiten, wo der Boden stark von Vegetationen bedeckt und die Bodenoberfläche nur in bestimmbar Jahreszeiten zu sehen ist, wird eine durch das Stereoskop mögliche vergleichende Reliefanalyse zum wichtigsten Bildinterpretationsmittel, da die Geländemorphologie Aufschluß über die Genese der Landschaft, die Verteilung des Ausgangsmaterials und Bedingungen der Bodenbildung gibt. Anders als bei einer topographischen Karte, bei der auch im

LUFTBILDGESTÜTZTE BODENKARTIERUNG

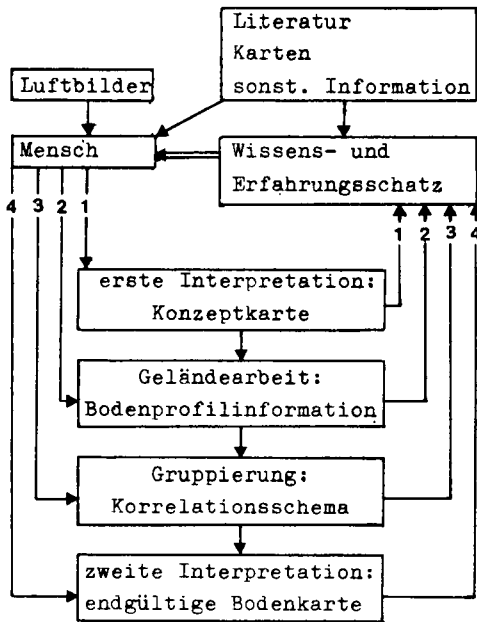


Abb. 1 : Ablauf der luftbildgestützten Bodenkartierung

großen Maßstab die Geländeform nur von den Höhenlinien abstrahiert werden können, erscheint im Stereobild die Landschaft mit ihren Feinformen als räumliches Modell, das zusätzlich noch weitere bodenrelevante Merkmale birgt. Solche sind die Landnutzung, das Parzellengefüge, das natürliche und künstliche Gewässernetz sowie die Feuchtigkeitsverhältnisse. Der Grau- oder Farbton, der in ariden Gebieten mit unbedeckter Bodenoberfläche wichtigen Aufschluß geben kann, ist bei uns nur bedingt zuverlässig. Nur in Zusammenschau mit anderen Interpretationsmerkmalen ist eine Aussage zu werten.

Im Gebiet Wasbek der Niederen Geest Schleswig-Holsteins, einer weichselzeitlichen Sanderlandschaft, wurde die luftbildgestützte Bodenkartierung überprüft durch eine unabhängige, nach herkömmlichen Methoden vom Geologischen Landesamt Schleswig-Holstein (Abt. Bodenkunde) durchgeführte Kartierung im Maßstab 1 : 25 000. Beide Erhebungen erfolgten ohne gegenseitigen Austausch von Informationen. Die amtliche Kartierung folgte der Kartieranleitung der ARBEITSGEMEINSCHAFT BODENKUNDE (1971), während die Luftbildkarte folgendermaßen erstellt wurde (vgl. Abb. 1): einer gründlichen Durchsicht von Literatur, Karten und sonstigen Informationen schloß sich eine erste stereoskopische Interpretation auf Schwarzweiß-Luftbildern im Maßstab 1 : 13 000 an. Anhand erkennbarer Interpretationsmerkmale ließ sich auf den Luftbildern eine erste Konzeptkarte auf morphogenetischer Basis erstellen, in der Moränen, Sander, Flugsand, Moorniederungen und Auen ausgeschieden wurden. Für die Geländearbeit ließen sich anhand der Bildinterpretationen die Bohrpunkte möglichst repräsentativ über die Fläche verteilen und intensivere Untersuchungen an Punkten besonderen Interesses durchführen. Mittels einer Korrelationsmatrix wurden Luftbildeinheiten und Bodenprofilinformationen gegenübergestellt, die Bodenprofile gruppiert und den Luftbildeinheiten zugeordnet. Mit diesen neugeschaffenen Kartiereinheiten ließ sich das Luftbild erneut interpretieren und zur endgültigen Bodenkarte umwandeln (Abb. 2 und Tab. 1). Die Luftbildbodenkarte besitzt daher in der Legende landschaftsmorphogenetische Einheiten, denen Bodengesellschaften (SCHROEDER, 1978) im passenden Gruppierungsniveau zugeordnet sind.

Wie schneidet nun die Luftbildbodenkarte gegenüber rein terrestrischer Kartierung (Abb. 3 und Tab. 2) ab? Auf der Fläche von 2029 ha wurde von seiten des Geol. Landesamtes 354 Bohrungen (17

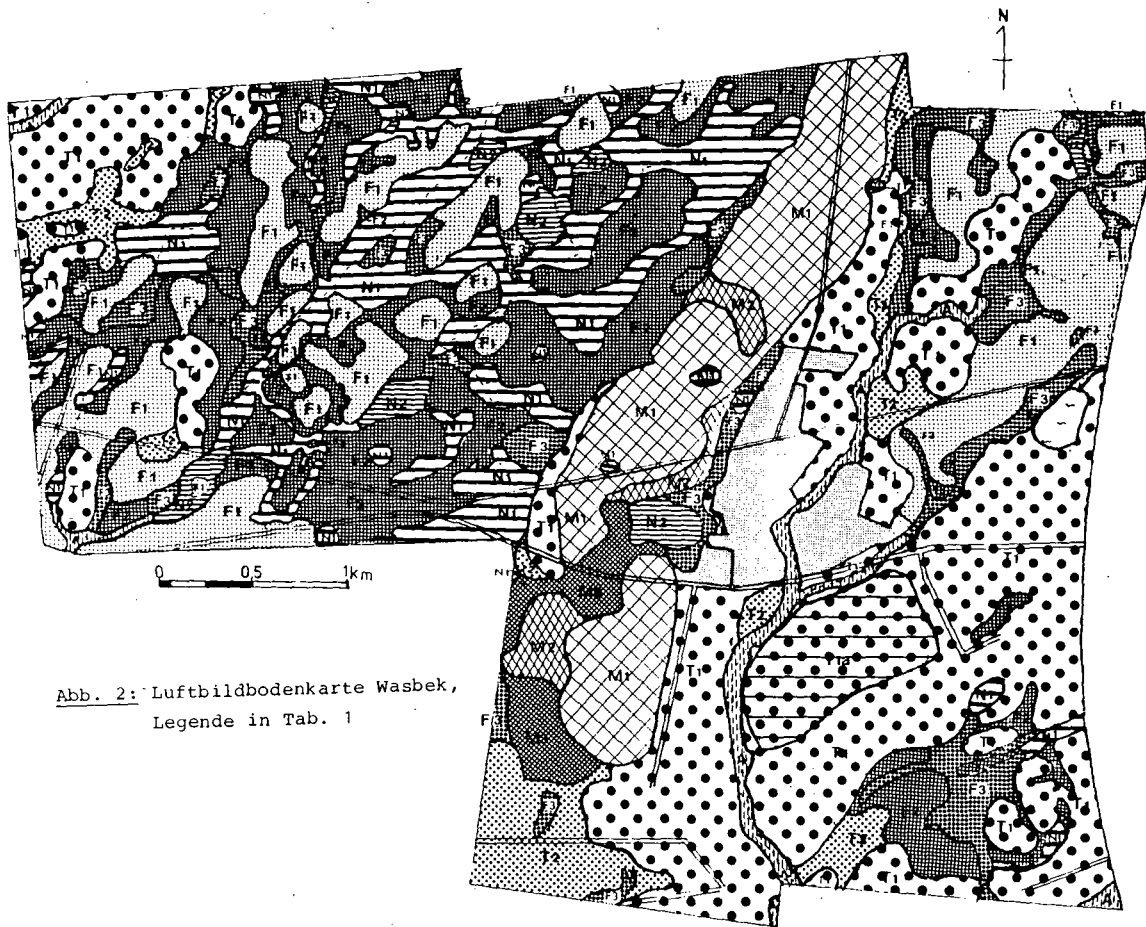














Abb. 2: Luftbildbodenkarte Wasbek,
 Legende in Tab. 1

Tab. 1: Legende zu Abb. 2

BODENKARTE WASBEK, Ergebnis einer LUFTBILDANALYSE

Naturräumliche Einheiten, im Luftbild abgegrenzt	Code	Bodenansprache
M Moränenrücken		
M 1 Helle, deutlich gewölbte Flächen, trocken, z.T. mit Frostpolygonmuster, Ackerntzung, längliche Parzellen in regelmäßiger Anordnung	M 1 	Pseudogley-Braunerde, z.T. lessiviert, uL - sL, GW tiefer als 20 dm, außer niedrigen Randbereichen. S-Horizont zwischen 6 - 8 dm
M 2 Dunkle Flächen in mittlerer Höhenlage, feucht, Acker und Grünlandnutzung, z.T. Gräben und Gräben	M 2 	Braunerde-Pseudogley, sL - uL, GW zwischen 5 - 8 dm
M 3 Niedrige Lage, vernässt, Grünland mit Gräben	M 3 	Pseudogley-Gley, z.T. anmoorig, 1S über sL, GW zwischen 0 - 5 dm
T Weichselzeitliche Sandterrasse		
T 1 Sehr helle, hochliegende Flächen, trocken, Ackerntzung, längliche Parzellen in regelmäßiger Anordnung, Nadelwald.	T 1 	Fe-Podsol und Pods. Braunerde (Rosterde); unter Wald Fe-Humus Podsol; Grobsand-S, z.T. mit uS überdeckt, in Moränennähe 1S, GW meist tiefer als 14 dm
T 1a Beckenartiger Aushub (geplante Rieselfeldanlage) mit Nadelwald aufgeforstet	T 1a 	Podsol-Ranker und Fe-Humus Podsol, Grobsand - S, GW je nach Aushubtiefe variierend.
T 2 Wolkenartig dunkle Flächen, mittlere Höhenlage, feucht, Ackerntzung überwiegend, im Grünland Gräben und Gräben	T 2 	Fe-Podsol u. pods: Braunerde, vergleyt, uS-S, GW zwischen 8 - 12 dm
F Flugsandflächen		
F 1 Wolkenartig aufgehellt, herausragend, trocken, Ackerntzung überwiegend in unregelmäßig angeordneten und begrenzten Parzellen	F 1 	Fe-Humus Podsol und Gley-Podsol, humoser Sand über uS - S, GW zwischen 6 - 12 dm
F 2 Wolkenartig dunkel, mittlere Höhenlage, feucht, gemischte Acker u. Grünlandnutzung, Gräben u. Gräben	F 2 	Podsol-Gley, pods. Anmoor u. Niedermoor-Gley (Niedermoor < 3 dm), Anmoor-Gley-Podsol, S, oder Anmoor über S, GW zwischen 3 - 10 dm
F 3 Becken und Pinnenlage, vernässt, Grünlandnutzung, Gräben und Gräben	F 3 	Gley und Anmoor-Gley, S - 1S, GW zwischen 3 und 8 dm
N Niederung der Abflußwege, Grünland, Gräben und Gräben		
N 1 Heller, ohne Moortexturierung	N 1 	Niedermoor-Gley u. Niedermoor, Moorauflage < 5 dm, GW zw: 3 - 7 dm
N 2 Dunkler, mit Moortexturierung	N 2 	Niedermoor, Moorauflage > 5 dm, GW zwischen 3 - 7 dm
A Sohlen der eingeschnittenen Flußtäler, Auen		
A	A 	Auenböden, junge Flußsedimente in Wechsellagerung mit Niedermoor, GW zwischen 1 und 5 dm

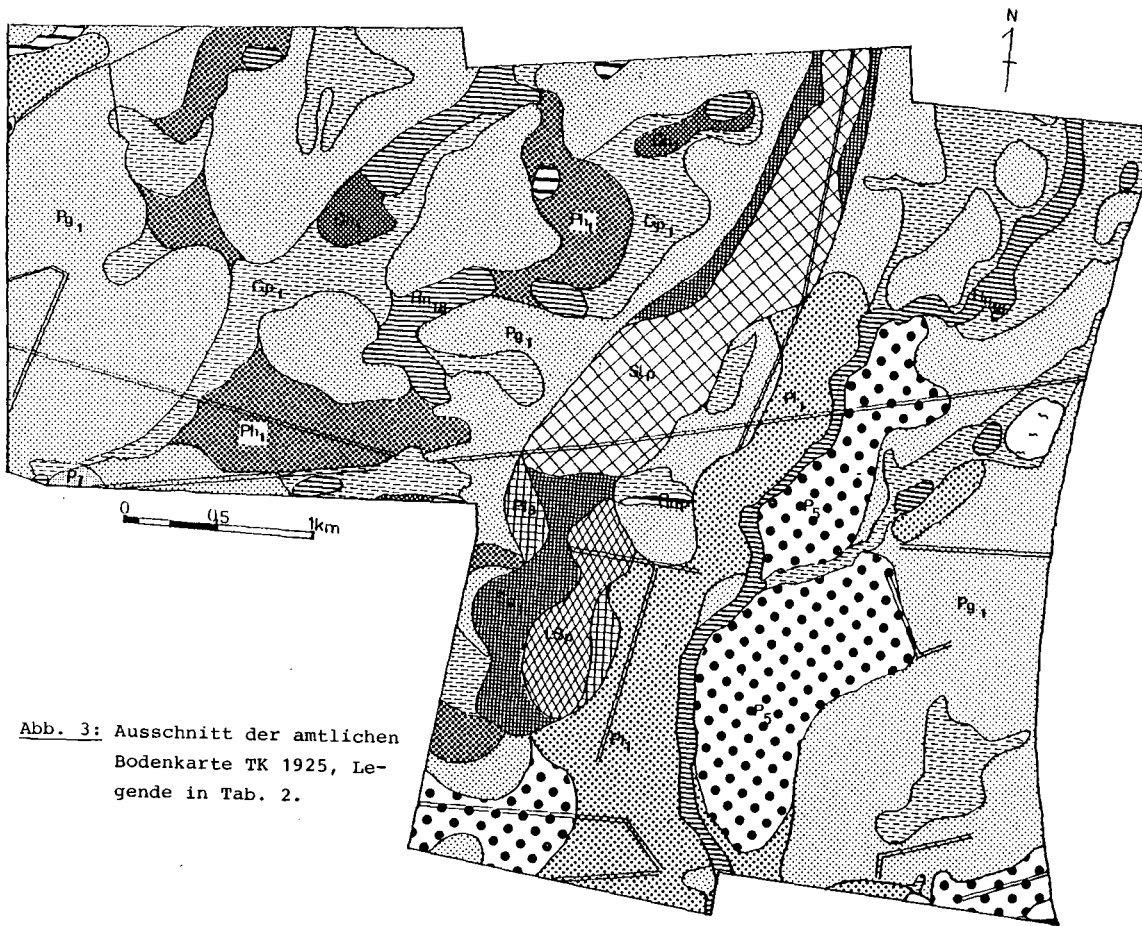














Abb. 3: Ausschnitt der amtlichen
Bodenkarte TK 1925, Le-
gende in Tab. 2.

Tab. 2 : Auszug aus der Legende der amtlichen
Bodenkarte TK 1925 (Abb. 3)

	<p>Pseudogley - Parabraunerde aus Geschiebelehm</p> <p>Boden aus sandigem bis schluffigem Lehm, stellenweise podsoliert, z.T. Staunässemerkmale ab etwa 50 cm u. Flur, mittleres bis hohes Bindungsvermögen für Nährstoffe, mittlere nutzbare Feldkapazität, geringe bis mittlere Wasserdurchlässigkeit</p> <p>Stauwasser: feuchte Zeit: etwa 50 cm u. Flur trockene Zeit: fehlend</p>
	<p>Rosterde aus Sand</p> <p>Boden aus feinsandigem bis schluffigem Sand über Fein- bis Mittelsand, z.T. grobsandig, schwach podsoliert, geringes Bindungsvermögen für Nährstoffe, geringe nutzbare Feldkapazität, hohe Wasserdurchlässigkeit, Neigung zu Dürreschäden</p> <p>Grundwasser: tiefer als 200 cm u. Flur</p>
	<p>Rosterde aus Fließerde über Sand über Geschiebelehm</p> <p>Boden aus schwach schluffigem bis schwach lehmigem Sand über Fein- bis Mittelsand über sandigem bis schluffigem Lehm, Staunässemerkmale im Lehm, geringes bis mittleres Bindungsvermögen für Nährstoffe, geringe bis mittlere nutzbare Feldkapazität, mittlere bis hohe Wasserdurchlässigkeit</p> <p>Grundwasser: tiefer als 200 cm u. Flur</p>
	<p>Eisenhumuspodsol, schwach ausgeprägt</p> <p>Boden aus schluffigem Sand über Fein- bis Mittelsand, z.T. grobsandig, podsoliert, Orterde, geringes Bindungsvermögen für Nährstoffe, geringe nutzbare Feldkapazität, hohe Wasserdurchlässigkeit, Neigung zu Dürreschäden</p> <p>Grundwasser: tiefer als 200 cm u. Flur</p>
	<p>Feuchtpodsol (Gley - Podsol)</p> <p>Boden aus Fein- bis Mittelsand, z.T. Grobsand, Orterde oder Ortstein, mittleres bis hohes Bindungsvermögen für Nährstoffe nur im Oberboden, geringe nutzbare Feldkapazität, mittlere bis hohe Wasserdurchlässigkeit, Neigung zu Dürreschäden</p> <p>Grundwasser: feuchte Zeit: um 100 - 120 cm u. Flur trockene Zeit: um 150 - 200 cm u. Flur</p>
	<p>Feuchtpodsol mit Moorede</p> <p>Boden aus Torf, Moorede oder stark humosem Sand über Fein- bis Mittelsand, Orterde oder Ortstein, mittleres bis hohes Bindungsvermögen für Nährstoffe nur im Oberboden, geringe nutzbare Feldkapazität, mittlere bis hohe Wasserdurchlässigkeit</p> <p>Grundwasser: feuchte Zeit: um 80 - 100 cm u. Flur trockene Zeit: um 110 - 200 cm u. Flur</p>

	<p>Parabraunerde - Pseudogley aus Geschiebelehm</p> <p>Boden aus sandigem bis schluffigem Lehm, stellenweise podsoliert, z.T. Staunässemerkmale ab etwa 30 cm u. Flur, wasserstauende Schicht (Sd - Horizont) zwischen 60 und 80 cm u. Flur, mittleres bis hohes Bindungsvermögen für Nährstoffe, mittlere nutzbare Feldkapazität, geringe bis mittlere Wasserdurchlässigkeit</p> <p>Stauwasser: feuchte Zeit: etwa 30 cm u. Flur trockene Zeit: fehlend</p>
	<p>Pseudogley (Stauwasserboden)</p> <p>Boden aus lehmigem Sand bis schluffigem, sandigem Lehm, podsoliert, Staunässemerkmale, wasserstauende Schicht (Sd - Horizont) zwischen 40 und 70 cm u. Flur, Eisenkonkretionen, mittleres bis hohes Bindungsvermögen für Nährstoffe, mittlere bis hohe nutzbare Feldkapazität, geringe bis mittlere Wasserdurchlässigkeit, abhängig von der Ausprägung des Steukörpers, tiefes Grundwasser</p> <p>Stauwasser: feuchte Zeit: um 40 cm u. Flur trockene Zeit: fehlend</p>
	<p>Gley (Grundwasserboden)</p> <p>Boden aus stark humosem Sand oder Torf über Fein- bis Mittelsand; z.T. Grobsand, Eisenkonkretionen, z.T. als Resaneisenerz, stellenweise ab 1 m u. Flur kalkhaltig, mittleres Bindungsvermögen für Nährstoffe nur im Oberboden</p> <p>Grundwasser: feuchte Zeit: um 40 cm u. Flur trockene Zeit: um 60 - 120 cm u. Flur</p>
	<p>Anmoorgley</p> <p>Boden aus anmoorigem Oberboden oder Moorede über Fein- bis Mittelsand, mittleres Bindungsvermögen für Nährstoffe nur im Oberboden, hohes Grundwasser, stellenweise ab 1 m u. Flur kalkhaltig</p> <p>Grundwasser: feuchte Zeit: nahe der Oberfläche trockene Zeit: um 50 - 80 cm u. Flur</p>
	<p>Niedermoor</p> <p>Boden aus mehr als 100 cm mächtigem Niedermoorort, i. allg. vererdeter Oberboden, geringe Trittfestigkeit</p> <p>Grundwasser: zwischen 80 und 130 cm u. Flur</p>
	<p>30 - 100 cm mächtig über Sand, stellenweise ab 1 m u. Flur kalkhaltig</p> <p>Grundwasser: zwischen 40 - 70 cm u. Flur</p>

pro 100 ha) niedergebracht; für die Luftbildkartierung wurden 229 (11 pro 100 ha) benötigt, was einer Ersparnis an kostenintensiver Geländearbeit von 35 % entspricht. Ein Vergleich beider Karten im gleich Maßstab zeigt, daß die Luftbildkarte wesentlich detaillierter erscheint, obwohl beide die gleiche Anzahl der Legendeneinheiten, nämlich zwölf, besitzen. Das Kartenbild ist in sich selbst kein Qualitätsmerkmal, sondern muß zusammen mit der Reinheit der Karte gesehen werden. Die Reinheit ist die Sicherheit, mit der eine Karte an einem beliebigen Punkt den tatsächlich vorgefundenen Boden richtig vorhersagt, und kann nur durch unabhängige, nicht zur Herstellung der überprüften Karten verwendete Bodenerhebungen festgestellt werden (BECKETT, 1967). In diesem Fall stellte zur Überprüfung der Luftbildkarte das Geol. Landesamt seine Erhebungen in dankenswerter Weise zur Verfügung. Umgekehrt wurden für die Reinheit der Karte des Geol. Landesamtes die Bodenerhebungen der Luftbildkartierung genutzt. In jedem Fall ging man von den Originalprofildaten aus, so daß die unterschiedlichen Legenden der Karten nicht ins Gewicht fielen.

Für die Bodenkarte des Geol. Landesamtes ergab sich eine Reinheit von 52 %, während für die Luftbildkartierung eine solche von 66 % erzielt wurde (Abb. 4). Diese Reinheiten mögen etwas niedrig erscheinen, nimmt man das allgemein angestrebte Ziel von 70 - 80 % in betracht, stimmen aber mit Ergebnissen ähnlicher Überprüfungen überein. Noch bedeutsamer ist es, daß dies Qualitätsverbesserung mit 65 % des Arbeitsaufwandes einer rein terrestrischen Kartierung erzielt wurde.

Neben der Reinheit ist auch die Variabilität der Bodeneigenschaften innerhalb der Kartiereinheiten ein Gütekriterium (BECKETT, 1967). Es erwies sich in einem qualitativen Vergleich, daß die Karte des Geol. Landesamtes innerhalb ihrer Kartiereinheiten teils sehr große, teils geringe Schwankungsbreiten der Bodeneigenschaften besitzt. Die Luftbildbodenkarte zeigt dagegen bei gleicher Anzahl der Legendeneinheiten innerhalb dieser eine ausgewogenere Verteilung der Bodenvariabilität.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß nicht alle Jahreszeiten zur Bodenfernerkundung geeignet sind, wie eine langjährige Luftbildserie norddeutscher Testgebiete ergab. Bei Auswahl der richtigen Zeitpunkte und geeignetem Filmmaterial lassen sich aber wichtige Bodenmerkmale feststellen, die auf rein terrestrischem Wege über-

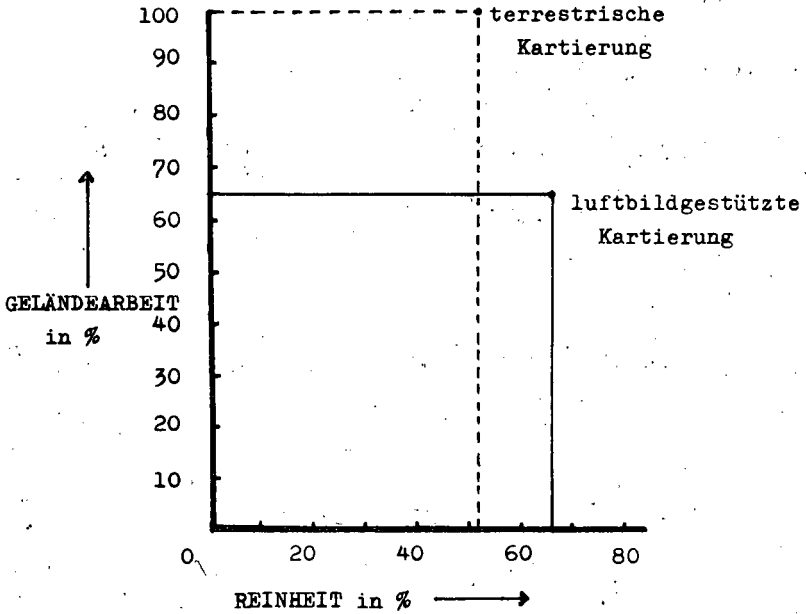


Abb. 4 : Vergleich von Geländearbeit und Reinheit bei terrestrischer und luftbildgestützter Bodenkartierung in der Niederen Geest Schleswig-Holsteins (Gebiet Wasbek) im Maßstab 1 : 25 000

haupt nicht oder nur zufällig zu beobachten sind.

Ein unabhängiger Vergleich zwischen rein terrestrischen Bodenkartierung und Stereoauswertung von konventionellen Schwarzweiß-Reihenaufnahmen in der für weite Teile Norddeutschlands repräsentativen Niederen Geest Schleswig-Holsteins ergab, daß das Luftbild die Geländearbeit durch sinnvolleren Einsatz erheblich reduziert bei gleichzeitiger Verbesserung der Kartengüte. Voraussetzung für die rationelle Anwendung der konventionellen Bodenerkundung in der deutschen Bodenkartierung ist die entsprechende Ausbildung der Mitarbeiter der Landesaufnahme und des studentischen Nachwuchses. Besonders vielversprechend dürfte auch eine Kombination der Fernerkundung mit Daten der Reichsbodenschätzung und anderen Vorinformationen sein.

LITERATUR:

- AMERICAN SOCIETY OF PHOTOGRAMMETRY, 1975: Manual for remote sensing, Falls Church, Virginia
- ARBEITSGEMEINSCHAFT BODENKUNDE, 1971: Kartieranleitung. Hannover, 2. Auflage.
- BALDWIN, M., SMITH, H.M., WHITLOCK, H., 1947: The use of aerial photographs in soil mapping. Phot. Eng., 13, 532-536
- BECKETT, P.H.T., 1967: Lateral changes in soil variability. J. Aust. Inst. Agric. Sci., 33, 172-179
- BURINGH, P., 1960: The application of aerial photographs in soil surveys. Manual of Photographic Interpretation. Washington D.C., Am. Soc. of Photogrammetry, 633-666
- GOOSEN, D., 1967: Aerial photo interpretation in soil survey. Soils Bull. No. 6, FAO, Rome
- JAKOB, J., LAMP, J., 1978: The compilation of agro-phenological crop-calendars for remote sensing of cultured landscapes. Int. Arch. of Photogrammetry Vol. XXII-7, 1587-1596
- SCHROEDER, D., 1978: Bodenkunde in Stichworten. Hirt-Verlag, Kiel
- VINK, A.P.A., 1968: Aerial photographs and the soil sciences. Aerial Survey and Integrated Studies. Proc. of the Toulouse Conf., Natural Resources Res. 6, 81-141



Landwirtschaftliche Bewertung rekultivierter Böden

von

Harrach, T.⁺

Der Flächenanteil anthropogener Böden nimmt stark zu. Besonders große Areale sogenannter rekultivierter Böden entstehen in den Braunkohlenbergbaugebieten. Aber auch der übrige Bergbau, der Kiesabbau, der Straßenbau usw. führen Rekultivierungen durch. Für Entschädigungszwecke, für die Flurbereinigung, die nach Landschaftsumgestaltungen oft ansteht, und für sonstige Zwecke ist in der Regel eine Bewertung der rekultivierten Böden erforderlich.

Zur Bewertung landwirtschaftlich genutzter Böden wird gewöhnlich die Methode der Reichsbodenschätzung herangezogen. Sie eignet sich jedoch nicht für rekultivierte Böden. Von den Kriterien, die z.B. dem Ackerschätzungsrahmen zugrundeliegen, wäre bei diesen Böden allein die Bodenart problemlos zu ermitteln, während vor allem die Zustandsstufe nur sehr willkürlich festgelegt werden könnte.

Rekultivierte Böden sind junge anthropogene Bildungen, die sich - im Vergleich zu sogenannten gewachsenen Böden - rasch weiterentwickeln. Dies betrifft in besonderem Maße die Gefügeeigenschaften und die Nährstoffdynamik mütterbodenlos rekultivierter Böden. Der Veränderlichkeit des Bodenzustandes ist Rechnung zu tragen.

⁺Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung der Justus-Liebig-Universität Gießen, Wiesenstraße 3 - 5, 6300 Gießen

Eine zeitgemäße Bodenbewertung (Standortbewertung) stellt eine interdisziplinäre Aufgabe dar. Die Boden-(Standort-)qualität im Hinblick auf die landwirtschaftliche Nutzung ist nach einem ökonomischen Maß zu quantifizieren. Der standortkundliche Aufgabenbereich umfaßt dabei

- a) die Ermittlung des Ertragspotentials und
- b) die Angabe der zur Ausschöpfung des Ertragspotentials notwendigen Maßnahmen und Aufwendungen unter besonderer Berücksichtigung von Bewirtschaftungerschwernissen.

Das dauerhafte Ertragspotential rekultivierter Böden wird unter Berücksichtigung der nutzbaren Wasserkapazität im durchwurzelbaren Bodenraum ermittelt und in Anlehnung an die Reichsbodenschätzung in Relativzahlen - Äquivalent-Bodenzahlen (Ersatzbodenzahlen) - angegeben. Damit wird die Vergleichbarkeit mit der Bewertung gewachsener Böden sichergestellt. Eine erhöhte Ertragsunsicherheit in den ersten Jahren nach der Rekultivierung wird gegebenenfalls besonders berücksichtigt.

Folgende Bewirtschaftungerschwernisse treten auf rekultivierten Böden besonders häufig auf:

- Erhöhter Tongehalt in der Ackerkrume
- Steingehalt im Oberboden
- Vernässungen
- Hangneigung
- Erschwerte Bearbeitbarkeit bei ungenügendem Humusgehalt (Normalisierung wird bei Ackernutzung in 30 Jahren unterstellt)
- Ungenügende Nährstoffversorgung (Ausgleichsdüngung mit P, K bzw. Kalk kurzfristig, mit N 30 Jahre lang in abnehmender Menge unterstellt)
- Unterhaltung von Entwässerungsanlagen
- Vorübergehende Bewirtschaftungerschwernisse nach Tieflockerung (Wiederverdichtungsgefahr)

Die Bewirtschaftungerschwernisse werden entweder vom Verursacher beseitigt oder von ihm entschädigt. Im letzteren Fall wird bei der

Kapitalisierung danach besonders differenziert, ob dauerhafte oder vorübergehende (abnehmende) Erschwernisse vorliegen.

Die eigentliche Bodenbewertung ist eine ökonomische Aufgabe. Berücksichtigung finden: das Ertragspotential, die Produktionskosten, arbeitswirtschaftliche Daten, Kosten und Preise. Das Bewertungsergebnis kann in einer Zahl (Geldwert oder Bodenwertzahl) angegeben werden. Oft ist es aber sinnvoller, die stabilen und die zeitlich veränderlichen Komponenten getrennt anzugeben.

Literatur:

T.HARRACH: Bewertung rekultivierter Böden.- Zeitschr.f.Kulturtechnik und Flurbereinigung (In Vorbereitung)



Langjährige Beobachtungen an tiefgelockerten Böden verschiedenen geologischen Ausgangssubstrats

von

Borchert, H.⁺

1. Einleitung

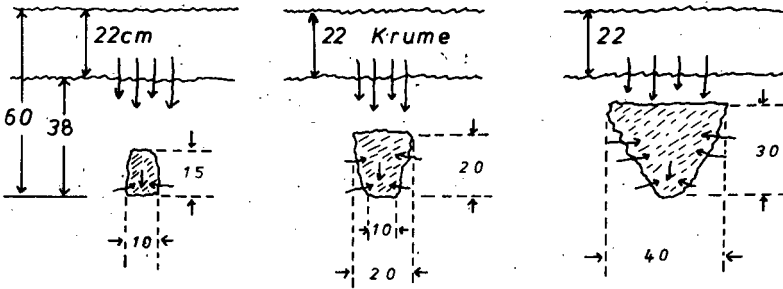
Im Rahmen von Flurbereinigungen, aber auch in Eigenregie wurde die sog. "Kombinierte Dränung" statt einer "Systematischen Dränung" als Bodenmelioration in den 60er- und 70er Jahren verstärkt durchgeführt. Daß es merklich stiller um diese Meliorationsart wurde, liegt einestells an den schwächer fließenden Subventionsgeldern, andererseits an den schlechten Erfahrungen bei "wildem" in Unkenntnis der Bodenverhältnisse durchgezogenen Bodenlockerungen. Was liegt also näher, als eine gewisse Prognose auf Lockerungserhalt und zu erwartenden Meliorationserfolg aufgrund von vor der Melioration festgestellter Bodenkenwerte zu erarbeiten. Wie es sich herausstellte, ist dies aber nur nach vieljähriger Untersuchungs- und Beobachtungszeit möglich.

2. Böden, Meliorationstechnik, Untersuchungsmethodik

Die dieser Arbeit zu Grunde liegenden Feldbeobachtungen und Laboruntersuchungen wurden an 67 tiefgelockerten Böden in den Jahren 1960 bis 1981 vorgenommen. Von diesen Böden wurden bisher 37 Profile tonmineralogisch untersucht. Die geologischen Ausgangssubstrate sind: Alluviale Ablagerungen, Löss, lehmige Verwitterung, Tertiärtonne, Böden der Süßwassermolasse, des Jura, Buntsandsteins, Muschelkalkes, Keupers, sowie Böden aus Grauwacke-Schiefer, Granit-Gneis und Basalt.

Die Tieflockerung wurde mit beweglichem Lockerungsschar (Wipp-schar-Lockerer von Fa. Brenig) nur auf einigen Böden, die Mehr-

⁺Bayer. Landesanstalt für Bodenkultur und Pflanzenbau, Menzingerstr. 54, 8 München 19



bei 133 TL-Rillen/ha sind gelockert

$$1,5 \text{ dm}^2 = 1,3 \text{ m}^2$$

$$3 \text{ dm}^2 = \sim 4 \text{ m}^2$$

$$6 \text{ dm}^2 = \sim 8 \text{ m}^2$$

$$= 3 - 4 \% \text{ v. ha}$$

$$= 10 - 11 \% \text{ v. ha}$$

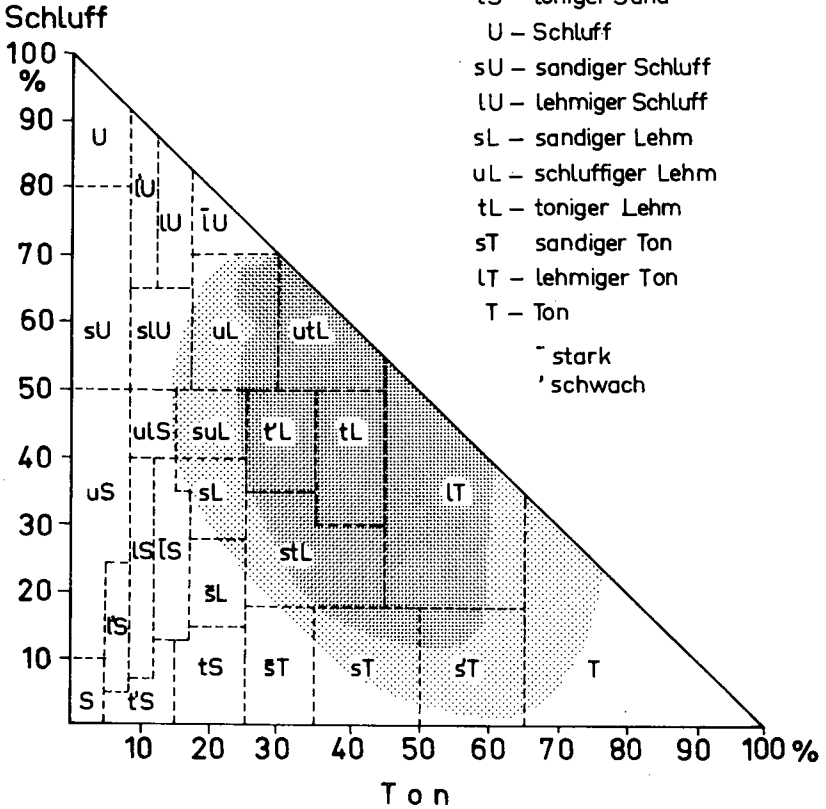
$$= 21 \% \text{ v. ha}$$

Abb. 1: Bodenquerschnitt von Lockerungsrillen

zähl der Lockerungen mit starrem Lockerungsschar durchgeführt: Davidsgerät, Talisman K 1 von Fa. Eberhard, Beachamp-Gerät, Jenaer Eigenbaugerät und "Würger" der Fa. Rabe. In der Regel hatten die Lockerungsrillen einen Abstand von 75 cm. Wie Abbildung 1 verdeutlicht, ist der ein Jahr nach erfolgter Tieflockerung gefundene gelockerte Bodenquerschnitt dieser Rillen je nach Gerät, Bodenfeuchte beim Lockern und Bodenart recht unterschiedlich groß. An Aufgrabungen im Feld wurde über die Jahre die Wiederverdichtung im gelockerten Boden verfolgt und wurden Strukturproben für Labormessungen aus der Zone unterhalb der Pflugsohle und aus dem Lockerungszentrum (zwischen 40 - 60 cm Bodentiefe) entnommen. Folgende Bodenkennwerte wurden an den Böden analysiert. Korngrößenverteilung nach Köhn, Porengrößenverteilung nach Überdruckverfahren mit keramischen Platten, Aggregatstabilität nach Tauchsiebverfahren, Plastizitätszahl nach Casagrande, Struktur-Faktor nach Vageler-Alten, Austauschkapazität und Kationenbelegung nach Mehlich, pH-Wert in 0,1 mol/l KCl und Tonmineralanalyse mit einem Philips Goniometer an $<2, \mu$ -Proben.

Bezeichnung der Bodenarten

- S – Sand
- uS – schluffiger Sand
- lS – lehmiger Sand
- tS – toniger Sand
- U – Schluff
- sU – sandiger Schluff
- lU – lehmiger Schluff
- sL – sandiger Lehm
- uL – schluffiger Lehm
- tL – toniger Lehm
- sT – sandiger Ton
- lT – lehmiger Ton
- T – Ton
- ˘ stark
- ˘ schwach





-  - Hauptbereich der lockierungsfähigen Böden (RT)
-  - Grenzbereich der lockierungsfähigen Böden (RT)

Abb. 2: Bodenarten-Bereiche für die Bodentieflockung

3. Untersuchungsergebnisse und Diskussion

Das Ziel, bereits im voraus auf einem Standort die zu erwartende Lockerungserhaltung - und damit den Meliorationserfolg - sagen zu können, erfordert einmal einen durch langjährige Feldbeobachtung und begleitende Strukturuntersuchungsergebnisse im Labor gewonnenen Bewertungsmaßstab, zum anderen eine genaue physiko-chemische Charakterisierung vieler TL-Standorte von unterschiedlichster geolog. Herkunft, um schließlich mit Hilfe eines oder zweier herausgearbeiteter markanter Bodenkennwerte eine Voraussage über die zu erwartende Lockerungserhaltung zu machen.

Ein erster Bewertungsversuch wurde bereits beschrieben (1), bei welchem das Erscheinungsbild vom Querschnitt des gelockerten Bodens zugrunde liegt. Die über die Jahre zu verfolgende Wiederverdichtung, von der TL-Basis aufsteigend wie von den Seiten her beginnend, ist ebenso allgemein zu finden, wie die 10 - 15 cm starke Verdichtung unterhalb der Pflugsohle (angezeigt durch Pfeile in Abb. 1). Im Grünland ist die Verdichtung unter der Grasnarbe nicht vorhanden. Bei sehr schluffigen wie sehr tonigen Böden setzt dieser Verdichtungs Vorgang früher und schneller ein, bei konkretions- und steinreichen Böden verzögert. Die bessere Durchnässung erhöht sowohl Durchwurzelung wie Regenwurmbesatz im Gelockerten. Die Rippen zwischen den TL-Rillen zeigten im Laufe der Jahre kaum eine Selbstauflockerung.

Zu dieser Bewertung, anhand von Feldbeobachtungen trat ganz entscheidend die gleichlaufende analytische Strukturuntersuchung hinzu. Mit Hilfe des Trockenraumgewichtes, des Gesamthohlraumes, des Luftgehaltes und der nutzbaren Feldkapazität wurden diese langjährigen Werte eines TL-Standortes einer Ausgleichsrechnung nach dem Prinzip der kleinsten Abweichungsquadrate (Normalgleichung) unterzogen und damit die Zeitspanne in Jahren berechnet, in der der Lockerungseffekt auf den Wert Null zurückging (1).

Bei der Gegenüberstellung von Feld-Labor-Bewertung der TL-Standorte und deren Texturaufbaues fand man die die Lockerung begrenzenden Schluff- und Tongehalte von 70 % und 20 % erneut bewiesen (Abbildung 2). Im "Merkblatt zur kombinierten Dränung" (2) fand diese Erkenntnis für die Praxis seinen Niederschlag.

Auf der Suche nach einem Bodenkennwert, der die Stabilität oder Labilität von Bodenaggregaten gegenüber Übernässung - sprich Lockerungserhaltung - am besten widerspiegelt, schien anfangs die

Fließgrenze für diese Frage brauchbar zu sein (3). Es zeigte sich jedoch, daß die Fließgrenze eine eindeutige Abhängigkeit von der Höhe des Tongehaltes, aber keine klaren Hinweise auf die den Bodenteilchen innewohnenden Eigenschaften besitzt (Abbildung 3).

Die Zunahme des Strukturfaktors nach Vageler-Alten ($\text{Ton}(\text{Na}_2\text{P}_4\text{O}_7)\text{-Ton}(\text{H}_2\text{O}) : \text{Ton}(\text{Na}_2\text{P}_4\text{O}_7)$) erbrachte einen weit geringeren Einfluß durch Höhe des Tongehaltes als bei der Fließgrenze (Abbildung 3). Dagegen war die Einflußnahme der Austauschkapazität (mval/g Ton) auf den Strukturfaktor bedeutsam, was bei der Fließgrenze nicht der Fall war (Abbildung 4).

Da die Beobachtung und Beurteilung Kaolinit-Tonmineral-reicher Standorte mehr negativ war, schien sich eine Beurteilungsmöglichkeit durch die Gegenüberstellung von Strukturfaktor und Tonmineralart-Anteile aufgrund ihrer verschieden großen Austauschkapazitäten anzubieten. Die bisherigen Tonmineraluntersuchungen ergaben in der Tat eine positive Korrelation zwischen Strukturfaktor und der Monmorillonitgruppe, sowie eine negative Korrelation zwischen Strukturfaktor und der Kaolinit-Gruppe (Abbildung 5).

4. Zusammenfassung

Die Lockerungserhaltung wurde innerhalb von 20 Jahren an 67 tiefgelockerten Böden im Feld und Labor mit Aufgrabungen und Strukturuntersuchungen laufend beobachtet. Die schnelle Wiederverdichtung sehr schluffiger und sehr toniger Böden wird weiterhin bestätigt. Die Abhängigkeit des untersuchten Strukturfaktors von der Austauschkapazität und damit vom tonmineralogischen Ausgangssubstrat läßt es für möglich erscheinen, mit seiner Hilfe über die Lockerungserhaltung im voraus etwas zu sagen.

5. Literatur:

- 1) Borchert, H. und R., Graf: Über die Erhaltung der Tieflockerung Z.f.Kulturtechnik und Flurbereinigung 22, 268 - 273 (1981)
- 2) Merkblatt zur Kombinierten Dränung - März 1976 - Gemeinsame Bearbeitung von Bayer, Landesanstalt für Bodenkultur und Pflanzenbau, Freising - München und Bayer, Landesamt für Wasserwirtschaft, München
- 3) Borchert, H.: Beziehungen des Bodenlockerungseffektes zu Bodenaufbau und Klima. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellschaft 22, 201 - 206 (1975)

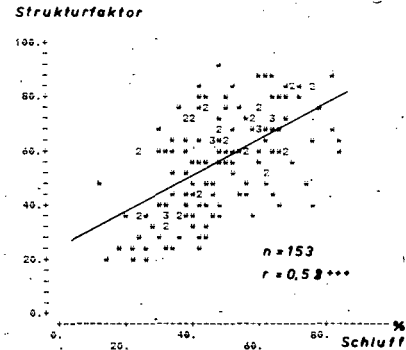
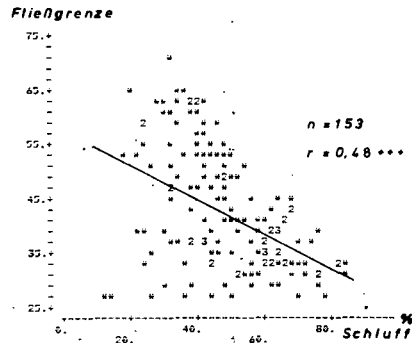
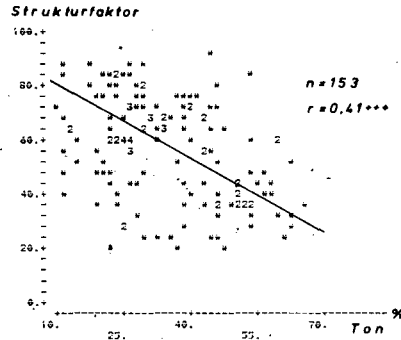
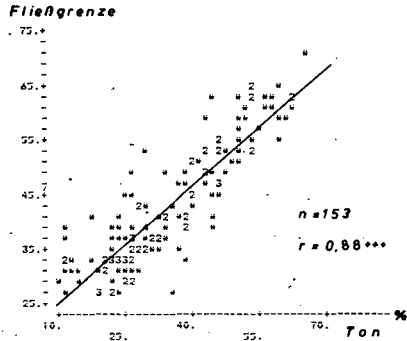


Abb. 3: Korrelationen zwischen den Bodenkennwerten Fließgrenze, Strukturfaktor und Töne, Schluff-Fraktionen



Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 32, 757-772 (1981)

Untersuchungen zur Hysterese
der Beziehung Wasserspannung - Wassergehalt in Moorböden
und deren Veränderung durch bodentechnologische Maßnahmen.

von

Ilnicki, P., H. Kuntze, W. Burghardt*

1. Einleitung

In Moorböden werden durch Entwässerung und Nutzung Prozesse der Bodenentwicklung eingeleitet. Zur Lenkung der Bodenentwicklung im Sinne des jeweiligen Nutzungszieles kommen Kulturverfahren zum Einsatz. Beides, Bodenentwicklung wie auch das eingesetzte Kulturverfahren, werden sich auf den Bodenwasserhaushalt auswirken.

Von Mineralböden bekannt (Cary 1967, Clausnitzer 1978, Lees et al. 1975, Royer et al. 1975) ist der bei gleicher Saugspannung unterschiedliche Gehalt an Bodenwasser während der Vorgänge Wasseraufnahme (z.B. aus Niederschlägen) und Wasserabgabe (Verdunstung, Entwässerung). Dieses wird als Hysterese der Wassergehalts-Saugspannungsbeziehung bezeichnet.

Im folgenden Beitrag soll nun über die Größe dieser Hysterese und deren Bedeutung in Moorböden berichtet werden.

*

P. Ilnicki, Biuro Projektów Wodnych Melioracji, Poznan, Polen.

H. Kuntze und W. Burghardt, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Bodentechnologisches Institut Bremen, Fr.-Mißler-Straße 46/50, 2800 Bremen 1

2. Material und Methoden

Moorböden lassen sich nach verschiedenen Kriterien ordnen (Tabelle 1). Entsprechend erfolgte die Probenauswahl (Tabelle 2).

Unter dem in Polen (Okruszko 1968) eingeführten und definierten Begriff Mursch versteht man das Bodensubstrat der obersten (0 - 30 cm) Schicht eines entwässerten Moores, in welcher durch physikalische, chemische und mikrobiologische Prozesse die ursprünglich faserige Struktur des Torfes in eine krümelige oder kornähnliche umgewandelt wurde.

Die Messung der Hysterese der Wassergehalts-Saugspannungsbeziehung erfolgte mit der in Abbildung 1 dargestellten Apparatur. Diese Apparatur ermöglichte die volumetrische Messung von Wasserentzug und -zufuhr. Sie ist für den Bereich 0 - 100 mbar ausgelegt, da in Moorböden überwiegend Saugspannungen bis 100 mbar auftreten. Die Fortsetzung der Messung bis 300 mbar erfolgte auf keramischen Platten im Überdrucktopf nach Richards und gewichtsmäßiger Wassergehaltsbestimmung.

3. Ergebnisse

Das Ausmaß der Hysterese ist abhängig vom Saugspannungsbereich des Ent- und Bewässerungsvorganges. Als Beispiel ist in Abbildung 2 dies für den Bereich 0 bis 100 und 0 - 300 mbar dargestellt worden. Die nachfolgenden Ergebnisse stammen ausschließlich aus dem Bereich 0 - 100 - 0 mbar.

Abbildung 3 zeigt Ergebnisse über den Einfluß der torfbildenden Pflanzen. Bei ähnlichen, mittleren Zersetzungsgraden (Sphagnumtorf H 4, Schilftorf H 5-6) weisen trotz unterschiedlichen torfbildenden Pflanzen die Kurven einen ähnlichen Verlauf auf. Lediglich das Niveau ist verschoben. Die Ursache liegt im höheren Aschegehalt der Niedermoortorfe.

Abbildung 3 vermittelt auch eine Vorstellung über die Folgen der Zersetzung von Torfen. Schwächer zersetzte Torfe sind grobporöser. Entsprechend ist die Hysterese stärker. Dieses Ergebnis ist je-

doch in den untersuchten Proben vom Einfluß torfbildender Pflanzen überlagert. Acutifolia- und Cuspidatatorfe sind fein-, die Cymbiafoliatorfe grobstrukturiert. Letztere weisen daher den ermittelten hohen Anteil grober Poren auf.

Die Moorbodenentwicklung hin zum Mursch äußert sich in der Zunahme des Substanzvolumens des Mursches (Abbildung 4). Die Entwässerungskurve verläuft infolge geringerer Grobporenanteile ($> 50 \mu\text{m}$) flacher. Andererseits ist die Wasseraufnahme im Bereich der Poren $30 - 50 \mu\text{m}$ stärker.

Eine deutliche Ausprägung der Hysteresisschleife muß für Mursche nicht typisch sein. In Abbildung 5 ist dies an den maximalen Wassergehaltsunterschieden bei Entwässerung auf pF 2,0 und Bewässerung auf pF 0 verdeutlicht. Aus Abbildung 5 ist außerdem ersichtlich, wie mit steigendem Gehalt mineralischer Substanz (Asche) die Hysterese zunächst abnimmt. Bei humosen Sanden tritt die Hysteresisschleife hingegen deutlich wieder auf.

Weiterhin bestehen für die untersuchten Proben enge Beziehungen zwischen maximalen Wassergehaltsunterschieden bei Ent- und Bewässerung zu den pH-Werten ($0,01 \text{ mol/l CaCl}_2$). Bei ansteigenden pH-Werten sind geringer werdende Wassergehaltsunterschiede zwischen den Hysteresisschleifen anzutreffen (Abbildung 6).

Eine Abnahme der maximalen Wassergehaltsunterschiede zwischen den Armen der Hysteresisschleife tritt auch bei ansteigendem Substanzvolumen organogener Böden auf (Abbildung 7). Dies ist bedingt durch höheres Substanzvolumen von Murschen und aschereichen Torfen bzw. anmoorigen Böden.

4. Diskussion

In Abbildung 8 sind die Einflüsse der Faktoren Aschegehalt, pH-Wert und Substanzvolumen auf die maximalen Wassergehaltsunterschiede in der Hysteresisschleife dargestellt. Der wesentlichste meßbare Einfluß geht dabei vom Aschegehalt aus. Auch dem pH-Wert kann noch ein merklicher Einfluß zugeordnet werden. Hingegen das Substanzvolumen selbst ist erheblich vom Fortschritt der Bodenbildung,

d.h. der Vermurschung und vom Aschegehalt (Sand) abhängig.

Werden Moorböden entwässert und in landwirtschaftliche Nutzung genommen, so treten auf: eine Zunahme des Substanzvolumens durch Setzung, Sackung und Schrumpfung, ansteigende Gehalte an mineralischer Substanz durch Zersetzung der Torfe, mineralischer Düngung und Besandung sowie teilweiser Anstieg des pH-Wertes. Häufig werden zur Konservierung der Torfsubstanz Moorböden gewalzt, besandet oder tiefgepflügt, was eine Erhöhung des Substanzvolumens bzw. des Aschegehaltes zur Folge hat. Sämtliche dieser Maßnahmen und Prozesse führen zu einer Abnahme der Hysterese in organogenen Böden. Unabhängig davon, in welchem Austrocknungs- oder Befeuchtungszustand sich kultivierte stark entwickelte Moor- und Anmoorböden befinden, ist zumindest im Bereich der Krume sowie von 0 bis 100 mbar Saugspannung mit nur geringen Abweichungen der Wassergehalts-Saugspannungsbeziehung zu rechnen. Dies gilt besonders bei Grünlandnutzung, während Ackerbau zur Auflockerung der Krume und damit zur Erhöhung der Hysterese Wassergehalt-Saugspannung führt. Auch im humosen Sandboden sind erneut stärkere Hystereseeffekte, ähnlich denen von schwach entwässerten, unkultivierten Moorbodenschichten, anzutreffen.

5. Zusammenfassung

Anhand von Torf-, Anmoor- und humosen Sandproben wird der Einfluß torfbildender Pflanzen, des Zersetzungsgrades, der Moorbodenentwicklung, des Aschegehaltes, des Substanzvolumens und des pH-Wertes auf die Hysterese der Wassergehalts-Saugspannungsbeziehung im Bereich 0 - 100 - 0 mbar aufgezeigt. Die durch Entwässerung und Moorkulturverfahren ausgelöste Moorbodenentwicklung führt zur Abnahme der Hysterese, was besonders für steigenden Aschegehalt und pH-Wert charakteristisch ist. Humose Sande hingegen weisen erneut deutliche Hysteresismerkmale auf.

Summary

Investigations of hysteresis of the ratio of water content - suction of peat soil and its changes by soil technological operations

by P. Ilnicki, H. Kuntze, W. Burghardt

By investigations with undisturbed soil samples of peat-, peaty and humose soils the influence of peat forming plants, degree of decomposition, development of peat soil, ash content, volume of substance and pH-value on the hysteresis of soil water content-suction in the range from 0 - 100 - 0 mbar is shown. The peat soil development induced by drainage and measurements of soil improvement will diminish the hysteresis, especially by a rise of ash content. Contrary to this result humose sandy soils show again a higher degree of hysteresis.

Literaturhinweise

- 1) CARY, J.W., 1967: Experimental measurements of soil-moisture hysteresis and entrapped air. - Soil Sci. 104, 174 - 180.
- 2) CLAUSNITZER, J., 1978: Die Hysteresis der Wasserretentionskurve in Sandböden. - Archiv f. Acker- u. Pflanzen- u. Bodenkunde, 22, 79 - 87.
- 3) LEES, S.J., WATSON, K.K., 1975: The use of a dependent domain model of hysteresis in numerical soil water studies. - Water Res., 11, 943 - 948.
- 4) OKRUSKO, H., 1968: Soil forming process in drained peatland. - Second Intern. Peat Congress, Vol. I, 189 - 197.

- 5) RICHARDS, L.A., 1949: Methods of measuring soil moisture tension. - Soil Sci., 68, 95.
- 6) ROYER, J.M., VACHAUD, G., 1975: Field determination of hysteresis in soil water characteristics. - Soil Sci. Soc. Amer., Proc. 39, 221 - 223.

Danksagung: Für die Unterstützung der vorliegenden Arbeiten danken die Autoren der Alexander-von-Humboldt-Stiftung und der Deutschen Forschungsgemeinschaft.

TABELLE 1: KRITERIEN DER PROBENAUSWAHL

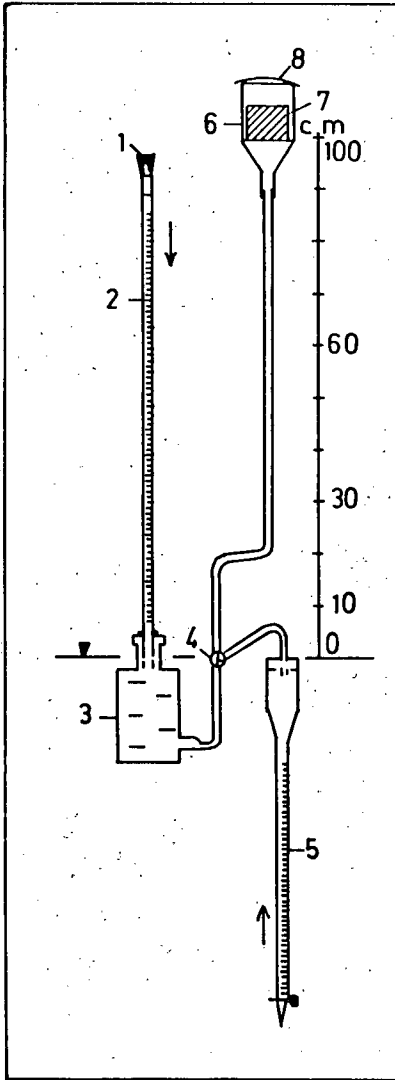
- 1.) TORFBILDENDE PFLANZEN
- 2.) ZERSETZUNGSGRAD
- 3.) BODENENTWICKLUNG
(GRAD DER VERMURSCHUNG)
- 4.) ASCHEGEHALT
- 5.) SUBSTANZVOLUMEN
- 6.) PH-WERT

TABELLE 2: PROBENMERKMALE

PROBENANZAHL	4	11	12	2
TORFART/BODENART	HOCHMOOR	NIEDERMOOR	ANMOOR	MINERAL- BODEN (SAND)
ZERSETZUNGSGRAD	H 2-4	H 5-8	-	-
VERMURSCHUNGSGRAD	V 2	V 2-V 3	V 3	-
ASCHEGEHALT, GEW. %	2 -16	8-50	71-72	91-95
SUBSTANZVOLUMEN, %	4 -10	9-29	26-33	49-58
PH-WERT (CaCl ₂)	3,2- 4,6	3,8-5,9	4,3-5,0	5,5-6,3

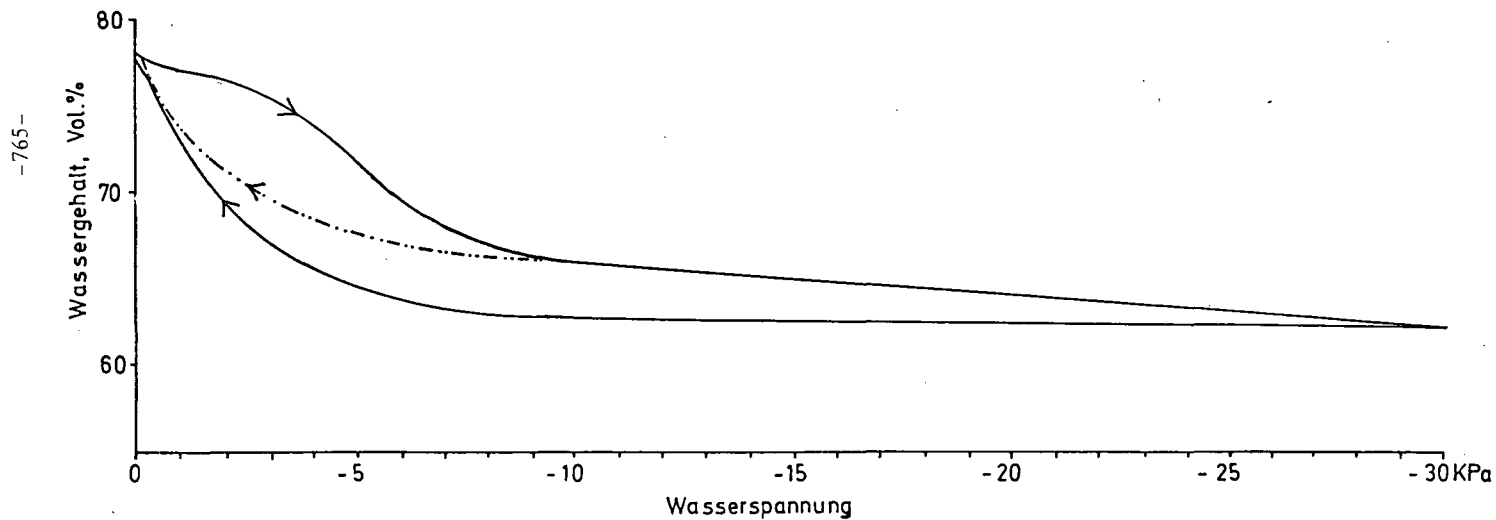
5516 a

Abb.1: Apparatur zur Messung der Hysterese Wassergehalt-Saugspannung im Bereich 0-100 mbar Saugspannung.

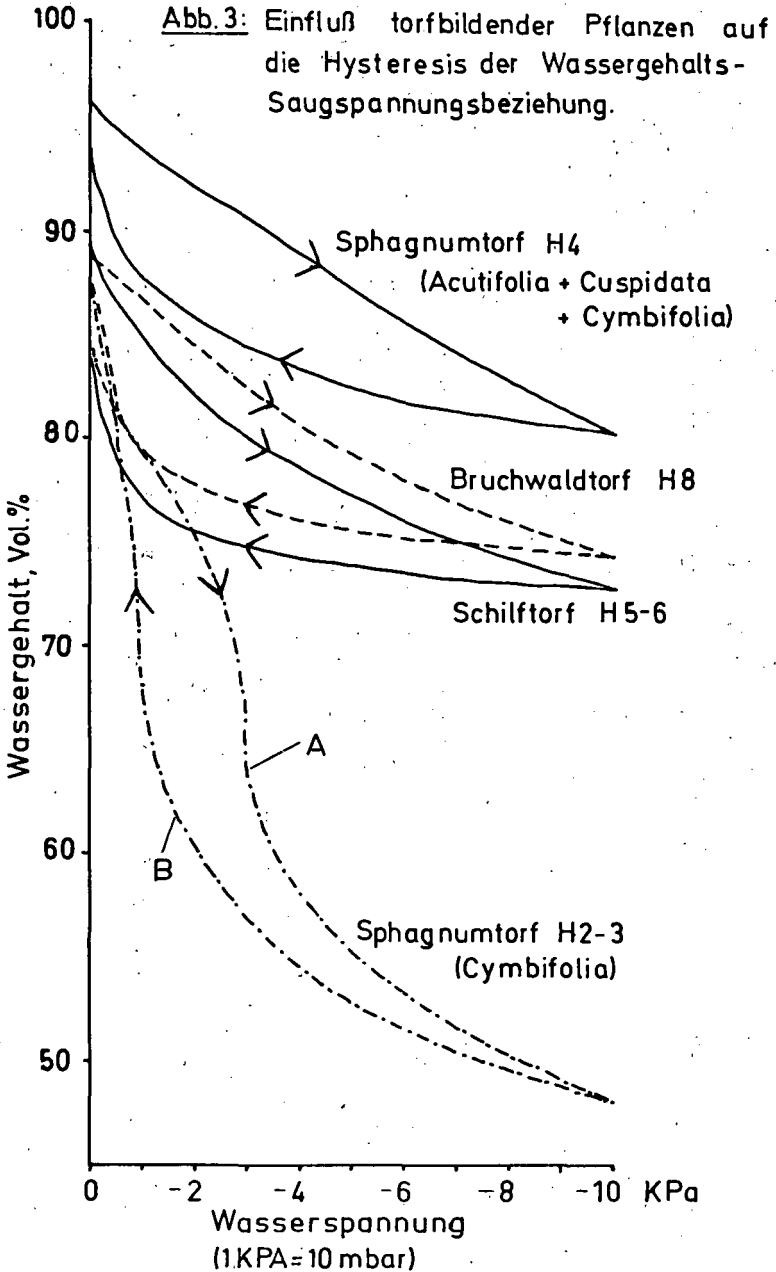


- 1 Gummistopfen
- 2 Glasrohr
- 3 Niveauflasche
- 4 Dreiwegehahn
- 5 Bürette
- 6 Filternutsche
- 7 Stechring
- 8 Uhrglas (Abdeckung)

Abb. 2: Hysterisis der Wassergehalts-Saugspannungsbeziehung eines Mursches V3 aus Schilftorf bei unterschiedlicher Entwässerung.

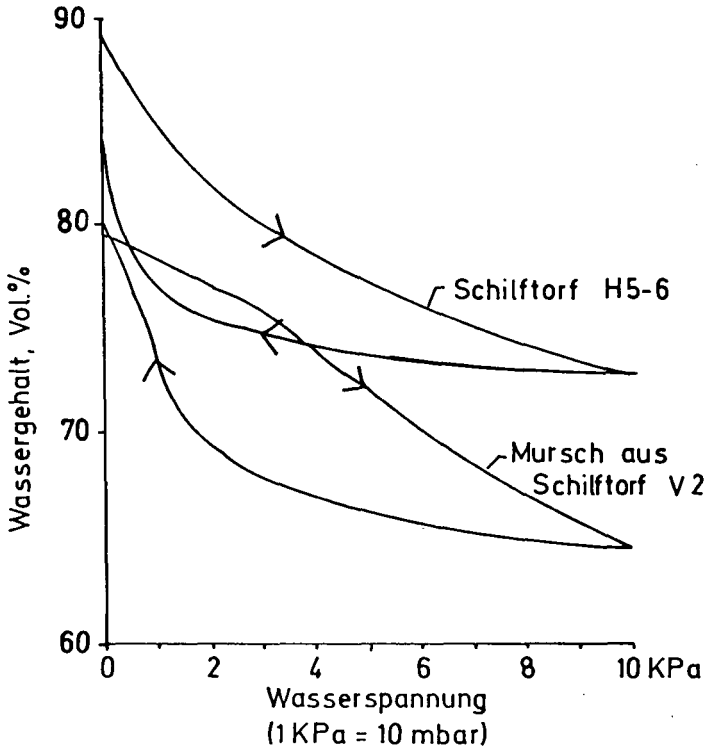


5514



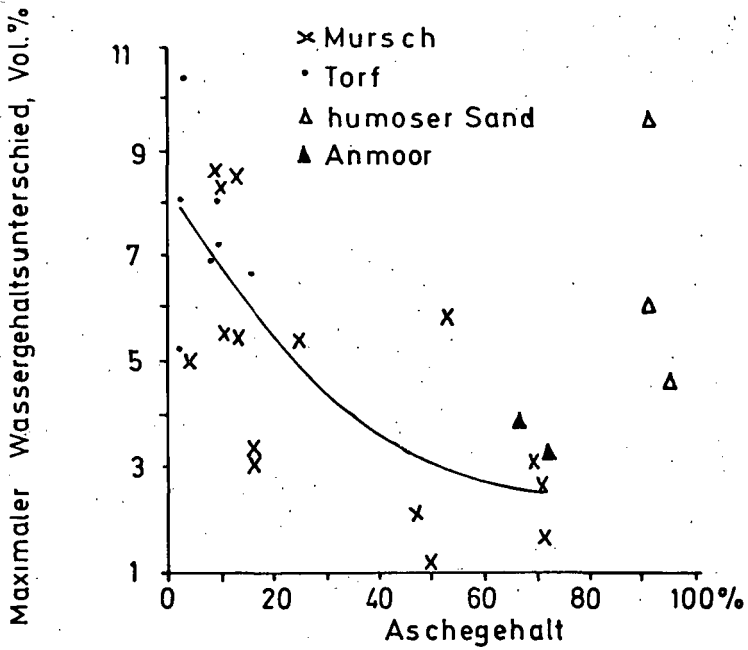
5635

Abb. 4: Einfluß der Vermurschung auf die Hysterese der Wassergehalts-Saugspannungsbeziehung.



5639

Abb. 5: Einfluß des Aschegehaltes auf die Hysterisis der Wassergehalts-Saugspannungsbeziehung.



$$Y = 8,2 - 0,17X + 0,0014 X^2,$$
$$n = 24, r = -0,741^{xxx}$$

5640

Abb. 6: Einfluss des pH-Wertes auf die Hysterisis der Wassergehalts-
Saugspannungsbeziehung.

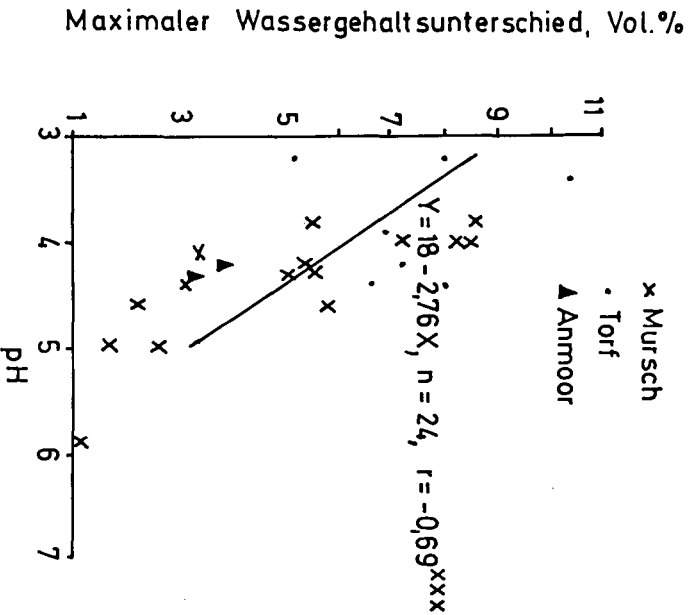
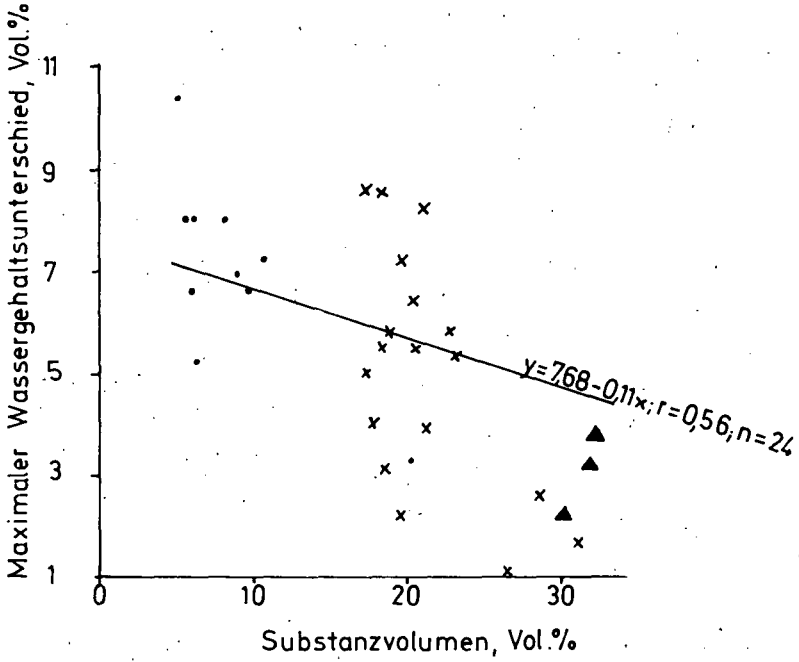
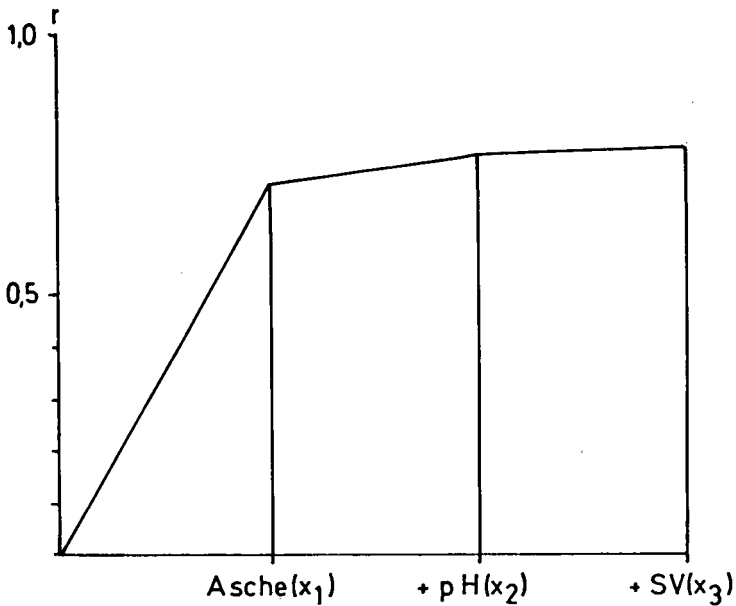


Abb. 7: Einfluß des Substanzvolumens auf die Hysterese der Wassergehalts-Saugspannungsbeziehung.



- x Mursch
- Torf
- △ humoser Sand
- ▲ Anmoor

Abb.8: Anstieg des multiplen Korrelationskoeffizienten (r) der Beziehung Hysteresis Wassergehalt - Saugspannung zu Aschegehalt, pH-Wert (CaCl_2) und Substanzvolumen.



$$y = 7,32 - 0,071x_1$$

$$r = 0,71^{xxx}$$

$$y = 18,02 - 2,96x_2$$

$$r = 0,69^{xxx}$$

$$y = 9,24 - 0,20x_3$$

$$r = 0,68^{xxx}$$

$$y = 14,443 - 0,041x_1 - 1,875x_2$$

$$r = 0,77^{xxx}$$

$$y = 14,090 - 0,030x_1 - 1,582x_2 - 0,062x_3$$

$$r = 0,78^{xxx}$$



Gefäßversuche

zum Einsatz von Rotschlamm und Grünsalz auf Hochmoorböden

von

Scheffer, B.⁺, W. Feige⁺⁺, J. Blankenburg⁺

Infolge des Fehlens von Sesquioxiden (Eisen- und Aluminiumoxidhydraten) sind Phosphate in sauren Hochmoorböden sehr beweglich und werden daher schnell verlagert und ausgewaschen (KUNTZE u. SCHEFFER, 1979). Kalkung könnte hier die P-Mobilität reduzieren. Damit würde aber auch der oxidative Torfschwund gefördert. Alternativ können auf solchen Böden eisenhaltige Industrienebenprodukte angewendet werden (SCHEFFER, FEIGE u. KUNTZE, 1978).

Standortmäßig bieten sich im nordwestdeutschen Raum vor allem Rotschlamm und Grünsalz zur landbaulichen Verwertung auf sauren Hochmoorböden an. Rotschlamm, ein Nebenprodukt der Aluminiumoxidherstellung, ist natronlaugehaltig und wird vorwiegend deponiert (26 % Al_2O_3 ; 14 % SiO_2 ; 29 % Fe_2O_3 ; 8 % TiO_2 ; 9,1 % Na_2O ; pH-Wert: 12 - 14). Grünsalz ist ein Nebenprodukt der Stahlherstellung, aber auch der Titandioxidherstellung; es ist Eisen(II)sulfat, das in Gegenwart von Luft und Wasser leicht zum Eisen(III)sulfat oxidiert und dann zu Eisen(III)oxidhydrat und freier Schwefelsäure hydrolysiert.

⁺ Bodentechnologisches Institut des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Friedrich-Mißler-Str. 46/50, 2800 Bremen 1.

⁺⁺ Fachhochschule Weihenstephan, Fachbereich Landbau, 8821 Triesdorf.

In einem dreijährigen Gefäßversuch sollten daher Aussagen über die Mobilität und Pflanzenverfügbarkeit von Phosphor im Boden bei Anwendung eines Rotschlamm/Grünsalzgemisches (1:1) erhalten werden und gleichzeitig festgestellt werden, ob diese eisenhaltigen Industrienebenprodukte die Qualität und Quantität des Aufwuchses beeinflussen.

Versuchsbeschreibung

In 5 l Mitscherlichgefäßen wurden auf pH 4,5 aufgekalkter saurer Hochmoortorf eingefüllt (Rohdichte: $0,12 \text{ g/cm}^3$; Asche: 0,76 %; pH 2,5 $[\text{CaCl}_2]$, P: 0,02 %, DL-P: 0,2 mg P/100 ml Boden).

3 Fe-Gehaltsstufen: 0,1 %; 3 % Fe in der Torf-TM
(1 % Fe in der Torf-TM entsprechen bei einer Rohdichte trocken von $0,12 \text{ g/cm}^3 \hat{=} 24 \text{ dt Fe/ha} \cdot 20 \text{ cm} = 60 \text{ dt Rotschlamm-Trockenmasse}$ und $60 \text{ dt Grünsalz/ha} \cdot 20 \text{ cm}$).

4 P-Stufen: 0,5; 1,0; 2,0; 4,0 g P_2O_5 /Gefäß.

Düngung: 1 g N, 1,2 g K und 0,25 g P
(P nur 1977 und 1978, 2. und 3. Versuchsjahr).

Versuchsfrucht: 1976 und 1977 - Oldenburger Weidelgras
1978 - Hafer.

Rotschlamm und Grünsalz wurden so gemischt (Verhältnis 1:1), daß das Gemisch einen pH-Wert von 5 aufwies und somit der pH-Wert des Moorbodens nicht erhöht wurde. Auch nach 3 Versuchsjahren lag der pH-Wert der Fe-Varianten nur um 0,1 bis 0,2 Einheiten über dem der Nullvarianten.

Ergebnisse

Erträge und P-Gehalte im Aufwuchs

In der Abb. 1 sind jeweils die Mittelwerte der Gras- und Hafererträge dargestellt. 1 % und 3 % Fe-Zugaben fördern den Grasertrag um 26 % bzw. 37 % im ersten und um 56 % bzw. 76 % im zweiten Versuchsjahr. Im dritten Versuchsjahr wurde Hafer angebaut. Auch hier ist noch eine positive sehr gut abzusichernde Wirkung des Rotschlamm/Grünsalzgemisches bei Körnern (36 bzw. 307 %) und auch beim Stroh (- 11 % bzw. 33 %) erkennbar.

Die Gehalte an Phosphor im Aufwuchs (Abb.1) nehmen durch Eisenzufuhr zum Boden deutlich ab und erreichen Werte, die auch im Aufwuchs auf Mineralboden gemessen werden. Die Eisenzufuhr führt also zu einer Qualitätsverbesserung, zumal auch mit dem Rotschlamm/Grünsalzgemisch das Überangebot an Phosphat im Boden vermindert und gleichzeitig auch das Angebot an Spurennährstoffen erhöht wurde. Eine Spurennährstoffdüngung erfolgte nicht. Spurennährstoffmangel dürfte auch die Ursache des abnehmenden Ertragsniveaus im 3. Versuchsjahr sein. Der Spurenelementanteil im Rotschlamm/Grünsalzgemisch hat offensichtlich nicht ausgereicht, um die Versorgung der Kulturpflanzen sicherzustellen. Das Ertragsoptimum roher Torfe mit entsprechender Spurenelementdüngung und N-Düngung von 1 g N/Gefäß liegt nach langjährigen Beobachtungen bei 30 - 35 g Korn/Gefäß.

Bodenuntersuchungsergebnisse

Jeweils nach Vegetationsende wurden Bodenproben aus den einzelnen Gefäßen entnommen und auf DL-P und H₂O-P analysiert (Abb.2). Deutlich ist die Abnahme dieser beiden Parameter in den einzelnen Versuchsgliedern bei Eisenzugabe erkennbar. Die Eisenzugabe verringert besonders stark den wasserlöslichen Phosphoranteil im Boden, und zwar um ca. 51 - 53 % bei 1 % Fe und um 78 - 86 % bei 3 % Fe im Boden; die Abnahmen der Gehalte an doppallactatlöslichem Phosphor sind mit 26 - 27 % bzw. 31 bis 39 % nicht so deutlich. Nach der Doppellactat-Methode werden bei Eisenzugabe wesentlich mehr Phosphate extrahiert als nach der Wassermethode.

Abb.1: Erträge und P-Gehalte im Aufwuchs
(Gefäßversuch)

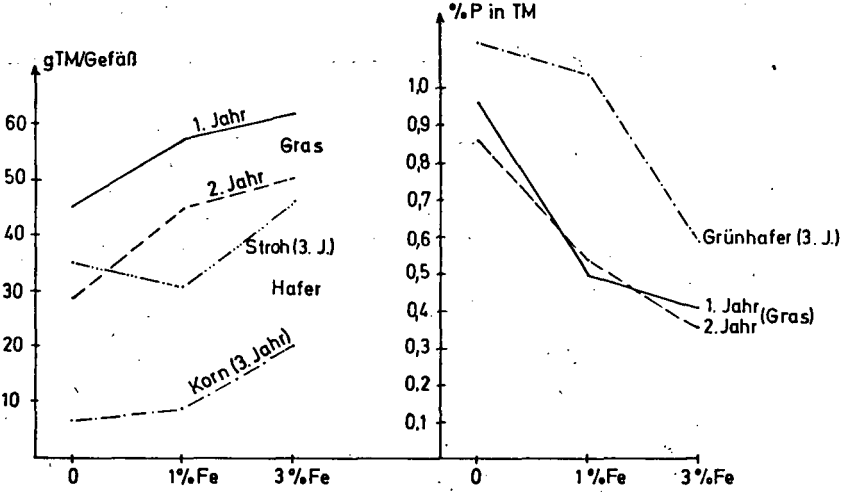


Abb.2 DL- und H₂O-P
(Gefäßversuch)

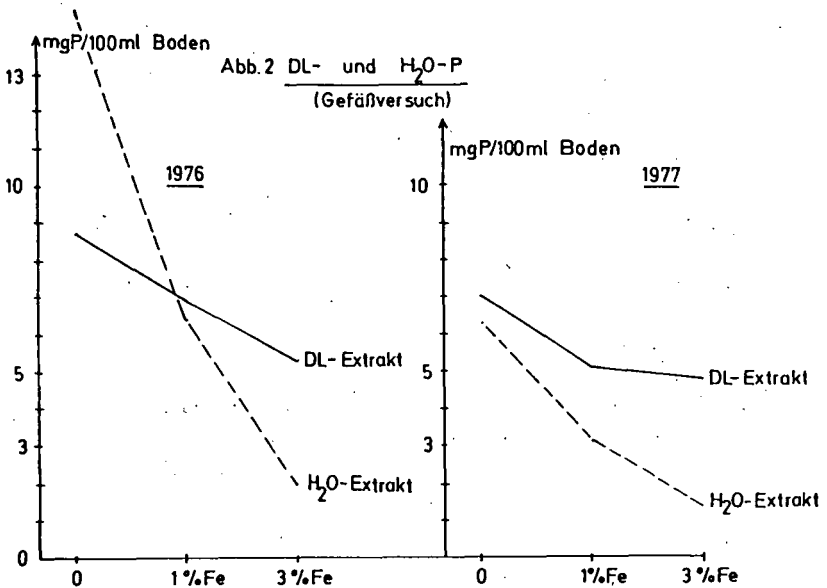


Tabelle 1: Fe-Gehalte im Boden nach Versuchsende

Fe-Zugabe Gew. %	Fe (mg/100 g Bd)	Fe _{oxalat} (mg/100 g Bd)
0	140	30
1 %	990	132
3 %	2700	325

Die vor Versuchsbeginn zugesetzten Eisenmengen aus dem Rotschlamm/Grünsalzgemisch wurden nach Versuchsende praktisch wiedergefunden; 12 % dieses Eisens ist nach 3 Jahren nur noch oxalatlöslich, also amorph. Zu Versuchsbeginn waren 50 % des zugeführten Eisens wasserlösliches Eisen(II)sulfat, das in diesem Zeitraum zu 75 % in oxalatunlösliches Eisenoxidhydrat umgewandelt wurde. Ob bei diesem Alterungsprozeß Phosphate irreversibel sorbiert werden, konnte in diesen Versuchsreihen nicht ermittelt werden (SCHWERTMANN u. FISCHER, 1973).

Diskussion

Die landbauliche Verwertung von Rotschlamm und Grünsalz auf Hochmoorböden mag als ein Beitrag zur Entlastung der Umwelt von einer häßlichen Deponie bzw. der Verklappung in der See, gleichzeitig aber auch als ein Beitrag zur Reinhaltung von Oberflächengewässern verstanden werden. In dreijährigen Gefäßversuchen konnten Ertragssteigerungen und Qualitätsverbesserungen bei Anwendung eines Rotschlamm/Grünsalzgemisches erzielt werden. Auch die Wasserlöslichkeit der Phosphate im Boden wurde deutlich vermindert.

Die Anwendung von Rotschlamm und Grünsalz als Gemisch vermindert den löslichen Anteil an Phosphaten im Boden, wie besonders die H₂O-P-Werte, aber auch die DL-P-Werte erkennen lassen. Dabei nehmen H₂O-P-Werte stärker ab als die DL-P-Werte. Die H₂O-P-Werte dürften ein Maß für eine mögliche P-Wanderung darstellen, da diese Fraktion nicht oder nur sehr schwach im Boden sorbiert ist. Bei 1 % Fe-Zugabe ist offensichtlich erst eine Teilwirksamkeit gegeben. Es scheint durchaus angemessen, unter Praxisbedingungen die Eisenzugabe zu wiederholen, um den Eisengehalt auf über 1 % anzuheben. Dazu sind inzwischen entsprechende Feldversuche im Königsmoor bei Tostedt und im Bützflether Moor bei Stade angelaufen.

Zusammenfassung

In drei Jahren Gefäßversuchen werden 0, 1 % und 3 % Eisen als Rotschlamm/Grünsalzgemisch (1:1) bei steigenden Phosphorgaben im sauren Hochmoorboden geprüft mit dem Ziel, Aussagen über die Mobilität und Pflanzenverfügbarkeit der Phosphate zu erhalten und festzustellen, ob diese eisenhaltigen Nebenprodukte der Aluminiumoxid- bzw. Stahl- und Titandioxidindustrie die Qualität und Quantität des Aufwuchses beeinflussen.

Ergebnisse dieses Versuches sind u.a.

1. Die Erträge an Gras und Hafer werden durch Rotschlamm/Grünsalz um 26 - 76 % gesteigert; der Haferertrag bei der hohen Eisenzugabe um 300 %.
2. Die P-Gehalte im Aufwuchs gehen von 0,9-1,2 auf Werte um 0,4-0,6 % P bei 3 % Fe-Zugabe zurück.
3. Die Wasserlöslichkeit der Phosphate im sauren Hochmoorboden kann durch Rotschlamm/Grünsalz um bis zu 80 % vermindert werden.

Literatur

- KUNTZE, H. u. B. SCHEFFER, 1979: Die Phosphatmobilität im Hochmoorboden in Abhängigkeit von der Düngung. - Z. Pflanzenernähr.u.Bodenkunde 142, 155-168.
- SCHEFFER, B., W. FEIGE u. H.KUNTZE, 1978: Verwertung von Grünsalz und Rotschlamm aus bodenkundlicher Sicht. - Materialien 2/78, 90-97, Hrsg.UBA, E.Schmidt-Verlag, Berlin.
- SCHWERTMANN, U. u. W.R. FISCHER, 1973: Natural "amorphous" ferric hydroxide. - Geoderma 10, 237-247.

Modellversuche zum Phosphoraustrag
aus mit Rotschlamm und Grünsalz behandeltem Hochmoorboden

von

Blankenburg, J.⁺ und B. Scheffer⁺

Saure, sesquioxidarme Hochmoorböden enthalten keine freien Ca-, Fe- und Al-Ionen in der Bodenlösung, dieses führt zu einer hohen Phosphatmobilität. Mit dem Sickerwasser wird das Phosphat, besonders unter Ackernutzung, stark verlagert (bis zu 15 kg P/ha*a) (KUNTZE und SCHEFFER, 1979) und führt zur Erhöhung der Gewässerbelastung.

Die organische Substanz der Böden vermag Phosphat nicht zu sorbieren (FOX und KAMPRATH, 1971). Die P-Sorption ist abhängig vom aktiven Eisen; Calcium allein hat nur eine geringe Bedeutung, zusammen mit dem Eisen fördert es jedoch auch die P-Bindung (FEIGE, 1977).

In einem Modellversuch wurde die Wirkung von Rotschlamm-Grünsalz-Gemisch (1:1) auf die P-Dynamik untersucht. Rotschlamm (RS) (26 % Al_2O_3 ; 14 % SiO_2 ; 29 % Fe_2O_3 ; 8 % TiO_2 ; 9 % Na_2O ; 0,1-0,3 % P_2O_5 ; pH-Wert 12-14) ist ein Nebenprodukt aus der Aluminiumoxidproduktion und Grünsalz (GS) ($\text{FeSO}_4 \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$) fällt bei der Stahl- und Titandioxidproduktion an. Beide Produkte enthalten ca.20 % Fe. Die Mischung des alkalischen RS mit dem sauer reagierenden GS erreicht einen pH-Wert von 5,0.

⁺Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Bodentechnologisches Institut Bremen, Friedrich-Missler-Str.46/50, 2800 Bremen.

Versuchsbeschreibung

In 40 cm hohe Lysimeter (\emptyset 23,7 cm) wurde saurer, schwach zersetzter (H 3) Hochmoortorf eingefüllt. Der Boden enthielt geringe P-Gehalte (0,02 %), Fe-Gehalte (0,03 %) und DL-P- und H₂O-P-Gehalte (je 0,2 mg/100 ml).

Folgende Varianten wurden in 0 - 10 cm angelegt:

- 3 Fe-Varianten: 0 %, 0,5 % und 1,0 %
in der Bodentrockenmasse
- 2 pH-Varianten: 4.0 und 4.5
- 3 Wiederholungen

Düngung: 200 kg/ha N, 300 kg/ha P₂O₅, 200 kg/ha K₂O

Das Phosphat wurde als Tripelphosphat (> 90 % wasserlöslicher P-Anteil) zugegeben und in die oberen 3 cm eingemischt. Die Versuchsdauer betrug 9 Wochen (ohne Pflanzenbewuchs). Die Lysimeter wurden mit 1000 mm Wasser perkoliert. Nach jeweils ca. 50 mm wurden insgesamt 20 Wasserproben entnommen und auf pH-Werte und gesamtlöslichen Phosphor analysiert. Nach Beendigung der Perkolation wurden die Säulen schichtweise untersucht (0 - 2 cm, 2 - 5 cm, 5 - 10 cm, 10 - 20 cm, 20 - 40 cm).

Ergebnisse

Wasseranalysen

Die pH-Werte des Sickerwassers lassen zwischen den Versuchsvarianten keine Unterschiede erkennen. Der pH-Wert fiel vom Perkulationsbeginn von 2,9 auf 2,6 (bei 450 mm Sickerwasser) und stieg bis zum Versuchsende auf 3,4 an. Die Zugabe des RS/GS-Gemisches (1:1) hat die pH-Werte des Sickerwassers nicht verändert.

Mit 400 - 500 mm konnte der max. P-Austrag je Gefäß und Wasserprobe gemessen werden (Abb.1). Nachdem das Phosphat aus den 0-Varianten fast vollständig ausgewaschen war, konnten die Fe-Varianten von 500 - 1000 mm noch Phosphat nachliefern. Am Ende erreichen sie daher höhere P-Austräge je Gefäß. Die P-Austräge in % der P-Düngung (mit 500 mm Sickerwasser) sind in Tab.1 zusammengestellt. Mit 500 mm Sickerwasser ist die Wirkung der Fe-Varianten am deutlichsten sichtbar.

Tabelle 1: P-Austrag in % der Düngung (500 mm Sickerwasser)

% Fe	pH 4.0	pH 4.5	
0	91	84	88
0,5	71	55	66
1.0	30	27	29
	64	57	

Im Mittel reduziert die pH-Werterhöhung von 4.0 auf 4.5 den P-Austrag von 64 % auf 57 %. Die Fe-Varianten vermindern den Austrag von 88 % (0 % Fe) über 66 % (0.5 % Fe) zu 29 % (1 % Fe). Die pH-Werterhöhung reduziert den P-Austrag am effektivsten bei der 0,5 % Fe-Variante. Keine Unterschiede ergeben sich bei 1.0 % Fe. Die Wirkung des pH-Wertes und der Fe-Gehalte lassen sich mit $P = 0.01$ absichern.

Bodenanalysen

Die pH-Werte in 0 - 10 cm betragen bei der Zielgrösse 4.0, 3.8 und bei der Zielgrösse 4.5, 4.4. In 10 - 40 cm beträgt der pH-Wert 2,8 (Ausgangswert = 2.6). Eine Beeinflussung durch die RS-GS-Zugabe lässt sich, wie beim pH-Wert des Sickerwassers, nicht ermitteln.

Die Fe-Gehalte in 0 - 10 cm (Abb.2) geben die eingestellten Werte von 0, 0.5 und 1 % wieder. In 10 - 40 cm betragen die Fe-Gehalte bei der 0-Variante 0.04 %, bei der 0,5 % Fe-Variante 0.06 % und bei der 1 % Fe-Variante 0.06 % (Ausgangsgehalt = 0.03 % Fe).

Das zurückgehaltene Phosphat (P in % der Düngung) in 0 - 10 cm ergänzt sich mit den P-Austrägen auf fast 100 %, das Phosphat wird in der nichtbehandelten Schicht (10 - 40 cm) nicht an der Auswaschung gehindert (Abb.3).

Zur Charakterisierung des nicht ausgewaschenen Phosphates wurden die Proben auf DL-P und H_2O -P untersucht. Die DL-P-Gehalte (Abb.4) steigen mit zunehmendem Fe-Gehalt und mit ansteigendem pH-Wert, mit zunehmender Tiefe fallen die Werte. Im Bereich von 10 - 40 cm erreichen die 0 % und 0.5 % Fe-Varianten die Ausgangsgehalte des Bodens von 0.2 mg/100 ml.

P- Austrag
mg P

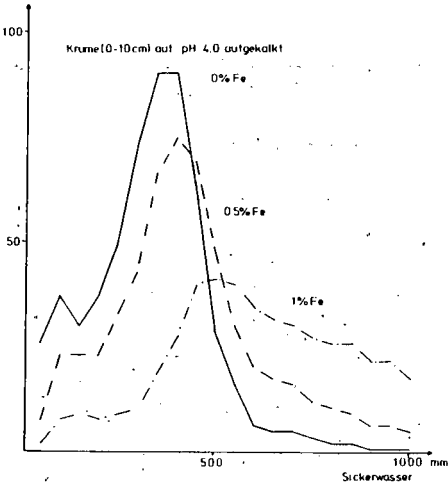


Abb.1: Phosphoraustrag im mg P je Gefäß, berechnet auf jeweils 50 mm

%Fe im Boden

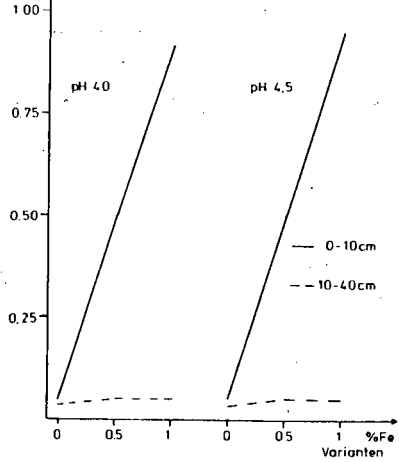


Abb.2: Fe-Gehalte im Boden nach der Perkoluation

P in % der
Düngung

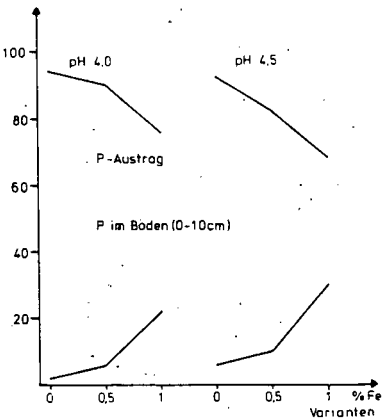


Abb.3: Phosphoraustrag mit 1000 mm Sickerwasser und Bodengehalte in 0-10 cm

DL-P mg / 100 ml

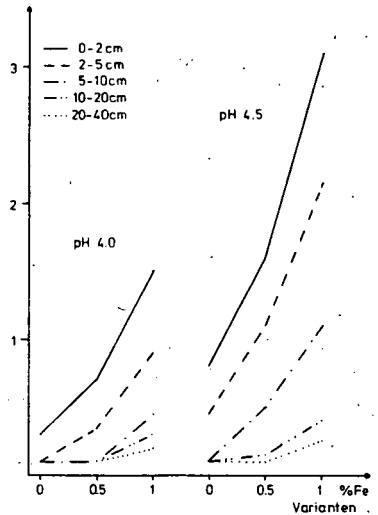


Abb.4: DL-P-Gehalte im Boden am Versuchsende

Das H_2O -P zeigt einen ähnlichen Kurvenverlauf wie das DL-P, insgesamt auf einem niedrigen Niveau.

Diskussion

Durch die Eisenzufuhr in Form von RS-GS wird der P-Austrag deutlich reduziert. Es lässt sich folgende Beziehung zwischen dem P-Austrag, dem Fe-Gehalt und dem pH-Wert erreichen:

$$\begin{aligned} \% \text{ P-Austrag} &= 154.11 - 58.9 \cdot \% \text{ Fe} - 15.07 \cdot \text{pH} \\ r &= 0.984^{++} \end{aligned}$$

Die einzelnen Korrelationskoeffizienten betragen für den Fe-Gehalt = -0.97 und für den pH-Wert = -0.15. Eine Eisenzugabe von 0.13 % wirkt, aus der Regressionsgrade bestimmt, wie der pH-Wertanstieg von 4.0 auf 4.5. Die Phosphatmobilität wird durch die Fe-Zugabe und die pH-Werterhöhung von 4,0 auf 4.5 reduziert, wie die DL-P-Werte (Abb.4) zeigen. Niedrige DL-P-Gehalte nach der Perkolation bedeuten eine höhere P-Mobilität.

Der P-Austrag mit 1000 mm Sickerwasser (Abb.3) verringert sich mit zunehmendem Fe-Gehalt. Es ist zu berücksichtigen, dass aus den 0-Varianten fast das gesamte Phosphat mit 500 mm ausgewaschen wurde.

Mit der Anwendung des RS-GS-Gemisches auf Hochmoorböden bietet sich die Möglichkeit zur Reduzierung des P-Austrages und damit verbunden eine Verminderung der Gewässerbelastung durch Phosphate. Eine genaue Differenzierung der Wirkung des pH-Wertes oder des Ca-Gehaltes ist aus den Ergebnissen nicht abzuleiten. Zu überprüfen ist auch der Einfluss der Aluminiumoxide des RS auf die P-Sorption und die mögliche Freisetzung von Aluminium. Zu beachten ist bei diesen Modellversuchen der Versuchszeitraum von 9 Wochen und das Fehlen der Vegetation.

Zusammenfassung

In einem Modellversuch wird die Zugabe von 0 %, 0,5 % und 1 % Eisen zu einem sauren Hochmoorboden in Form eines Rotschlamm-Grünsalz-Gemisches (1:1), in 2 pH-Wertstufen (4.0 und 4.5 in 0 - 10 cm), auf die Wirkung des Phosphataustrags aus mit 300 kg/ha P_2O_5 (als wasserlösliches Phosphat) gedüngten Gefäßen bestimmt. Die 40 cm hohen Gefäße wurden mit 1000 mm Wasser perkolieret.

Es wurden folgende Ergebnisse erreicht:

1. Der P-Austrag (mit 500 mm) wird durch die pH-Werterhöhung von 4.0 auf 4.5 von 64 % auf 57 % (% P aus der Düngung) reduziert.
2. Die Fe-Zugabe vermindert den P-Austrag (mit 500 mm) mit 0 %, 0,5 % und 1 % Fe von 88 %, 66 % zu 29 % P der Düngung.
3. Die P-Auswaschungsverluste aus den 0 % Fe-Varianten führen zu höheren DL-P- und H₂O-P-Gehalten in den Fe-Varianten.
4. Aus den Fe-Gehalten im Boden lässt sich keine Fe-Verlagerung (Grünsalz = wasserlösliches Fe) in tiefere Bodenschichten feststellen.

Literatur

- FEIGE, W., 1977: Verfügbarkeit von Pflanzennährstoffen in organischen Böden. Geol. Jb. Reihe F, 175 - 201.
- FOX, R.L. und E.J. KAMPRATH, 1971: Adsorption and Leaching of P in acid organic soils and high organic matter sand. - Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 35, 154 - 156.
- KUNTZE, H. und B. SCHEFFER, 1979: Die Phosphatmobilität im Hochmoorboden in Abhängigkeit von der Düngung. - Z. Pflanzenernähr. u. Bodenkunde 142, 155 - 168.

Effect of Land Leveling on the Salinity Level and Cotton
Yield Growing on the Alluvial Plain Soils of Söke-Turkey

by
Akalan, I.

The most important factor determines the agricultural production in the arid and semi-arid zones of Turkey is water. Due to lack of irrigation facilities, dry land farming is practiced. In the years when right amount rain at the right times are received a good yield above the average can be obtained from non-irrigated areas also.

Some 12 million Ha. lands is suitable for irrigation but only for 8.5 million Ha. of this, irrigation water is available.

Today, irrigated agriculture is practiced only on 1.8 million Ha. land which is about 1/5 of the total irrigable land areas.

In the near future the problem of reclamation of salt affected and hydromorphic soils which cover 1.503.034 Ha. and 2.706.920 Ha. land areas respectively will gain much importance.

From technical point of view it is often possible to reclaim saline soils, provided that they can be effectively drained and sufficient water is available for washing and irrigation under a permanent system of cultivation. It is however not always economical to reclaim saline soils, particularly those with rather poor physical characteristics.

The main point in reclaiming saline land is to install a good artificial drainage. ^{by some} Internal soil drainage and the soil permeability are also important factors.

In arid regions only those soils which can be drained sufficiently should be irrigated and methods suitable for local conditions should be applied.

+ Soil Science Dept., Agricultural Faculty, University of Ankara-Turkey

Two important factors offset the reclamation of the saline soils in most parts of Turkey are a) difficulty of finding out proper outlet and b) lacking of leaching water of proper amount and quality.

The first factor ^{which} creates difficulties in the investigated area of Söke plain where the elevation is less than 4 meters above the sea level is lacking adequate outlet for drainage water. In this irrigation area:

a) Using excessive amount irrigation water should be avoided to prevent rise in water-table and water logging.

b) The water requirement of crops should be met by frequent light irrigation applications.

c) Salt tolerant crops preferably with shallow root system should be sown.

d) A suitable land leveling has also prime importance.

In this investigation the function of an improper land leveling were observed and its effects on soil salinity and cotton growing were studied.

Material and Methods

Soil profile was described according to the scheme and instruction of the Soil Survey Manual (Soil Survey Staff, 1951). Soil Samples were analyzed according to the Agricultural Handbook No:60 (U.S.Salinity Laboratory Staff, 1954).

Location and Characteristics of Söke Plain

Söke plain is located between Aydın-Çine road and Aegean Sea coast with a 72 km length and 10-16 km width.

Under the typical Mediterranean climate, winter is mild and rainy, summer is hot and dry. Annual average precipitation is 994.1 mm (in Söke) and temperature is 17.7° with an annual average evaporation of 1917.1 mm.

Growing season is between the 1st of February and the 15th of December. A province and 5 county seats are located in this plain. Population is about 200.000, among these % 80 are farmers.

The soils are alluvial in origine, developed on the Büyük Menderes River flood basin.

There are two kinds of alluvial soils developing directly on flood plain and alluvial fans which are located at the edges of the flood plain.

The soils of the flood plain are deep and the textures vary from light to heavy. In 18.235 Ha. land (% 18.95 of total area), the soils in the profiles are medium in texture. In 10.493 Ha land (% 10.91), surface soils are medium, subsoils are heavy, in 15.291 Ha land (% 15.90) surface and subsoils are heavy in texture.

In 29.369 Ha area (% 30.52 of total area) hydraulic conductivity is below 0.13 cm/hour.

In the bottom lands, 13.731 Ha area (% 14.27 of total area) needs medium leveling (less than 500 m^3 soil movement per Ha), in 1.132 Ha area needs (% 1.18) heavy leveling ($500-1000 \text{ m}^3/\text{Ha}$) should be practised.

Some 45.869 Ha land area (% 47.68 of total) subjected flood in early Spring, therefore Autumn sowing can not be done.

In 6.300 Ha land (% 6.55 of total area) inadequate surface drainage problems occur. Some 3.364 Ha land needs farm drainage and 4.305 Ha project drainage which would be done by State Hydraulics Department.

Salinity varied between slight and heavy occurs in 50.638 Ha area. The amount of total soluble salts is between % 0.15-0.2 in 7.889 Ha. (% 8.20 of total); % 0.2-0.4 in 12.775 Ha (% 12.28); % 0.4-0.6 in 9.834 Ha. (% 10.22); 0.6-3.0 in 20.140 Ha (%29.94) land. Exchangeable sodium percentage is higher than % 15 in 26.144 Ha. land. Beside this 23.430 Ha. land is saline-alkali and only 2.791 Ha land is alkali in character.

In Söke plain 96.200 Ha land were surveyed and % 60.11 of this area (57.826 Ha) were found suitable to irrigation. Among these areas 18.768 Ha is class I Land, 26.008 Ha class II, 13.050 Ha class III land which ^{are} suitable for irrigation.

Land classification according to the suitability for irrigation were given in the (Table 1).

The climate of Söke plain is suitable ^{for} growing various crops including subtropical industrial crops like cotton. The crops growing in Söke plain, their areas and percentage of total area were given in (Table 2).

Table 1. Land classification of S8ke plain according to the suitability for irrigation.

<u>Land Classes</u>	<u>Area (Ha)</u>	<u>Percent</u>
Class I lands	18.768	19.51
Class II lands	26.008	27.03
Subclasses (#)		
2S	15.365	15.97
2t	4.487	4.66
2d	329	0.34
2st	4.345	4.51
2sd	986	1.03
2td	93	0.10
2std	403	0.42
Class III lands	13.050	13.57
Subclasses		
3s	7.886	8.20
3t	315	0.33
3d	25	0.03
3st	2.896	3.01
3sd	1.471	1.53
3std	457	0.47
Class I+II+III irrigable land	57.826	60.11
Class V lands	27.038	28.11
Subclasses		
5s	22.733	23.63
5d	259	0.27
5sd	4.046	4.21
Class VI lands	11.336	11.78
T O T A L	96.200	100.00

(*) s= Soil problems
a= Salinity and alkalinity
t= Topography
d= Drainage

Table 2. Crops growing in the Söke Plain

Crops	Cotton	Small grains	Fallow	Tabacco	Corn	Vegetables	Vini-culture	Fig
Area (Ha)	64.497	2.675	3.181	650	182	66	82	2.468
% of Total Area	67.04	2.78	3.31	0.68	0.19	0.07	0.09	2.56
Fig and Vini-culture	Fig and olive	Fig and vegetable	Olive	Populus	Nursery	Grassland	Rangeland	Total
31	5.366	10	2.612	11	16	6.132	8.221	96.200
0.03	5.58	0.01	2.71	0.01	0.01	6.38	8.55	100.00

Reclamation trials by washing the soil profile with water alone and with gypsum

Several reclamation trials were made by the State Hydraulics Department technicians by using water alone and water with gypsum. Some of the selected results were given in the tables below:

1) Reclamation trial with water alone:

a) Saline alkali soil profile in natural condition

<u>Depth of profile (cm)</u>	<u>pH</u>	<u>EC mmhos/cm</u>	<u>ESP</u>
0-30	7.4	51.903	37
30-60	7.7	13.797	20
60-90	8.1	11.826	27
90-120	7.8	19.710	18
120-150	7.8	22.338	11

After first washing (50 cm water)

0-30	7.9	20.367	35
30-60	7.9	15.111	22
60-90	8.0	13.797	28
90-120	7.0	16.425	54
120-150	8.0	17.739	49

After first and second washing (50 + 50 cm water)

0-30	7.8	7.88	27
30-60	8.0	1.339	10
60-90	8.8	11.169	21
90-120	7.9	20.367	28
120-150	7.8	21.243	26

2) Reclamation trials with water and chemical amendment:

a) Saline alkali soil profile in natural condition

<u>Depth of profile (cm)</u>	<u>pH</u>	<u>EC mmhos/cm</u>	<u>ESF</u>
0-30	7.40	18.40	21.79
30-60	7.65	15.34	14.65
60-90	7.55	13.14	19.04
90-120	7.68	15.34	24.03

Same profile after washing with 4x25 cm water+263 kg/da gypsum

0-30	7.90	1.01	9.86
30-60	8.00	1.26	14.00
60-90	8.05	3.06	9.64
90-120	8.20	1.26	12.18

b) Saline-alkali soil profile in natural condition

0-30	7.42	23.01	23.25
30-60	7.68	15.34	15.52
60-90	7.75	21.16	21.16
90-120	7.85	20.59	20.59

Same profile after washing with 100 cm water+384 kg/da gypsum

0-30	8.00	1.02	14.80
30-60	8.30	1.64	14.90
60-90	7.75	7.08	14.90
90-120	7.85	10.23	8.69

According to the above mentioned trials reclamation of saline alkali soils with water only bring the electrical conductivity normal level but ESP values do not come below % 15.

Washing with water and gypsum decreases both electrical conductivity and ESP below the permissible limits and the soil becomes normal for especially cotton production.

Results and Conclusion

In the Söke plain main crop is irrigated cotton as explained in the section of Material and Methods. Because the plain is not high enough from the sea level, the drainage water returns from irrigation and flood water in Spring can not be drained enough and resultant high water table causes salinity by means of capillary rise of underground water with a high salt concentration.

At the end of the growing season, a salt crust is formed on the soil surface and the salinity level of plow zone soil increases beyond the normal which is indicated 4 mmhos/cm electrical conductivity.

To decrease this salinity level below the dangerous limit before the sowing of cotton seeds in the Spring, the soil in the root zone should be washed down by means of irrigation water carried by irrigation channels from Büyük Menderes river.

Farmers dig ditches about 60 cm deep around their parcels and make dykes about 60 cm high with soil taken from the ditches.

They wash their soils generally two times with 50 cm water each time by pounding irrigation water on the field. After the water drains away and the soil drains out until a good tilth condition, soil is prepared for sowing the cotton seeds.

If the land is smooth enough, due to a good water distribution, a satisfactory leaching of the salts from the root zone can be achieved and a good germination, sprouting and growing provides a higher yield of cotton throughout the field. If the land is not smooth enough, lower parts become saline, before or just after the germination, according to the depth of the lower parts.

In this investigation a cotton field with ^{leveling} no ~~were~~ were observed and soil samples were taken from three soil profiles. The first profile was dug in the soil on which a good cotton stand with high yield. This part of the field was the highest point which ^{is} about 30 cm higher than average level where the second profile with poor cotton stand was investigated. The third profile was dug in the lowest point of the field with an elevation about 30 cm below the second profiles soil surface elevation. No cotton plant ^{was} observed on this part of the field, but white salt crust.

Land description

Location : On the left side of Söke-Milas highway, 6 km
North of Büyük Menderes River bridge

Altitude : 4 meters.

Geology : Quaternary river deposits

Pysiography: Smooth plain

Vegetation : Cotton, sunflower (recently), salt grasses and
the tamarisk nearby the irrigation and main
drainage ditches.

Relief : Flat

Slope : 0-1 percent

Erosion : none

Drainage : well

Ground water: 1.50 m

Moisture : moist below 5 cm

Salinity : saline-alkali in the lower parts

Stoniness : none

Root
distribution: common down to 120 cm in the higher positions
where cotton grown well

Land use : cotton growing

Remarks : Salt crust on the soil surface in the depressions

Soil Description of Profiles 1-2-3

<u>Soil Depth</u>	<u>Description</u>
0-30 cm	Light brownish gray (2.5 Y 6/2 dry), gray brown (2.5 Y 5/2 wet) Loam; fine weak granular Structure; soft when dry, slightly plastic and slightly sticky when wet; calcareous; common fine and medium roots.
30-60 cm	Light gray (2.5 Y 7/2 dry), gray brown (2.5 Y 5/2 wet) Loam; massive and structureless; soft when dry, slightly plastic and slightly sticky when wet; calcareous.
60-90 cm	Pale yellow (2.5 Y 7/4 dry), light olive brown (2.5 Y 5/4 Wet) Loam; massive and structureless; soft when dry, non-plastic and non-sticky when wet; Calcareous.
90-120 cm	Light yellowish brown (2.5 Y 6/4 dry) light olive brown (2.5 Y 5/4 wet) Silt Loam; massive and structureless; soft when dry, slightly plastic and slightly sticky when wet; calcareous.

TABLE: 3 Analysis results of non-saline soil Profile-1

Soil Depth (cm)		0-30	30-60	60-90	90-120	120-150	
Mechanical Analysis	Sand %	45.16	36.92	41.21	12.53	14.33	
	Silt %	36.46	44.70	44.54	64.77	63.17	
	Clay %	18.38	18.39	14.25	22.70	22.50	
	Texture	L	L	L	SiL	SiL	
CaCO ₃	%	15.68	15.83	14.98	19.25	18.27	
Saturation Percentage		45.70	48.26	44.53	60.46	56.19	
Saturation Extract	EC x mmhos/cm	1.94	2.51	2.65	5.02	5.29	
	pH	8.38	8.00	8.11	7.83	8.09	
Hydraulic Conductivity (cm/hr)	After 1 st hour	1.51	1.75	1.75	0.50	0.75	
	After 120 th hour	0.70	0.70	0.85	0.30	0.40	
Water Soluble Salts me/lt	Cations	Ca ⁺⁺	1.98	4.44	2.94	5.69	5.16
		Mg ⁺⁺	4.78	7.87	4.78	9.55	9.99
		Na ⁺	23.48	12.61	18.70	36.74	40.44
		K ⁺	0.24	0.52	0.29	0.26	0.21
		Total	30.48	25.44	26.71	52.24	55.80
me/lt	Anions	Cl ⁻	10.02	11.58	15.97	36.43	34.79
		SO ₄ ⁻	16.63	10.30	7.37	13.09	18.78
		HCO ₃ ⁻	3.83	3.56	3.37	2.72	2.23
		CO ₃ ⁻	0	0	0	0	0
		Total	30.48	25.44	26.71	52.24	55.80
C E C.	me/100 gr	14.26	14.26	12.08	19.20	16.86	
Exchangeable Cations me/100 gr	Na ⁺	0.39	0.42	0.45	0.40	0.36	
	K ⁺	0.23	0.31	0.10	0.13	0.16	
	Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺	13.64	13.53	11.53	16.39	14.57	
	ESP	2.73	2.95	3.73	2.08	2.13	
Organic matter	%	1.12	0.79	0.66	0.92	0.63	
Field capacity	%	25.75	25.64	22.80	37.50	33.09	
Wilting Point	%	12.70	13.11	10.21	18.76	16.54	
Available water	%	13.05	12.53	12.59	18.74	16.55	
Porosity	%	54.30	47.90	47.30	50.00	51.80	
Volum weigh	gr/cm ³	1.28	1.45	1.46	1.40	1.38	

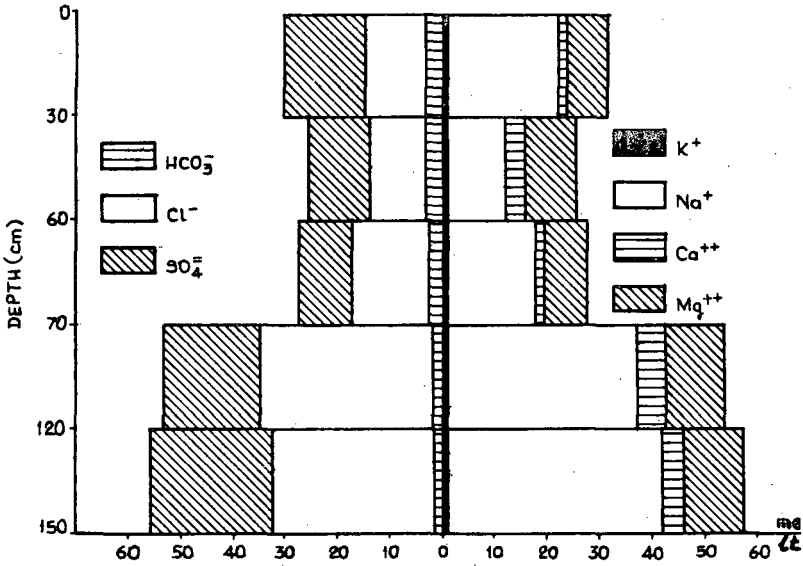


Figure 1- Water soluble ions distribution in Profile-1

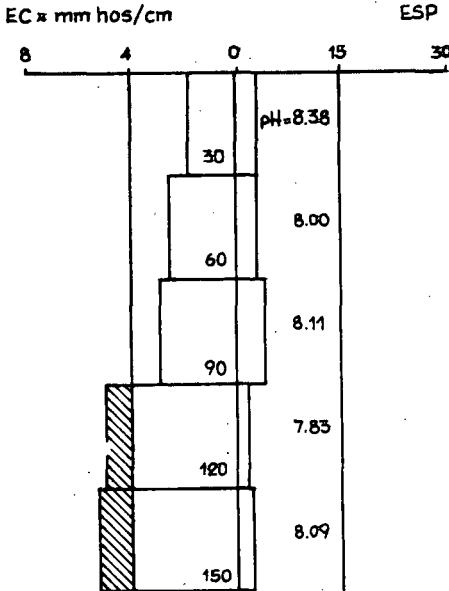


Figure 2- Electrical conductivity and ESP values in Profile-1

TABLE: 4 Analysis results of medium-saline soil Profile-2

Soil Depth (cm)		0-30	30-60	60-90	90-120	120-150	
Mechanical Analysis	Sand %	40.09	39.21	14.16	10.60	18.12	
	Silt %	45.64	44.51	67.32	68.97	63.41	
	Clay %	14.27	16.28	18.42	19.97	18.47	
	Texture	L	L	SiL	SiL	SiL	
CaCO ₃	%	17.78	17.99	18.48	18.90	18.13	
Saturation Percentage		47.81	47.82	49.74	59.37	54.43	
Saturation Extract	EC x mmhos/cm	19.69	8.19	10.05	8.09	6.77	
	pH	7.59	8.04	7.88	7.55	7.64	
Hydraulic Conductivity (cm/hr)	After 1 st hour	1.55	1.81	1.50	0.2	0.1	
	After 120 th hour	0.70	0.20	0.20	0.0	0.0	
Water Soluble Salts me/lt	Cations	Ca ⁺⁺	29.87	6.85	6.76	5.79	4.63
		Mg ⁺⁺	66.64	19.40	26.01	14.57	12.26
		Na ⁺	122.83	61.30	91.30	72.83	59.78
		K ⁺	1.40	0.87	0.42	0.23	0.25
		Total	220.74	87.37	124.49	93.42	76.92
	Anions	Cl ⁻	170.10	60.03	83.61	57.84	49.76
		SO ₄ ⁼	47.92	23.53	38.41	32.31	25.03
		HCO ₃ ⁻	2.72	3.81	2.47	3.27	2.13
		CO ₃ ⁼	0	0	0	0	0
		Total	220.74	87.37	124.49	93.42	76.76
C E C me/100 gr		14.26	13.04	12.08	21.74	16.86	
Exchangeable Cations me/100 gr	Na ⁺	0.30	0.39	0.96	3.90	2.04	
	K ⁺	0.11	0.11	0.23	0.46	0.21	
	Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺	12.92	10.47	9.29	17.38	13.40	
ESP		2.10	2.99	7.94	17.94	12.09	
Organic matter	%	1.06	0.98	0.72	0.78	0.45	
Field Capacity	%	28.24	24.08	27.92	42.59	32.93	
Wilting Point	%	15.27	10.95	12.77	20.30	14.94	
Available water	%	12.97	13.13	15.15	22.29	17.99	
Porosity	%	56.70	47.90	51.10	51.58	45.16	
Volum weight	gr/cm ³	1.26	1.42	1.40	1.38	1.53	

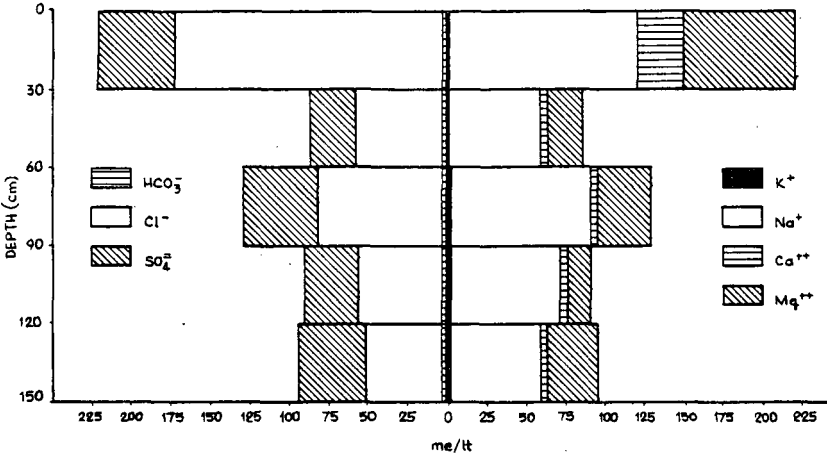


Figure 3- Water soluble ions distribution in Profile-2

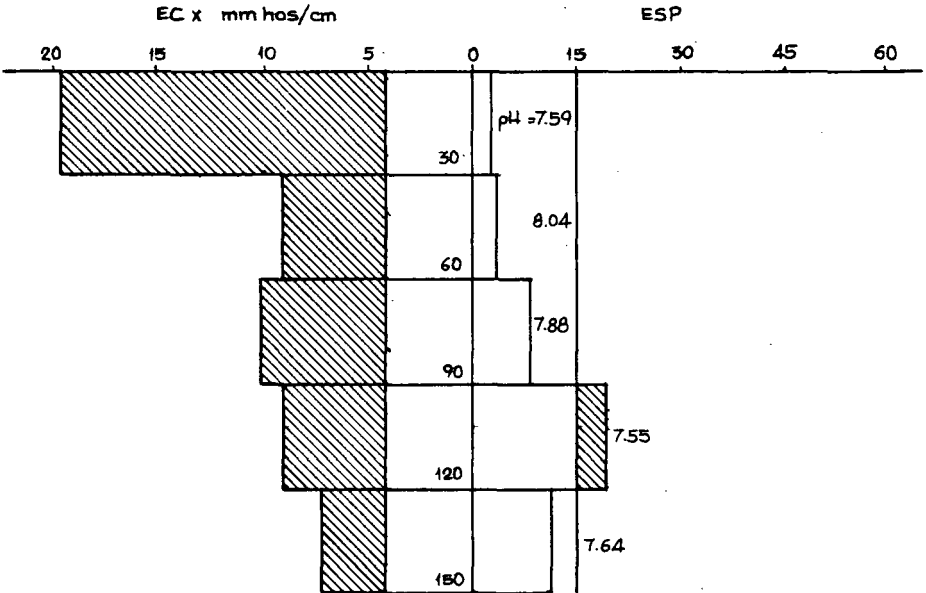


Figure 4- Electrical conductivity and ESP values in Profile-2

TABLE: 5 Analysis results of saline-Soil Profile-3

Soil Depth (cm)		0-30	30-60	60-90	90-120	120-150	
Mechanical Analysis	Sand %	26.91	25.89	26.91	20.44	22.75	
	Silt %	58.84	58.84	58.84	64.23	52.87	
	Clay %	14.25	15.27	14.25	15.33	18.38	
	Texture	SiL	SiL	SiL	SiL	SiL	
CaCO ₃	%	17.43	18.06	19.18	20.25	22.89	
Saturation Percentage		47.01	47.61	46.99	50.64	54.39	
Saturation Extract	EC x mmhos/cm	112.07	41.63	14.57	17.55	15.50	
	pH	7.53	7.70	8.25	7.80	8.01	
Hydraulic Conductivity (cm/hr)	After 1 st hour	1.00	0.04	0.06	0.09	0.02	
	After 120 th hour	0.55	0.00	0.03	0.06	0.05	
Water Soluble Salts me/lt	Cations	Ca ⁺⁺	34.50	11.10	5.79	6.56	5.65
		Mg ⁺⁺	241.50	71.66	27.89	33.20	27.02
		Na ⁺	1434.78	483.04	164.74	126.09	141.30
		K ⁺	2.42	1.45	0.68	0.47	0.44
		Total	1713.20	567.25	181.10	166.32	174.41
Anions	Cl ⁻	1186.19	426.23	141.42	143.68	132.59	
	SO ₄ ⁼	463.15	137.80	36.71	20.56	39.34	
	HCO ₃ ⁻	3.86	3.22	2.97	2.08	2.48	
	CO ₃ ⁼	0	0	0	0	0	
	Total	1713.20	567.25	181.10	166.32	174.11	
C E C. me/100 gr		13.04	13.04	13.04	15.56	16.86	
Exchangeable Cations me/100 gr	Na ⁺	0.42	4.40	3.08	2.16	2.50	
	K ⁺	0.56	0.43	0.11	0.21	0.03	
	Ca ⁺⁺	10.96	7.97	10.32	12.63	13.02	
	Mg ⁺⁺						
ESP		3.22	33.74	23.62	13.88	14.82	
Organic matter	%	0.92	0.91	0.51	0.39	0.32	
Field capacity	%	29.37	29.38	28.91	29.30	34.11	
Wilting point	%	13.00	13.73	13.68	13.60	15.97	
Available water	%	16.37	15.65	15.23	15.70	18.14	
Porosity	%	50.00	45.55	43.31	53.05	54.26	
Volum weigh	gr/cm ³	1.42	1.53	1.61	1.31	1.29	

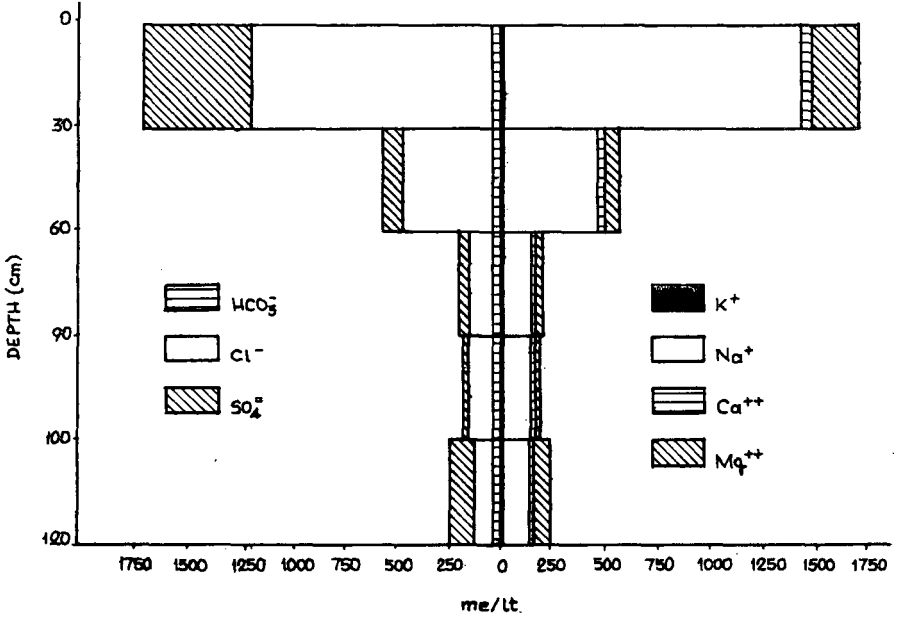


Figure 5- Water soluble ions distribution in Profile-3
EC x mmhos/cm ESP

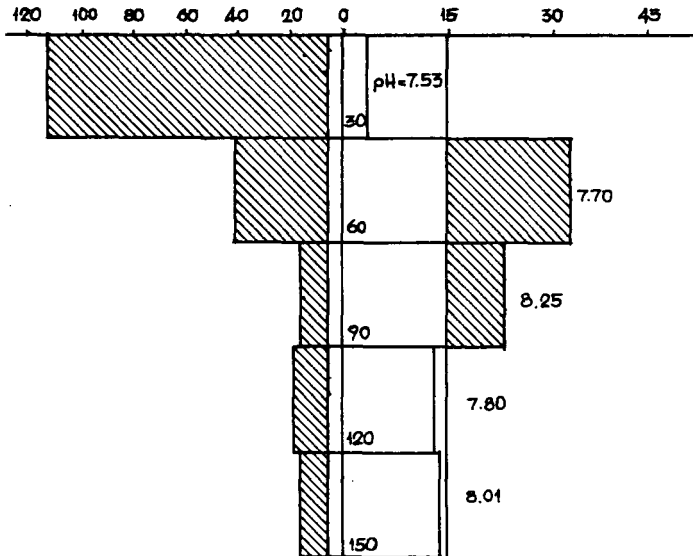


Figure 6- Electrical conductivity and ESP values in Profile-3

120-150 cm Light brownish gray (2.5 Y 6/2 dry), gray brown (2.5 Y 5/2 wet) Silt loam; massive and structureless; soft when dry, slightly plastic and slightly sticky when wet; calcareous.

According to the analysis results of non-saline profile-1 slightly saline profile-2 and saline profile-3 (Table 3-4-5) all soil layers were loam or silt loam in texture. They were highly calcareous having % 15-22 CaCO_3 . Reactions were slightly alkaline and alkaline. All soil layers were slow or very slow in hydraulic conductivity. Cation exchange capacities varied between 12-22 me/100 gr soil. Organic matter contents were very low throughout the profile ranging from % 1.12 down to % 0.32 in the deeper layers. Available water holding capacities were in between % 12.53 and % 22.29.

Salinity Conditions

Profile-1 which was dug in the soil on which cotton grown vigorously was normal according to the salinity level (Table 3). Electrical conductivity values were less than 4 mmhos/cm in the upper layers within 90 cm depth. In between 90-150 cm depth of the profile electrical conductivity showed increase up to 5.02-5.29 mmhos/cm which were again not much harmful to the plant growth

Main salts were chlorides and sulphates of sodium. No alkali problem was observed, as could be seen from the ESP values which were lower than % 15. Hydraulic conductivity values were lower due to massive structureless condition. Available moisture contents varied between medium and high (Figure 2).

The level of salinity was especially in the upper layers were appreciably higher in the profile-2 which was dug in the soil on which cotton grown poorly, having an electrical conductivity value 19.69 mmhos/cm (Table 4). Salinity decreased through the deeper layers gradually down to 6.77 mmhos/cm. Contrary to this, sodicity increased through the deeper layers being % 17.94 which was higher than the sodicity limite of % 15 (Figure 3-4).

Sodium was the most abundant cation in the saturation extract. This cation were followed by Mg^{++} and Ca^{++} respectively. Among the soluble ions Cl^{-} and $SO_4^{=}$ were more abundant anions in the saturation extract. No carbonate ions were analysed in the samples (Figure 3).

This profile was probably normal during the sowing period just after leaching with 50 cm^3 water. But some of the ions which were contained by the underground water which was shallower than that under profile 1, were carried to the upper layers through the capillary tubes and have affected the growth conditions of cotton negatively.

In profile-3 which was dug out in the soil on which no cotton grown, salinity level was higher throughout the profile having electrical conductivity values much higher than the limite of 4 mmhos/cm. The highest value was observed in the upper 0-30 cm layer as 112.07 mmhos/cm. The values of electrical conductivity decreased gradually down to 15.50 mmhos/cm (Table 5) (Figure 5-6).

No sodicity was observed in the upper 0-30 layer. ESP values higher than % 15 were found in the deeper layers in between 30-90 cm depth.

In this saline-alkali soil condition no cotton has grown. There was a white salt crust on the surface of the soil. No free carbonate ions were determined in the saturation extract.

This part of the field was the lowest part of the parcel being 60 cm lower than the point where profile-1 were found.

After leaching of the field soils, the capillary rise of the underground water brought the soluble ions to the root zone earlier than that the higher points of the field. This ions have prohibited the germination of the cotton seeds.

Neighbouring fields which were leveled smoothly have good cotton yield throughout the parcels. But if there was poor or no leveling like in the investigated field the yield would be decreased as much as % 50-60.

Even this much failure does not make the production uneconomic. The farmers recovers their expences with some little profit.

S U M M A R Y

The main crop of Söke plain is irrigated cotton. Because of the poor drainage conditions, the surface soils become saline at the end of the growing season. These salts are leached down from the upper parts of the soils by means of leaching water applied two portions 50 cm each time.

If the soil is not level enough, the lower points become saline at the beginning of the growing season and no cotton can be produced from these points.

In this study 3 soil profiles were investigated, one in the highest point of the field where cotton grown well, second in the average elevated point where cotton grown poorly, and third in the lowest point where no cotton grown.

According to the analysis results of the soil samples taken from these profiles, the first profile were found non-saline, second profile were medium saline and the third profile were excessively saline in condition due to insufficient leveling.

R E F E R E N C E S

- Akalan, İ. -1971- Characteristics of some typical salt affected soils of Konya and Çumra areas -A.Ü.Ziraat Fakültesi Yayınları No:434/262.
- Akalan, İ., Ö.Beyce, İ.Özkan -1976- Küçük Menderes ovası tuzlu topraklarının ıslahında kullanılacak yıkama suyunun miktar ve verilme şeklinin tayini. TÜBİTAK-TOAG/243 proje.
- D.S.İ. -1968- Çine Menderes Projesi Söke Ovası planlama arazi tasnif raporu-İzmir
- Soil Survey Staff -1951- Soil Survey Manual-USDA Agricultural Handbook No:18
- US Salinity Laboratory Staff -1953- Diagnosis and improvement of saline and alkali soils-Agricultural Handbook No:60-USDA



Bestimmung der Ladungseigenschaften von Tonmineralen
aus Böden mit unterschiedlichem K-Fixierungsvermögen

von

Rühlicke, G. u. E.A. Niederbudde^{x)}

Ladungseigenschaften von expandierten Tonmineralen sind die Ursache für die K-Fixierung in Böden. Die auch als quellfähige Tonminerale bezeichneten Dreischichtminerale weiten im glyceringesättigten Zustand auf 14 Å oder auf 18 Å (Smektit) auf. Besonders die 18 Å-Mineralen bereiten bei der Charakterisierung ihrer chemischen Eigenschaften beträchtliche Schwierigkeiten. So müssen ihnen in einigen Lockersedimenten (z.B. Löß, Geschiebemergel) K-selektive Eigenschaften zugeschrieben werden, die wohl die Ursache dafür sind, daß diese Minerale in Illite umgewandelt werden. (Niederbudde 1975, Niederbudde u. Fischer 1980).

Es sollen hier vor allem die Ladungseigenschaften der oben genannten 18 Å-Mineralen bestimmt werden. Die Sorption von n-Alkylammoniumionen an Mineralen aus Lagerstätten (Lagaly u. Weiss 1969, Weiss u. Lagaly 1967) gelingt auch an expandierten Tonmineralen aus Bodentongemischen. Die methodischen Abwandlungen bestehen in der Herstellung von reinen Alkylammoniumionen, Verbesserungen von Belegungstechniken sowie in der Herstellung von Texturpräparaten. (Rühlicke u. Kohler 1981). Das Prinzip dieser Schichtladungsbestimmung liegt in den unterschiedlichen sterischen Anordnungsmöglichkeiten der organischen Kettenmoleküle zwischen den Mineralschichten, wobei der c-Abstand von der Schichtladung und der jeweiligen Kettenlänge des Amins abhängt. Demzufolge stellen sich im Röntgendiagramm mehrere Basisabstände ein, wenn es sich um ein Gemenge von Tonmineralen mit unterschiedlicher Schichtladung handelt. Eine derartige Selektion nach Schichtladungshöhe ist mit alleiniger Glycerinsättigung bei den erwähnten 18 Å-Mineralen nicht möglich.

Abb.1a zeigt die Aufspaltung der Gesamtonfraktion $< 2 \mu\text{m}$ eines Pelosol-Pseudogleys, Pg₂ Horizont, nach homoionischer Na-Belegung und anschließender Quellung mit Tetradecylammonium ($\text{C}_{14}\text{H}_{29}\text{NH}_3^+$) in ein 25.4 Å- und ein 18.7 Å-Mineral. Nach der alten Glycerinsättigungsmethode zeigt dieser Ton in dem genannten Winkelbereich nur eine Interferenz bei 18 Å.

^{x)} Institut für Bodenkunde der TUM, 8050 Freising-Weihenstephan

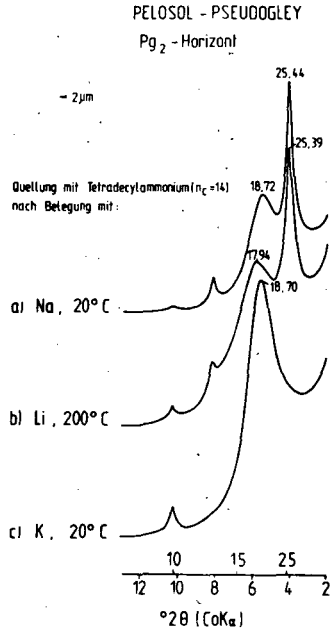


Abb.1
Mineraldifferenzierung mit Tetradecyl-
ammonium

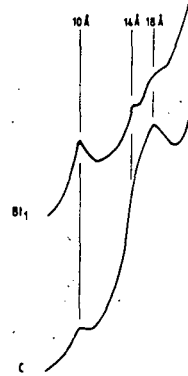
LÖSS-PARABRAUNERDE = 0,1 µm

Redh.-W.

Basisschichtabstände, mit:

	K _{fix}	K _{zw}
	mg/100g Ton	
Bt ₁	81	1329
C	449	1076

a) Glycerin



b) Tetradecylammonium (n_c = 14)

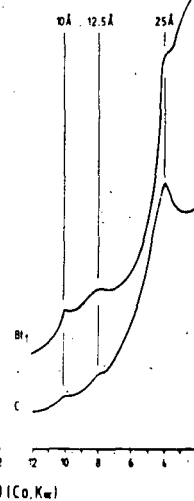


Abb.2
Röntgenbeugungsdiagramme von Tonfraktionen
< 0,1 µm nach Belegung mit Tetradecylammonium
und Glycerin

Die 25 Å-Zacke resultiert aus einer fast senkrechten Anordnung der Tetracyclammoniumionen zwischen den Silicatschichten (Paraffinstruktur), wie sie sonst für die hochgeladenen Mineralschichten der Vermiculite bestimmt wurde. Die Schichtladungsberechnung unter Verwendung von Alkylammoniumionen mit unterschiedlicher C-Atomzahl/Kette ($n_c = 6-18$) ergibt für dieses Mineral der Abb. 1a,b 0.85 neg. Ladungen pro $(Si,Al)_4 O_{10}(OH)_2$ Einheit.

Dieser Boden hat ein mittleres K-Fixierungsvermögen von 250 mgK/100 g Ton (Vorlage 1 g K/100 g Ton, gilt auch für folgende Angaben). Eine Belegung der Probe mit 0,1 n KCl und anschließender Quellung mit Tetracyclammonium (Abb. 1c) beläßt die Smektit-Zacke unverändert bei 18.7 Å. Die Verstärkung der Illitintensität muß aus der Kontraktion der jetzt fehlenden 25,4-Å-Zacke erklärt werden. Es ist naheliegend, das mittlere K-Fixierungsvermögen auch dieser Zacke zuzuschreiben.

Die von Green Kelly (1953) zur Unterscheidung zwischen Montmorillonit und Beidellit ausgearbeitete Methode, wobei durch Erhitzen von Li-Ton auf 200°C über 6 Std., das Li-Ion leere Oktaederplätze einnimmt und damit die oktaedrische Ladung ausschaltet, kann mit der Alkylammonium-Methode kombiniert werden. Das Ergebnis in Abb. 1b zeigt, daß die 25,4 Å-Zacke unverändert bleibt. Diese Mineralschichten besitzen also offensichtlich nur tetraedrische Ladungen. Die Position der eigentlichen Smektitzacke verschiebt sich von 18.7 auf 17.9 Å und zeigt damit einen Abfall in der Ladungshöhe an.

Nach Eliminierung der oktaedrischen Ladung (Abb.1b) sinkt die Ladungsdichte von ursprünglich -0.41 (Abb. 1a) auf -0.31 je Formeleinheit ab. Demnach sind 76% der Gesamtladung tetraedrischen Ursprungs. Der Smektitanteil im Pelosol-Ton kann deshalb als Beidellit bezeichnet werden.

In Abbildung 2 sind die Feintonfraktionen ($<0,1 \mu m$) eines Lösses und Bt₁-Horizontes einer Löß-Parabraunerde dargestellt worden (Niederbudde u. Kussmaul 1978). Der Feinton des C-Horizontes enthält im Engwinkelbereich eine breite Zacke, deren Maximum bei 18 Å liegt. Mit Tetracyclammonium stellen sich alle Schichten auf 25 Å ein. Wie beim Pelosol-Pseudogley handelt es sich bei der 25-Å-Zacke um Mineralschichten mit hoher Ladung. Das Sediment hat ein hohes K-Fixierungsvermögen von 449 mgK/100 g Ton. Mit dem Ergebnis der Tonmineralanalyse mittels Tetracyclammonium können die K-Fixierungseigenschaften zwanglos gedeutet werden, während die Interpretation der 18-Å-Zacken glyceringesättigter Tone im Hinblick auf die K-Fixierungseigenschaften von C- und Pg₂-Horizont unklar bleiben.

Auch die Abnahme der K-Fixierung im Bt_1 - gegenüber C-Horizont kann durch die 25-Å-Zacke, die sich im B-Horizont als Schulter an die Untergrundlinie anlehnt, gedeutet werden. Abnahme dieser Zacke und Zunahme der Illitzacke bedeutet die gleiche Reaktion, die zu Abbildung 1 diskutiert wurde. Ferner spricht die Zunahme des Zwischenschicht-Kaliums im Bt_1 dafür, daß sich Mineralschichten in Bt -Horizonten in Illite umwandelten. Es sind dies die im Ton des Lösses bestimmten Schichten hoher Ladung, die mit n-Alkylammoniumionen (wegen der sterischen Anordnung dieser Ionen) unmittelbar bestimmt werden können. Um eine Verbindung von Ergebnissen zwischen der üblichen Glycerinsättigungs- und der n-Alkylammoniummethode herzustellen, bezeichnen wir diese Minerale vorläufig als "18 Å-Vermiculite". Das Hinzufügen des Basisabstandes nach Glycerinsättigung dient der Unterscheidung zu den Mineralen, die bisher in Böden als Smekтите bestimmt wurden.

Literatur:

- 1) Green-Kelly R.: The identification of montmorillonites in clays. J. Soil Sci. 4, 233-237 (1953)
- 2) Lagaly G. u. Weiss A.: Determination of the layer charge in mica-type layer silicates. Proc. Int. Clay Conf. Tokyo 1, 61-80 (1969)
- 3) Niederbudde E.A.: Veränderungen von Dreischicht-Tonmineralen durch natives K in holozänen Lössböden Mitteldeutschlandes und Niederbayerns. Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 138, 217-234 (1975).
- 4) Niederbudde E.A. u. Fischer W.R.: Clay mineral transformations in soils as influenced by potassium release from biotite. Soil Sci. 130, 225-231 (1980).
- 5) Niederbudde E.A. u. Kussmaul H.: Tonmineraleigenschaften und -umwandlungen in Parabraunerde-Profilpaaren unter Acker und Wald in Süddeutschland. Geoderma 20, 239-255 (1978)
- 6) Rühlicke G. u. Kohler E.E.: A simplified procedure for determining layer charge by the n-alkylammonium method. Clay Minerals 16, 305-307 (1981).
- 7) Weiss A. u. Lagaly G.: Ein einfaches Verfahren zur Abschätzung der Schichtladung quellungsfähiger glimmerartiger Schichtsilicate. Kolloid Z. u. Z. Polymere 216/217, 356-361 (1967).

Tonmineralbildung und -umwandlung im Gneisgebiet des
Südschwarzwalds

von

Stahr, K. u. Th. Gudmundsson *)

Im Gneisgebiet des Südschwarzwalds wurde eine Serie von Böden, die sich aus periglazialen Schuttdecken entwickelt haben, untersucht (STAHR, 1979). Die Reihe der Hangböden wurde in ansteigender Meereshöhe und zunehmender Entfernung vom Oberrheingraben ausgesucht. Dabei ließ sich eine abnehmende Intensität der Tonverlagerung, zunehmende Intensität der Versauerung und Aluminiumverlagerung, schließlich Podsolierung und dann im Gipfelbereich Umkehr zur Humusbraunerdeentwicklung feststellen. Die deutlichen Schichtgrenzen waren überwiegend Körnungsgrenzen, während Chemismus und Mineralbestand besonders bei den Hauptgemengteilen im gesamten untersuchten Bereich relativ einheitlich war. Wesentliche Unterschiede im Mineralbestand des Ausgangsmaterials treten nur dort auf, wo nennenswerte Lößbeimengungen in Decksediment und Hauptfolge gefunden werden konnten (MAUS und STAHR, 1977). Man kann also annehmen, daß Unterschiede im Tonmineralbestand, soweit sie nicht auf Lößbeimengung zurückgeführt werden müssen, überwiegend durch unterschiedliche Bodenentwicklung erklärt werden können.

Um den Unterschied für die Bodenentwicklung zu dokumentieren, wurde in Tabelle 1 der Mineralbestand der Tonfraktion für die beiden Ausgangsgesteine "Gneis und Löß" aufgelistet. Beide Gesteine haben bereits einen hohen Anteil von Wechsellagerungsmineralen, die sich nur aus einer Vorverwitterung erklären lassen. Als Ausgangsmaterialien wurden kalkhaltige Lößproben und der Gneisschutt von Basisfolgen, die weder eine Verbraunung noch eine Hangvergleyung erkennen ließen, ausgewählt. Auch Proben direkt über anstehendem Gestein wurden wegen des möglichen Einflusses von Hangzugwasser ausgeschieden. Während Gneis höhere Kaolinit-, Illit- und Chloritgehalte hat, dominiert bei Löß eindeutig Smectit.

* Institut für Ökologie -Regionale Bodenkunde-, Englerallee 19/21,
1000 Berlin 33

Auch bei den Wechsellagerungen überwiegen beim Gneis Illit-Chloritanteile, während bei Löß Smectit-Vermiculit stärker vertreten sind.

In Tab. 2 wurde für die Gneisserie der Intensitätsanteil (vgl. STAHR, ZÜTTL und HILDEBRAND, 1979) für die wesentlichen Mineralgruppen in den Oberböden, die sich aus Decksediment und Hauptfolge entwickelt haben, aufgezeigt. Bei den Kaolinitanteilen ist keine deutliche Tendenz in der Serie festzustellen. Es fällt aber im Vergleich mit Tabelle 1 auf, daß häufig höhere Anteile als in den Ausgangsmaterialien festgestellt werden können. Da in diesem Bereich holozäne Tonbildung angenommen werden muß, kann nicht der ganze Kaolingehalt aus der Tonfraktion des Ausgangsmaterials stammen. Es muß also zusätzlich Kaolinit in die Tonfraktion gelangt sein. Dies ist auf zwei Arten möglich, entweder durch Neubildung oder dadurch, daß bereits im Gesteinszersatz vorhandene Kaolinminerale während der Frostverwitterung oder Bodenentwicklung von den Primärmineralen gelöst wurden. Ersteres ist dann möglich, wenn man bei der Verwitterung chemische Mikrostandorte annimmt, bei denen im Bereich von Feldspäten so hohe Kalium- und Kieselsäureverluste eintreten, daß Kaolinitbildung einsetzt. Andererseits zeigen mikromorphologische Beobachtungen, daß auf Spaltrissen der Primärminerale bereits in den Zersatzzonen Tonminerale auftreten, die überwiegend kaolinitisch sein dürften. Da sie nicht die Interferenzdoppelbrechung von Serizit-Illiten aufweisen. Eine endgültige Entscheidung über Freisetzung oder Neubildung läßt sich mit den vorhandenen Daten nicht fällen. Auch die Tatsache, daß besonders die feinerdereichen Oberböden hohe Kaolinitgehalte aufweisen, trägt nicht zur Klärung bei. Die beobachteten Smectitanteile lassen sich dagegen leichter deuten. In den tiefer gelegenen Profilen G, B und A sind sie eindeutig lößbürtig und nehmen entsprechend dem Lößanteil ab. Dann fehlen Smectite und treten erst in den extrem stark versauerten Profilen wieder auf. Hier handelt es sich dann aber um Neubildungen, die illit- oder chloritbürtig sind und von einem hohen Wechsellagerungsanteil begleitet werden. In der Humusbraunerde Feldberg fehlt Smectit wieder. Auch Granitböden zeigen eine ähnliche Abfolge (STAHR, 1979, Tab. XVa u. b). Ignimbrit zeigt dagegen eine generelle Tendenz zur Smectitbildung. Die Magnesiumchlorite sind wenig differenzierend, zeigen aber im Bereich der stärkeren Versauerung ein Minimum. Da sie in den Sauerbraunerden wieder beobachtet werden, muß man sich fragen, wieweit sekundäre Chlorite bis 400°C hitzebeständig sein können. Sekundäre Chlorite fehlen in der Fußzone zunächst, steigen mit zunehmender Versauerung aber rasch an und werden in den Mull- bis Moderbraunerden zum Hauptgemengteil der Tonfraktion. Mit dem Auftreten der Smectit-Neubildungen sinken sie aber rasch ab. Hieraus folgt, daß Aluminiumchlorite durch Aluminiumverlust in Smectite um- bzw. rückverwandelt werden. Andererseits können auch dort Verwitterungsmilieus bereits längerfristig bestehen, bei denen im Oberboden freigesetzte Al-Ionen bzw. Hydroxide mit dem Sickerwasserstrom abwärts transportiert werden und nicht in die Tonmineralumbildung greifen. Auch bei der

Aluminiumchloritisierung sind Parallelen im Granit und Ignimbritgebiet erkennbar. In letzterem ist die Al-Chloritisierung allerdings weitgehend auf Wechsellagerungen beschränkt.

Im Bereich der aus den Hauptfolgen entwickelten Unterbodenhorizonte (Bt, Bv, Bs) ergibt sich ein etwas anderes Bild (Tab. 3). Bei Kaolinit lassen sich tendenzmäßig ähnliche Erkenntnisse gewinnen wie in den Oberböden. Smectit dagegen erscheint nur noch als überliefertes Mineral auf und wird damit zu einem eindeutigen Indiz für Fernlößbeimengung. Magnesiumchlorite treten in äußerst unterschiedlichen Quantitäten jetzt in allen Profilen auf. Ihr Anteil ist teilweise durch Lößbeimengung, überwiegend aber durch Verwitterung reduziert. Im Profil Neuhof sind die Verhältnisse unklar, da in einzelnen Horizonten überwiegend Magnesium, in anderen ausschließlich Aluminiumchlorit diagnostiziert wurde. Die Daten deuten auf eine Verdünnung des Magnesiumchlorits durch Neubildung anderer Minerale und gleichzeitig eine echte Magnesiumchloritverwitterung an. Aluminiumchlorit dagegen tritt deutlich als neugebildetes Mineral hervor und weist seine Maxima in den sauren Braunerden und Sauerbraunerden auf. Er dürfte aus umgewandelten primären Chloriten und aufgeweiteten Illiten entstanden sein. Eine erneute Aluminiumauslagerung ist lediglich im Profil Wildmooswald angedeutet, wo smectitische Wechsellagerungen überwiegen.

Wesentliche Züge der Mineralneubildung im Gneisgebiet sind also die generell verbreitete Kaolinitneubildung bzw. -freisetzung, die deutlich erkennbare Verwitterung von primären Chloriten sowie die Entwicklungsreihe der Tonminerale, beginnend bei primären Chloriten, Illiten oder Smectiten, die ohne genau definierte Zwischenstufen in Aluminiumchlorite umgewandelt werden. Diese können bei zunehmender Versauerung und damit Aluminiummobilität wieder an Zwischenschicht-Aluminium verarmen und sekundär in Smectite umgewandelt werden. Die Illit/Glimmerverwitterung wurde nicht behandelt, da erstaunlicherweise Illit kein Hauptgemengteil der Ausgangsmaterialien darstellte und in den meisten Oberböden fehlte oder nur noch in Spuren vorhanden war. Andererseits überwiegen illitische Minerale in den Schlufffraktionen. Erstaunlich ist, daß die Masse der Mineralneubildung damit offensichtlich nicht auf Illite fällt. VON ZESCHWITZ, SCHWERTMANN und ULRICH (1973) fanden in einer ähnlichen Serie aus Schieferschutt im rheinisch-westfälischen Bergland eine geringere Differenzierung des Tonmineralbestands. Der primäre Chlorit verschwand im Oberboden dort erst in der Podsolstufe, während sekundärer Chlorit dort noch neugebildet wird. Die Vorstellung von SCHWERTMANN (1964) über die Umwandlung von Tonmineralen trifft für die erste Stufe (G, B) zu. Dort ist allerdings die Phase der Aufweitung bereits überschritten und der Beginn der Al-Chloritisierung erreicht. Die Wiederaufweitung nach Al-Lösung setzt die Entwicklungsreihe fort.

TRIBUTH (1976) legt ein Entwicklungsmodell für die saure Braunerde vor. Abweichend hiervon wurde in der beobachteten Serie keine eigentliche Illitbildungsphase beobachtet. Die Bildung instabiler Minerale dürfte der Phase der Wiederaufweitung gleichgesetzt werden. Zunehmend röntgenamorphe Anteile der Tonfraktion wurden nicht beobachtet (methodische Gründe?), zumal der Glimmervorrat des Gneisschutts noch nahezu unerschöpflich ist. Auch in den am weitesten verwitterten Horizonten wurde noch ein Tongewinn festgestellt (STAHR, 1979).

Besonderer Aufmerksamkeit bedarf die Beobachtung von regelmäßig auftretenden Reflexen im Bereich zwischen 7 und 10 Å. Die Reflexe traten nahezu regelmäßig im tieferen Unterboden der stark versauerten Profile mit deutlicher Al-Verlagerung auf. Häufig trat eine Reflexdoublette bei 8.2 und 9.1 Å auf (vgl. Abb. 1). Diese war sowohl bei K- als auch Mg-Sättigung zu beobachten und veränderte sich auch bei Sättigung mit Glycerin nicht. Bei Erhitzung über 400°C verschwand er allerdings. Ähnliche Beobachtungen wurden auch von GEBHARDT (mündl.) an saueren Braunerden des norddeutschen Tieflands und kürzlich in sauren Fahlerden von Berlin gemacht.

In Böden und sauren Sedimenten wurden ähnliche Beobachtungen mit Reflexen im Bereich von 8.0 - 8.1 Å gemacht (SRODON, 1980), die als Kaolinit/Smectit-Wechselagerungen gedeutet wurden. Solche Minerale ließen sich auch durch Al-Ionen im Überschuß synthetisch aus Smectiten herstellen. Da Kaolinite sich mit DMSO (LIM et al., 1981) auf 11 Å aufweiten lassen, wurde auch diese Methode versucht. Die Abb. 1 zeigt, daß Intensitätsabnahme deutlich stärker ist als bei den chloritischen Mineralen. Smectite weiten ebenfalls auf. Dies bestätigt, daß kaolinitische Schichten beteiligt sind. Unvollständige Entwässerung von Halloysiten scheidet aus, da auch längere Behandlung mit Temperaturen von 200-250°C keine Veränderung bewirken. Da auch keine Veränderung des Reflexes mit Glycerin erreicht wurde, wird auch Smectitanteil ausgeschlossen (vgl. aber SRODON, 1980, S. 422).

Aus dem genannten Verhalten kann geschlossen werden, daß es sich um Wechselagerung von kaolinitischen mit chloritischen oder illitischen Schichten handelt. Ob diese Entwicklung von illitischen oder chloritischen Mineralen zum Kaolinit führt oder gar umgekehrt Kaolintone umgewandelt werden, läßt sich bei der vorhandenen Information keine Aussage machen:

Literatur

- LIM, C.H., M.L. JACKSON und T. HIGASHI (1981): Intercalation of soil clays with dimethylsulfoxid. - Soil Sci. Soc. Am. J. 45, 433-436.
- MAUS, H. und K. STAHR (1977): Auftreten und Verbreitung von Lößlehmbeimengungen in periglazialen Schuttdecken des Schwarzwaldwestabfalls. - Catena 3, 369-386.

- SCHWERTMANN, U. (1964): Neuere Ergebnisse auf dem Gebiet der Tonmineralogie von Böden. - Landw. Forsch., Sonderheft 18, 33-42.
- SRODON, J. (1980): Synthesis of mixed layer Kaolinite Smectite. - Clays and Clay minerals 28, 419-424.
- STAHR, K. (1979): Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für Bodenbildung und Standortseigenschaften im Südschwarzwald. - Freib. Bodenkund. Abh. 9, 273 S.
- STAHR, K., E.E. HILDEBRAND und H.W. ZÖTTL (1979): Höhenabhängigkeit der Bodenentwicklung im Gneisschwarzwald. - Mitt. Dtsch. Bodenk. Ges. 28, 117-172.
- TRIBUTH, H. (1976): Die Umwandlung der glimmerartigen Schichtsilikate zu aufweitbaren Dreischicht-Tonmineralen. - Z. Pflanzenern. Bodenk. 1976, 7-25.
- V. ZESCHWITZ, E., U. SCHWERTMANN und B. ULRICH (1973): Die Podsolierungsstadien von Braunerden aus Schieferschutt. - Z. Pflanzenern. Bodenk. 136, 40-52.

Tab. 1 Tonmineralanteile (-Intensitäten) in % der Tonfraktion für Gneisschutt-C-Horizonte und kalkhaltigen Fernlöß mit (a) und ohne (b) Berücksichtigung von Wechsellagerungen

	Kaolinit	Illit	Smectit	Vermiculit	Mg-Chlorit	andere
a) Gneis	10	10	-	10	20	50
LöB	5	10	30	15	10	30
b) Gneis	20	20	-	20	40	
LöB	10	15	40	20	15	

Tab. 2 Verteilung der Tonmineralanteile (Intensitäts % von <2 µm) im Oberboden (Ah- A1-Bereich) bzw. Decksediment oder oberer Hauptfolge von Böden der Gneisserie

Profil	G	B	A	E	S	J	W	L	N	F
Kaolinit	20	10	20	20	30	20	20	10	10	30
Smectit	30	20	10	-	-	-	10	15 ¹	40 ¹	-
Mg-Chlorit	10	10	20	Sp.	-	10	10	10	Sp.	15
Al-Chlorit	-	15	20	60	60	15	10	5	-	20
andere, einschl. Illit	40	45	30	20	10	55 ²	50	60 ³	50 ³	35

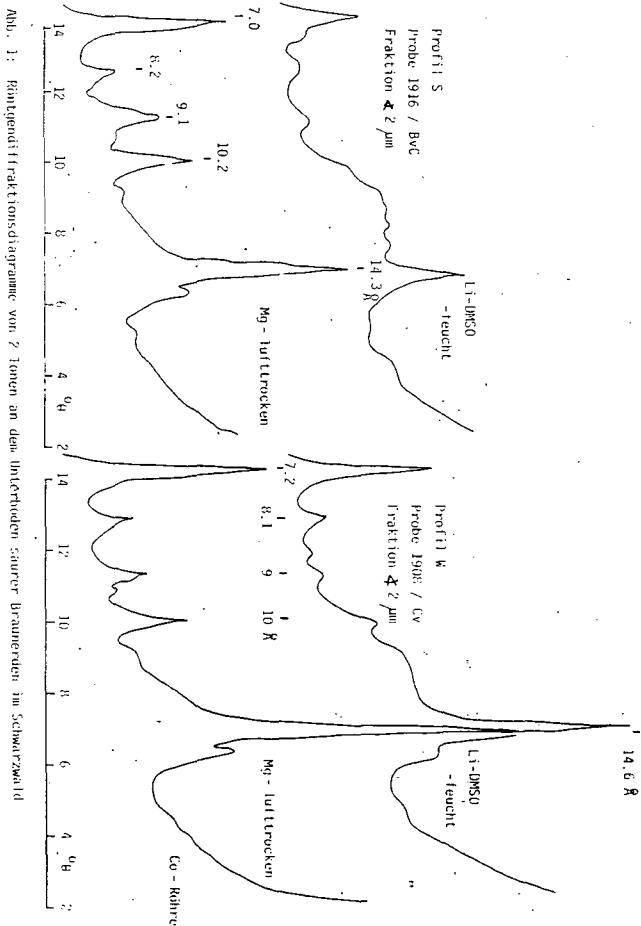
Anordnung von G - N in der Folge stärkerer Versauerung, F Humusbräunerde (vgl. STAHR, 1979, Abb. 8 und 11)

- 1) überwiegend vermiculitisch
 2) überwiegend Al-chloritisch
 3) überwiegend smectitisch

Tab. 3 Verteilung der Tonmineralanteile (Intensitäts % von <2 µm) im Unterboden (Bt- Bv- Bs- Bereich) bzw. in der Hauptfolge von Böden der Gneisserie

Profil	G	B	A	E	S	J	W	L	N	F
Kaolinit	20	10	30	20	30	20	20	15	10	30
Smectit	25	15	5	-	5	-	-	-	-	-
Mg-Chlorit	5	5	15	5	10	15	5	20	10-60	15
Al-Chlorit	5	25	25	50	20	25	60	-	0-60	20
andere, einschl. Illit	45	45	25	25	35	40 ¹	15	65	10-40	35

- 1) überwiegend Al-chloritisch.



Abbl. 1: Frontendfraktionsdiagramme von 2 Tonen an den unterschiedlichen saurer Bräunenden im Schwarzwald

Mößbauerspektroskopische Untersuchungen zur Rubefizierung
von Terrae rossae in der Slowakei

von

Bronger, A.⁺ und Ensling, J.⁺⁺

In fünf von sieben ausgewählten Terrae rossae pliozänen bis altpleistozänen Alters in der Slowakei ist im Vergleich zum jeweiligen Kalksteinlösungsrückstand (KLR) keine Mineralverwitterung und Tonmineralbildung belegbar. In einer Terra rossa ist die Tonmineralbildung gering; der größte Teil der Tonminerale muß ebenfalls als vererbt angesehen werden. Nur eine Terra rossa zeigt eine stärkere Verwitterung von Primärmineralen (Feldspäte, Phyllosilikate) und eine höhere Tonneubildungsrate, insbesondere von Kaoliniten (s. BRONGER u. KALK 1979, BRONGER u. SMOLÍKOVÁ 1981). Die Eisenoxide, die hier für die recht unterschiedliche Rotfärbung bzw. Rubefizierung verantwortlich sind, erwiesen sich bei der Untersuchung der Feintonfraktion $< 0,2 \mu\text{m}$ als röntgenamorph. Mit Rubefizierung ist hier nach KUBIENA (1970) speziell der Prozess gemeint, der zur "Peptisierung von amorphen Eisenhydroxiden und zur Bildung von Mikrokristallen von Goethit und Hämatit führt. Diese Kristalle sind in der dichten Grundmasse eines Braunlehms fein verteilt und verleihen ihr eine leuchtend rote Farbe" (a.a.O., S. 240). Die Rubefizierung ist also mikromorphologisch definiert bzw. beschrieben, was bei dem Ausgangsmaterial - Kalksteine, vor allem Travertine mit einem Carbonatgehalt von 93 bis $> 99\%$ (bei einer Ausnahme von 84%) - kaum möglich ist, weshalb Munsell-Werte der KLR mit genannt werden.

Für die Bestimmung der o.g. Eisenoxide wurden vor allem die $< 0,2 \mu\text{m}$ -Fraktion der sieben Terrae rossae und von zwei Terrae fuscae einschließlich ihres KLR mößbauerspektroskopisch bei 5 K ¹⁾

+ Geographisches Institut der Universität Kiel, 2300 Kiel, Ols-
hausenstr. 40-60.

++ Institut für Anorganische und Analytische Chemie der Universi-
tät Mainz, 6500 Mainz.

1) Die Untersuchungen wurden dankenswerterweise von der DFG
(Br 303/15) unterstützt.

untersucht (s. Abb. 1-5, 7-12, 14-17, 19-22). Erst bei dieser Temperatur konnten neben dem paramagnetischen Dublett ein oder zwei definierte magnetische Sextette der Oxide erhalten werden. Die Identifizierung der kristallisierten Eisenoxide (s.l.) ist dann vor allem auf der Basis ihrer unterschiedlichen internen Magnetfelder H_{eff} möglich. Der Flächenanteil der einzelnen Sextette im Mößbauerspektrum erlaubt die Bestimmung der relativen Anteile der Oxide in einer Probe.

Einige Ergebnisse der mößbauerspektroskopischen Untersuchungen lassen sich wie folgt zusammenfassen (vgl. Abb. 1-22):

1. Goethite und Hämatite in recht unterschiedlichen Mengenanteilen sind die dominierenden Eisenoxide in den sieben Terrae rossae. In den beiden Terrae fuscae konnten nur Goethite bestimmt werden.

2. In allen 5 K-Spektren tritt ein mehr oder weniger ausgeprägtes zentrales paramagnetisches Quadrupol-Dublett auf. Dieses noch bei der tiefsten Temperatur existierende Dublett kann zurückgeführt werden a) auf extrem kleine Oxidpartikel ($\lesssim 30 \text{ \AA}$) oder sehr dünne Oberflächen von Oxiden auf anderen Mineralen, die bei dieser Temperatur keine magnetischen Eigenschaften zeigen, b) auf Fe^{3+} in Aluminiumsilikaten. Der Mößbauer-Effekt kann zwischen diesen Erklärungsmöglichkeiten nicht unterscheiden.

3. Durch den Vergleich der Mößbauerspektren einiger Proben bei verschiedenen Temperaturen zwischen 5 K und 300 K sind Angaben über die vorherrschende Korngröße und die Korngrößenverteilung zu erhalten (u.a. IRLER 1975, MÖRUP et. al. 1976). Die quantitative Untersuchung der superparamagnetischen Relaxationsspektren ergab, daß die Goethite und Hämatite eine mittlere Korngröße von 160 \AA bzw. 60 \AA haben, mit einer Korngrößenverteilung zwischen $40\text{-}250 \text{ \AA}$ bei den Goethiten und $30\text{-}120 \text{ \AA}$ bei den Hämatiten.

4. Im Vergleich zu reinen Oxiden bei 5 K sind die magnetischen Hyperfeinfelder der Eisenoxide reduziert. Dies liegt höchstwahrscheinlich an der partiellen Substitution von Fe (III) durch Aluminium; die Al-Werte liegen beim Goethit zwischen 10 und 25 mol-% in den Terrae rossae und zwischen 25 und ≥ 32 mol-% in den Terrae fuscae.

5. Beim Vergleich der 5 K Mößbauerspektren der $< 0,2 \mu\text{m}$ -Fraktion der KLR im Vergleich mit den zugehörigen Terrae rossae bzw. Terrae fuscae können hinsichtlich der Rotfärbung bzw. Rubefi-

zierung folgende Schlußfolgerungen gezogen werden (vgl. Abb.):

a) Die Rubefizierung der Böden hängt vor allem vom Hämatitgehalt ab.

b) In den Terrae fuscae einschließlich ihrer KLR (vgl. Abb. 3,4; 21,22) mit intensiv brauner bis rötlich gelber Farbe (7,5 YR 5/6-6/8) konnte kein Hämatit festgestellt werden. Goethit ist das alleinige Eisenoxid in diesen Proben.

c) Das Hämatit/Goethit-Verhältnis bestimmt, von zwei Ausnahmen abgesehen, in allen Terrae rossae einschließlich ihrer KLR den recht unterschiedlichen Rotanteil (hue-Wert) der Munsell-Farben. Die erste Ausnahme betrifft die Terra rossa (A) und ihr KLR (B) von Dreveník (vgl. Abb. 1,2), wo bei gleichem Farbwert (5 YR 5/6) der $< 0,2 \mu\text{m}$ -Fraktion das Hämatit/Goethit-Verhältnis in der Terra rossa 0,50, - im zugehörnden KLR dagegen nur 0,24 beträgt. - Die zweite Ausnahme betrifft die Terra rossa (Q) und ihr KLR (R) in "Vo viniciach" in Levice (vgl. Abb. 17,19): beide Proben haben einen sehr ähnlichen Farbwert (3,75 YR 5-6/8 bzw. 5 YR 5/8), jedoch liegt das Hämatit/Goethit-Verhältnis in der Terra rossa um 0,65, im KLR (aus einem bereits stärker angewitterten Travertin, jedoch fast 96% Carbonatgehalt) bei 0,15. Der KLR aus dem darunterliegenden "frischen" Travertin (Carbonatgehalt 99,1%) zeigt dagegen ein reines Goethitspektrum (Abb. 20). Dieser Befund stützt die These von GEBHARDT et.al. (1969) bzw. MEYER u. KRUSE (1970), wonach die Rubefizierung als "Entkalkungs-rötung" gedeutet wurde.

d) Alle Terrae rossae zeigen im Vergleich zum jeweiligen KLR einen Anstieg des Hämatit/Goethit-Verhältnisses, jedoch in sehr unterschiedlichem Ausmaß. In einer der drei Terrae rossae in Levice (Abb. 15,16) hat der Anteil des Hämatits im Vergleich zum Goethit besonders stark zugenommen, obwohl hier (nahezu) keine Mineralverwitterung und Tonmineralbildung nachgewiesen werden konnte (vgl. BRONGER u. KALK 1979, Fig. 3,0-P). Auf der anderen Seite ist der Anstieg des Hämatit/Goethit-Verhältnisses in der Terra rossa (im Vergleich zum KLR) in Ratnovce (Abb. 8,9) sehr gering, obwohl eine wenn auch relativ geringe Mineralverwitterung insbesondere von Phyllosilikaten und Tonmineralbildung stattgefunden hat. In der Terra rossa von Kolíňany-Málok (dem einzigen Boden mit einer stärkeren Verwitterung von Primärmineralen und bedeutender Tonneubildungsrate) nimmt die Zunahme des Hämatit/Goethit-Verhältnisses im Vergleich zum KLR eine Zwischenstellung ein

(Abb. 10,11). In der Terra rossa von Ivanovce konnte überhaupt keine Änderung des (geringen) Hämatit/Goethit-Verhältnisses festgestellt werden (Abb. 5,7). Jedoch liegt hier ein Bodensediment als Dolinenfüllung vor, welches kleine Anteile von intensiv roter Farbe (10 R 4/6) in einer Bodenmatrix von überwiegend brauner Farbe (7,5 YR 5/8) enthält. Die roten Anteile zeigen ein Mößbauer-spektrum von reinem Hämatit (Abb. 6).

e) Die Rotfärbung ist nicht stets am intensivsten in den Tonfraktionen. In zwei der drei Terrae rossae in Levice zeigt jeweils der Grobschluff den höchsten Rotanteil bei freilich weniger hohem Hämatit/Goethit-Verhältnis im Vergleich zur Fraktion $< 0,2 \mu\text{m}$ (vgl. Abb. 13 mit 12 und 18 mit 17). Das bedeutet, daß die Eisenoxide, speziell die Hämatite auch an die Schluffpartikel gebunden sein können - im Gegensatz zu den Befunden von BRESSON (1974) an "fossilen roten Mediterrangeböden", in denen er eine strenge Bindung der (bei elektronenmikroskopischen Untersuchungen außer Goethit nicht näher definierten) Eisenoxide an die Tonminerale fand.

Diese Ergebnisse zeigen, daß das Ausmaß der Rubefizierung meistens aber nicht immer bestimmt wird durch das Hämatit/Goethit-Verhältnis und offensichtlich unabhängig von der Verwitterungsintensität ist; in den meisten Terrae rossae war keine Mineralverwitterung und Tonmineralbildung verifizierbar. - Die Annahme, daß die Bildung von Hämatit nur unter subtropischen bis tropischen Klimaten mit ausgeprägten Trockenzeiten vorkommt (zusammenfassend vgl. BRONGER 1976) erscheint zweifelhaft: SCHWERTMANN et.al. (1980) konnten in Böden aus kalkreichen Schottern der Würm-Eiszeit in Süddeutschland unter spezifischen lithogenen und mikroklimatischen Bedingungen neben Goethiten auch Hämatite finden.

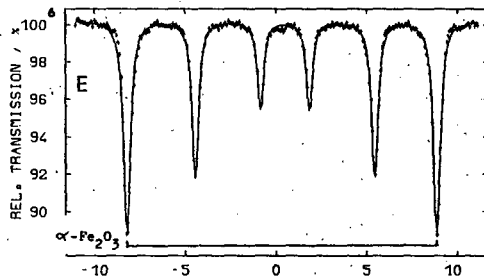
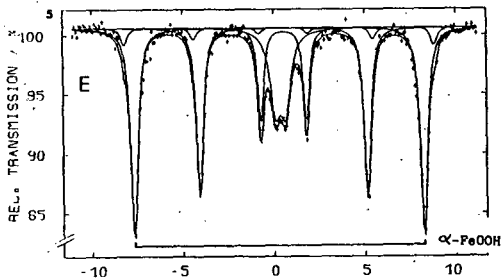
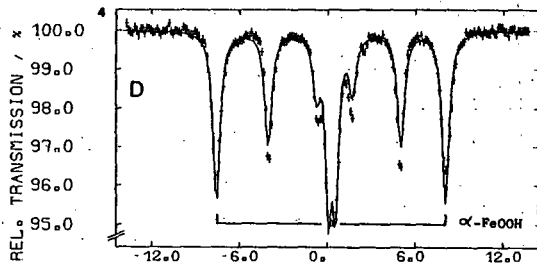
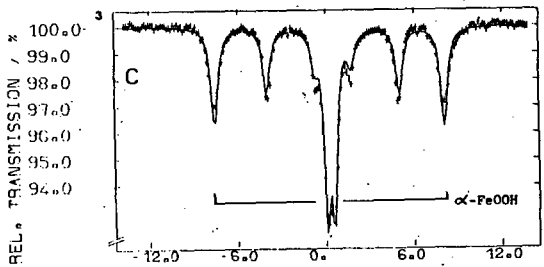
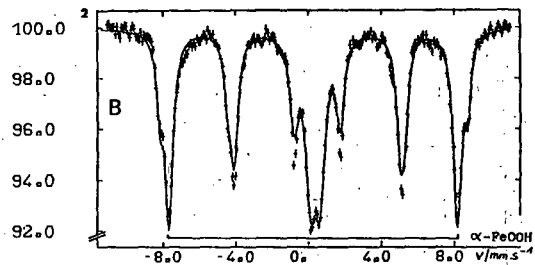
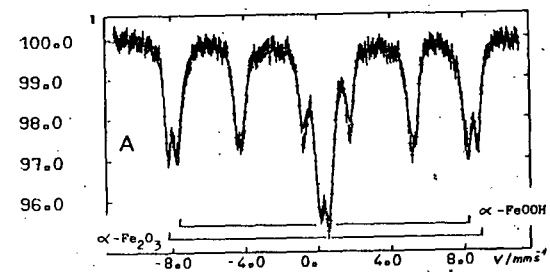
Literatur:

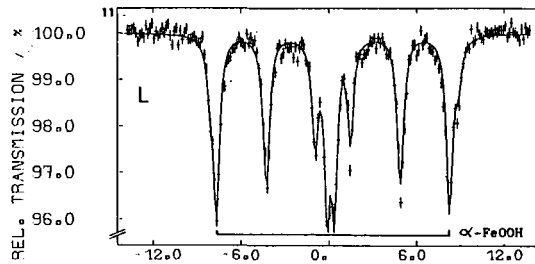
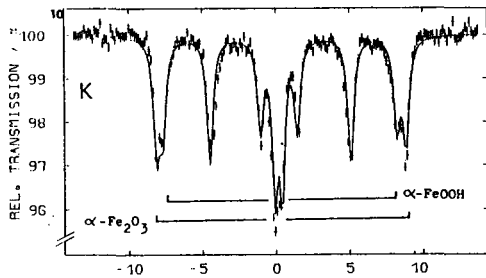
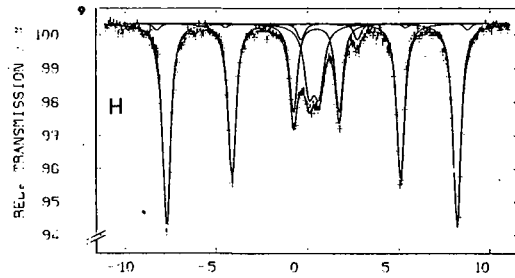
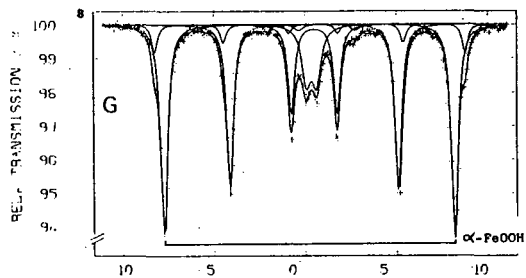
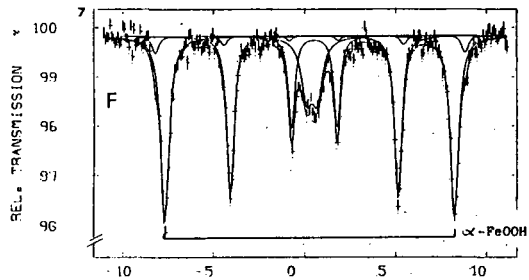
- BRESSON, L.M. (1974), Soil Microscopy (Ed. G.K. RUTHERFORD), 526-531, Kingston, Canada.
- BRONGER, A. (1976), Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. 24, 138-148.
- BRONGER, A. u. KALK, E. (1979), Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellschaft. 29, 693-704.
- BRONGER, A. u. SMOLÍKOVÁ, L. (1981), Věstník Ústř. úst. geolog., 56, 3, 145-156, Praha.
- GEBHARDT, H., KING, M.-T. u. MELER, B. (1969), Göttinger Bodenkundl. Ber. 9, 65-124.
- IRLER, W. (1975), Diplomarbeit Erlangen.

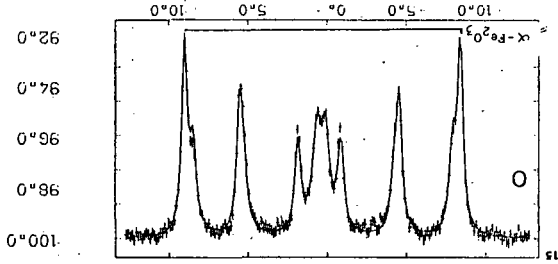
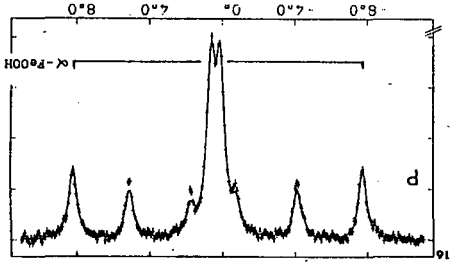
- KUBIENA, W.L. (1970), Micromorphological Features in Soil Geography, New Brunswick, N.J., USA.
- MEYER, B. u. KRUSE, W. (1970), Göttinger Bodenkundl. Ber. 13, 77-140.
- MØRUP, S., TOPSØE, H. u. LIPKA, J. (1976), J.Physique 38, C 6 bis 287.
- SCHWERTMANN, U., MURAD, E. u. SCHULZE, D.G. (1980), IV. Meeting of the European Clay Groups, Abstracts, 135-136, Freising

Abbildung 1-22: Mößbauerspektren ($T = 5 \text{ K}$),
jeweils $< 0,2 \mu\text{m}$ -Fraktion (Ausnahmen: Abb. 6, 13 und 18)

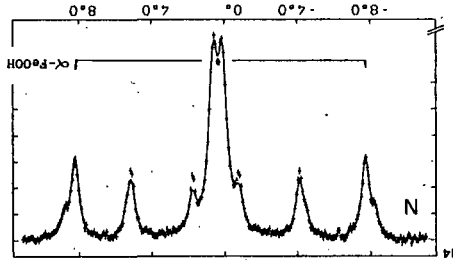
- 1 und 2 : Terra rossa (A) von Dreveník, 5 YR 5/6 und KLR (B), 5 YR 5/6, aus pliozänem Travertin.
- 3 und 4 : Terra fusca (C) von Hradište pod Vrátnom, 7,5 YR 6/6 und KLR (D), 7,5 YR 6-7/6-8 aus alt- bis mittelpleistozänem Interglazialtravertin.
- 5,6,7 : Endtertiäre bis altpleistozäne Terra rossa (E), 10 YR 7/6 und Teile des Gesamtbodens, 10 R 4/6 (Abb. 6) und KLR (F) 7,5 YR 6-7/6-8 aus Triaskalk.
- 8 und 9 : Terra rossa (G) von Ratnovce, 6,75 YR 7/6-8 und KLR (H), 10 YR 7-8/6-8 aus pliozänem Travertin.
- 10 und 11 : Altpleistozäne Terra rossa (K) von Kolíňany-Málok, 2,5 YR 5/8 und KLR (L), 5 YR 5-6/8 aus Triaskalk.
- 12 - 20 : Terrae rossae, jeweils aus pliozänem Travertin "Zlatý onyx" bei Levice.
- 12,13,14 : Terra rossa (M), unten links, 3,75 YR 6-8 bzw. 20-63 μm : 2,5 YR 4/8 (Abb. 13) und KLR (N), 7,5 YR 6/6.
- 15 und 16 : Terra rossa (O), unten Mitte, 2,5 YR 5/8 und KLR (P), 10 YR 6-7/6-8.
- 17 - 20 : Terra rossa (Q), oberer Aufschluß "Vo viniciach", 3,75 YR 5-6/8 bzw. 20-63 μm : 2,5 YR 4/8 (Abb. 18) und KLR (R), 5 YR 5/8 aus stärker angewittertem sowie KLR (R*), 10 YR 7-8/6 aus frischem Travertin.
- 21 und 22 : Terra fusca (X) von Ludrová, 7,5 YR 5-6/8 und KLR (Y), 7,5 YR 6-8 aus mittelpleistozänem Interglazialtravertin.



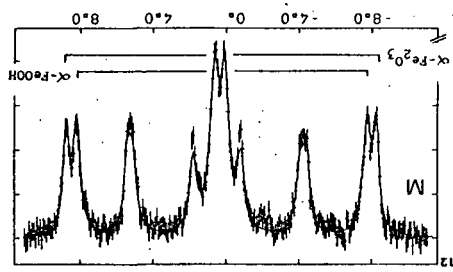
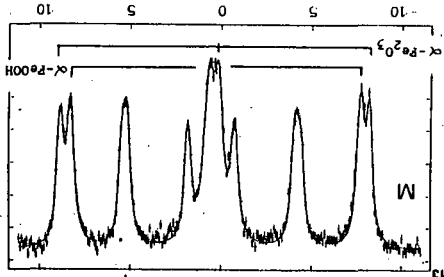




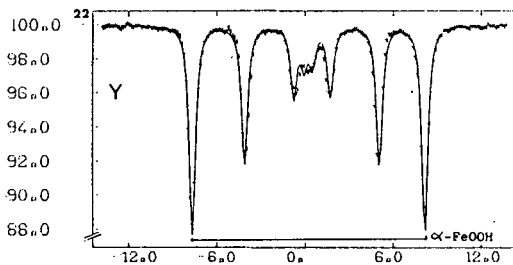
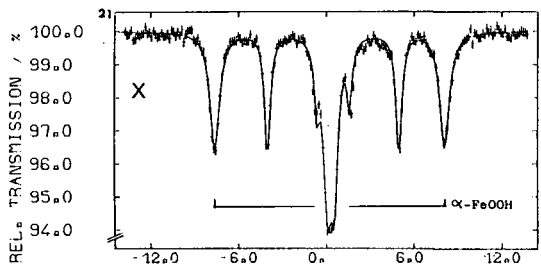
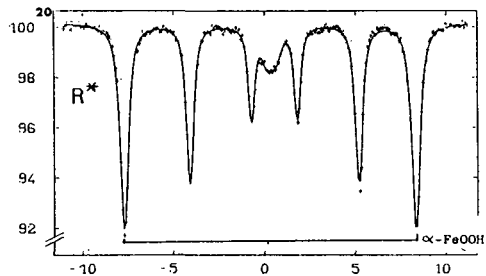
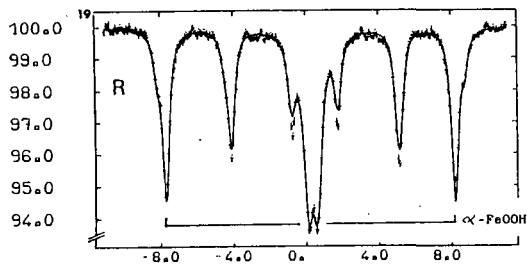
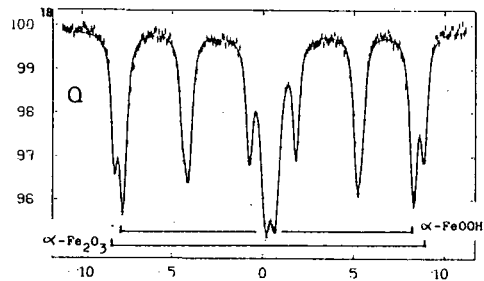
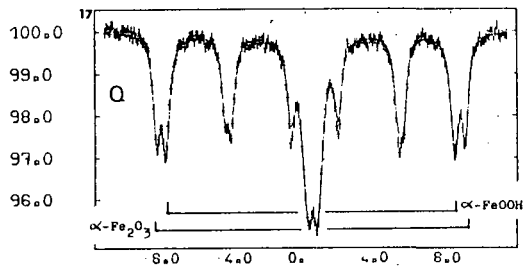
95.0
96.0
97.0
98.0
99.0
100.0



94.0
95.0
96.0
97.0
98.0
99.0
100.0



96.0
97.0
98.0
99.0
100.0





Erste Ergebnisse über die Reduzierung
der Illitgehalte durch Kaliumentzug
der Pflanzen.

von

H. Tributh *

Verwitterungsbedingte qualitative Veränderungen der Illite, die mit einer Abnahme der Schichtladung und Kaliumverlust einhergehen, sind schon früher beschrieben worden (TRIBUTH 1974).

Spätere Untersuchungen ergaben dann, daß insbesondere die Basenverarmung die Ursache für starke Veränderungen der Minerale ist, die bis zur Tonzerstörung führen (TRIBUTH 1976).

Da die Umwandlung der Illite mit einer Freisetzung von Kalium verbunden ist, kann auch eine Änderung des Lösungsgleichgewichts durch starken Kaliumentzug der Pflanzen, die Intensität solcher Mineralveränderungen beeinflussen.

Quantitative Reduzierungen, als Folge dieser Veränderungen sind zwar zu erwarten, doch sind sie schwer nachweisbar, weil in den Tonfraktionen von Böden oder Horizonten mit einer stärkeren Umwandlung der Illite gleichzeitig auch eine verstärkte Nachlieferung (durch Teilchenverkleinerung) aus den Glimmern der Schluff- und Sandfraktionen erfolgt.

Der Nährstoffmangelversuch, angelegt um die Bedeutung der einzelnen Nährstoffe für die Ertragsbildung zu ermitteln, eignet sich auch sehr gut für die Untersuchung der Einflüsse die durch pflanzenbauliche Maßnahmen auf den Mineralbestand wirksam werden; denn der langjährige Feldversuch mit seiner mehrfachen Wiederholung der Varianten eliminiert Boden- und Verwitterungsunterschiede.

* Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung der Justus-Liebig-Universität Gießen, Wiesenstraße 3-5, 6300 Gießen

Ein solcher Nährstoffmangelversuch besteht seit 1954 auf dem Versuchsgut in Rauischholzhausen bei Gießen, der durch v.LIERES (1981), auf seine Kalium-Nachlieferung untersucht wurde. Vom Verfasser wurden ergänzend dazu tonmineralogische Analysen der K_3 - und K_0 -Varianten durchgeführt.

Die Gegenüberstellung der Bilanzen K_3/K_0 , 1954-1979 (Tab.1), ergibt bei der K_0 -Variante einen Entzug von 2.138 kg/ha Reinnährstoff (K) in 25 Jahren, die von den Pflanzen dem Boden entzogen wurden. Bei Variante K_3 , die in der gleichen Zeit mit insgesamt 3.624 kg/ha Kalium gedüngt wurde, liegt die Negativ-Bilanz bei 720 kg/ha. Wie v.LIERES (1981) durch Vergleichsuntersuchungen (Mitscherlich- u.Mikrogefäße, NaCl-NaTPB-Untersuchungen) feststellte, stimmen die Feldbilanzen mit den Ergebnissen der Gefäßversuche und den chemischen Analysen in wesentlichen Mengenbereichen gut überein.

Die von den jeweiligen Parzellen entnommenen Proben ließen bei der röntgenographischen Untersuchung der Tonfraktion $< 2 \mu$ m zunächst keine eindeutigen Unterschiede erkennen. Dagegen konnte aus den Diagrammen der Ton-Subfraktion $< 0,06 \mu$ m bei der K_0 -Variante eine stärkere Illitumwandlung abgeleitet werden.

Nach zusätzlichen Gefäßversuchen mit Gräsern (*Lolium italicum* u. *L.perenne*), wobei in den Mitscherlich-Gefäßen eine "Verdünnung des Bodens" mit Quarzsand vorgenommen wurde, konnten auch in der Tonfraktion $< 2 \mu$ m sowohl Unterschiede zwischen den Varianten K_3 und K_0 als auch bei unterschiedlichen Entnahmetiefen ermittelt werden.

Wie die unterschiedlichen Intensitäten der Röntgendiagramme von K_3 und K_0 (Abb.1) erkennen lassen, ist die Reflexintensität der Illite der K_3 -Variante um mehr als ein Drittel (bezogen auf die Peakhöhe) zurückgegangen. Entsprechend höher ist dafür der Anteil der als "Smektit" bezeichneten Umwandlungsprodukte, die gegenüber Glycerin "instabil" sind (vgl. dazu TRIBUTH, 1976).

Etwa der gleiche Intensitätsunterschied besteht zwischen dem Oberboden (0-30 cm) zum Unterboden (30-50 cm) der K_0 -Variante (Abb.2). Der Illitpeak der Fraktion $< 2 \mu$ m aus dem Oberboden ist gegenüber dem Unterboden um mehr als ein Drittel reduziert. Bei der K_3 -Variante ist der Intensitätsunterschied des Illitpeaks dagegen zwischen Oberboden und Unterboden nur gering.

Tabelle 1
v. LIERES, 1981

Nährstoffmangelversuch (NMV) Rauischholzhausen
Variante A 13 N₂K₃P₂, Block A: ohne Stallmist

Einzelwerte und Summenwerte der 2-Jahresperioden
(Hackfrucht + Getreide)

Werte in Reinnährstoff (K) kg/ha

K₃

Jahre	Einzelwerte				Summenwerte			
	Dgg.	Kallium-Entzug	Bilanz	Ertrag dt/ha	Dgg.	Kallium-Entzug	Bilanz	Ertrag dt/ha
1954/55	261	438	-177	272	261	438	- 177	272
1956/57	261	368	-106	227	522	806	- 283	499
1958/59	237	271	- 35	158	759	1077	- 318	657
1960/61	286	364	- 78	248	1045	1441	- 396	905
1962/63	237	340	-103	206	1282	1781	- 499	1111
1964/65	312	339	- 27	201	1594	2120	- 526	1312
1966/67	274	375	-102	207	1868	2495	- 628	1519
1968/69	311	612	-300	280	2179	3107	- 928	1799
1970/71	274	259	+ 15	168	2453	3366	- 913	1967
1972/73	311	337	- 26	232	2764	3703	- 939	2199
1974/75	268	220	+ 48	138	3032	3923	- 891	2337
1976/77	317	238	+ 79	184	3349	4161	- 812	2521
1978/79	275	183	+ 92	125	3624	4344	- 720	2646

Nährstoffmangelversuch (NMV) Rauischholzhausen
Variante A 7: N₂K₀P₂, Block A: ohne Stallmist

Einzelwerte und Summenwerte der 2-Jahresperioden
(Hackfrucht + Getreide)

Werte in Reinnährstoff (K) kg/ha

K₀

Jahre	Einzelwerte			Summenwerte		
	Kallium-Entzug	Bilanz	Ertrag dt/ha	Kallium-Entzug	Bilanz	Ertrag dt/ha
1954/55	261	-261	265	261	-261	265
1956/57	228	-228	197	489	- 489	462
1958/59	169	-169	132	658	- 658	594
1960/61	206	-206	201	864	- 864	795
1962/63	125	-125	141	989	- 989	936
1964/65	173	-173	157	1162	-1162	1093
1966/67	185	-185	140	1347	-1347	1233
1968/69	184	-184	184	1531	-1531	1417
1970/71	235	-235	104	1766	-1766	1521
1972/73	114	-114	153	1880	-1880	1674
1974/75	46	- 46	100	1926	-1926	1774
1976/77	163	-163	127	2089	-2089	1901
1978/79	49	- 49	72	2138	-2138	1973

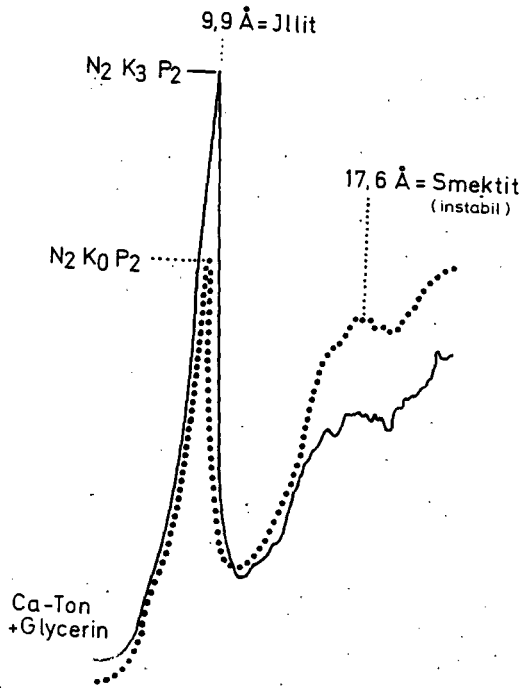


Abb. 1 Nährstoffmangel-Feldversuch R-H 1954-1980
 + " " - Gefäßversuch
 Röntgendiagramme der Tonfraktion <math>< 2 \mu\text{m}</math> einer Parabraunerde aus Löß (Ap, 0-30 cm)

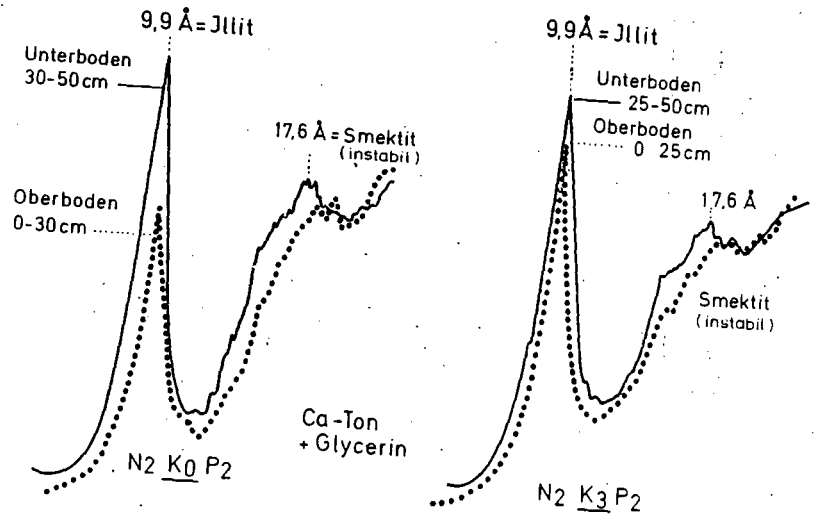


Abb. 2 Nährstoffmangelversuch, R-H, 1954-1980
 Röntgendiagramme der Tonfraktion <math>< 2 \mu\text{m}</math> von Parabraunerden aus Löß

Diskussion

Da es sich im vorliegenden Beitrag um den Vergleich von nur zwei Varianten (K_3/K_0) handelt, bot sich die Darstellung in Form der zeichnerischen "Übereinander-Projektion" der Röntgendiagramme an. Somit ist auf einfache Weise die Abschätzung der Intensitätsunterschiede als Peakhöhenvergleich möglich, zumal alle über den relativen Intensitätsvergleich hinausgehenden quantitativen Angaben, insbesondere die Umrechnung in Prozent bei Bodentonen problematisch, wenn nicht gar unvertretbar sind (TRIBUTH 1981).

Im vorliegenden Falle handelt es sich nicht nur um vergleichbare Böden, sondern um methodisch gleich aufbereitete Proben von nur wenigen Metern voneinander entfernt liegenden Parzellen des gleichen Bodens, so daß die Voraussetzungen für einen relativen quantitativen Vergleich durchaus gegeben sind.

Auch wenn die vorliegenden "Ersten Ergebnisse" über die Reduzierung der Illitgehalte durch Kaliumentzug der Pflanzen durch weitere Untersuchungen ergänzt werden müssen, läßt sich bereits aus der starken Abnahme der Illitinterferenzen der K_0 -Variante gegenüber K_3 ein Zusammenhang zwischen der hohen Minusbilanz von über 2000kg/ha durch Pflanzenentzug und der Reduzierung der Illitgehalte ableiten.

Zwar sind derartige Befunde bisher an Böden von anderen Autoren nicht nachgewiesen worden, doch sind Untersuchungen bekannt, die über Wechselwirkungen zwischen Pflanzen und Mineralen durchgeführt wurden.

So haben MALQUORI u.a. (1975) sowie RISTORI (1975) in Wasserkulturen Biotit durch Weizenpflanzen "vermikulitisiert". Bei Proben aus K-Mangelgefäßen wurde schon nach drei Monaten auf den Röntgendiagrammen neben dem 10 \AA -Peak ein neuer Peak bei 14 \AA sichtbar. Dieser verstärkte sich nach einer Versuchsdauer von 6 Monaten so, daß er etwa die gleiche Höhe hatte wie der reduzierte Peak bei 10 \AA . Eine absolute quantitative Peakhöhenänderung zugunsten der 14 \AA -Minerale wurde in der Variante ohne Si u. K erreicht, woraus gefolgert wurde, daß gleichzeitiger Si-Entzug die Freisetzung von K begünstigen könnte.

Die chemische Analyse der Endprodukte brachte den Nachweis, daß der K-Gehalt dieses Biotits niedriger war als der des Ausgangsmaterials, wobei Weizen das Zwischenschichtkalium stärker beansprucht hat als die Luzerne.

Ohne diese Ergebnisse auf die Verhältnisse in Böden übertragen zu wollen, lassen sich doch einige Analogien ableiten.

Auch in Böden bilden Glimmer die wesentliche Quelle der Kaliumfreisetzung, da sie die vorherrschenden Schichtsilikatkomponente als Ausgangssubstanz für die Bildung von Tonmineralen darstellen (v. REICHENBACH, 1976). Nach FÖLSTER u.a. (1963) beruht die Tonbildung zu über 95 % auf der chemisch-mechanischen Zerkleinerung der Glimmer. Durch Untersuchungen an fraktionierten Tonen (TRIBUTH, 1976) konnte nachgewiesen werden, daß mit der weiteren Umwandlung der glimmerbürtigen Tonminerale, von den Illiten bis zu den vollständig aufweitbaren 18 Å-Mineralen, wie bei der oben zitierten Umwandlung der Biotite in Vermikulite, die Schichtladung kontinuierlich abnimmt.

Sicher ist jedoch die fortschreitende Ladungsverminderung nicht allein als Ursache für die Instabilität der Umwandlungsprodukte der Illite in den untersuchten Böden (Abb. 1 u. 2) anzusehen. Anders als bei der Überführung von Biotit zu Vermikulit in den Wasserkulturgefäßen, wo die Struktur der Minerale kaum angegriffen wird (RISTORI, 1975) verläuft die Umwandlung der Illite zu Smekтите im Boden. Hier kommt es nach dem Kaliumentzug zur Auflockerung des Schichtverbandes und unter dem Einfluß von Quellflüssigkeiten (im Labor Glycerin - im Boden Wasser) dann zum "Auseinanderfließen" der einzelnen Schichtpakete, so daß kein klarer Peak mehr auftritt (Abb. 1 u. 2).

Ein Unterschied besteht zunächst schon einmal im untersuchten Material und in dessen Korngröße. Beim Wasserkulturversuch wurde ein Lagerstätten-Biotit mit einer Korngröße von 50 - 2 µm verwendet, wogegen wir es in der Tonfraktion der untersuchten Böden mit Illiten der Teilchengrößen von 2 - 0,02 µm zu tun haben, die ihrerseits schon Umwandlungsprodukte aus Glimmern sind.

Noch wesentlicher aber ist es in welchem Milieu die Umwandlung abgelaufen ist (TRIBUTH, 1976). So wurden die oben zitierten Experimente in Wasserkulturen durchgeführt, deren pH-Wert zwischen 7.5 u. 8.0 lag, bei den untersuchten Versuchspartikeln K_0/K_3 dagegen bei 5.8 bzw. 6.2..

Alle hier diskutierten Gesichtspunkte sind zu berücksichtigen, wenn man die ersten Ergebnisse der Röntgenuntersuchungen der Proben aus dem Nährstoffmangelversuch richtig deuten will.

Trotz aller Vorbehalte bei quantitativen Aussagen, ist der Inten-

sitätsunterschied zwischen der K_3 - und der K_0 -Variante eindeutig auf die Reduzierung der Illite in der K-Mangelparzelle (K_0) zurückzuführen. Daß es sich dabei um eine verstärkte Umwandlung zu Smektiten handelt, läßt sich zwar auf Grund der Instabilität der Umwandlungsprodukte nicht quantitativ durch eine entsprechende Peakvergrößerung bei 18 \AA nachweisen, doch deutet das höher liegende "Interferenzband" (Abb.1) diese Zunahme an.

Auch wenn die später untersuchten Proben aus dem "umgesetzten" E-Feld in Göttingen nicht so starke Illitreduzierungen aufweisen, muß dies die auf den Nährstoffmangelversuch in Rauischholzhausen bezogenen Aussagen nicht schmälern. Zwar war die Versuchsdauer auf dem E-Feld länger, doch muß ermittelt werden, ob auch die Negativbilanz das Ausmaß wie in Rauischholzhausen erreicht hat. Darüberhinaus ist zu berücksichtigen, daß die starken Reduzierungen in der K_0 -Variante von Rauischholzhausen bei Proben erzielt wurden, deren Minerale in zusätzlichen Gefäßversuchen mit Hilfe von Bodenverdünnungen durch Gräser besonders stark beansprucht wurden, so daß es zur völligen Erschöpfung des verfügbaren Kaliums kam.

Zusammenfassung

In dem vorliegenden Beitrag werden erste Ergebnisse von röntgenographischen Untersuchungen von Proben des Nährstoffmangelversuchs in Rauischholzhausen mitgeteilt.

Die Diagramme der K_0 -Variante, die in 26 Jahren eine Minusbilanz von 2,138 kg (K) erreicht hat und einem zusätzlichen Entzug durch Gräser im Gefäßversuch ausgesetzt wurde, ließen erkennen, daß die Illitgehalte gegenüber der K_3 -Variante erheblich reduziert sind.

Auch wenn diese Ergebnisse durch weitere Untersuchungen ergänzt werden müssen, läßt sich schon jetzt ein Zusammenhang zwischen der hohen Minusbilanz durch Pflanzenentzug und der Reduzierung der Illitgehalte ableiten.

Da derartige Befunde an Böden von anderen Autoren bisher nicht vorliegen, wurden Untersuchungen an Lagerstätten-Biotit in Wasserkulturen diskutiert und gewisse Analogien, aber auch Unterschiede zu den Vorgängen im Boden aufgezeigt.

Literatur

- FÖLSTER, H., MEYER, B. und KALK, E.: Parabraunerden aus primär carbonathaltigen Würm-Löß in Niedersachsen. II. Profilbilanz der zweiten Folge bodengenetischer Teilprozesse: Tonbildung, Tonverlagerung, Gefügeverdichtung, Tonumwandlung. Z. Pflanzenernähr., Düngung, Bodenkunde 100, 1-12 (1963)
- LIERES, A.-L.v.: Untersuchungen zur Kalium-Nachlieferung aufgrund von Feld-Dauerversuchen, Gefäßversuchen und chemischen Untersuchungen. Dissertation Gießen (1981)
- MALQUORI, A., RISTORI, G. und VIDRICH, V.: Biologische Verwitterung von Kaliumsilikaten. I. Biotit. Kali-Briefe, Bern (Schweiz) 3 (1975)
- REICHENBACH, H. Graf v.: Bericht über ein von 1968 bis 1973 gefördertes Schwerpunktprogramm "Tonmineralogie". Harald Boldt Verlag KG, Boppard (1976)
- RISTORI, G.G.: Untersuchungen über die Freisetzung von Kalium des Biotites, Orthoklases und Leuzites durch Pflanzen. Kali-Briefe, Bern (Schweiz) 9 (1975)
- TRIBUTH, H.: Die Umwandlung von Dreischichtmineralen in Böden aus Löß. Mitteil. Deutsch. Bodenkundl. Gesellschaft 18, 413-418 (1974)
- TRIBUTH, H.: Die Umwandlung der glimmerartigen Schichtsilikate zu aufweitbaren Dreischicht-Tonmineralen. Z. Pflanzenern. Bodenk. H 1, 7-25 (1976)
- TRIBUTH, H.: Die Problematik der quantitativen Tonmineralbestimmung in Tonfraktionen aus Böden. Beitrag anlässlich der Sitzung der Komm. VII am 26./27.2.81 in Hannover (bisher unveröffentlicht)