

Z81 / 18

MITTEILUNGEN

der

DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN GESELLSCHAFT

**Referate der Jahrestagung 1973
der DBG in G I E S S E N
(3.9.1973-9.9.1973)**

Band 18

1974

Schriftleitung : P. Hugenroth Göttingen

MITTEILUNGEN
der
DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN
GESELLSCHAFT

Referate der Jahrestagung 1973
der DBG in G I E S S E N
(3.9.1973 - 9.9.1973)

1. Bodenkarten und ihre Anwendung, H. Mees 7
2. Die Bedeutung geologischer, insbesondere quartär-geologischer Vorgänge für die Bodenbildung in Hessen, E. Schönhals 11
3. Untersuchungen über den Einfluß der Beregnung auf die Nährstoffwanderung, W. Czeratzki und F. Schulze 18
4. Zur Messung des Gasaustausches an der Grenzfläche Boden - Atmosphäre, J. Richter 30
5. Die Erfassung von Sauerstoffmangel in sandigen Mittelgebirgsböden, K. Stahr 36
6. Die Erhöhung des Scherwiderstandes in Sandböden durch organische Substanz (Kurzfassung), K. H. Hartge 53
7. Bestimmung 'natürlicher' pF-Charakteristiken an einer Löß-Parabraunerde, W. Richter 58
8. Zur Beurteilung der Porengrößenverteilung in un bearbeiteter und bearbeiteter Löß-Parabraunerde, W. Ehlers 66
9. Stationärer Energie- und Wassertransport in den oberen Bodenschichten bei Verdunstung unter dem Einfluß eines Temperaturgradienten, D. Mosebach 75
10. Bestimmung der Tiefenfunktion des Wasserentzuges aus dem Boden durch die Pflanzenwurzeln im Gelände, O. Strebel, M. Renger und W. Giesel 84
11. Die Bedeutung der Häufigkeitsverteilung der klimatischen Wasserbilanz bei der Beurteilung kulturtechnischer und hydrologischer Fragen, M. Renger, O. Strebel u. W. Giesel 85
12. Der Einfluß der Unterbodenmelioration auf verschiedene Bodeneigenschaften. Ein Vergleich zwischen Tieflockern und Tiefpflügen, W. Rojahn 86

13. Über die Wirkungskdauer der mechanischen Auflockerung von Böden, A. Wourtsakis und G. Werner 98
14. Untersuchungen über die Erodierbarkeit einer tiefgepflügten Parabraunerde aus LÖß in Hanglage mit Hilfe der künstlichen Beregnung, B. Grosse und M. Renger 103
15. Bodeneigenschaften und Verlauf einer Verockerung, H. Kuntze 104
16. Modellversuche zur Verockerung im Dränkasten, W. Burghardt 116
17. Der Einfluss organischer Dränfilter auf Verlagerung und Ausfällung von Eisen im Boden und Drän, B. Scheffer 126
18. Der Einfluß von Kupferschlackengranulat auf die Ocker-
ausflockung in Moormarschen, H. Neuhaus 135
19. Der Salzhaushalt eines nach verschiedenen Verfahren bewässerten alluvialen Bodens im semiariden Gebiet -
Untersuchungen in der Menemen-Ebene/Türkei, A.E. Imamoglu 142
20. Forderungen an die Bodennutzung in Wasserschutzgebieten aus der Sicht der Gewässergüte. Konsequenzen für die bodenkundliche Arbeit, B. Wohlrab 152
21. Einfluß der Düngung und natürlicher Nährstoffvorräte der Böden auf die Qualität der Grund- und Trinkwasservorräte, G. Schmid 166
22. Phosphatmobilisierung unter reduzierenden Bedingungen. Ein Beitrag zum Problem der Gewässereutrophierung. G. Brümmer 175
23. Die Hydrobilanz einer Feuchtschwarzerde-Repräsentativ-
Teillandschaft der Hildesheimer Börde, F. Beese 178
24. Bodenstabilisierung durch eine $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ -Lösung, H.H.Becher 187
25. Über die Kalkverteilung im Boden nach Meliorationskalkung als Krumenkalkung und Tiefenkalkung, H. Borchert 191
26. Zur Berechtigung der Interpretation natürlicher Radiokohlenstoffmessungen an organischem Kohlenstoff CaCO_3 -reicher Böden, H. W. Scharpenseel 198

27.	<u>Die N-Fractionen einer Schwarzerde-Griserde-Morphosequenz,</u> H. Fleige	202
28.	<u>Boden- und Düngerstickstoff-Umsatz in einer Löß-Ackerpare- braunerde während der Vegetationsperiode 1973,</u> H. Gebhardt	208
29.	<u>Gaponkoeffizienten als Maß für die Kationenselektivität der Bodenaustauscher,</u> P. K. Khanna und B. Ulrich	218
30.	<u>Die Beschreibung von Kationenaustausch-Gleichgewichten in Simulationsmodellen des Kationen-Kreislaufs in Waldökosystemen,</u> B. Ulrich	229
31.	<u>Modelle für die nichtstationäre Diffusion von Bioziden im Boden,</u> R. Mayer	236
32.	<u>Zur Änderung der paramagnetischen Eigenschaften eines Humin- stoffsystems gegenüber Licht und Temperatur,</u> B. Kreß	248
33.	<u>Das Huminstoffspektrum eines Harzhochmoores,</u> U. Müller-Wegener	252
34.	<u>Langzeitanalyse der Pilzpopulation eines Gartenbodens,</u> A.v.Klopotek	258
35.	<u>Pedomorphologische Wirkungen höherer Pilze,</u> B. Meyer	262
36.	<u>Der Einfluß verschiedener Faktoren auf die Humusgehalte von Böden unter Grünland der Rhön,</u> D. Puffe	266
37.	<u>Humusabbau und -Regeneration im Ap-Horizont ackerbaulich genutzter Lößböden,</u> K.-W. Becker	272
38.	<u>Untersuchung der durch Kupfermangel hervorgerufenen Gewebe- veränderungen bei Hafer, Mais und Sonnenblumen,</u> H.-P. Pissarek	281
39.	<u>Untersuchungen über die Ursachen von Salzschäden an Kulturpflanzen,</u> U. Schleiff	284
40.	<u>Ein Beitrag zur Theorie der traditionellen und der numerischen Bodenklassifizierung,</u> D. Schroeder und J. Lamp	291
41.	<u>Zur Anwendung der Numerischen Taxonomie bei der Klassifizierung von Böden,</u> J. Lamp	296

	Seite
42. <u>Anwendung von geologisch-bodenkundlichen Stoffverteilungsmustern bei der Darstellung und Interpretation der Kationenverteilung einer Marschlandschaft (Schleswig-Holstein),</u> H. Dümmler	305
43. <u>Bimstoffminerale in hessischen Böden,</u> T. Poetsch	313
44. <u>Kritische Bemerkungen zur Genese und Systematik der "Verwitterungsböden",</u> T. Harrach	320
45. <u>Bodenentwicklung aus lößhaltigen Hang-Fließgerden des Sandstein-Odenwaldes,</u> M. Esqub	327
46. <u>Holozän-Chronostratigraphie der Auensedimente der Leine im Bereich des Leinetalgrabens,</u> H. Wildhagen	328
47. <u>Deutung des Bodenmusters einer Kleinlandschaft auf jungpleistozänem Talsand,</u> F. Neumann	338
48. <u>Die Podsolierungsstadien von Braunerden aus Schieferschutt,</u> E.v.Zezschwitz, U. Schwertmann und B. Ulrich	345
49. <u>Entstehung von Decklehmen auf Lias -Schichtflächen in SW-Deutschland,</u> F. Alaily und K.-H. Papenfuß	346
50. <u>Veränderung von Decklehmen auf Lias -Plateaus in SW-Deutschland durch Bodenbildung,</u> E. Schlichting u. F. Alaily	350
51. <u>Paläoböden und Bodenrelikte im Mainzer Becken und ihre Umformung durch das Periglazialklima im Pleistozän - Ein Beitrag zur Quartärgeo-Pedologie - ,</u> W. Th. Stöhr	354
52. <u>Klima- und altersabhängige Bodenentwicklung von Vulkanascheböden der Sierra Nevada de México,</u> G. Miehlich	360
53. <u>Earthworm Activity in a Brown Forest Soil in Thrace-Türkey,</u> I. Akalan	370
54. <u>Neuere Ergebnisse der Standortkartierung im Weinbau,</u> H. Zakosek	379
55. <u>Anthropomorphe Auftragsböden in Schleswig-Holstein,</u> M. Deppenbrock und D. Schroeder	381

56.	<u>Ruderalstandorte</u> , M. Runge	386
57.	<u>Rekultivierung von Moor- und Mudde-Böden</u> <u>- Ein praktisches Beispiel -</u> , H. Finnern	388
58.	<u>Bericht über die Kartierung der Hanglabilität in der</u> <u>Alpenregion des Landkreises Miesbach</u> , W. Grottenthaler	392
59.	<u>Zur Silikatverwitterung sowie Entstehung und Umwandlung</u> <u>von Tonmineralen in Lössböden</u> , A. Bronger, E. Kalk u. D. Schroeder	394
60.	<u>Mechanismen des Ladungsausgleiches bei Oxydation und</u> <u>Reduktion oktaedrischen Eisens in biotischen Vermiculiten</u> , J. Veith und M. L. Jackson	402
61.	<u>K-Ca-Austauschigenschaften von Tonen aus Lössen und ihre</u> <u>Bedeutung für Tonmineralumwandlungen in Lössböden</u> , E. A. Niederbudde	410
62.	<u>Die Umwandlung von Dreischichtmineralen in Böden aus Löss</u> , H. Tributh	413
63.	<u>Natürliches "amorphes" Eisenhydroxid</u> , U. Schwertmann und W. R. Fischer	419
64.	<u>Mechanismus der Hämatitbildung</u> , W. R. Fischer u. U. Schwertmann	420
65.	<u>Observations on the Iron Oxide Bearing "Resistant"</u> <u>Heavy Mineral Species in some Soil Materials of a</u> <u>Pleistocene Terrace in Bangladesh</u> , D.H. Khan u. B. Meyer	421
	- Sondersitzung der Kommission III - - BODENBIOLOGIE -	
66.	<u>Bericht des Kommissionsvorsitzenden</u> , K. Domsch	429
67.	<u>Der Beitrag der Fauna zur Durchmischung und Lockerung</u> <u>des Bodens - eine Diskussion</u> , O. Graff u. K.H. Hartge	447



Bodenkarten und ihre Anwendung

von

H. Maas *)

In der modernen Industriegesellschaft prallen die Interessen, Forderungen und Wünsche bei der Inanspruchnahme, Gestaltung und Nutzung von Flächen hart aufeinander. Man kann die weitere Entwicklung nicht wie in der Vergangenheit dem freien Spiel der Kräfte überlassen, sondern muß sinnvoll planen und entscheiden. Dazu sind objektive Unterlagen insbesondere über die natürlichen Gegebenheiten erforderlich. Ein wichtiger Teil dieses Naturpotentials ist der Boden.

Man kann die bodenkundliche Forschung gliedern in

1. die (physikalische, chemische, biologische usw.) Untersuchung der Eigenschaften von Böden, die überwiegend im Laboratorium erfolgt und
2. die Erkundung der Merkmale und flächenhaften Verbreitung der Böden im Gelände, der sogenannten Kartierung.

Eine scharfe Trennung dieser beiden Arbeitsrichtungen ist allerdings nicht möglich und auch gar nicht sinnvoll. Diese Gliederung spiegelt jedoch die schwerpunktmäßige Verteilung der bodenkundlichen Forschung wider. Die erstgenannten überwiegend im Laboratorium betriebenen Untersuchungen erfolgen bevorzugt an den Hochschulen u.a. wissenschaftlichen Einrichtungen, während die Kartierung der Böden im Vordergrund der Arbeiten der Geologischen Landesämter bzw. Ämter für Bodenforschung steht. Diese Arbeitsteilung hat sich grundsätzlich bewährt und sollte beibehalten werden. Die darin enthaltene Möglichkeit gegenseitiger

*) Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen,
Krefeld, de-Greiff-Str. 195

Ergänzung muß deutlich gesehen und genutzt werden. Bei vielen Kartierungen treten beispielsweise Fragen auf, die nur durch eingehende und fachspezielle Untersuchungen - in der Regel nur in einem entsprechend gut ausgerüsteten Laboratorium - beantwortet werden können. Selbst wenn entsprechende Einrichtungen vorhanden sind und der Kartierer die für den jeweiligen Fachbereich notwendige Qualifikation besitzt, würde diese in der Regel sehr arbeits- und zeitaufwendige Grundlagenforschung den für eine Kartierung vertretbaren Aufwand überschreiten. Umgekehrt können analytisch ermittelte Tatbestände durch die Kartierung, d.h. durch Feststellungen über das Vorkommen und die Verbreitung solcher Erscheinungen erklärt oder abgesichert werden.

Die Frage nach dem Zweck bodenkundlicher Kartierungen ist deshalb von großer Bedeutung, weil ihre Beantwortung die fachliche Ausrichtung und organisatorische Form der Kartierung bestimmt.

Bei der Kartierung werden die Merkmale und die Verbreitung der Böden festgestellt. Diese durch bodenchemische, -physikalische, -biologische und -mikromorphologische Studien ergänzten Felduntersuchungen ermöglichen Aussagen über die Genese und die Standorteigenschaften der Böden, und sie tragen deshalb bei zu ihrer systematischen Ordnung und Klassifizierung.

Die Erkundung der Verbreitung und des Verbreitungsmusters in der Landschaft läßt die Vergesellschaftung der Böden erkennen, führt zu Bodenlandschaften und dient der Bodengeographie.

Dieser auf die wissenschaftliche Erkenntnis ausgerichtete Zweck der Bodenkartung bildet die unverzichtbare Grundlage für die als Unterlage für zahlreiche praktische Aufgaben benötigten Bodenkarten. Je genauer und gesicherter die Grundfakten der Böden festgestellt sind, umso konkretere und vielseitigere Angaben hinsichtlich ihrer für praktische Maßnahmen interessierenden Eigenschaften sind möglich.

Bodenkarten sind erforderlich für zahlreiche Belange der Land- und Forstwirtschaft, des Gartenbaus, der Kulturtechnik, der Wasserwirtschaft, der Planung i.w.S. und der Landschaftspflege, um nur die wichtigsten Bereiche zu nennen. Es handelt sich dabei zum Teil um

Maßnahmen, die den größeren Raum betreffen, z.B. bei Landes- und Gebietsentwicklungsplänen z. T. um solche auf kleineren Flächen z. B. bei der Ortsplanung, Flurbereinigung, Forsteinrichtung, Beweissicherung und Rekultivierung. Die verschiedenartigen Maßnahmen, für die Bodenkarten benötigt werden und die unterschiedlichen Größen der darzustellenden Gebiete sind für die Gestaltung der Karten und ihren Maßstab von großem Belang. Auch die jeweilige bodenkundliche Situation - gleichförmige, großflächige oder stark wechselnde kleinflächige Verhältnisse spielt hierbei eine wichtige Rolle.

Die Empfänger von Bodenkarten sind nur zum kleineren Teil Bodenkundler. Allein vom finanziellen Aufwand einer Kartierung und den Druckkosten her ist eine Ausrichtung der Karten nur auf diesen begrenzten Interessentenkreis nicht zu rechtfertigen. Das zwingt zu Überlegungen, wie der durch die Kartierung festgestellte Sachverhalt soweit möglich allgemeinverständlich wiedergegeben werden kann.

In der Regel wird der Benutzer auch nicht in der Lage oder gewillt sein, viel Zeit zum Verständnis einer komplizierten Darstellung aufzuwenden. Das bedeutet, daß die Form der Bodenkarten für ihre Anwendung eine große Rolle spielt.

Hinzu kommt der Wunsch vieler Interessenten nach besonderer Berücksichtigung der für ihre Aufgabenbereiche besonders wichtigen Fakten. So sind zum Beispiel die Flurbereinigungsbehörde an genauen Angaben über die Nutzungseignung und die Möglichkeiten der Bodenverbesserung und die Forstwirtschaft an solchen über den natürlichen Basengehalt und den Oberbodenzustand besonders interessiert und wünschen eine entsprechende Hervorhebung bei der Darstellung.

In vielen Fällen spielt auch der Zeitfaktor eine wichtige Rolle. Zwischen Auftrag und Auslieferung einer Bodenkarte verbleibt häufig nicht genügend Zeit, so daß notgedrungen Beschränkungen bei der Kartierung und Kartengestaltung hingenommen werden müssen. Der Zeitfaktor ist aber insofern von besonderer Bedeutung, weil eine nicht rechtzeitig vorliegende Bodenkarte die Berücksichtigung des Bodens bei den betreffenden Maßnahmen oder Entscheidungen ausschließt.

Die immer wieder geäußerte Klage, daß die bodenkundlichen Gegebenheiten bei den verschiedenen Planungs- und Vorsorgeaufgaben zu wenig berücksichtigt werden, ist wesentlich darauf zurückzuführen, daß die genannten Grundsätze in der Vergangenheit nicht immer genügend beachtet wurden. Allzuehr war das Augenmerk auf die fachliche Kenntnis und Vertiefung gerichtet und zu wenig auf die Möglichkeiten der Anwendung in der Praxis. Auch die Meinung, die in Karten und Erläuterungen verwendete Fachsprache würde nach und nach allgemein bekannt und könnte dann von den Benutzern der Bodenkarten richtig interpretiert werden, hat sich nicht bewahrheitet.

Die Vielzahl der an Bodenkarten gestellten Fragen und ihre von Fall zu Fall wechselnder Rang gestatten es nicht, ein allgemeingültiges Patentrezept für die Gestaltung der Karten zu geben. Eine für Fragen über die Nutzung und Verbesserung der Böden benötigte Karte z. B. im Rahmen einer Flurbereinigung wird natürlich anders zu gestalten sein als eine solche, die als Unterlage für den Flächennutzungsplan einer Gemeinde gebraucht wird, wobei es auf die Festlegung von Standorten für Wohn-, Industriegebiete, Sportplätze, Friedhöfe, Verkehrswege u. a. ankommt.

Neben diesen Maßnahmen mit speziellen Fragen an den Boden werden bei den öffentlichen Aufgaben im größeren Raum bodenkundliche Unterlagen benötigt, die eine allgemeinere Kennzeichnung der vorkommenden Böden und einen guten Überblick über ihre Verbreitung vermitteln. Es sind dies insbesondere die Landes- und Gebietsentwicklungspläne mit der Ausweisung verschiedener Vorranggebiete und die in letzter Zeit besonders aktuellen Landschaftspläne mit Einschluß des Natur- und Umweltschutzes. Für diese Zwecke können Bodenkarten nach einheitlichen Gesichtspunkten hergestellt werden. In der sogenannten Kartieranleitung, deren zweite Auflage vor einiger Zeit erschienen ist, sind die entsprechenden Richtlinien niedergelegt. Die Aufnahme und Herausgabe solcher Karten erfolgt in der Bundesrepublik als bodenkundliche Landesaufnahme bei den Geologischen Landesämtern bzw. Ämtern für Bodenforschung. Die Intensität der Bearbeitung richtet sich nach den jeweiligen Möglichkeiten der Ämter. Da diese Bodenkarten für die Bewältigung wichtiger Gegenwarts- und Zukunftsaufgaben in unserer Gesellschaft benötigt werden, ist ihre zügige Aufnahme und Herausgabe unerlässlich.

Die Bedeutung geologischer, insbesondere quartär-
geologischer Vorgänge für die Bodenbildung in Hessen

von
E. Schönhals*)

Das Bundesland Hessen erstreckt sich von der unteren Diemel im Solling bis zum Südrand des Buntsandstein-Odenwalds, also über rund 235 km. Im mittleren Bereich, d.h. zwischen dem Westerwald und der Rhön beträgt die größte W - O - Ausdehnung etwa 145 km. Wie bereits aus diesen regionalen Angaben hervorgeht, sind sehr verschiedenartige geologisch-tektonische Einheiten am Aufbau des Landes beteiligt.

Geologischer Aufbau

Die ältesten Gesteine finden sich im Vorderen Odenwald (Granit, Diorit, Gabbro und Metamorphite) und im Kristallinen Spessart, wo überwiegend metamorphe Gesteine des Kambriums, Ordoviciums und Gotlandiums vorkommen, sowie am Südrand des Taunus (Phyllite). Der westliche Landesteil (zwischen Taunus und dem Oberen Diemel-Bergland) gehört zum Rheinischen Schiefergebirge und wird aus Gesteinen des Devons und Karbons aufgebaut; im Süden überwiegen unterdevonische Tonschiefer, Quarzite, Grauwacken und Sandsteine, während in der Lahn- und Dillmulde mitteldevonische feinkörnige Sedimente (vor allem Tonschiefer), Massenkalk sowie Diabas und Schalstein vorkommen. Der gesamte Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges wird von beiderseits der Lahn westlich Gießen bis in das Diemel-Bergland von unterkarbonischer Grauwacke (sog. Gießener Grauwacke) eingenommen.

Das jüngere Paläozoikum findet sich in den SW - NO-streichenden Senkungsräumen, die durch die varistische Gebirgsbildung entstanden; das Rotliegende mit Tonsteinen, Sandsteinen und Konglomeraten ist im Sprendlinger Horst, am Taunussüdrand und an

*) Prof. Dr. E. Schönhals, Institut für Bodenkunde und Boden-
erhaltung der Justus Liebig-Universität, 63 Gießen, Lud-
wigstr. 23

der unteren Kinzig verbreitet. Quarzporphyr und Melaphyr haben nur eine sehr geringe Bedeutung. Tonige, carbonatische und konglomeratische Gesteine des Zechsteins begleiten bandartig den Ostrand des Rhein.Schiefergebirges zwischen Gießen-Nord und der Diemel, außerdem den Westrand des Sandsteinspessarts. Größere Vorkommen weist das Richelsdorfer Gebirge auf (zwischen der Fulda und Werra).

Der weitaus größte Teil des übrigen Landes wird von den Sedimentgesteinen der Trias eingenommen; es handelt sich überwiegend um Buntsandstein (meist Mittl.Buntsandstein), der den Hinteren Odenwald, den Spessart und das Ost- und Westhessische Bergland aufbaut. Muschelkalk und Keuper sind in Ost- und Nordhessen verbreitet und inmitten des Buntsandsteingebiets in zahlreichen saxonischen Gräben auf meist kleinen Flächen erhalten.

Tertiäre Sedimente (vorwiegend Sande und Tone) und Vulkanite (Basalt, Basalttuff) treten in der Hessischen Senke, im Westerwald, Vogelsberg, Knüll, Habichtswald und - zusammen mit Phonolith- in der Rhön auf.

Die größte Verbreitung haben die sehr verschiedenartigen quartären Sedimente, die daher für die Bodenbildung und -verbreitung bestimmend gewesen sind. Da Hessen während des gesamten Pleistozäns zum periglazialen Gebiet gehörte, sind die kennzeichnenden Ablagerungen (Löß, Flugsand, Schuttdecken, Flußaufschüttungen) weit verbreitet. Größte Bedeutung kommt dem Löß und seinen Derivaten sowie den solifluidal entstandenen Schuttbildungen zu, für deren Entstehung in den morphologisch stark gegliederten Landesteilen günstige Voraussetzungen bestanden.

Holozäne fluviale Sedimente (meist feinsandig-schluffig) nehmen große Talabschnitte des Rheins, der Kinzig und Nidda, der Lahn, Eder, Werra und Fulda ein.

Die Böden der wichtigsten pleistozänen Ausgangssubstrate

Die Lößböden

Wie in den meisten anderen Gebieten der Periglazialzone Mitteleuropas hat der Löß auch in Hessen die größte Bedeutung, denn in der Hessischen Senke und den Becken und Senken, die das Mittelgebirgsland aufweist, bestanden günstige Voraussetzungen

für die Ablagerung des Lösses und seine Erhaltung. Da die Niederschläge in diesen Landschaften meist weniger als etwa 650 mm betragen, ist die Auswaschung nur mäßig und der Löß im Untergrund noch carbonathaltig. Der Hauptbodentyp, die Parabraunerde, ist in den durchweg ackerbaulich intensiv genutzten Landschaften auf größeren Flächen \pm abgetragen, so daß erodierete Parabraunerden und Pararendzinen mit Kolluvisolen vergesellschaftet sind. In den niederschlagsreicheren Lößgebieten überwiegen stärker ausgewaschene Parabraunerden sowie Pseudogley-Parabraunerden und Pseudogleye (vgl. SCHÖNHALS 1973).

Diese Bodenunterschiede kommen auch in der Bodennutzung und in den Erträgen zum Ausdruck, wie ein Vergleich entsprechender Karten zeigt.

Von großem Einfluß auf die Bodenentwicklung war auch die Anwehung des Lösses in den Randgebieten der eigentlichen Lößlandschaften und in den höheren Mittelgebirgslagen, wo der Lößstaub von Verlagerungsvorgängen stärker erfaßt wurde und somit in die Schuttdecken gelangte. Die nutzbare Wasserkapazität der Böden in den genannten Gebieten wird in erster Linie vom Schluffanteil bestimmt (HARRACH 1970).

Die Böden aus dem Decksediment der Jüngeren Tundrenzeit

Für die Bodenbildung wichtig ist- wie auch in anderen vergleichbaren Gebieten der Periglazialzone - die Beobachtung, daß die unter den pleistozänen Schuttdecken folgenden festen Gesteine auf großen Flächen \pm verwittert bzw. zersetzt sind. Solche fossilen Verwitterungsreste finden wir nicht nur im Kristallinen Odenwald und Spessart (Vergrusung), sondern auch im Rheinischen Schiefergebirge und in den Buntsandsteingebieten (Reste der ehemaligen kaolinitischen Verwitterungsdecke) sowie in den tertiären Vulkanlandschaften, wo außer verschiedenen Basaltzersatzvarietäten auch noch reliktsche Latosole und Plastosole vorkommen.

Die alten Verwitterungsreste sind durch Formungsvorgänge teilweise verlagert worden und auf diese Weise in jüngere Sedimente gelangt, so z.B. in Solifluktuionsdecken, die im allgemeinen in den Mittelgebirgen das Bodenausgangssubstrat bilden. Die festen Gesteinsstücke in den Schuttdecken wurden nur oder vor-

wiegend von den zersatzfreien Stellen geliefert, so z.B. von Felsburgen, Härtlingen und erodierten steilen Talhängen.

Der pleistozäne Schuttmantel kann stellenweise in 3 Decken gegliedert werden, die als Basis-, Mittel- und Deckschutt bezeichnet werden (SEMEL 1968). Bodenkundlich am wichtigsten ist der Deckschutt, der auch als Decksediment bezeichnet wird; denn diese während der Jüngerer Tundrenzeit unter dem Einfluß des periglazialen Klimas entstandene Ablagerung bildet in den Mittelgebirgen fast überall das Ausgangsmaterial der Böden (PLASS 1968, BARGON et al. 1971). Hervorzuheben ist noch, daß das Decksediment im allgemeinen charakteristische Bestandteile des allerödzeitlichen Laacher See-Ausbruchs aufweist, die eine Abgrenzung des Decksediments gegen das Liegende ermöglichen; außerdem haben sie die Bodenentwicklung \pm beeinflußt, besonders durch den Anteil an vulkanischem Glas (POETSCH 1974).

Die geologischen Vorgänge während der Jüngerer Tundrenzeit und ihre Wirkungen sind im folgenden zusammengestellt:

1. Vorgänge während der Jüngerer Tundrenzeit im periglazialen Gebiet

- 1.1. Frostverwitterung
- 1.2. Kryoturbation
- 1.3. Solifluktion
- 1.4. Abspülung
- 1.5. Äolische Verlagerung (Deflation und Akkumulation)
- 1.6. Bildung von Frostspalten und Eiskeilen

2. Wirkungen der Vorgänge

- 2.1. Schuttbildung (1.1.)
- 2.2. Vermischung und laterale Verlagerung von autochthonem und allochthonem Gesteins- und Verwitterungsmaterial einschl. Laacher See-Tuff (1.2. + 1.3.)
- 2.3. Äolische Verlagerung von Schluff, Sand und Laacher See-Tuff, Entstehung von Windkantern und Kiespflastern (1.5.)

3. Ergebnis der Vorgänge und Wirkungen

Entstehung des Decksediments, wichtigstes Ausgangsgestein holozäner Bodenbildung.

Die physikalischen und chemischen Eigenschaften der aus dem Decksediment hervorgegangenen Böden werden weitgehend von der Textur und der mineralogischen Zusammensetzung des Ausgangsmaterial bestimmt. Entscheidend ist der Schluffgehalt und der Anteil an vulkanischem Glas aus dem Laacher See-Tuff sowie die Menge primärer Bestandteile und reliktscher Verwitterungsprodukte (HARRACH 1974).

Allen Böden aus Decksediment gemeinsam ist ihre Lockerheit bzw. ihr großes GPV, das bei den Lockerbraunerden ein Maximum erreicht (Abb. 1).

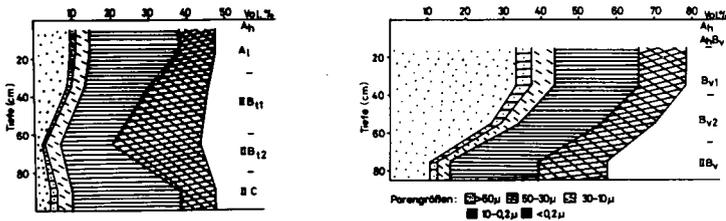


Abb. 1. Porengrößenverteilung der Parabraunerde aus Löß (Butzbach) und der Lockerbraunerde aus Decksediment der Jüngeren Tundrenzzeit im Hohen Vogelsberg (Köhlerschneise).

In der nachstehenden Übersicht sind einige wichtige Eigenschaften der Böden aus Decksediment aufgeführt:

1. Das Decksediment bildet bei den meisten Böden den Hauptwurzelbereich
2. Die aus dem Decksediment entstandenen Böden bzw. Bodenhorizonte sind i.a. lockerer, oft sogar wesentlich lockerer (lockere Braunerden, Lockerbraunerden mit einem GPV bis über 80%) als Bodenhorizonte aus älteren Ausgangsgesteinen, insbes. Fließerden
3. Der mehr oder weniger hohe Schluffanteil (meist Lößherkunft) erhöht die nutzbare Wasserkapazität

4. Bei Böden über basenarmen Gesteinen (z.B. Mittl. Buntsandstein) begünstigt der höhere Gehalt an Lößschluff den Basenhaushalt, mindert die Neigung zur Podsolierung und verbessert die Trophie
5. Bei bimshaltigem Decksediment erhöhen die sauren amorphen Glas-Verwitterungsprodukte die Gefügestabilität und die Sorptionskapazität
6. Der unterschiedliche Skelettgehalt beeinträchtigt die nutzbare Wasserkapazität, die Durchwurzelbarkeit und die Bearbeitbarkeit, während er die Erodierbarkeit und die Neigung zur Verdichtung mindert
7. Bei Decksediment mit basenärmerem Feinbodenanteil verbessert basenreiches Skelettmateriale die Trophie.

Die aus dem Decksediment in den hessischen Mittelgebirgen entstandenen Böden gehören meistens zu den Braunerden, wobei zu bemerken ist, daß in Gebieten mit basenarmen und z.T. bereits kaolinisierten Ausgangssubstraten neben Lockerbraunerden meist hellbraun gefärbte Braunerden, podsolige Braunerden und Podsole vorkommen (Buntsandsteingebiete). Relativ weit verbreitet sind auch Pseudogley-Braunerden und Pseudogleye, besonders auf ebenen oder schwach geneigten Flächen mit kaolinitreichem Untergrund. Demgegenüber überwiegen in den Basaltgebieten Braunerden und Lockerbraunerden; letztere verdanken ihre Entstehung vor allem dem etwas höheren Anteil an Laacher See-Tuff und an älteren Verwitterungssubstraten basischer Gesteine. Die unterschiedlichen Eigenschaften der Böden aus Decksediment bestimmen weitgehend den Standort, so daß ihre ausreichende Kenntnis eine wesentliche Voraussetzung für eine standortsgerechte Nutzung ist (SCHÖNHALS 1972).

Schlußbemerkungen

Wie aus den Ausführungen hervorgeht, kommt den geologischen Vorgängen im periglazialen Gebiet für die Bodenbildung große Bedeutung zu. Das gilt im besonderen Maße für den Löß und die während des Spätglazials entstandenen Sedimente, vor allem für das Decksediment der Jüngeren Tundrenzeit, das in den Mittelgebirgen als das dominierende Bodenausgangssubstrat anzusehen ist.

Schriften

- BARGON, E., W. FICKEL, W. PLASS, H. REICHMANN, A. SEMMEL u.
H. ZAKOSEK: Zur Genese und Nomenklatur braunerde-
und parabraunerdeähnlicher Böden in Hessen.-
Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforschung 99, 361-372,
Wiesbaden 1971
- HARRACH, T.: Für die landwirtschaftliche Nutzbarkeit relevan-
te Bodeneigenschaften.- Ergebnisse landwirtschaftl.
Forschung a. d. Justus Liebig-Universität, H. XI,
63-71, Gießen 1970
- : Kritische Bemerkungen zur Genese und Systematik
der "Verwitterungsböden". - Mitteilgn. Dtsch.
Bodenkundl. Gesellsch. 18, Göttingen 1974
- PLASS, W.: Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1 : 25000,
Blatt Nr. 4729 Waldeck, Wiesbaden 1968
- POETSCH, Th.: Bimstoffminerale in den hessischen Böden. -
Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 18,
Göttingen 1974
- SCHÖNHALS, E.: Die bodenkundliche und standortkundliche Be-
deutung der geologischen Vorgänge während des
Spätglazials. - Vorträge d. Tagungen der Arbeits-
gem. f. Forstliche Vegetationskunde, 33-49,
Bonn 1972
- : Zur Landesnatur Mittelhessens. - Mitteilgn. Dtsch.
Bodenkundl. Gesellsch. 17, 11-62, Göttingen 1973
- SEMMEL, A.: Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung
in Hessen. - Frankfurter Geogr. Hefte, 45, 133 S.,
Frankfurt 1968.

Untersuchungen über den Einfluß der Beregnung auf
die Nährstoffwanderung

von
W. Czeratzki und F. Schulze *)

I. Fragestellung

Die Beregnung hat unter unserer Klimabedingung die Aufgabe, Trockenperioden durch künstliche Wasserzufuhr zu überbrücken. Hierdurch erhöht sie nicht nur die Ertragssicherheit der angebauten Kulturen, sondern steigert auch das Ertragsniveau. Denn in den Perioden des Wassermangels stehen zwei wichtige klimatische Ertragsfaktoren in erhöhtem Maße zur Verfügung, die in Nässeperioden im allgemeinen nicht ausreichend vorhanden sind, nämlich: Licht- und Wärmeenergie.

In Beregnungssituationen können Licht, Wärme und Wasser jedoch von den Pflanzen nur bei einem entsprechenden Nährstoffangebot zu einer optimalen Stoffproduktion ausgenutzt werden, so daß im landwirtschaftlichen Betrieb mit der Einführung der Feldberegnung auch der Düngeraufwand steigt. Überdies ermöglicht die Beherrschung des Wachstumsfaktors Wasser den Übergang zu ertragreicheren und dementsprechend auch hinsichtlich der Nährstoffversorgung anspruchsvolleren Kulturpflanzen.

Damit führt im Ergebnis die Beregnung zu einer Steigerung der Bewirtschaftungsintensität, deren hervorstechendstes Merkmal die Erhöhung der Düngungsintensität ist.

Unter unseren klimatischen Bedingungen sind vor allem die leichten Bodenarten beregnungsbedürftig, also Böden, die - wie alle Lysimeteruntersuchungen zeigen - auch besonders auswaschungsgefährdet sind. Leichte Böden tragen ebenfalls aufgrund von Lysimeteruntersuchungen einen größeren Anteil zur Sickerwasserneubildung bei als schwere Böden, so daß Trinkwassergewinnungsanlagen schwerpunktmäßig in Gebieten mit leichten Bodenarten liegen.

*) Institut für Pflanzenbau und Saatgutforschung der FAL,
Braunschweig-Völkenrode

Es stellt sich daher von selbst die Frage, ob die Feldberechnung einen zusätzlichen Einfluß auf die Belastung des Sickerwassers mit den aus der Wurzelzone ausgewaschenen Nährstoffen hat.

An bisherigen Unterlagen zu dieser Frage liegen - soweit bekannt - nur die 8-jährigen Lysimeteruntersuchungen von Pfaff (1) auf dem Limburgerhof vor. In diesen Untersuchungen, die sich vor allen Dingen auf Gemüsekulturen beziehen, konnte Pfaff bei einer sinnvollen Anpassung der Berechnung an das Pflanzenwachstum eher eine Senkung (im Durchschnitt um 20 %) denn eine Erhöhung der Nährstoffauswaschung feststellen, obwohl etwa 25 % der Berechnungswassermenge ungenutzt versickert sind.

Seit den Untersuchungen von Pfaff hat die Feldberechnung auf den landwirtschaftlich genutzten Flächen eine starke Ausbreitung erfahren, vor allem auch in Gebieten wie z. B. der Lüneburger Heide, in denen Trinkwassergewinnungsgebiete von Großstädten liegen.

II. Versuchsdurchführung

Die folgenden Untersuchungen wurden in den Jahren 1972 und 1973 auf einem Feld des 1953 angelegten Berechnungsdauerversuchs Völkenrode (2) durchgeführt, wobei die früheren unberechneten und berechneten Varianten sowie die Einteilung der Pflugtiefen beibehalten wurden. Ein Teil der berechneten Variante erhielt eine um 50 % erhöhte N-Düngung. Der Boden ist schwach lehmig und hat die Bodenwertzahl 35.

Für die Gewinnung der Sickerwasserproben wurden auf den 3 Berechnungsvarianten und 2 Pflugtiefenvarianten Saugvorrichtungen für gebundenes Bodenwasser in 1 und 2 m Tiefe mit je 2 Wiederholungen je Variante eingebaut. Die Zuleitungen und Zapfstellen wurden so verlegt, daß die versuchstechnische Bewirtschaftung der Flächen ohne Störung ablaufen und die Wassergewinnung auch in Frostperioden erfolgen kann. Für die Wassergewinnung wird an die Kerzen im Rhythmus von 10 Tagen 4 Tage lang ein Unterdruck von 0,6 at gelegt. Als Saugkerzen wurden keramische Filterkerzen der Firma Schumacher'sche Fabrik, Bietigheim, mit den Maßen 300 x 40 x 7 mm verwendet.

Über Erfahrungen mit diesen relativ großräumigen Kerzen haben Förster (3) sowie El-Bassam (4) berichtet. Selbstverständlich ist bei Bedarf von kleinen Wassermengen oder bei ständig hoher Wassersättigung des Bodens die Verwendung kleinerer Zellen möglich, wofür z. B. von Richter (5) die von Odén entwickelte einsteckbare Tensiometerzelle vorgeschlagen worden ist.

Saugkörper aus keramischem Material sind zwar mechanisch stabile und dauerhafte Filterkörper. Sie sind jedoch kolloidchemisch nicht völlig inaktiv und haben auch eine kapillare Eigensättigung. Deshalb hat Germann (6) Saugkörper aus poröser Nylonfolie entwickelt, die hinsichtlich ihrer Stabilität und Dauerhaftigkeit wohl noch erprobt werden müssen.

Die gezogenen Wasserproben wurden auf den Gehalt (mg/l) an folgenden Ionen untersucht: NH_4 , NO_3 , NO_2 , Ca, Mg, K, Na, Cl und P.*)

Bevor diese Untersuchungsergebnisse dargestellt werden, soll auf die Berechnungsgeschichte der Versuchsfläche sowie auf die klimatischen Bedingungen während der Wachstumszeit der Vorfrüchte eingegangen werden.

Das Fruchtfeld für die Untersuchungen lief von 1953 - 1970 mit der extensiven Fruchtfolge: Landsberger Gemenge, Roggen, Kartoffeln, Hafer. Es erhielt einheitlich, d. h. für alle Berechnungstufen gleich, eine dieser Fruchtfolge angemessene Düngung.

1971 wurde das Feld für die Dauer der Untersuchungen auf die Fruchtfolge Rüben - So-Weizen umgestellt, da diese Früchte in den vergangenen Jahren die höchsten Ansprüche an die Berechnung gestellt haben. Von 1953 bis 1970 wurden insgesamt 685 mm verregnet, 1971: 125 mm, 1972: 0.

Von 1969 bis 1971 betrug die Zusatzregenmenge allein 305 mm. Diese relativ hohe Durchschnittsgabe von 100 mm/Jahr ergibt sich aus einer Häufung von Trockenperioden, die zufällig in die Hauptwachstumszeit der angebauten Früchte fielen.

*) Die Untersuchungen wurden im U-Labor der FAL Braunschweig-Völkenrode untersucht, wofür Herrn Dr. Mertens herzlich gedankt sei.

Wie aus den klimatischen Wasserbilanzen in Abb. 1 ersichtlich, waren 1969 und 1971 für Hackfrüchte, 1970 für Getreide und Hackfrüchte die Wachstumszeit zu trocken.

Deshalb lagen zu Beginn der Untersuchungen auf der unberechneten Teilfläche hinsichtlich der Nährstoffverhältnisse Bedingungen wie auf einem intensiv bewirtschafteten Betrieb ohne Beregnung vor. Denn ein solcher Betrieb wird - wie es auch im Versuch geschieht - seinen Düngungsaufwand auf ein Jahr mit normaler Niederschlagsverteilung abstellen. Auf den berechneten Teilstücken dagegen liegen die Verhältnisse eines Beregnungsbetriebes vor, der zwar zur Beregnung übergegangen ist, seinen Düngeraufwand jedoch beibehalten hat. Im ersten Fall ist mit einer Erhöhung der Nährstoffversorgung, im zweiten Fall mit einer Senkung der Nährstoffversorgung des Bodens zu rechnen.

III. Ergebnisse

Da die N-Verbindungen sicherlich den wichtigsten Beitrag zur Belastung der Sickerwässer liefern, sollen nur ihre Untersuchungsergebnisse behandelt werden.

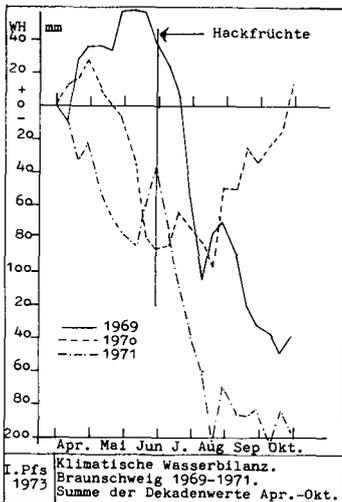


Abb. 1

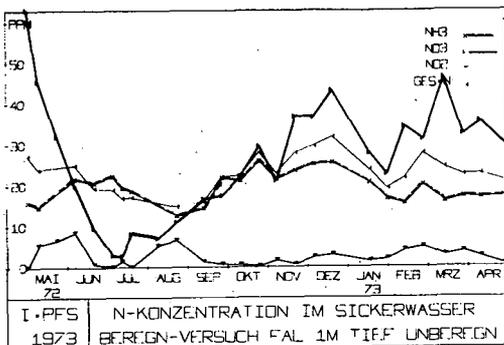


Abb. 2

NO₃
unberegn

Abb. 2 gibt den Verlauf der Konzentrationen von NH_3 , NO_3 , NO_2 und Gesamt-N für die unberegnete Variante in der Zeit von Mai 1972 bis April 1973 wieder.

Wie aus den Linienzügen ersichtlich, weist das NO_3 die auffälligsten Konzentrationsveränderungen auf. Sehr hohe aber stark abfallende Werte im Mai, die im Juni - Juli ihr Minimum erreichen, ab August wieder ansteigende Werte mit einem Maximum im Dezember und März. Es zeigt sich also ein charakteristischer Sommerabfall, der mit Sicherheit auf die NO_3 -Aufnahme durch den So-Weizen zurückzuführen ist. Dagegen ist der Wiederanstieg der Werte im Herbst als eine Folge der "bodenbiologischen Herbstaktivität" und der parallel dazu auftretenden Anbaulücke aufzufassen.

Im einzelnen gesehen treten bei Beginn der Messungen Ende April mit 63 mg NO_3 /l und im Dezember 1972 sowie im März 1973 mit Werten über 40 mg NO_3 /l Werte über oder nahe der Trinkwasserqualität auf.

Im Vergleich dazu zeigt die beregnete Variante nach Abb. 3 (nächste Seite) wesentlich geringere NO_3 -Werte. Sie liegen bis Februar 1973 im Bereich zwischen 10 und 15 mg/l und steigen dann im April auf etwa 20 mg an. Ein Jahresgang mit einem Minimum im Juli ist zwar vorhanden, jedoch nicht so ins Auge springend wie auf "unberegnet".

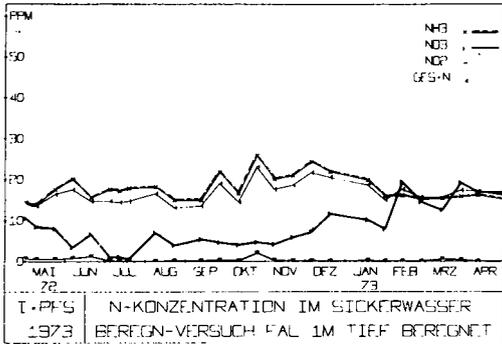


Abb. 3

unberegnnet

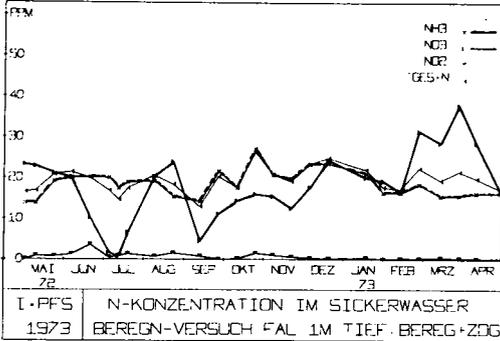


Abb. 4

*unberegnnet
+ Zusatz - N*

Bei "beregnnet mit Zusatzdüngung" liegen die NO_3 -Werte, wie Abb. 4 zeigt, etwa in der Mitte zwischen "unberegnnet" und "beregnnet". Auch bei dieser Variante sind der sommerliche NO_3 -Abfall und der herbstliche Wiederanstieg deutlich zu erkennen.

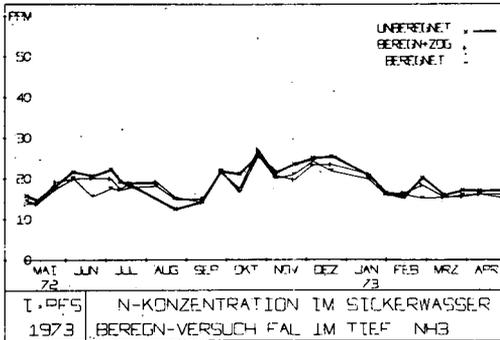


Abb. 5

NH₃

1 m Tiefe

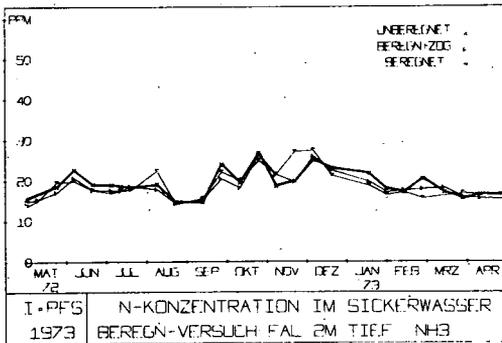


Abb. 6

2 m

Ein völlig anderes Bild zeigt der Verlauf der NH₃-Konzentrationen (Abb. 5). Diese ist mit durchschnittlich etwa 20 mg/l relativ hoch, weist keine so ausgesprochenen Maxima oder Minima wie das NO₃ auf und zeigt auch keine Unterschiede zwischen den Beregnungsstufen.

In 2 m Tiefe zeigt sich bei derselben N-Verbindung, wie aus Abb. 6 ersichtlich, dasselbe Bild wie in 1 m Tiefe: Werte von etwa 20 mg/l ohne deutliche Veränderungen des Jahresgangs oder zwischen den Parzellen. Somit hat während der Versickerung um einen weiteren Meter abwärts beim NH₃ keine Konzentrationsveränderung stattgefunden.

Beim NO₃ dagegen ergibt sich in 2 m Tiefe ein anderes Bild als in 1 m Tiefe, insbesondere bei "unberegnet".

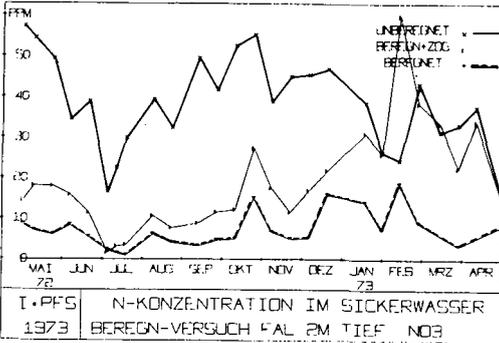


Abb. 7

NO₃ 2 m

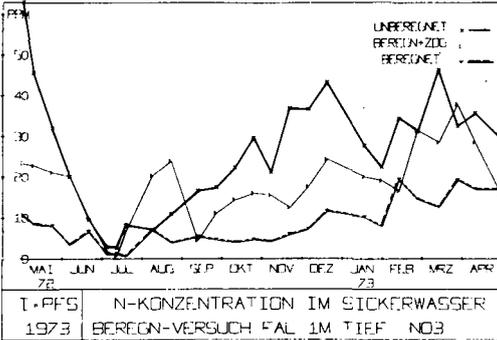


Abb. 8

1 m

Abb. 7, in der nur die NO₃-Werte der 3 Berechnungsvarianten dargestellt sind, zeigt zwar in 2 m Tiefe das "Sommerminimum" und das "Herbstmaximum", jedoch liegt der ganze Jahresgang um einen Betrag von etwa 10-20 mg/l höher als in 1 m Tiefe (Abb. 8).

Eine Konzentrationsverminderung, die man eigentlich erwartet, ist also nicht eingetreten.

Für das NO₂ (Abb. 2 u. 3) ergeben die Untersuchungen auf "unberechnet" die höchsten Werte und hier auch einen saisonalen Verlauf mit Maxima

im Mai sowie im August und Minima im Juni - Juli und September - Oktober. Ab September - Oktober steigen die Werte bis März wieder langsam an.

Bei den beregneten Parzellen dagegen liegen die Konzentrationen des NO_2 in der Nähe von 0.

Die bisher gezeigten Kurven geben den Gang der Konzentration von Mai 1972 bis April 1973 wieder. Die Ergebnisse von Mai und Juni des Untersuchungsjahres 1973 sollen noch in den beiden nächsten Abbildungen (9 und 10) nachgetragen werden.

Abb. 9 zeigt, daß beim NO_3 auf "unberegnet" von April bis Mitte Mai die Konzentration abfällt, dann bis Ende Juni wieder steil ansteigt und mit 50 mg/l einen Wert erreicht, wie im November und Dezember 1972.

Auf dem beregneten Teilstück tritt dieser Abfall etwas später, jedoch in wesentlich geringerem Umfang ein (Abb. 10).

In beiden Fällen ist der Zeitpunkt für den "sommerlichen Abfall" des NO_3 noch nicht erreicht.

Die dargestellten Ergebnisse sind nicht durch eine Beregnung des So-Weizens im Jahre 1972 beeinflusst. Zu dieser Frucht brauchte in diesem Jahr nicht beregnet werden. Infolgedessen dürften 1972 die Wasser- und Nährstoffentzüge auf unberegnet den Entzügen auf beregnet entsprochen haben. Dies tritt in den Konzentrationskurven für NO_3 zutage. Diese zeigen nach Abb. 9 und 10 bei unberegnet etwa ab Dezember eine gewisse Angleichung an die Werte von "beregnet mit Zusatzdüngung". Dagegen sind die Unterschiede zu "beregnet mit normaler Düngung" nach wie vor erheblich. Insgesamt zeigen jedoch die Untersuchungen 1973 trotz des vorangegangenen beregnungslosen Jahres 1972 auf der seit Jahren unberegneten Fläche höhere NO_3 -Konzentrationen als auf den beregneten Flächen.

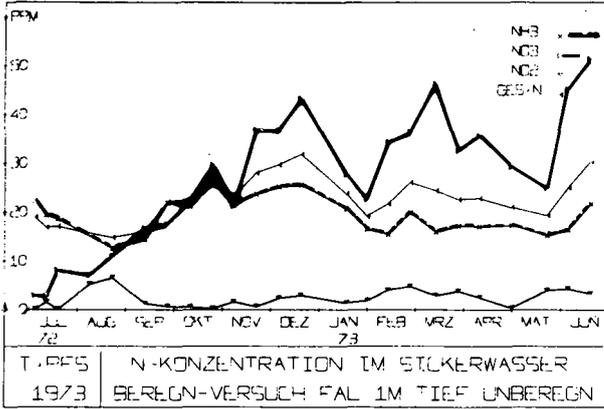


Abb. 9

unberechn.

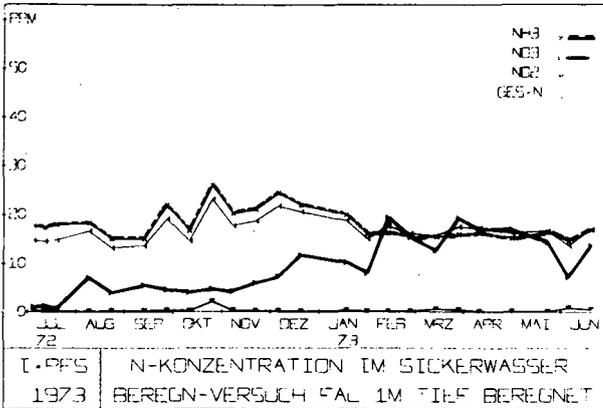


Abb. 10

berechn.

IV. Diskussion der Ergebnisse

Die Untersuchungen von 1972 und des 1. Halbjahres 1973 ergeben auf dem unberegneten Versuchsteil wesentlich höhere Nitratkonzentrationen als auf den beregneten Versuchsteilen. Für die Unterschiede können mehrere Ursachen verantwortlich sein.

1. Ein Verdünnungseffekt durch Beregnung infolge erhöhter Sickerwassermengen.
2. Ein Mehrentzug von Nährstoffen durch Beregnung als Folge der Ertragssteigerung.
3. Rückstände von nicht ausgenutzten Düngergaben bei Nichtberegnung.

Der Verdünnungseffekt durch Beregnung infolge erhöhter Sickerwassermengen läßt sich anhand der Steuerungsmethode für den Beregnungseinsatz abschätzen. Dieser erfolgt so, daß während des Pflanzenwachstums keine Sickerwasserbildung erfolgen kann. Jedoch bleibt nach der Ernte der angebauten Frucht im Boden auf "beregnet" ein größerer Wasservorrat zurück als auf "unberegnet". Um diesen Differenzbetrag erfolgt die Verdünnung und beginnt bei einsetzender natürlicher Bodenauffüllung die beregnete Parzelle früher mit der Abgabe von Sickerwasser.

Auf dem Versuch betrug dieser Differenzbetrag 1969: 40 mm, 1970: 30 mm, 1971: 90 mm, 1972: 0 mm = 160 mm.

Diesen Betrag von 160 mm kann man auch als Unterschied in den Sickerwassermengen zwischen "beregnet und unberegnet" annehmen. Er verursacht gegenüber "unberegnet" nicht nur eine Verdünnung des Sickerwassers sondern führt auch zu einer - vom Beregnungswirt sicherlich nicht beabsichtigten - Normalisierung der Sickerwasserspende an das Grundwasser, selbst nach Trockenjahren.

Aber auch der Mehrentzug von Nährstoffen infolge der Ertragssteigerung durch Beregnung dürfte einen wesentlichen Anteil an den beobachteten Konzentrationsunterschieden im NO_3 -Gehalt haben.

Aufgrund der Mehrerträge ergeben sich gegenüber unberegnet für die Jahre 1969, 1970 und 1971 folgende Mehrentzüge an Nährstoffen:

N = 166 kg/ha, P = 26 kg/ha, K = 195 kg/ha.

Diese Mehrentzüge treten aber nur deshalb auf, weil der Landwirt ohne Berechnungsmöglichkeit seine Düngung auf den Nährstoffbedarf der Pflanzen für "Normaljahre" und nicht für "Trockenjahre" veranschlagt. Insofern sind diese Mehrentzüge mit den Rückständen infolge der nicht ausgenutzten Düngung auf unberechnet identisch.

V. Schlußfolgerungen

Trotz des kurzen Zeitraumes lassen sich aus den Untersuchungen aufgrund der langen Laufzeit des Berechnungsversuches sowie der Häufung von Trockenperioden in den Jahren 1969, 1970 und 1971 über den Einfluß der Beregnung auf die N-Wanderung folgende Schlüsse ziehen:

1. Die NO_3 -Konzentration im Sickerwasser ist unter Beregnungsflächen wesentlich geringer als unter unberegneten Flächen.
2. Bei sachgemäßem Beregnungseinsatz weisen in Trockenjahren Beregnungsflächen zur Zeit der Ernte eine höhere Wasserversorgung als unberegnete Flächen auf. Diese führt zu einer Verdünnung der Bodenlösung gegenüber unberegneten Flächen und zu einer Normalisierung der Sickerwasserspende.
3. Bei einer auf "Normaljahre" abgestellten Düngung verbleibt nach Trockenjahren ein Teil der Nährstoffe unausgenutzt im Boden. Ihre Auswaschung in der folgenden Sickerwasserperiode führt zu einer Erhöhung der N-Konzentration, insbesondere von NO_3 , im Sickerwasser.

Literaturverzeichnis

1. Pfaff, C.: Das Verhalten des Stickstoffs im Boden nach langjährigen Lysimeterversuchen. Z. Acker- u. Pflanzenbau, Bd. 117 (1963), S. 77-99.
2. Czeratzki, W.: Der kombinierte Bodenbearbeitungs-Beregnungsversuch Völkenrode. Mitt.d.Freunde d.FAL H 6 (1969), S. 17-22.
3. Foerster, P.: Stoffzusammensetzung des Boden- und Grundwassers in Sandböden in unterschiedlichen Tiefenbereichen bei organischer und mineralischer Düngung auf Acker- und Grünland. Mitt.Dtsch.Bodenkundl.Ges. 16 (1972), S. 165-178.
4. El-Bassam, N.: Aussagewert der chemischen Zusammensetzung einer durch Saugvorrichtung gewonnenen Bodenlösung. Landbauforsch. Völkenrode 22(1972), S. 37-40.
5. Richter, J.: Eine Sonde zur Bodenwasserprobenahme. Landw.Forsch. 25 (1972), S. 152-154.
6. Germann, P.: Eine Methode zur Gewinnung von kapillar gebundenem Bodenwasser. Mitt.Dtsch.Bodenkundl.Ges. 16 (1972), S. 146-155.

Zur Messung des Gasaustausches an der Grenzfläche

Boden - Atmosphäre

von
J. Richter *)

Im Zusammenhang mit Untersuchungen zum Gasaustausch im Boden (Richter, 1972 a-d) sollen hier Fragen der Messung des Gasaustausches an der Grenzfläche Boden - Atmosphäre behandelt werden. Dabei soll insbesondere auf die methodischen Konsequenzen für bestimmte Meßtechniken hingewiesen werden.

Zunächst ist die Frage nach der zeitlichen Auflösung der Messungen zu beantworten. Da bei den oben zitierten Untersuchungen zunächst der Tagesgang der Meßgrößen interessiert, war stündliche Messung nötig, wobei jedoch das Meßintervall mit Vorteil kleiner zu wählen ist. Es stand also eine Momentanwertbestimmung des Gasflusses im Vordergrund des Interesses. Die Erfassung längerzeitiger Mittelwerte (Tagesmittel, Wochenmittel, etc.) hatte bei diesen Untersuchungen sekundäre Bedeutung.

Für die Momentanbestimmung des Gasflusses (in erster Linie von CO_2) gibt es zwei unterschiedliche Verfahren, die im folgenden kurz erläutert werden sollen. Das erste beruht im wesentlichen auf einer Konzentrationsmessung und arbeitet unter stationären Bedingungen, während das zweite Verfahren eine Mengenbestimmung bei nicht-stationären Bedingungen beinhaltet. In beiden Fällen grenzt man einen mehr oder minder großen Teil der zu untersuchenden Fläche unter einer Glocke oder Haube ab.

1) Stationäres Verfahren (Konzentrationsmessung)

Abb. 1 zeigt einen Schnitt durch die schematisierte Glocke für das stationäre Verfahren. Dabei wird die Umgebungsluft durch die Glocke gesaugt und ihre "Aufladung" mit dem aus dem Boden austretenden Gas (z.B. CO_2) als Konzentrationsveränderung gemessen. Zur Änderung der Konzentration der Haubenluft tragen die drei Flüsse J_x , J_1 und J_m bei, wobei

- J_x - der (diffuse) Gasfluß aus dem Boden in die Glocke,
- J_1 - der (konvektive) Gasfluß aus der Umgebung in die Glocke und
- J_m - der (konvektive) Gasfluß aus der Glocke in das Meßgerät ist.

Ist V das Glockenvolumen, c_m die Konzentration der Glockenluft hinsichtlich

*) Institut für Bodenkunde der TU Hannover

der zu untersuchenden Komponente, so gilt:

$$V \frac{\Delta c_m}{\Delta t} = J_x + J_l - J_m \quad (1)$$

Am einfachsten ist es nun, im stationären Zustand zu messen, der durch

$$\frac{\Delta c_m}{\Delta t} = 0 \quad (2)$$

gekennzeichnet ist. Damit wird:

$$J_x = J_m - J_l \quad (3)$$

Für die einzelnen Flüsse gilt:

$$J_x = F \cdot i_x \quad (4)$$

$$J_l = c_l \cdot \frac{\Delta V}{\Delta t} \quad (5)$$

$$J_m = c_m \cdot \frac{\Delta V}{\Delta t} \quad (6)$$

Darin ist c_l die Gaskonzentration der Umgebungsluft und i_x die Flußdichte der betreffenden Komponente, F das abgegrenzte Flächenstück. Mit der Bilanz (3) ergibt sich für die Flußdichte des aus dem Boden tretenden eindimensionalen Gasflusses:

$$i_x = \frac{c_m - c_l}{F} \cdot \frac{\Delta V}{\Delta t} \quad (7)$$

Die Bedingungen dafür, daß sich ein stationärer Zustand hinsichtlich des fraglichen Gases in der Glocke einstellt, sind:

- 1) Gute Durchmischung der Haubenluft. Diese hängt vom Haubenvolumen, von der Geschwindigkeit des Luftvolumendurchsatzes $\frac{\Delta V}{\Delta t}$ und von der Anordnung des Ansaug- und Meßstutzens in der Glocke ab.
- 2) Direkt nach dem Aufsetzen der Glocke und dem Pumpen verändert sich die Gaskonzentration in der Haube in nicht einfach zu beschreibender Weise. Der sich schließlich einstellende stationäre Zustand hängt von der Geschwindigkeit $\frac{\Delta V}{\Delta t}$ ab, die deshalb während des Vorpumpens und während der eigentlichen Messung konstant bleiben muß.
- 3) Wegen der möglichen Temperaturveränderung unter der Glocke beim Belassen der Glocke auf der Meßfläche sollte dieselbe

für jede Messung neu installiert werden. Das Vorpumpen (zur Erreichung der Stationarität) und der eigentliche Meßvorgang sollten dann eine Zeit beanspruchen, die klein bleibt im Vergleich zu der Zeit, innerhalb derer sich i_x "merklich" (z.B. infolge der Tagesdynamik) verändert.

Dieses Meßprinzip beruht darauf, daß im stationären Zustand in der Glocke eine gegenüber der Umgebung erhöhte Gaskonzentration vorliegt. Erhöhte Konzentration bedeutet aber, daß sich der diffusive Anteil des Gasflusses aus dem Boden erniedrigt, weil das wirksame Konzentrationsgefälle verkleinert wird. Mit dem tatsächlichen Diffusionsfluß i_w

$$i_w = \frac{1}{F} \cdot \bar{D}_s \frac{\Delta c_x}{\Delta x} = \frac{\bar{D}_s}{F} \cdot \frac{c_1 - c_l}{x_1} \quad (8)$$

(worin \bar{D}_s der mittlere Gasdiffusionskoeffizient in der obersten Schicht der Dicke $\Delta x = x_1$ und c_l die Konzentration in der Bodenluft bei der Tiefe x_1 ist, bei der Tiefe, oberhalb derer keine nennenswerte Gasentwicklung stattfindet) ergibt sich die Abweichung vom gemessenen Gasfluß i_x zu:

$$i_w - i_x = \frac{\bar{D}_s}{F} \cdot \frac{c_m - c_l}{x_1} \quad (9)$$

bzw. nach geringfügiger Umformung:

$$i_w = i_x \left[1 + \frac{\bar{D}_s}{F \cdot i_x} \cdot \frac{c_m - c_l}{x_1} \right]$$

$$i_w = i_x \left(1 + \frac{c_l - c_m}{c_l - c_m} \right) = i_x \left(1 + \frac{\Delta c_0}{\Delta c_x} \right) \quad (10)$$

Die notwendige Korrektur ist also umso größer, je größer das Verhältnis $\frac{\Delta c_0}{\Delta c_x}$ ist. Diese Korrektur ist für CO_2 -Flußmessungen meistens ohne große Bedeutung, da der Konzentrationsunterschied Glockenluft-Umgebungsluft normalerweise klein bleibt im Vergleich zum Konzentrationsanstieg der Bodenluft in den obersten cm eines Bodens. Das gilt hingegen nicht beim Wasserdampf.

Eine ähnliche Korrektur müßte auch für die Temperatur berücksichtigt werden, wenn innerhalb der Glocke die Temperatur von derjenigen der Umgebungsluft erheblich abweichen würde. Wenn jedoch die Glocken erst unmittelbar vor der Messung installiert werden, bleibt die Temperaturveränderung vernachlässigbar.

Zur Messung der Gaskonzentration der Glockenluft eignen sich besonders alle solchen Analysenverfahren, die eine diskontinuierliche Probeneingabe ermöglichen (z.B. Infrarotspektroskopie, Gaschromatographie, Drüger-Röhrchen).

2) Nicht-stationäres Verfahren (Mengenmessung)

Abb. 2 zeigt den Schnitt durch die schematisierte Meßglocke, wenn nicht-stationär gearbeitet werden soll. Ansaug- und Meßstutzen entfallen, das Mengenmeßsystem ist unter der Glocke angebracht. Durch Gleichsetzung der beiden Flüsse J_m und J_x

$$J_m = \frac{dc_m}{dt} \cdot V_m \quad (11)$$

$$J_x = F \cdot i_x \quad (12)$$

(mit c_m als der Konzentration der Meßlösung hinsichtlich der gefragten Komponente, V_m dem Volumen der Meßlösung) und Integration über das Meßzeit-Intervall ergibt sich für i_x :

$$i_x = \frac{V_m}{F} \cdot \frac{c_m - c_{m0}}{t - t_0} \quad (13)$$

Bei diesem Verfahren muß jedoch auch noch das zu Beginn und Ende der Messung unter der Glocke eingeschlossene Luftvolumen bezüglich seines Gasgehaltes (z.B. CO_2) berücksichtigt werden, sodaß anstelle von (13) gilt:

$$i_x = \frac{V_m (c_m - c_{m0})}{F (t - t_0)} - \frac{V (c_0 - c_1)}{F (t - t_0)} \quad (14)$$

In dieser Formel bedeutet c_0 bzw. c_1 die Anfangs- bzw. Endkonzentration der gefragten Komponente in der Haubenluft, V das Haubenvolumen. Dieses Meßverfahren schließt also außer der Mengenbestimmung $V_m (c_m - c_{m0})$ auch noch zwei davon unabhängige Bestimmungen der Anfangs- und der Endkonzentration der Glockenluft ein. Auf deren Bestimmung kann nur dann verzichtet werden, wenn der zweite Term im Zähler klein ist gegenüber dem ersten Term. Der erste Term in Gleichung (14) wächst mit zunehmender Zeit, sodaß zur Berücksichtigung der vorgenannten Bedingung eine bestimmte Meßdauer nicht unterschritten werden darf. Das bedeutet u.a., daß der so bestimmte Gasfluß nur einen Mittelwert über das Meßintervall darstellt, wenn sich der Fluß während der Meßdauer nennenswert ändert.

Normalerweise wird bei diesem Verfahren das Gas (z.B. CO_2) in einer Lösung als Meßvorlage quantitativ absorbiert und durch eine Konzentrationsbestimmung die absorbierte Menge bestimmt. Dabei kann die Diffusion in die Lösung ein die Genauigkeit der Methode beschränkender Faktor sein. Wird nämlich nicht alles vom Boden unter der Glocke abgegebene Gas unmittelbar nach dem Austreten absorbiert, so wird es sich unter der Glocke anreichern und den Gasfluß aus dem Boden wegen des veränderten Konzentrationsgefälles über die Oberfläche in schwer kontrollierbarer Weise verändern. Dann wird auch die Bestimmung der Haubenluftkonzentration zu Ende der Messung c_1 unerlässlich, sodaß man sich fragen muß, ob in solchem Falle nicht besser sogleich die unter 1) genannte Methode verwendet werden sollte. Man kann aber die Behinderung durch die Diffusion praktisch vernachlässigen, wenn man unter der Glocke eine kleine Pumpe installiert, die eine ständige rasche Perkolation der Haubenluft durch die Meßlösung erzwingt. Dann wird je nach der Perkulationsgeschwindigkeit nach kurzer Zeit die Haubengaskonzentration sehr klein und praktisch stationär ($c_1 = 0$). Für die Korrektur bezüglich des veränderten Konzentrationsgefälles gilt dann im Prinzip das unter 1) gesagte.

Abb. 3 zeigt einen Vergleich der beiden Methoden am Beispiel des Tageszyklus' des CO_2 -Flusses. Bei der stationären Methode wurde mit Drägergeräten gemessen, im nicht-stationären Verfahren Barytlaug als Vorlage benutzt. Die relative schlechte Übereinstimmung in den frühen Nachmittagsstunden läßt sich aufgrund der Bodenheterogenität verstehen, da nicht ständig an der gleichen Stelle gemessen wurde.

Literatur: und Jacobs, E.

- Richter, J., 1972a: Feldmessungen zum CO_2 -Haushalt eines Sandbodens. Landbauforschung Völkenrode 22, 61-68
- Richter, J., 1972b: Eine einfache Methode zur direkten Messung der Evaporation von Böden. Z. Pflanz. Bodenk. 132, 99-104
- Richter, J., 1972c: Zur Methodik des Bodengashaushaltes, I. u. II. Z. Pflanz. Bodenk. 132, 208-219 u. 220-239
- Richter, J., 1972d: Evidence for Significance of Other-than-Normal Diffusion Transport in Soil Gas Exchange. Geoderma 8, 95-101.

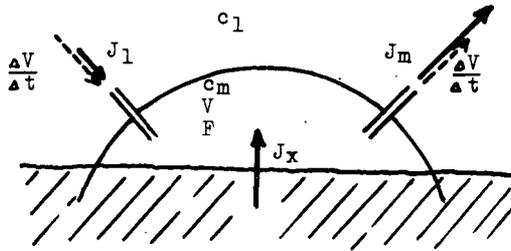


Abb. 1 (oben): Schema des Meßvorganges bei stationären Bedingungen

Abb. 2 (unten): Schema des Meßvorganges bei nicht-stationären Bedingungen

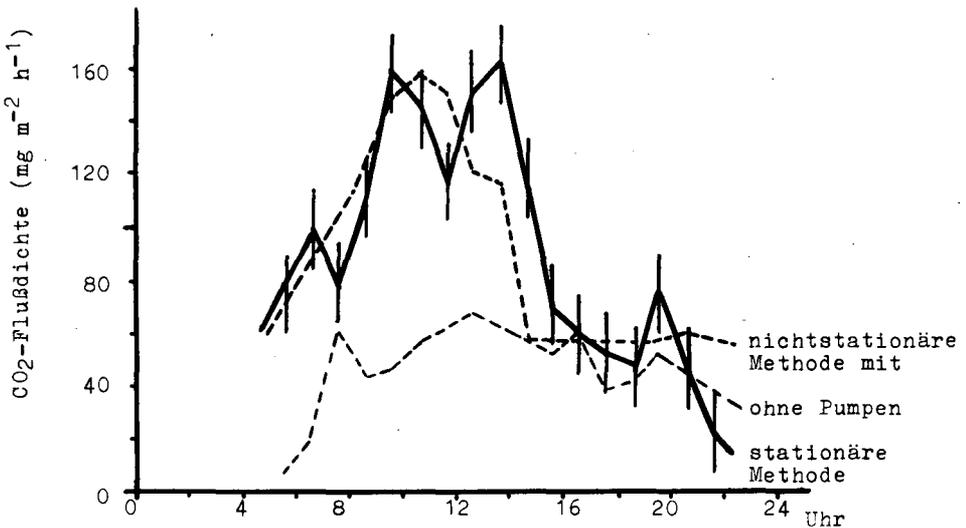
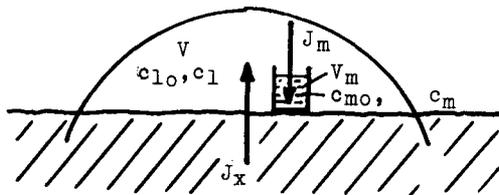


Abb. 3: Vergleich der stationären (Dräger-Röhrchen-Messung) mit der nicht-stationären Methode (Isermeyer-Verfahren mit und ohne Pumpen)

Die Erfassung von Sauerstoffmangel in sandigen

Mittelgebirgsböden

von

K. Stahr

An Böden mit Humus-Fe-Bändchen aus dem nördlichen Buntsandstein-schwarzwald wurden Wasser- und Lufthaushalt untersucht (Stahr 1973). Diese Böden haben sich in periglacialen Schuttdecken entwickelt, sind stark sauer (pH_{KCl} 2,6 - 4,5) und weisen gut entwickelte Bleichhorizonte auf. Die beiden Haupttypen sind der Bändchen-Podsol mit der Horizontfolge $O_f - O_h - A_e - B_s C$ sowie der Bändchen Stagnogley, bei dem sich zwischen A_e und B_b ein A_{eg} oder B_g Horizont einschaltet, der B_s fehlt meist.

Die Körnung zeichnet sich durch sehr hohe Sandgehalte aus (meist Mittel- und Feinsand). Ton und Schluff liegen in der Feinerde gewöhnlich unter 20%. Die Porung zeigt ein Minimum in den $A_e - A_{eg}$ - Horizonten. Das Minimum ist deutlicher beim Bändchen-Stagnogley ausgeprägt.

Für 2 Beispiele sollen kurz Porung und Wasserhaushalt dargestellt werden. Der mächtige Bändchen-Stagnogley auf der Hochfläche hat einen deutlich ausgeprägten A_{eg} - und B_g - Horizont mit sehr geringen Fein- und Feinstporenanteilen und einem Gesamtporenvolumen $< 40\%$. Am Bändchen steigt der Anteil der Fein- und Feinstporen sehr stark an, dabei gehen die Grobporen gegen Null und nehmen sprunghaft unterhalb zu, während die feineren Porenanteile wieder abnehmen. Der Kurvenverlauf beim Bändchenpodsol ist einfacher und weist nur in Porenvolumen und Feinporengehalten ein deutliches Maximum am Bändchen auf.

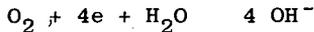
Beim Betrachten des Wasserhaushalts fällt auf, daß die Wassergehalte ganzjährig im O_H - und im B_g - Horizont sehr hoch sind, während sie im A_e - niedriger liegen. Aus der Differenz zwischen Wassergehalt und Porenvolumen ergibt sich das Luftvolumen, hier in Prozent des Porenvolumens ausgedrückt. Dabei läßt sich ablesen, daß der B_g praktisch ganzjährig wassergesättigt ist. Beim Bändchen-Podsol ist ebenfalls ein Maximum des Wassergehaltes in den Auflagehorizonten und oberhalb des B_b entwickelt, während die Wassergehalte im B_g - und C - Horizont sehr stark abnehmen. Hier ergeben die Luftgehalte ebenfalls niedrige Werte oberhalb des B_b - Horizonts, während im Unterboden jeweils 30 - 40% des Porenvolumens luftgefüllt sind.

Diese Daten lassen im unteren A_e - Horizont des B_b - Podsoles und verstärkt im B_g - des Stagnogleys Sauerstoffmangel und reduzierende Bedingungen erwarten. Diese Vermutung wird noch dadurch verstärkt, daß die Durchwurzelung der Profile meist ihr Maximum in den Auflagehorizonten hat und häufig die A_{eg} - Horizonte nicht erreicht. Die Verhältnisse sollten durch Messung des Redoxpotentials und der Sauerstoffdiffusion genauer erfaßt werden. Der Gang des Redoxpotentials beim Stagnogley (Abb. 1) bestätigt das Gesagte eindrucksvoll. Hierbei treten die niedrigsten Werte durchgehend im B_g auf, während am Bändchen höhere und im C mittlere Redoxpotentiale bestimmt wurden. Beim Podsol (Abb. 2) zeigen sich etwas veränderte Verhältnisse, wobei die höchsten Potentiale im A_e auftreten und in allen tiefer liegenden Horizonten meistens niedrigere Werte auftreten. Trägt man die erhaltenen Redoxpotentiale in ein E_h - pH - Diagramm ein, so ergeben sich reduzierende Bedingungen für die meisten Oberbodenhorizonte, die Unterbodenhorizonte des Bändchen-Stagnogleys werden jedoch von oxidierenden Bedingungen beherrscht. Diese Ergebnisse lassen weiterhin geringe Sauerstoffkonzentration in einigen Horizonten vermuten.

Zur Quantifizierung der Sauerstoffversorgung, d.h. des für

die Atmung von Pflanzen und Mikroorganismen zur Verfügung stehenden Sauerstoffs wurde die polarographische Bestimmung der Sauerstoffdiffusionsrate (ODR) nach Lemon und Erickson (1952) modifiziert nach Poel (1960) durchgeführt. Diese Methode ist im Englischen Sprachraum zur Charakterisierung der Sauerstoffversorgung in Staunässeböden üblich geworden. In Deutschland wurde sie von Blume (1968) und Schweikle (1971) angewandt. Als Meßelektrode fungiert eine blanke Platinelektrode.

Der Stromkreis wird über eine Kalomelektrode und eine Trockenbatterie geschlossen. Als Meßgeräte fungieren ein Voltmeter und ein μ -Amperemeter. An der Platinelektrode wird nach Anlegen einer Spannung (hier 0,8V) Sauerstoff reduziert. Für den Kathodenvorgang kann die Summenformel



angegeben werden. Die Höhe des sich nach wenigen Minuten einstellenden Gleichgewichtsstroms ist abhängig von der Menge der an der Elektrode diffundierenden und reduzierten Sauerstoffmoleküle. Da diese wiederum eng mit der Konzentration des Sauerstoffs in der Bodenlösung korreliert sind, läßt sich hiermit bei Kenntnis der Grenzwerte die Sauerstoffversorgung in einzelnen Horizonten ermitteln. Die Hauptvorteile der Methode liegen in der einfachen Durchführung, in der Messung im Felde, ohne das Bodengefüge stark zu verändern sowie in der Messung des Sauerstoffs in der wässrigen Phase des Bodens, woraus er auch von Pflanzenwurzeln aufgenommen werden muß.

Betrachtet man die bisher erzielten Ergebnisse (Abb. 3), so zeigt sich, daß beim Stagnogley wie erwartet der B_g - Horizont niedrigere ODR-Werte aufweist, wogegen diejenigen des B_b und C relativ hoch liegen. Vergleicht man schließlich die Gehalte beim Bändchen-Podsol (Abb. 4), so finden sich dort die höchsten

Gehalte im A_e - Horizont mit Abnahme zu Unterboden. Insoweit entsprechen die erhaltenen Werte den erwarteten. Bolt u. a. (1966) geben als Untergrenze der ausreichenden Versorgung $20 \cdot 10^{-8} \text{gO}_2 \text{ min}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$ an. Hiernach wären alle Horizonte als ungenügend versorgt anzusprechen, Auf diese systematische Diskrepanz zwischen Feldansprache und Messung wies auch Schweikle (1971) hin. Arbeiten von Armstrong (1967) in Großbritannien nehmen $2 \cdot 10^{-8} \text{gO}_2 \text{ min}^{-1} \text{ cm}^{-2}$ als Grenzkonzentrationen an. Ähnliche Gehalte erscheinen auch bei Blume (1968) als sehr geringe Versorgung. Eine geeignetere Einstufung würde jedoch weitere Untersuchungen erfordern.

Zieht man Messungen an einem anderen Profil in Betracht, (Abb. 5) so läßt sich mit dem bisher Gesagten nur noch schwer eine Erklärung finden. Hier werden nach sehr geringen Gehalten im A_{he} stark ansteigende Gehalte in den Unterböden gemessen. Zwei Möglichkeiten bestehen, um zu erklären, welche Ursache die unvermuteten Ergebnisse haben. Zunächst wurde versucht, Korrelationen für einzelne Elektroden und Horizonte zwischen Wassergehalt, Luftvolumen, Temperatur und Redoxpotential einerseits und der ODR andererseits zu ermitteln. Die zweite Möglichkeit besteht darin, zu prüfen, welche Faktoren, die bisher unberücksichtigt blieben, bei der gewählten Methode Ergebnisse hervorrufen können, die nicht nur durch die Sauerstoffdiffusion bedingt sind. Zunächst war zu erwarten, daß die ODR-Werte in erster Näherung positiv mit dem Luftvolumen und dem Redoxpotential, negativ mit dem Wassergehalt und der Temperatur korrelieren. In keinem dieser Fälle konnte eine gesicherte Korrelation festgestellt werden. Als Beispiele seien zwei Versuche der Korrelation von Redoxpotential und ODR angegeben. Abb. 6 gibt 55 Elektroden aus A_e und B_s - Horizonten, deren ODR und Redoxpotentiale zum selben Zeitpunkt bestimmt wurden. Es läßt sich lediglich ein Feld ausgrenzen, in dem keine Wertepaare auftreten. Ähnliches gilt auch dann, wenn man einzelne Elektroden über längere Zeit betrachtet und die Schwankungen der Meßwerte aufträgt (Abb. 7). Aus ähnlichen Ergebnissen, jedoch an wesentlich homogenerem Material

gewonnen, schloß Armstrong (1967), daß ODR und Redoxpotential nur in einem sehr engen Bereich korreliert sind, wo der Sauerstoffpartialdruck entscheidend das Redoxpotential bestimmt.

Der zweite Versuch mußte die Grenzen der Methode ergründen. Hierbei kann an dieser Stelle keine Vollständigkeit erreicht werden. Wesentliche Faktoren, die die Methode beeinflussen können, sind im elektrischen Widerstand des Bodens, in Störionen, die ebenfalls an der Elektrode reduziert werden können, in den Teilprozessen der Kathodenreaktion sowie den Wassergehalten des Bodens zu suchen. Der elektrische Widerstand des Bodens wurde nicht bestimmt. Auch in der Literatur finden sich nur spärliche Angaben über die Rolle dieses Faktors. In einer Arbeit von van Doren und Erickson (1966) wird dem Widerstand keine Bedeutung beigemessen, da auch bei deutlicher Erhöhung desselben gleiche ODR-Werte bestimmt wurden. Neuerdings gibt Mc Intyre (1970) jedoch an, daß eine Erhöhung des Widerstands dort die ODR deutlich beeinflußt, wo eine Strom-Spannungs-Abhängigkeit des Meßwerts besteht. Hiernach müßte bei der Versuchsanordnung zusätzlich der Spannungsabfall an der Meßelektrode bestimmt werden, um die effektive Spannung, die die Sauerstoffreduktion bewirkt, zu kennen.

Diese Fehlerquelle kann jedoch nur Meßwerte verkleinern, keine Erhöhung hervorrufen.

Weiterhin ist das Auftreten von Störionen zu beachten. Hierbei können Ionen des Fe, Mn, Cu, Co und andere Metalle in der oxydierten Wertigkeit stören, wenn sie in Lösung vorliegen. Insbesondere bei den B_b - und B_s - Horizonten kann nicht ausgeschlossen werden, daß Konzentrationen von einigen ppm auftreten. Die Ionen beeinflussen die Meßwerte positiv. Ich möchte die erhöhten Werte am B_b gegenüber den C - Horizonten auf dieses Phänomen zurückführen. Ein weiteres andersgeartetes Störion ist der Wasserstoff als Proton. Zeichnet man die Stromspannungskurve der ODR für Suspensionen und wassergesättigte Böden, so ergibt sich ein Sauerstoffplateau (Abb. 8). Innerhalb dieses Plateaus

ist die Stromstärke unabhängig von der Spannung. Der Anstieg nach dem Plateau wird übereinstimmend von allen Autoren auf die einsetzende Reduktion von H^+ Ionen zurückgeführt. Einzelne Autoren (z.B. Armstrong 1967) berichten unter besonderen Bedingungen bereits bei niedrigeren Spannungen von einem H-Anstieg. Geht man schließlich von wassergesättigten Böden auf solche mit höheren Wasserspannungen über, so läßt sich feststellen, daß das Sauerstoffplateau rasch verschwindet. Mc Intyre (1971) gibt hierfür einige Beispiele. Leider sind weder Wasserspannungen noch Wassergehalte angegeben. Jedoch gilt auch noch bei dieser Kurve, daß bei konstanter effektiver Spannung die gemessene ODR proportional zur O_2 - Konzentration ist.

Die an den Elektroden der Bändchen-Böden aufgenommenen Strom-Spannungs-Kurven zeigen nur teilweise noch ein Plateau und dies wie erwartet meist in den wassergesättigten Horizonten. Leider verändern sich diese Kurven mit der Zeit, da sich der Wassergehalt ändert. Eine mittlere Kurve zeigt übereinstimmend einen nahezu linearen Anstieg zwischen 0,2 und 0,8 V, wo sich die Kurve dann versteilt. Nach diesen Messungen wäre zu empfehlen, die Spannung etwas tiefer zu wählen, wie auch heute üblich. Unerläßlich ist jedoch die Aufnahme der Strom-Spannungs-Kennlinie vor der Messung, da hieraus abgelesen werden kann, ob man sich im Bereich der H^+ - Reduktion befindet.

Versucht man schließlich, genauer die Kathodenreaktion zu berücksichtigen, so stellt sich heraus, daß als Teilprozesse die Diffusionsgeschwindigkeit der O_2 - Moleküle, deren Reaktion an der Elektrode sowie die Diffusion der OH^- von der Elektrode auftreten. Schließlich ist an Luftporen in der Nähe der Elektrode der Übergang von O_2 aus der gasförmigen in die flüssige Phase zu berücksichtigen.

Die Elektrodenreaktion und die Diffusion des O_2 aus der Bodenluft ins Bodenwasser werden übereinstimmend als nicht begrenzend angesehen. Allerdings geben einige Autoren an, daß oberflächliche Platinoxide die Reaktion katalysieren, wogegen sie die Benetzung der Elektrode erschweren. Die Diffusion des O_2 an die Elektrode ist der Prozeß, der normalerweise als limitierend angesehen wird und es sicherlich dann ist, wenn ein Sauerstoffplateau in der Strom-Spannungs-Kurve auftritt. Schließlich bleibt noch zu erörtern, ob die OH^- - Ionen, die den Leitungstransport in der Lösung vornehmen, in ihrer Bewegung der limitierende Faktor sein können. Nimmt man an, daß im wassergesättigten Zustand der Leitungsquerschnitt immer ausreicht, einen Abtransport der OH^- zu gewährleisten, so tritt bei eintretender Entwässerung eine Zunahme des O_2 und eine Abnahme des Leitungsquerschnitts ein, so daß schließlich ein Abtransport unmöglich wird. Die Konzentration des OH^- steigt an und verschiebt damit das Gleichgewicht der Reaktion bzw. erzeugt eine Gegenspannung, die die Elektrodenreaktion verzögert bzw. unterbindet.

Beim heutigen Stand der Kenntnis sind mit der polarographischen ODR-Methode nur halbquantitative Aussagen möglich. Quantitative Vergleiche zwischen unterschiedlichen Horizonten oder gar Böden unterschiedlicher Textur sind nahezu unmöglich. Bei der Interpretation der Ergebnisse müssen eine Reihe von Faktoren beachtet und teilweise mit erhoben werden, um eine Fehleinschätzung zu vermeiden.

Zur Absicherung der Ergebnisse wäre in diesen Böden die Messung des elektrischen Widerstands des Bodenkörpers, die Aufzeichnung der Strom-Spannungs-Kurven und die Erfassung von störenden Metallkationen wichtig.

Literatur

- Armstrong, W.: The Relationship between Oxidation Reduction Potentials and Oxygen-Diffusion Levels in some Waterlogged Soils, - I. Soil Sci., 18, S. 27 - 34, Oxford 1967.
- Blume, H.P.: Stauwasserböden,- Arb. Univ. Hohenheim, 42, 242 S., 38 Abb., Stuttgart 1968.
- Bolt, G.H., Janse A.R.P. & Koenigs, F.F.R.: Basic Elements of Soil Chemistry and Physics. - Part II: Soil Physics. - 2. Aufl., 95 S., 21 Abb., Wageningen 1970
- Lemon, E.R. und Erickson, A.E.: Oxygen diffusion in the soil with a platinum microelectrode,- SSSA Proceedings, 16, S. 160 - 163, 4 Abb., 1 Tab., Madison 1952
- Mc Intyre, D.S.: The platinum microelectrode method for soil aeration measurement. - Advances in Agronomy, 22, S. 235-283; 9 Abb., Academic Press New York and London 1970
- Poel, L.W. The Estimation of Oxygen Diffusion Rates in Soils. - Journal of Ecology 48, S. 165 - 173, 5 Abb., 1 Taf., London 1960
- Schweikle, V.: Die Stellung des Stagnogleye in der Bodengesellschaft der Schwarzwaldhochfläche auf S₀-Sandstein. - Diss. Univ. Hohenheim, 103 S., 2 Tab., 6 Taf., 35 Abb., Hohenheim 1971
- Stahr, K.: Die Stellung der Böden mit Fe-Bändchen-Mikrohorizont (thin-iron-pan) in der Bodengesellschaft der nördlichen Schwarzwaldberge. - Arb. Geol. Paläont. Inst. Univ. Stuttgart, 70, S. 85 - 183, 52 Abb. 12 Tab., 21 Tab. im Anhang, Stuttgart 1973 (in Druck)
- Van Doren, D.M. und Erickson, A.E.: Factors affecting the platinum microelectrode method for measuring the rate of oxygen diffusion through the soil solution. - Soil Science, 102, S. 23 - 29, Baltimore, 1966.

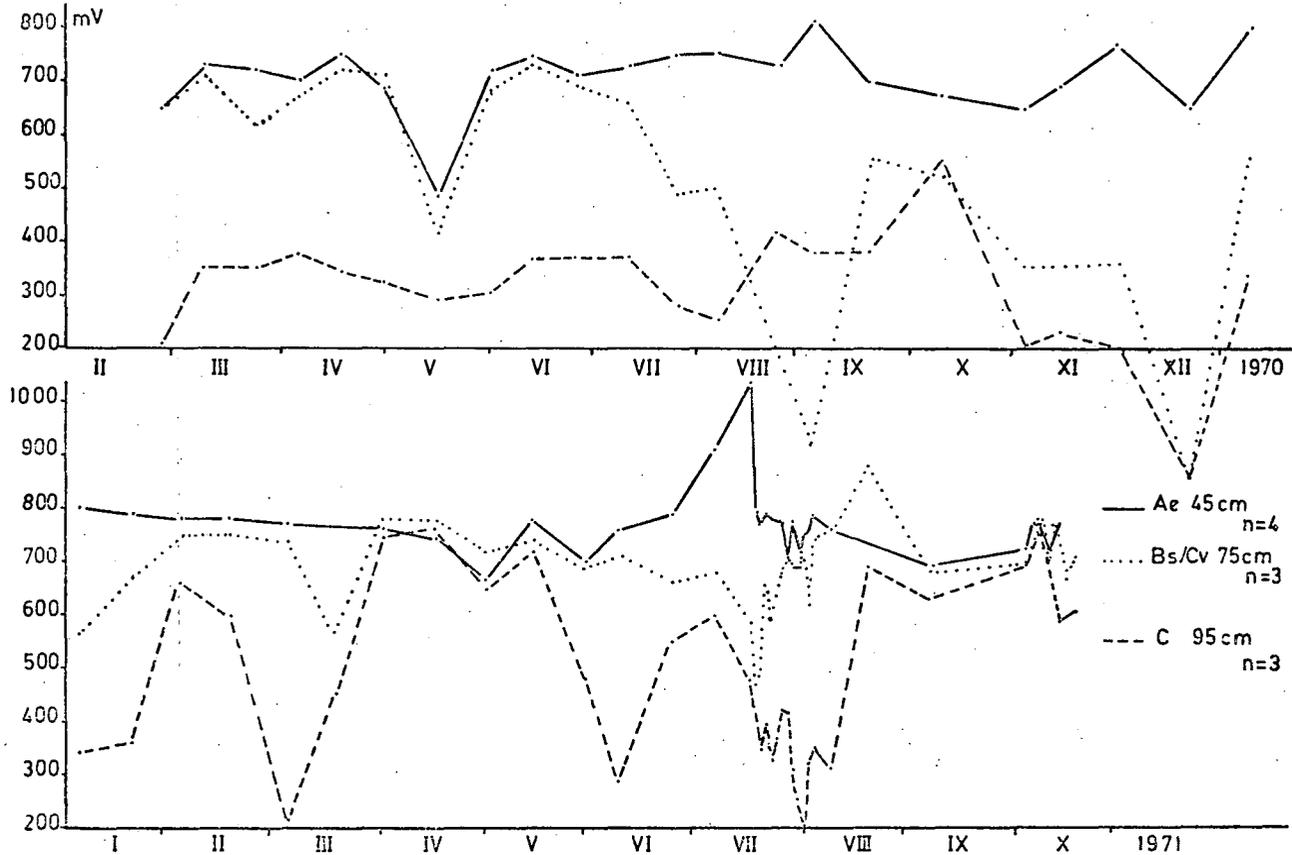


Abb. 1 Gang der Redoxpotentiale (mV) der Meßstelle Hohloh 2 (Bändchen-Stagnogley) in den Jahren 1970/71 (aus Stahr 1973 Abb. 24)

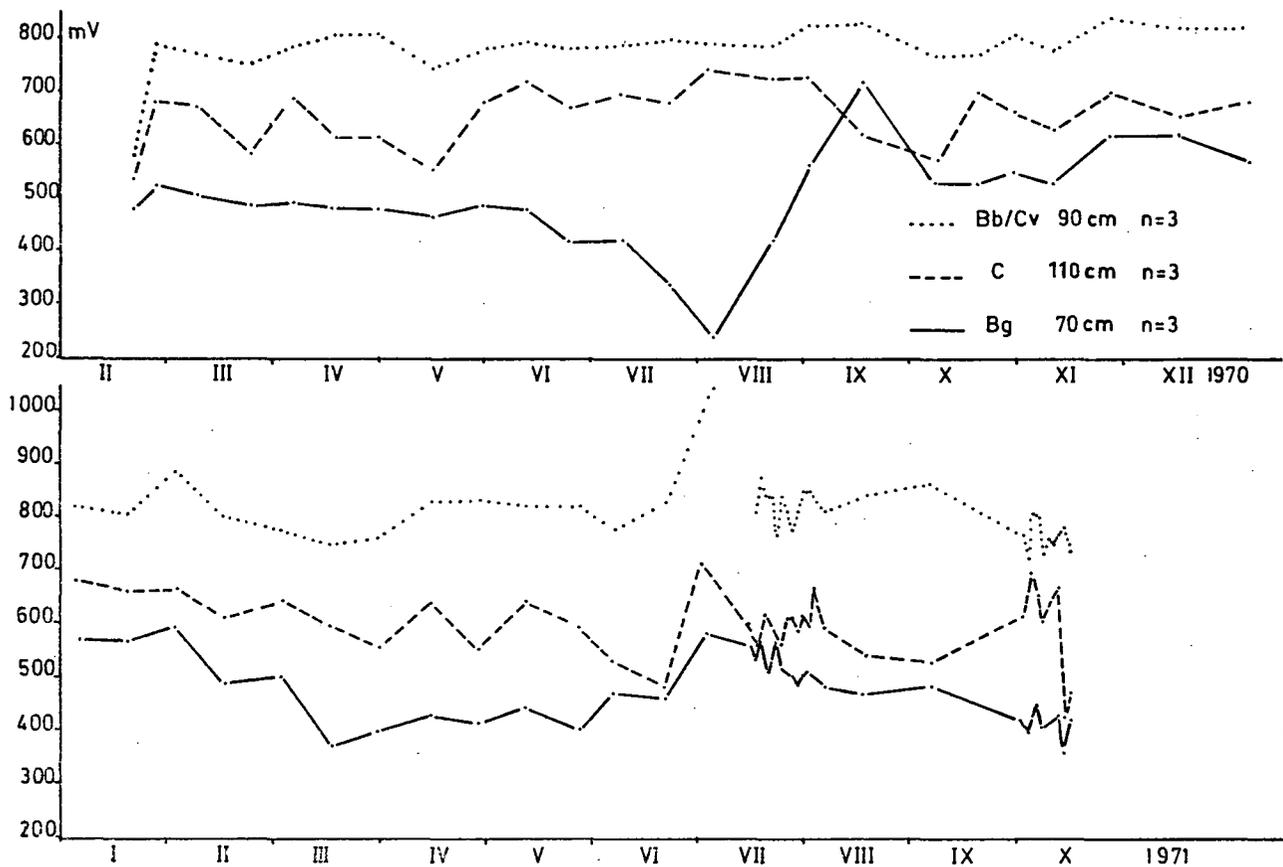


Abb. 2 Gang der Redoxpotentiale (mV) der Meßstelle Hohloh 3 (Bändchen-Podsol) in den Jahren 1970/71 (aus Stahr 1973 Abb. 25)

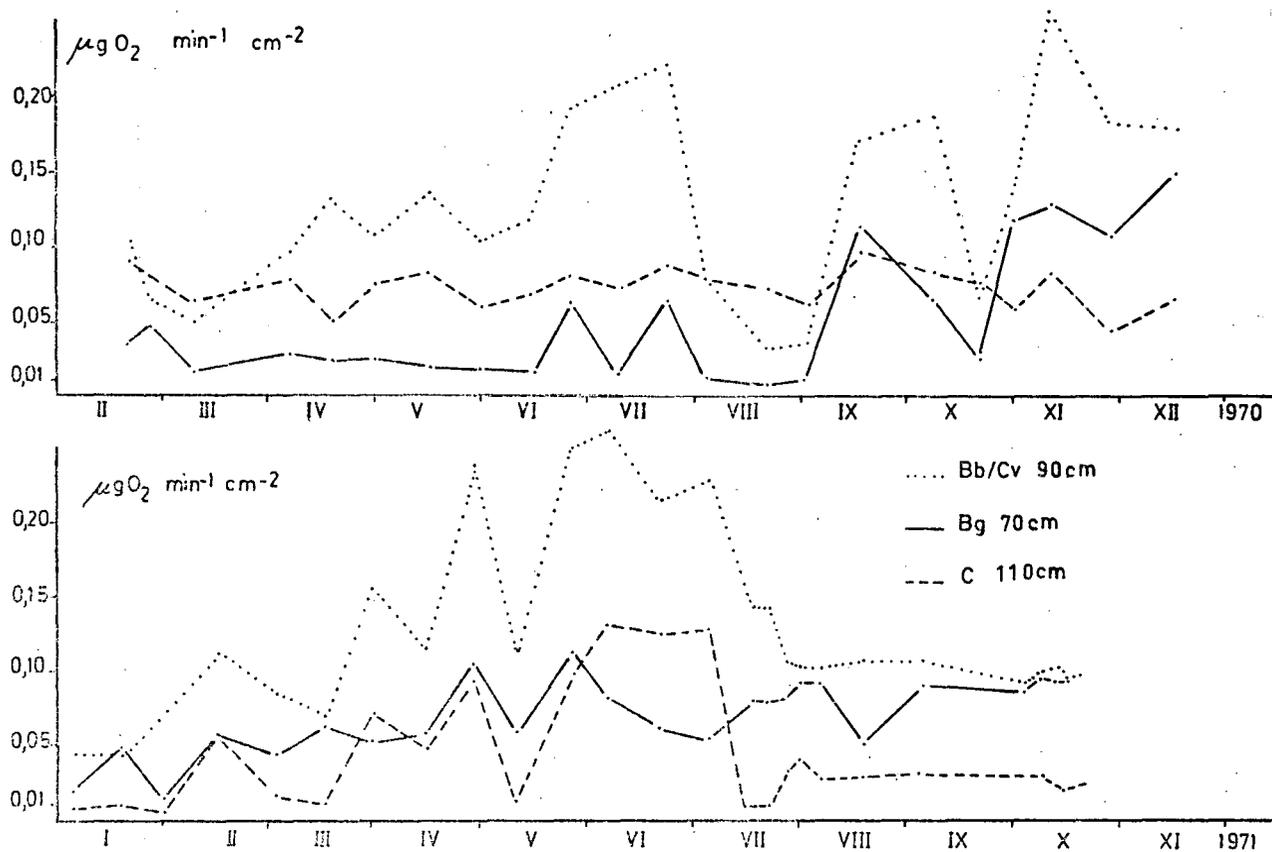


Abb. 3 Gang der Sauerstoffdiffusionsrate ($\mu\text{g O}_2 \text{ min}^{-1} \text{ cm}^{-2}$)
 der Meßstelle Hohloh 2 (Bb - Stagnogley) in den Jahren
 1970/71 (aus Stahr 1973 Abb. 26)

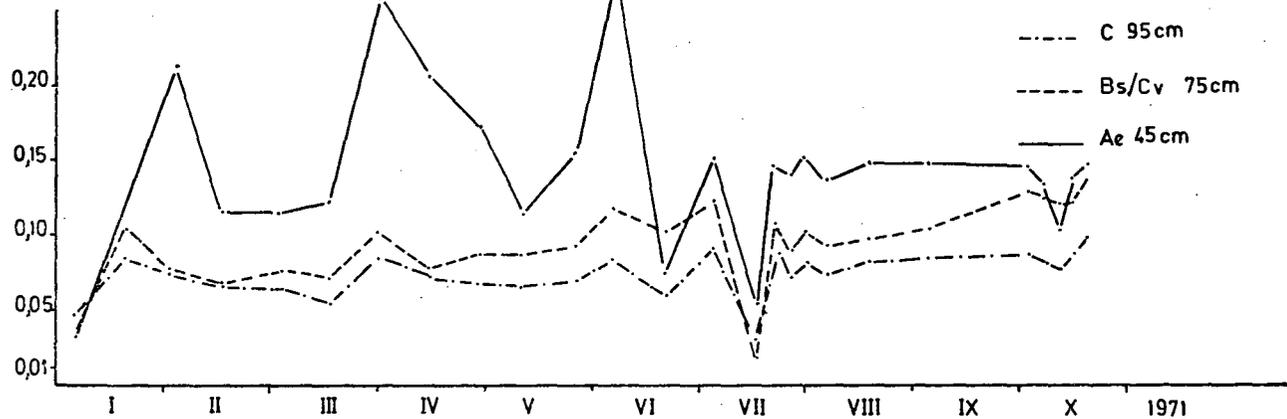
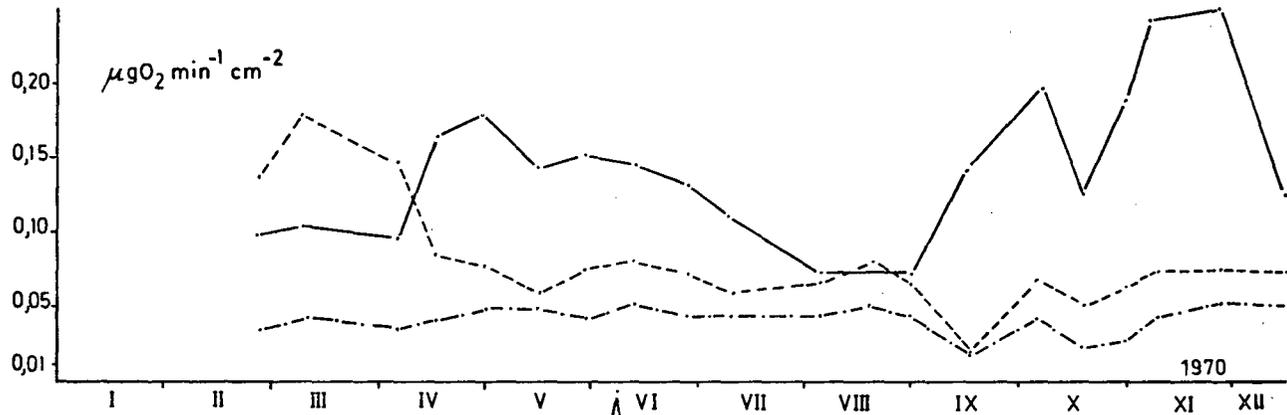


Abb. 4 Gang der Sauerstoffdiffusionsraten der Meßstelle Hohloh 3 (Bb - Podsol) in den Jahren 1970/71 (aus Stahr 1973 Abb. 27)

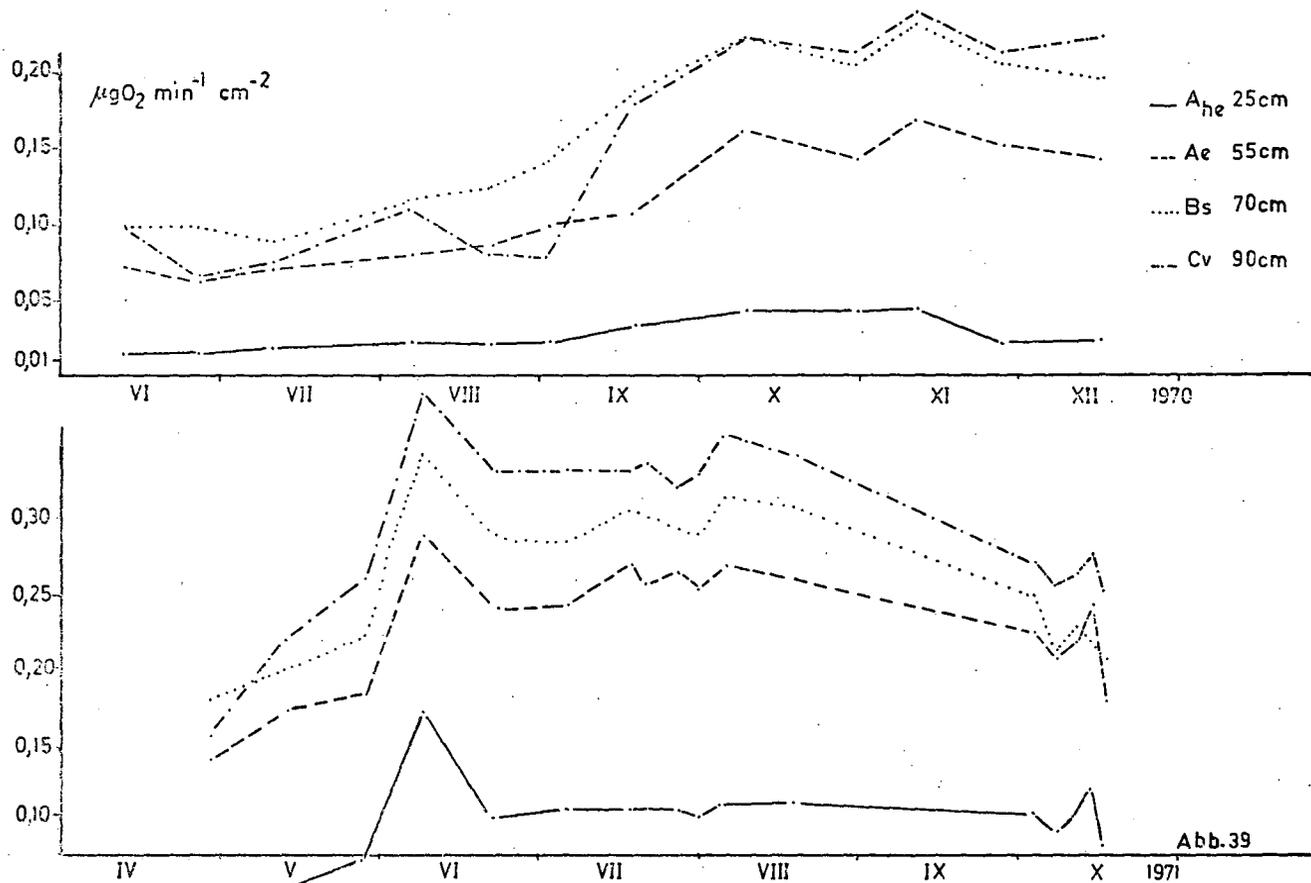


Abb. 5 Gang der Sauerstoffdiffusionsrate der Meßstelle
 Palmloch 2 (Bb - Podsol) in den Jahren 1970/71 (aus
 Stahr 1973 Abb. 39

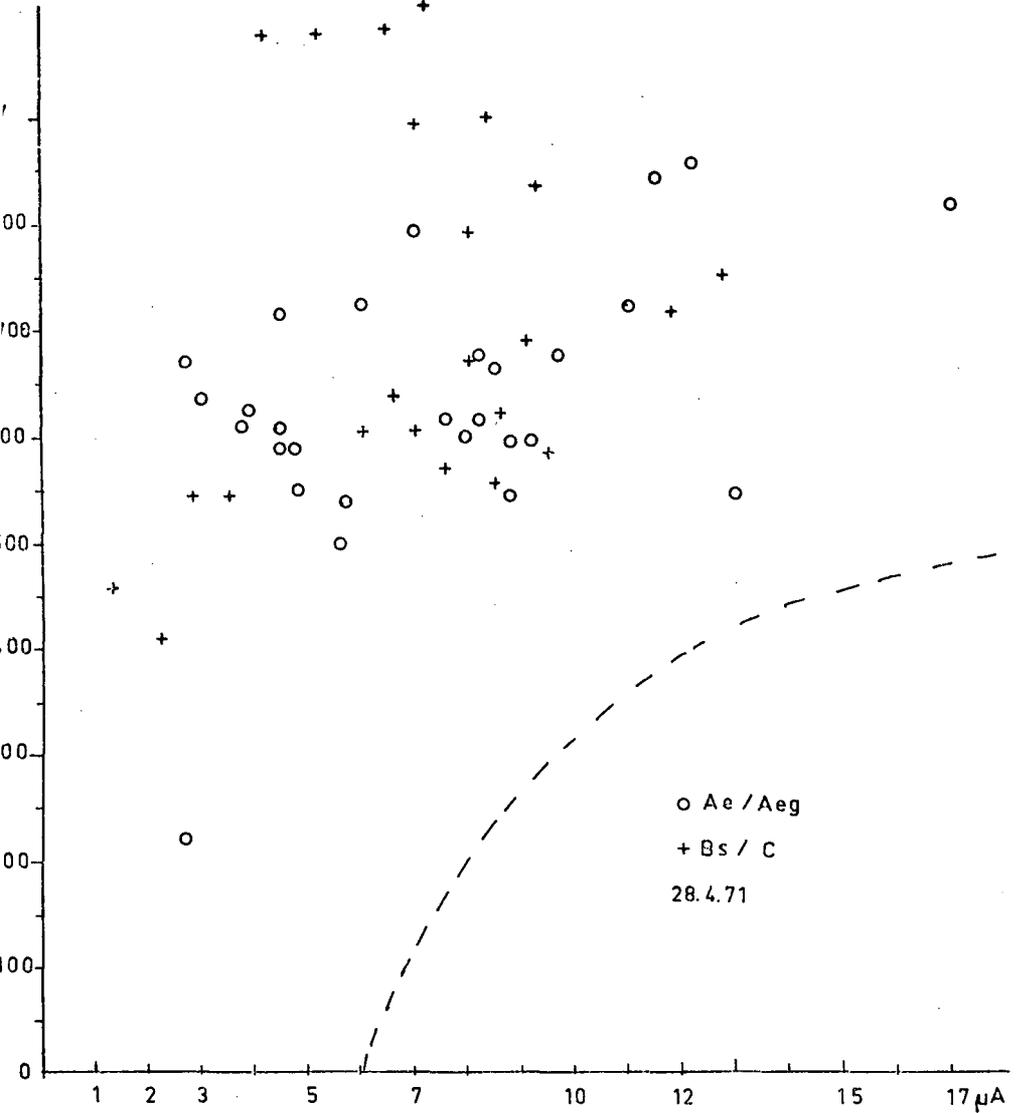


Abb. 6 Abhängigkeit von Sauerstoffdiffusionsrate (μA) und Redoxpotential (mV) an 55 Elektroden aus Ober- und Unterboden-Horizonten von Bb - Profilen. Alle Messungen wurden am gleichen Tag durchgeführt. Die durchbrochene Linie grenzt das Feld aus, in dem keine Meßpunkte liegen.

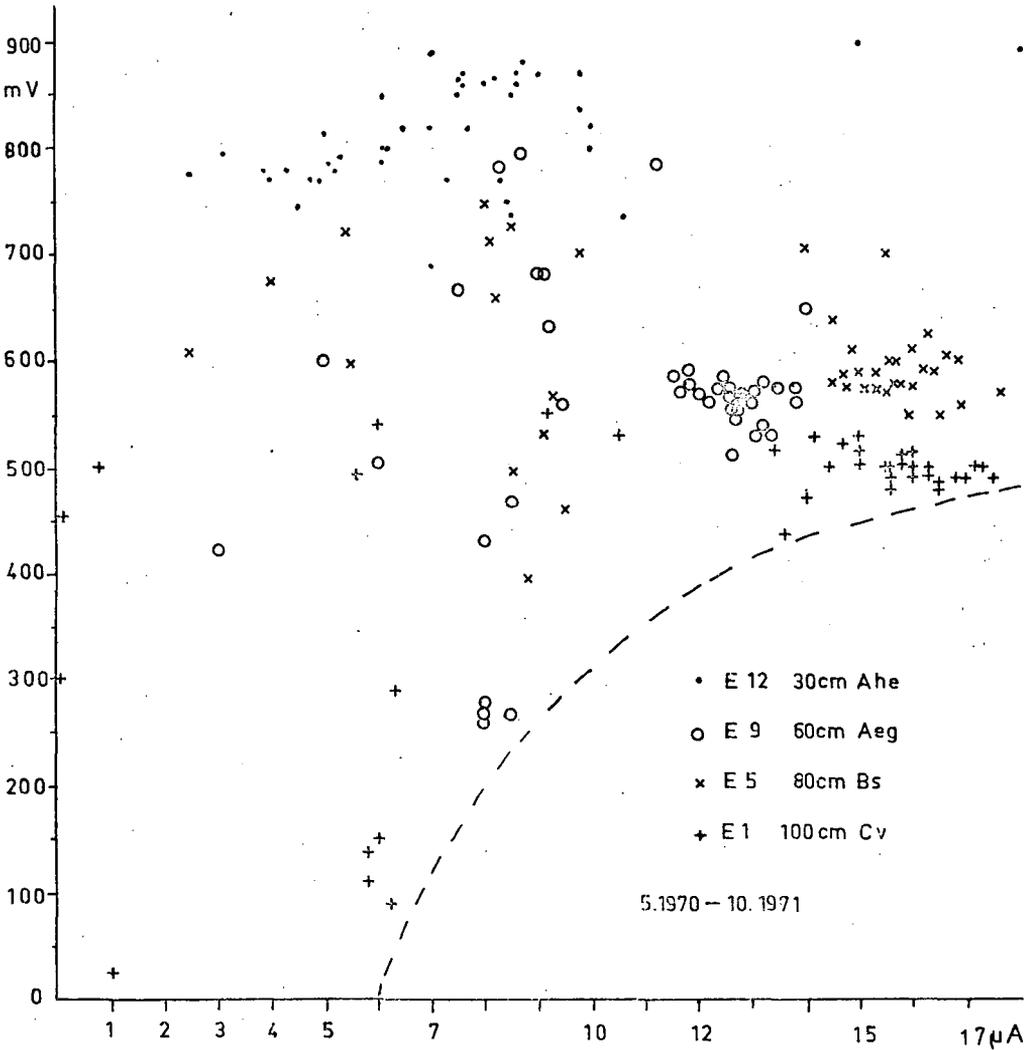


Abb. 7 Abhängigkeit von Sauerstoffdiffusionsrate (μA) und Redoxpotentialen (mV) an 4 Elektroden aus dem Ober- und Unterboden des Profils Palmloch 1a (Bb - Stagnogley)

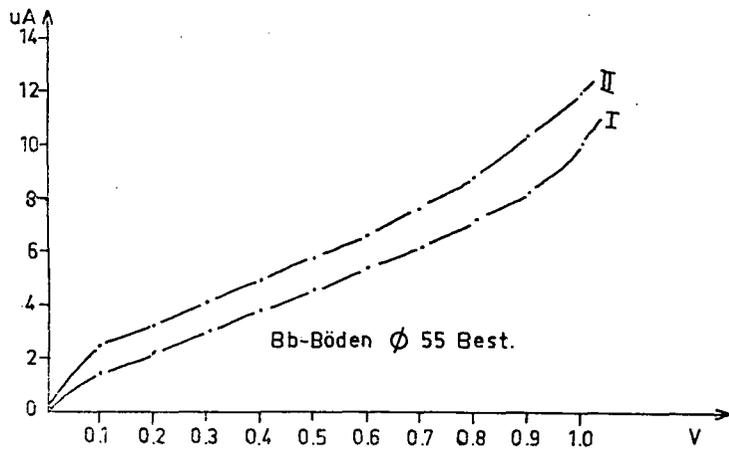
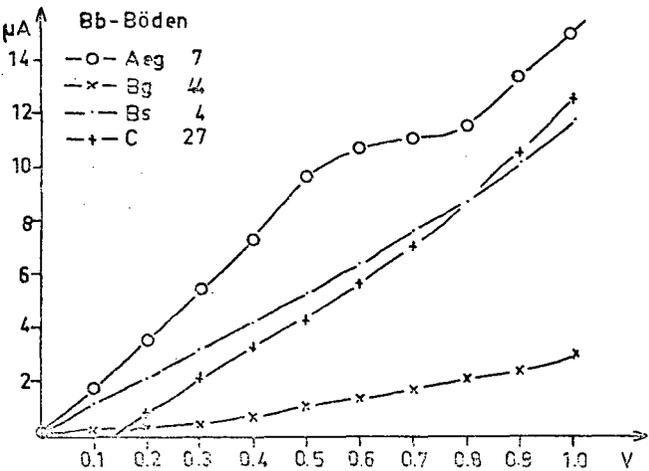
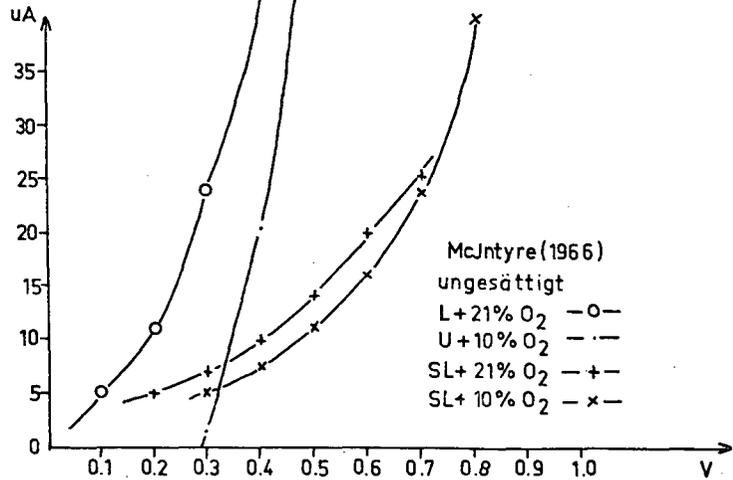
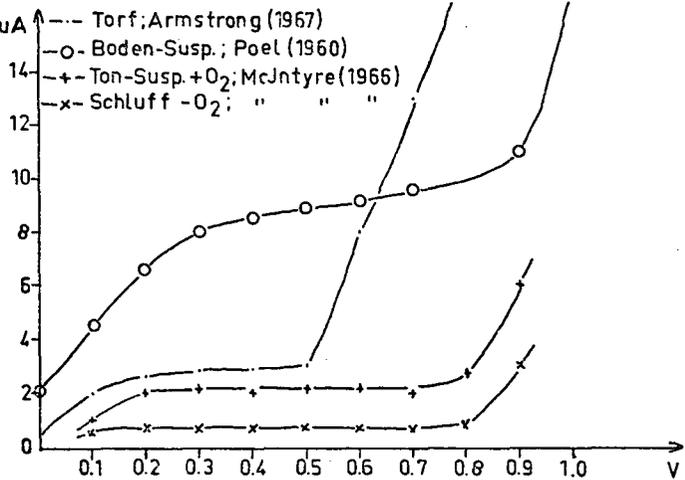


Abb. 8: Strom-Spannungs-Kennlinien unter verschiedenen Bedingungen (s. nachstehende Erläuterung)

- links oben : wassergesättigte Böden oder Suspensionen
verschiedener Autoren im Labor
- rechts oben : ungesättigte Böden (nach Mc Intyre)
- links unten : einzelne Horizonte der Sandböden des Nord-
schwarzwalds
- rechts unten : mittlere Kurven zu verschiedenen Zeit-
punkten aus allen Horizonten der Sand-
böden des Nordschwarzwalds.

Die Erhöhung des Scherwiderstandes in Sandböden durch organische Substanz (Kurzfassung) von K. M. Hartge⁺)

Die Tatsache, daß organische Substanz Mineralpartikel zu Aggregaten verkleben kann, ist allgemein bekannt. Es gibt jedoch daneben noch eine weitere Wirkung der organischen Substanz, die in Sandböden eine Rolle spielt, auch wenn ihr Anteil zu klein ist, um einen nennenswerten Anteil des Bodens zu aggregieren.

Untersucht man nämlich das Sackungsverhalten verschiedener Horizonte aus Böden, die aus fast reinem Quarzsand bestehen, (Talranddünen der Leine) mittels einer früher beschriebenen Methode (Hartge, 1969), so erhält man eine Reihenfolge der sich einstellenden Porenvolumina (Abb. 1), die der in den natürlichen Bodenprofilen entspricht (Abb. 2 links u. Mitte). Durch Messung der Scherwiderstände in einem Ringschergerät läßt sich zeigen, daß dies eine Folge unterschiedlicher Scherwiderstände ist (Abb. 3). Diese Unterschiede betreffen sowohl Kohäsion als auch innere Reibung als Einzelkomponenten und sind in den A-Horizonten stark durch das Vorhandensein von organischer Substanz geprägt. Zerstört man nämlich die organische Substanz mit H_2O_2 , so wird der Scherwiderstand deutlich kleiner (Abb. 3) und das Porenvolumen im Gleichgewicht mit der Schlagbeanspruchung bei der Sackung ebenfalls (Abb. 3).

Hieraus ergibt sich die Hypothese, daß die Vergrößerungen des Porenvolumens im Oberboden, die im Verlaufe der Bodenentwicklung bei Sandböden zu beobachten sind (s. Schlichting, 1960 und Hartge, 1964), ihre Erhaltung bzw. ihre Dauerhaftigkeit einer Erhöhung des Scherwiderstandes verdanken. Der Scherwiderstand ist hier eine Materialeigenschaft und daher auch bei Störung der ursprünglichen Struktur stets in der gleichen Weise wirksam (Vergleich der Porenvolumina an den natürlichen Böden in Abb. 2 und der Laboruntersuchungen in Abb. 1). In diesem Sinne sind die Porenvolumina in den durch die Bodenentwicklung beeinflussten Horizonten von Sandböden Gleichge-

⁺) Institut f. Bodenkunde TU, Hannover

wichte zwischen der größten jeweils auftretenden Auflast und dem Scherwiderstand, der das Ausmaß der Auswirkung dieser Last bestimmt. Deshalb ist in einem Boden mit nie befahrenem Waldbestand trotz etwa gleichem Scherwiderstand das Porenvolumen größer und daher die Bodenoberfläche höher als in dem daneben liegenden Acker (Abb. 2 Mitte u. rechts).

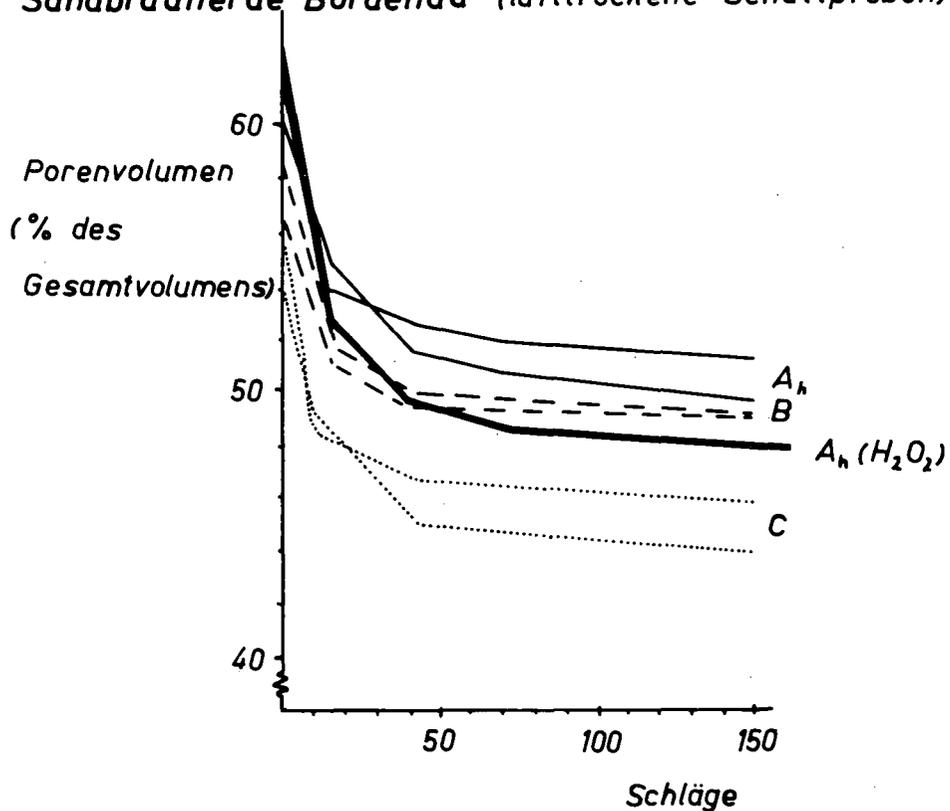
Literatur:

Hartge, K.H. (1964) Z. Pflanzenernähr. u. Bodenkunde 106,
1-12

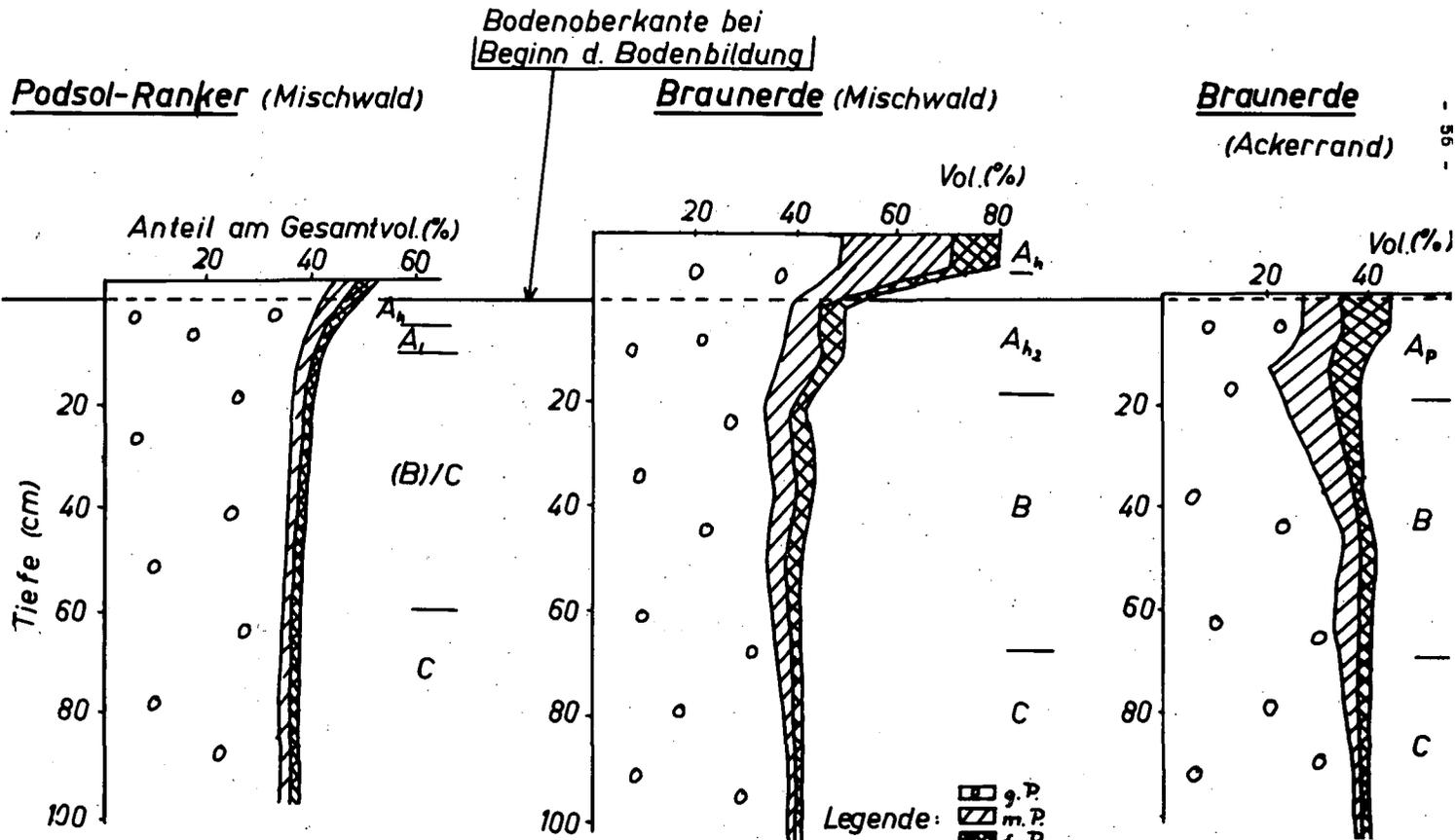
Hartge, K.H. (1969) Z. Pflanzenernähr. u. Bodenkunde 122,
250-259

Schlichting, E. (1960) Typische Böden Schleswig-Holsteins
P. Parey, 140 Seiten

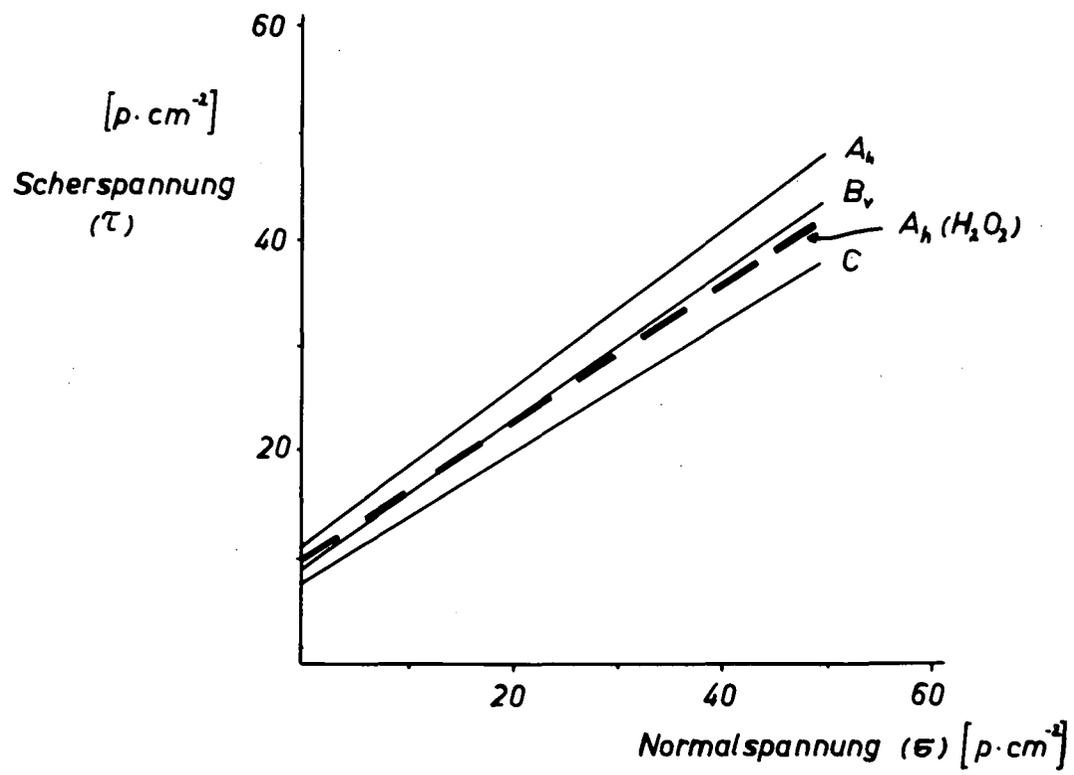
*Einfluß der H_2O_2 -Behandlung auf den Sackungsverlauf
von Material aus dem A_h -Horizont
Sandbraunerde Bordenau (lufttrockene Schüttproben)*



Auswirkungen von Gefügeveränderungen, dargestellt durch Veränderungen des Porensystems, auf die Lage der Bodenoberfläche.



Einfluß der H_2O_2 -Behandlung auf den Scherwiderstand des A_h -Materials
(Mittelwerte aus zwei Braunerden und einem Ranker aus Sand (300 cm WS))



Bestimmung 'natürlicher' pF-Charakteristiken an einer

Löß-Parabraunerde

von

W. Richter^{*)}

Bei der Ermittlung der Wasserhaushaltsbilanzen von Bodendecken im Freiland wird in vielen kalkulatorischen Ansätzen so verfahren, daß man über die im Labor ermittelte pF-Charakteristik Tensiometerwerte in äquivalente Wassergehalte umrechnet oder auch umgekehrt aus gemessenen Wassergehalten die äquivalenten Saugspannungen errechnet. Ob dieses Vorgehen gerechtfertigt ist und eine sichere Kalkulationsbasis abgeben kann, soll hier diskutiert werden.

Dabei finden die folgenden Begriffe Verwendung:

1. "Labor-pF-Charakteristik", d.h. die im Desorptionsgang nach maximaler aufsättigung im Drucktopf ermittelte pF-Charakteristik.
2. "Feld-pF-Charakteristik", die aufgrund der Korrelation von realen Wassergehalten und realen Saugspannungen während natürlicher Desorptionsphasen und Sorptionsphasen ermittelt wird.
3. "Reale Wassergehalte" und "reale Saugspannungen", die direkt im Feld in verschiedenen Bodentiefen mit Hilfe der Wassergehaltsbestimmung und der Tensiometermessung ermittelt werden.
4. "Labor-Äquivalent-saugspannungen", die aufgrund von Wassergehaltsmessungen über die Desorptions-Labor-pF-Charakteristik berechnet werden.
5. "Labor-Äquivalent-Wassergehalte", die aufgrund von Saugspannungsmessungen im Boden über die Desorptions-Labor-pF-Charakteristik berechnet werden.
6. "Feld-Äquivalent-Saugspannung", die aufgrund von Wassergehaltsmessungen im Boden über den Desorptions- und Sorptionsast der Feld-pF-Charakteristik bestimmt wird.

^{*)} W. Richter, Institut f. Bodenkunde, 34 Göttingen
v. Siebold-Str. 4

7. "Feld-Äquivalent-Wassergehalt", der aufgrund von Saugspannungsmessungen im Boden über den Desorptions- und Sorptionsast der Feld-pF-Charakteristik bestimmt wird.

Methode

1. An einer grundwasserfernen Löss-Parabraunerde wurden in 20 cm Abständen bis 200 cm Tiefe je 6 Stechzylinder-Bodenproben entnommen. Zur Erstellung der pF-Charakteristik wurden die Bodenproben nach Wasseraufsättigung im Vakuum im Desorptionsgang entwässert.

2. Aus denselben Tiefen wurden in Abständen von 8 Tagen Bodenproben zur gravimetrischen Wassergehaltsmessung entnommen und der Gang der Saugspannung in jeder Tiefenstufe verfolgt. Die daraus für jeden Horizont erstellten Zeitkurven für die Saugspannung und den Wassergehalt ließen sich in Desorptions- und Sorptionsphasen unterteilen.

Im relativ trockenen Sommer 1971 (bezogen auf das Normaljahr) äußerte sich die fortschreitende H_2O -Desorption im Oberboden in einem kontinuierlichen Saugspannungsanstieg bis über 1000 cm WS. Der Herbst 1971 brachte dann eine allerdings weniger kontinuierliche-Aufsättigung des Bodens (Sorptionsphase) mit fallenden Saugspannungen.

Ergebnisse

Die während der sommerlichen Desorptionsphase zu den einzelnen Zeitpunkten bestimmten Wassergehalte und Saugspannungen wurden für jeden Horizont miteinander korreliert. Daraus ergab sich für jeden Horizont die sogenannte "Desorptions-Feld-pF-Charakteristik".

Abbildung 1 und 2 zeigen die Feld-pF-Charakteristik und die Labor-pF-Charakteristik für den A_1 - und oberen B_t -Horizont. Mit zunehmender Tiefe wird die Abweichung der Feld-pF-Charakteristiken von den Labor-pF-Kurven größer. Die geringeren Abweichungen im Oberboden lassen sich darauf zurückführen, daß

- a. in den oberen Schichten stärkere Strukturveränderungen durch Pflanzenwuchs stattfanden,
- b. die oberen Schichten häufiger durchnaßt wurden als die unteren Schichten,
- c. mit größerer Wahrscheinlichkeit eine wiederholte Aufsättigung der oberen Bodenschichten durch ungespanntes Wasser erfolgte als in den tieferen Profilabschnitten.

Die "Desorptions-Feld-pF-Charakteristik" liefert nur einen kleinen Abschnitt der Gesamt-Kurve, der durch den natürlichen maximalen Befeuchtungs- und Austrocknungs-Zustand begrenzt ist.

Die Feld-pF-Charakteristiken in den Abbildungen entsprechen den Regressionsgeraden der Tabelle 1. Diese bringt die Ergebnisse der statistischen Verrechnung von realen Saugspannungen und realen Wassergehalten für den Zeitraum vom 4.4. bis zum 6.7.1971. Aus ihr geht hervor, daß die Streuung der realen Wassergehalte mit der Tiefe abnimmt - entsprechend der geringeren Beanspruchung des Bodenwasservorrats. Die Änderung der realen Wassergehalte im unteren B_t-Horizont ist so gering, daß dessen weitere Diskussion hier nicht lohnt.

Der Vergleich der Realwerte mit den Äquivalentwerten läßt folgende Schlüsse zu:

1. Eine Ableitung der Labor-Äquivalentwassergehalte aus Realsaugspannungen ist nur dann gerechtfertigt, wenn für den betrachteten Meßabschnitt ein mittlerer Hysteresebetrag als Korrekturfaktor eingesetzt werden kann. Dieses setzt jedoch in der Regel eine Feldeichung voraus. Bei den untersuchten Tiefen betrug die Hysterese im Mittel 13.5 % des realen Wassergehaltes. Durch den annähernd parallelen Verlauf der beiden Kurven wiesen die Labor-Äquivalentwassergehalte die gleiche Streuung wie die Realwerte auf.
2. Eine Ableitung von Labor-Äquivalent-Saugspannungen aus den realen Wassergehalten erscheint dagegen nicht vertretbar. Durch die logarithmische Einteilung der Saugspannungsskala kann kein konstanter Korrekturfaktor eingesetzt werden, d.h. die Labor-

Äquivalent-Saugspannungen weichen nicht um einen festen Betrag von den Realwerten ab und ihre Streuung wird erheblich vergrößert (siehe Tabelle 2).

Im Mittel lagen die Labor-Äquivalent-Saugspannungen (ausgedrückt in cm H₂O-Säule) um 50 % über den Realwerten und ihre Standardabweichung betrug ± 155 zu ± 51 .

Deutlich wird diese Erscheinung an den Kurven für die Tiefe 20 cm. Für die Wassergehalte 35 und 15 Vol. % ergeben sich folgende Saugspannungen:

35 Vol. %:	Feld	60 cm WS		
	Labor	160 cm WS	Differenz:	100 cm WS
15 Vol. %:	Feld	600 cm WS		
	Labor	1100 cm WS	Differenz:	500 cm WS

Dabei beträgt die Schwankungsbreite der Saugspannung bei der Feld-Kurve 540 cm WS und die Schwankungsbreite bei der Labor-Kurve 940 cm WS.

Aus der Feld-pF-Charakteristik lassen sich dagegen Äquivalentwerte mit hinreichender Genauigkeit ableiten. Doch ist zu bedenken, daß dieses nur in Phasen der natürlichen Wasserabgabe gültig ist. Für entsprechende Kalkulationen in längerfristigen Sorptionsphasen ist der Sorptionsast der Feld-pF-Charakteristik zu verwenden.

Bei der Aufnahme der pF-Charakteristiken im Labor besteht zwischen dem Desorptions- und Sorptionsgang eine Hysterese, deren Ausmaß von dem Grad der vor einer Wiederaufsättigung erzielten Austrocknung abhängt. Die Aufnahme solcher Hystereseschleifen bildet eine der Voraussetzungen für die Kalkulation von Leitwiderständen und dient damit als Basis für die Berechnung von Versickerungsraten in Böden. Auch hierfür erscheint es als zweckmäßiger, anstatt auf Labor- auf Feld-pF-Charakteristiken zurückzugreifen.

Die Schwierigkeit der Ermittlung des Sorptionsastes der Feld-pF-Charakteristik bestand darin, daß im Vergleich zu der sommerlichen Desorptionsphase, die durch Pflanzenwuchs bedingt

kontinuierlicher abläuft, die herbstliche Sorptionsphase weniger kontinuierlich verlief. Sie wurde mehrfach durch Desorptionen unterbrochen. Die Lage des Sorptionsastes der Feld-pF-Charakteristik war daher weniger genau zu erfassen als der Desorptionsast.

Die natürliche Sorptions-Desorptionshysterese tritt im A₁-Horizont am deutlichsten hervor, da dieser im Jahresablauf wesentlich stärker austrocknet als die darunterliegenden Horizonte (Abbildung 3).

Aus diesen Erörterungen ergibt sich, daß die Verwendung von "Äquivalent-Werten" bei der Kalkulation der Wasserhaushaltsgrößen einzuschränken ist. Die Labor-pF-Charakteristik erweist sich als ungeeignet für die Errechnung von Äquivalentwassergehalten und -Saugspannungen. Aufgrund der hohen Korrelation von realen Saugspannungen mit realen Wassergehalten bietet die Feld-pF-Kurve größere Sicherheit bei der Ermittlung von Äquivalentwerten.

Sie gestattet u.U. während langer Meßzeiten eine der beiden Meßgrößen - Wassergehalt oder Saugspannung - weniger häufig zu erfassen und durch Äquivalentwerte zu ersetzen. Andererseits stellt die Feld-pF-Charakteristik eine sicherere Basis für die Kalkulation von Flüssen aufgrund der Leitwiderstände dar als die Labor-pF-Kurve.

ABB. 1 : PF-CHAR. (DES.)

LABOR —

NATUR —

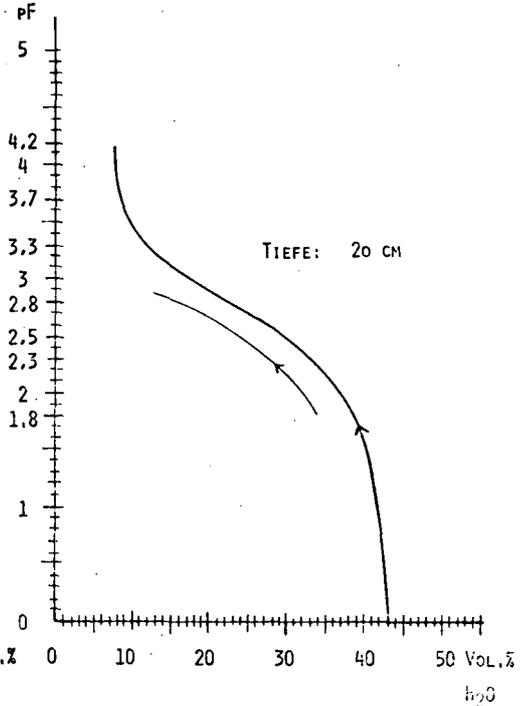
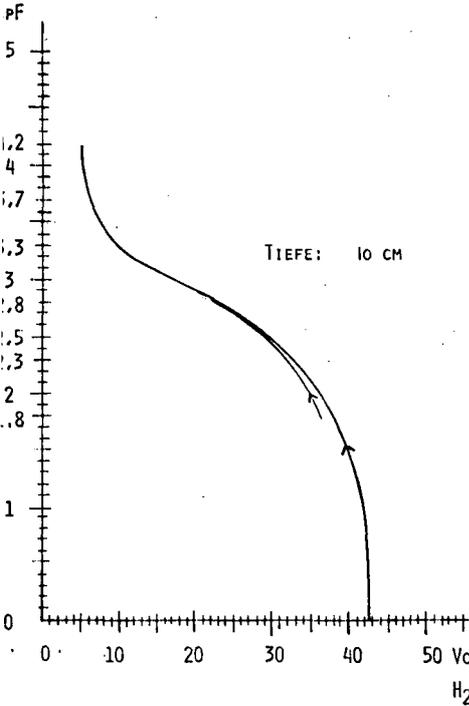


ABB. 2 : PF-CHAR. (DES.)

(DES.)

LABOR —

NATUR —

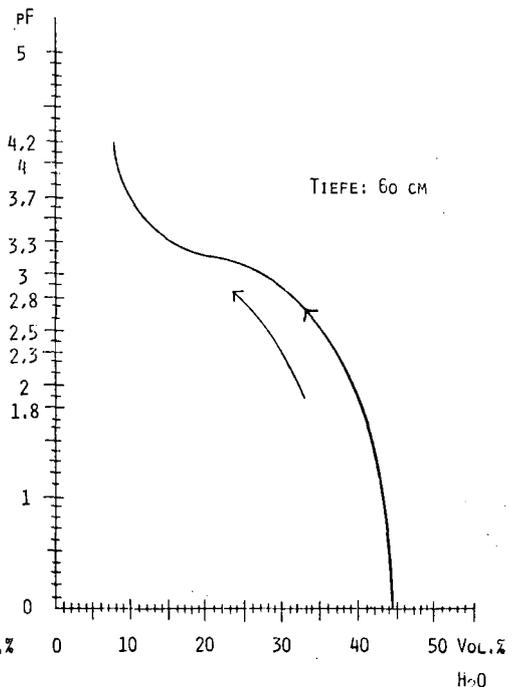
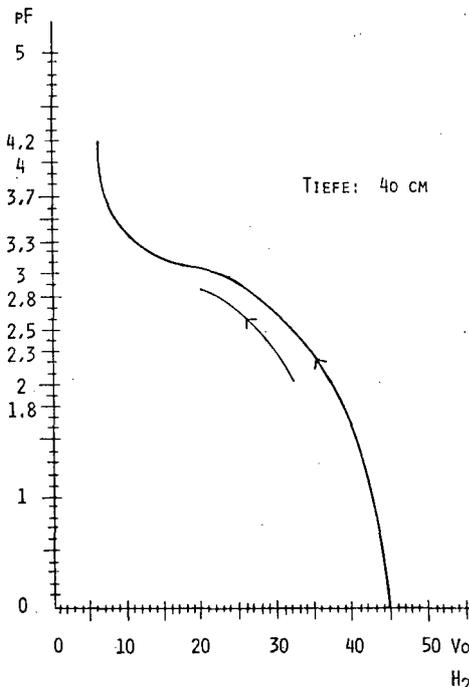
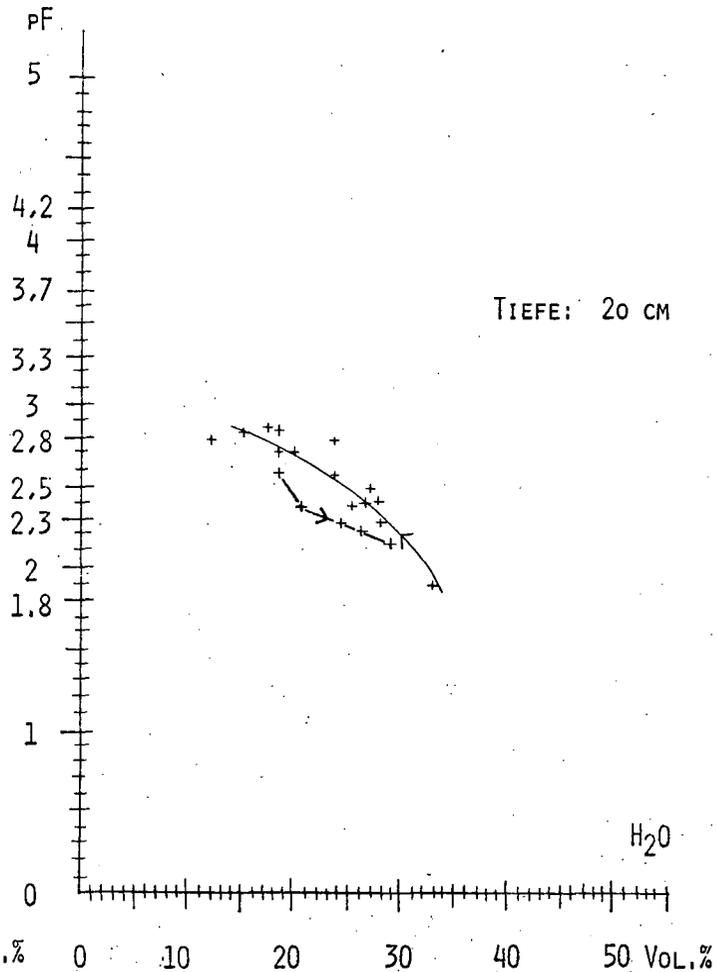
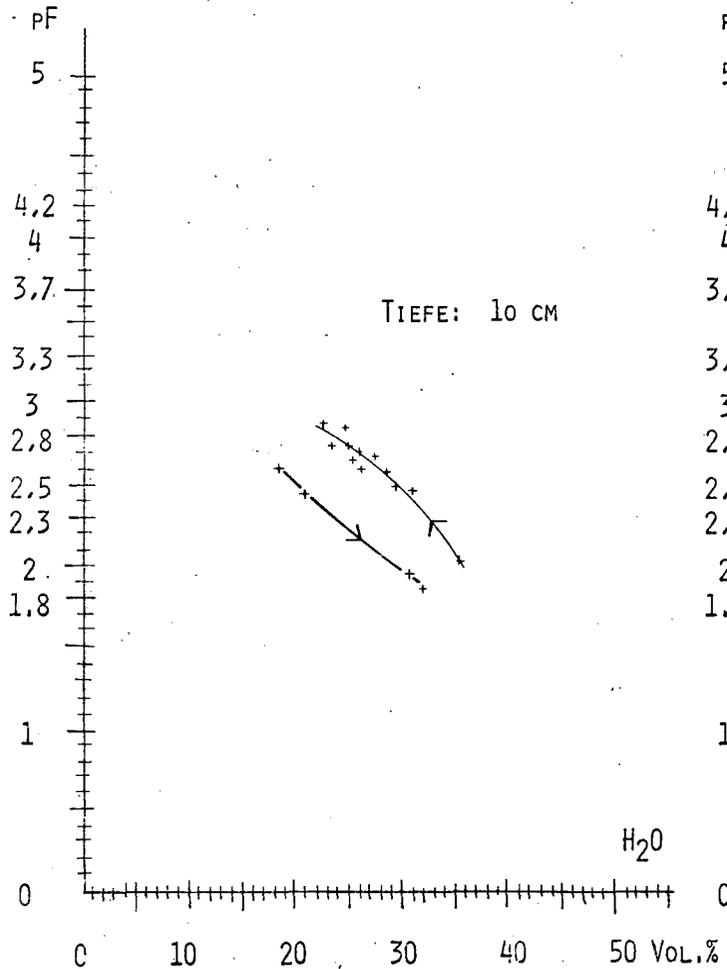


ABB. 3 : NATÜRL. PF-CHAR.

DESORPTIONSG. —

SORPTIONSG. —

MESSPUNKTE +



TAB. 1 : TABELLE DER REALEN MESSWERTE

Horizont cm	r ²	Saug- spannung \bar{y} (cm WS)	Standard- abweichung	Variations- koeffizient % von \bar{y}	Wassergehalt \bar{x} (Vol.%/TRG)	Standard- abweichung	Variations- koeffizient % von \bar{x}	Anzahl der Messungen
10	0,76	539,40	± 254,79	± 49,00	25,41	± 5,66	± 22,27	16
20	0,83	452,50	± 222,90	± 49,25	22,33	± 6,14	± 27,49	16
40	0,80	592,33	± 216,21	± 36,50	24,41	± 3,48	± 14,25	15
60	0,86	512,53	± 238,80	± 46,59	28,61	± 2,85	± 9,96	15
Durchschnitt:		527,23	± 233,18	± 45,39	25,12	± 4,53	± 18,03	
Standardabw.:		± 50,83	± 17,25		± 3,20	± 1,63		
Var.koeff. % des Durch- schnitts		± 9,64	± 7,34		± 12,73	± 35,54		

Horizont cm	P		Regressions- geraden $y =$
	5 %	1 %	
10	0,50	0,62	1543,13 - 39,14x
20	0,50	0,62	1190,85 - 33,07x
40	0,64	0,64	1949,15 - 55,58x
60	0,51	0,64	2736,44 - 77,73x

TAB. 2 : TABELLE DER ÄQUIVALENTEN MESSWERTE

Horizont cm	Saug- spannung \bar{y}^* (cm WS)	Standard- abweichung	Variations- koeffizient % von \bar{y}^*	Wassergehalt \bar{x}^* (Vol.%/TRG)	Standard- abweichung	Variations- koeffizient % von \bar{x}^*	$(\bar{y}^* - \bar{y})$ % des Realw.	$(\bar{x}^* - \bar{x})$ % des Realw.
10	550,56	± 307,55	± 55,86	25,64	± 5,42	± 21,14	2,07	0,21
20	839,65	± 474,64	± 56,52	27,62	± 5,70	± 20,63	85,56	23,68
40	830,07	± 283,34	± 34,13	27,43	± 4,04	± 14,72	40,14	12,37
60	897,22	± 306,05	± 34,11	33,68	± 3,19	± 9,47	75,05	17,72
Durchschnitt:	779,38	± 342,90		28,59	± 4,59	± 16,05	50,71	13,50
Standardabw.:	± 155,40	± 88,53		± 3,85	± 1,18		± 37,79	± 9,99
Var.koeff. % des Durch- schnitts	± 19,94	± 25,81		± 13,49	± 25,71		± 74,50	± 74,00

Zur Beurteilung der Porengrößenverteilung
in unbearbeiteter und bearbeiteter LÖB-Parabraunerde

von
W. Ehlers*)

EINLEITUNG

Neuere Entwicklungen in Herbizidanwendung und Landtechnik ermöglichen heute Ackerbausysteme, in denen die konventionellen Bodenbearbeitungsverfahren unterbleiben. Beim "zero-tillage"-Verfahren (3) wird der Böden nur noch durch die unabdingbaren Nebenwirkungen bei den Bestellungs- und Erntearbeiten mechanisch beansprucht. Unterbleibt die tiefgreifende, wendende und lockern- de Bodenbearbeitung, so wird der unbearbeitete Boden nach eini- ger Zeit dichter als der bearbeitete lagern und deshalb ein ver- gleichsweise geringeres Gesamtporenvolumen (GPV) besitzen (1, 4, 5, 6, 8, 10).

Mit der Dichtlagerung sind häufig Änderungen in der Porengrößen- zusammensetzung verbunden, wenn z.B. feine Poren auf Kosten gro- ßer Poren zunehmen. Der gegenteilige Effekt mag für eine mecha- nische Lockerung zutreffen. Andere ackerbauliche Maßnahmen, wie z.B. Kalkung oder Ackerfutterbau, können solche Porengrößenum- verteilungen ebenfalls verursachen. In welchen physikalischen Dimen- sionen Porengrößenumverteilungen am zweckmäßigsten darzustellen sind, darüber bestehen auch heute noch unterschiedliche Auffassun- gen. Der Bericht möchte zur Klärung beitragen.

BODEN und METHODEN

Die Bodenproben stammen aus einem 1967 angelegten Feldversuch zur Frage des Ackerbaus mit extrem reduzierter Bodenbearbeitung. Auf den unbearbeiteten Parzellen wurde im Herbst 1965 zuletzt

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

gepflügt. Der Boden ist typologisch als aufgekalckte Parabraun-
erde aus Löss einzustufen. Der A_p-Horizont enthält 0,3 - 0,6 %
CaCO₃, 1,2 % C (organisch), 16-19 % Ton (< 2 μ) und 60-65 %
Schluff (2-60 μ).

Die Proben wurden in den Jahren 1969-1971 aus der Schicht 2-6 cm
von den bearbeiteten und unbearbeiteten Parzellen in 100 ml
Stechzylindern in zumeist sechsfacher Wiederholung genommen. Sie
wurden luftgetrocknet und unter Vakuum mit Wasser gesättigt.
Bis pF 3 wurde jede einzelne pF-Kurve an der Gesamtprobe, von
pF 3,3 bis 4,2 an zwei Teilproben ermittelt.

ERGEBNISSE und DISKUSSION

In Abbildung 1 sind die pF-Kurven des unbearbeiteten und bear-
beiteten Bodens dargestellt. Jede Kurve wurde aus 47 Einzelkurven
gemittelt, denen wiederum die Werte von 3 bis 6 Parallel-Unter-
suchungen zugrunde lagen. Nach diesen Kurven liegen die mittleren
GPV der unbearbeiteten und bearbeiteten Parzellen bei 43,5 bzw.
48,7 Vol.%. Bezogen auf das Gesamtvolumen besitzt der unbearbei-

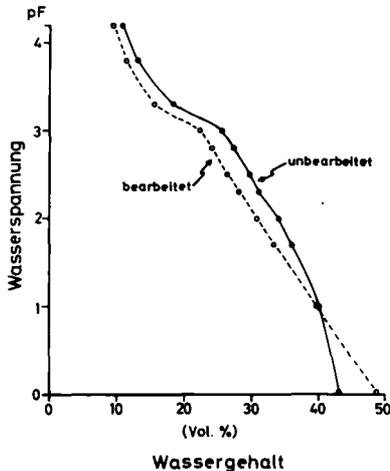


Abb.1: pF-Kurve für unbearbeitete und bearbeitete
Löss-Parabraunerde

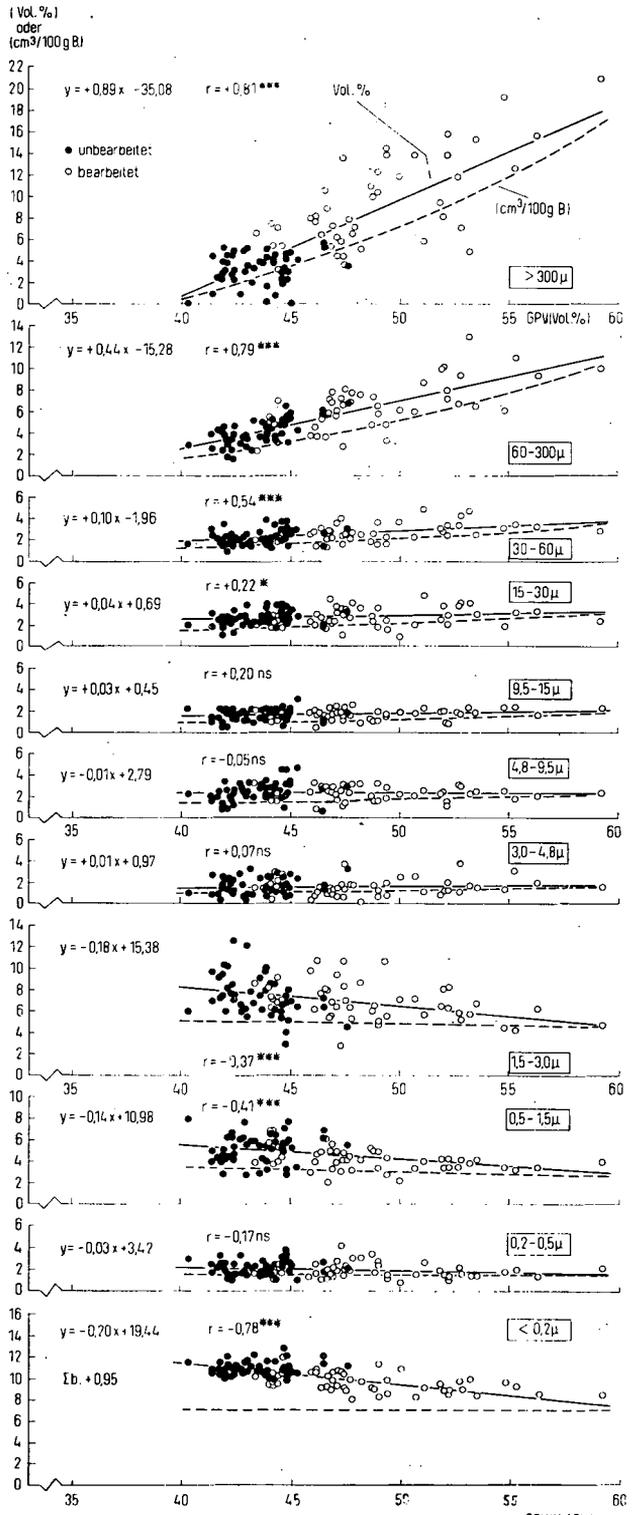


Abb. 2:
 Die Änderung der Porengrößenverteilung in Abhängigkeit von der Größe des GPV

tete Boden einen geringeren Anteil an groben, dafür einen höheren Anteil an feinen Poren.

Deutlicher läßt sich die Porenverteilung durch ackerbauliche Maßnahmen zeigen, wenn man den Anteil der einzelnen Porengrößenklassen am Gesamtvolumen zur Größe des GPV in Beziehung setzt. Nach Abbildung 2 ist die Erhöhung des GPV um 10 Vol.%, z.B. von 40 Vol.% auf 50 Vol.%, ungefähr gleich der Zunahme der Summe aller Porengrößenanteile. Das erkennt man an der Summe der für jede Porengrößenklasse berechneten Regressionskoeffizienten, die ungefähr gleich 1 ist. Bemerkenswert ist jedoch, daß bei dieser Untersuchung der Anteil der Poren $>30 \mu$ um 14,3 % Vol.% zunimmt, während der Anteil der Poren $<3 \mu$ um 5,5 Vol.% abnimmt. Nach einer solchen Darstellung scheint also eine Auflockerung mit der Zunahme der absoluten Menge an groben Poren und der gleichzeitigen Abnahme der Menge an feinen Poren einherzugehen. Verhält es sich nun aber tatsächlich so, daß durch Lockerungsarbeit feine Poren zugunsten grober Poren zerstört werden? Dadurch könnte z.B. die Speicherfähigkeit für pflanzenverfügbares Wasser auf dem bearbeiteten Boden eingeschränkt sein.

Dieser Schluß ist für die Ergebnisse unserer Untersuchungen nicht zulässig, auch wenn er durch die in den Abbildungen 1 und 2 gewählte Darstellungsart nahe gelegt wird. Daß sich bei Darstellung von Porengrößenverteilungen allein durch das gewählte Bezugssystem Fehlschlüsse ergeben können, sollen folgende Überlegungen zeigen.

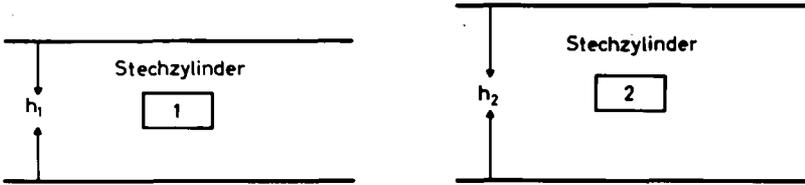
Ein wesentlicher Effekt der Bodenbearbeitung ist die Veränderung des Gesamtvolumens des bearbeiteten Bodens, das bei der Angabe von Vol.% als Bezugsbasis genommen wird. Beschreibt man die Veränderungen der Anteile von Porengrößen mit Hilfe dieses Bezugssystems, dem die *E i n h e i t* des Gesamtbodenvolumens zugrunde liegt, so können sich z.B. Änderungen im relativen Anteil einer Porengrößenfraktion ergeben, obwohl die absolute Menge dieser Fraktion im Boden gleich geblieben ist.

Stellen wir uns einen 100-ml-Stechzylinder mit Boden gefüllt vor. Der Boden wird gelockert. Das kann nur so geschehen, daß Bodenaggregate aus dem Zylinder entfernt werden, die feine Poren umschließen. Obwohl die Gesamtzahl feiner Poren gleich bleibt, nimmt ihre Zahl im Zylinder ab. Der bei Entfernung der Aggregate aus dem Zylinder frei werdende Platz wird nunmehr von groben Poren oder Hohlräumen eingenommen. Die groben Poren können also an absoluter Menge im Gesamtboden zunehmen, ohne daß sich die absolute Anzahl feiner Poren ändern muß.

Wenn die durch Bodenbearbeitungsmaßnahmen verursachten absoluten Mengenänderungen von Porengrößenklassen dargestellt werden sollen, dann muß man entweder der Veränderung der Bezugsbasis Rechnung tragen oder aber eine Bezugsbasis wählen, die von der Bodenbearbeitung unbeeinflusst bleibt. Im ersten Fall müssen z.B. die Gesamtvolumenänderung oder die Überhöhung gemessen werden. Unter der Voraussetzung einer gleichmäßigen Lockerung in der Krume kann man auch das Verhältnis der Trockenraumgewichte zur Berechnung heranziehen. Wie diese Größen miteinander verknüpft sind, zeigt Abbildung 3.

Im zweiten Fall findet man im Volumen oder im Gewicht der Boden-Fests substanz Größen, die vom Gesamtvolumen unabhängig sind.

Bezieht man die in Abbildung 2 dargestellten einzelnen Porengrößenanteile nicht auf 100 cm^3 , sondern auf 100 g trockenen Boden (9), so wird deutlich, daß die Bearbeitung und die dadurch verursachte Auflockerung lediglich die Menge an Poren $> 30 \mu$ erhöht, während alle anderen Porengrößenbereiche in ihrer absoluten Menge beinahe unverändert bleiben. Wählt man bei Darstellung der pF-Kurven auf der Abszisse statt der Dimension Vol.% die Dimension Gew.% ($\cong \text{cm}^3 \text{ H}_2\text{O pro 100 g Boden}$), so sind die beiden pF-Kurven bei pF-Werten > 2 nahezu kongruent (Abb.4). Zu ähnlichen Ergebnissen gelangte Gliemeroth (7), der an Parabraunerden aus Löß die Beziehung zwischen GPV und dem Wasserhaltevermögen von Stechzylinder-Bodenproben untersuchte.



$$\frac{G_{sST_1}}{G_{sST_2}} = \frac{TRG_{ST_1} \cdot Vol_{ST_1}}{TRG_{ST_2} \cdot Vol_{ST_2}} = \frac{TRG_{ST_1}}{TRG_{ST_2}} = \frac{G_{s1}/Vol_1}{G_{s2}/Vol_2} = \frac{Vol_2}{Vol_1} = \frac{h_2}{h_1}$$

Abb.3: Das Verhältnis von bodenphysikalischen Parametern vor und nach der Lockerung einer Ackerkrume

Index₁: Boden vor Lockerung

Index₂: Boden nach Lockerung

ST: Stechzylinder

G_s : Gewicht der Festsubstanz (solid) der gesamten Ackerkrume

G_{sST} : Gewicht der Festsubstanz in Stechzylinder

Vol: Volumen der gesamten Ackerkrume

Vol_{ST}: Volumen des Stechzylinders

TRG: Trockenraumgewicht

h: Höhe

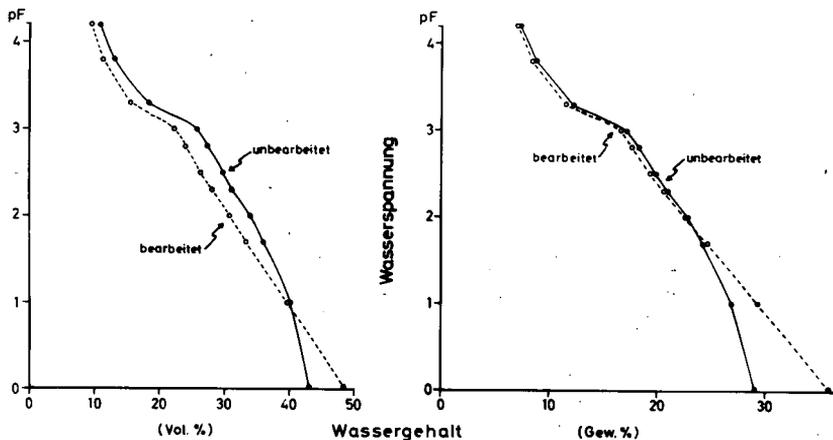


Abb.4: Veränderung der Lage zweier pF-Kurven zueinander durch Wahl der Abszissen-Dimension

Abschließend kann also festgehalten werden, daß bei unserem Versuchsboden durch Bodenbearbeitungsmaßnahmen lediglich grobe Poren $> 30 \mu$ betroffen werden. Vermutlich stellen sie die Hohlräume zwischen den Aggregaten dar. Die mittleren und feinen Poren $< 30 \mu$ werden dagegen durch den Grad der Lockerheit kaum in der absoluten Anzahl verändert, wahrscheinlich weil sie innerhalb von Bodenaggregaten lokalisiert sind, die den mechanischen Kräften der Bodenbearbeitung widerstehen.

ZUSAMMENFASSUNG

Eine seit mehreren Jahren nicht mehr bearbeitete Löß-Parabraunerde besitzt in der Krume ein um 5 Vol.% geringeres Gesamtporenvolumen als der bearbeitete Vergleichsboden. Durch die Dichtlagerung tritt eine relative Porenverteilung ein: Der Anteil der

groben Poren $> 30 \mu$ am Gesamtvolumen nimmt ab, der Anteil der feinen Poren $< 3 \mu$ nimmt zu. Absolut gesehen, d.h. auf das konstante Trockengewicht oder das veränderliche Volumen der gesamten Ackerkrume bzw. auf die Gewichts- oder Volumeneinheit der festen Bodensubstanz bezogen, wirkt sich der Grad der Lockerheit nur auf die Menge an groben Poren aus, während die Menge an mittleren und feinen Poren durch Lockerung und Verdichtung kaum betroffen wird. Die Untersuchungen machen deutlich, daß für die Beurteilung von ackerbaulichen Maßnahmen in ihrer Wirkung auf Wasserspeichervermögen und Porengrößenverteilung die Wahl der Bezugsbasis entscheidend sein kann.

LITERATUR

1. BACHTHALER, G., 1971. Ergebnisse mehrjähriger Direktsaatversuche auf ackerbaulichen Problemstandorten Bayerns. Landw. Forschung, Sonderheft 26/I: 245-263
2. BAEUMER, K., 1970. First experiences with direct drilling in Germany. Neth.J.agric.Sci. 18: 283-292
3. BAEUMER, K., BAKERMANS, W.A.P., 1973. Zero-tillage. Advances of Agronomy, 25: 77-123
4. BAEUMER, K., EHLERS, W., PAPE, G., 1971. Erste Erfahrungen im Ackerbau ohne Bodenbearbeitung in Göttingen. Landw. Forschung, Sonderheft 26/I: 264-272
5. BULFIN, M., GLEESON, T., 1967. A study of surface soil conditions under a non-cultivation management system.
1. Physical and chemical properties. Ir.J.agric.Res. 6: 177-188
6. CZERATZKI, W., RUHM, E., 1971. Ergebnisse aus Versuchen mit bearbeitungsloser Bestellung. Landw. Forschung, Sonderheft 26/I: 281-289

7. GLIEMEROTH, G., 1951. Beziehungen zwischen Struktur und Wasserhaltung auf Lehm- und Lössböden und ihre Bewertung bei der Bearbeitung. Z. Acker- und Pflanzenbau 93: 319-337
8. HERZOG, R., BOSSE, O., 1969. Wirkung unterschiedlich intensiver Bearbeitung eines anlehmigen Sandbodens auf einige Bodeneigenschaften und verschiedene Merkmale der Pflanzenentwicklung. 1. Mitteilung: Wirkung auf physikalische Bodeneigenschaften. Thear-Archiv 13: 739-763
9. HILLEL, D., 1971. Soil and Water. Physical Principles and Processes. Academic Press. New York und London, S.11
10. VAN OUWERKERK, C., BOONE, F.R., 1970. Soil-physical aspects of zero-tillage experiments. Neth.J.agric.Sci. 18: 247-262

Stationärer Energie- und Wassertransport in den oberen
Bodenschichten bei Verdunstung unter dem Einfluß eines
Temperaturgradienten

von

D. Mosebach *)

Die Versalzung eines grundwassernahen Bodens unter ariden Bedingungen, d. h. Bewegung der Bodenlösung von unten nach oben, Wärmezufuhr von der Bodenoberfläche, ist eng mit dem Wassertransport verknüpft. Die Untersuchungen des Verfassers dienten dazu, die Wasserbewegung unter klar definierten Randbedingungen quantitativ zu erfassen.

Versuchsaufbau

Da die Randeinflüsse in Versuchen mit Wägeschalen und Steigrohren nicht auszuschließen sind, wurde als Versuchsgefäß ein wägbares Lysimeter mit 1 m^2 Oberfläche und 1 m Tiefe erstellt (Abb. 1). Als Modellboden wurde sorptionsloser Quarzsand verschiedener Korngröße ($0,08 - 0,2$ und $0,3 - 0,75 \text{ mm}$) und als Bodenlösung destilliertes Wasser verwendet, um störende Einflüsse, wie Quellen und Schrumpfen, chemische Reaktionen des Bodens mit der aufsteigenden Bodenlösung, Ausscheiden von Salzen und eine dadurch bedingte Veränderung des Porenraumes zu vermeiden. Eine Überlaufvorrichtung gestattete es, die Höhe des Wasserspiegels zu variieren und unabhängig von der Verdunstungsgeschwindigkeit konstant in der gewünschten Höhe zu halten. Die Ausbildung eines eindimensionalen Temperaturfeldes wird durch Isolierung der Lysimeterwände gewährleistet. An der Oberfläche herrscht, je nach Wärmezufuhr, eine Temperatur zwischen 40° und 75°C , am Boden des Gefäßes eine Umgebungstemperatur von 22°C . Die Temperaturmessung erfolgte durch registrierende Meßfühler, die Bestimmung der Feuchtigkeit gravimetrisch nach Entnahme von Proben aus einzelnen Schichten. Die Wärmezufuhr

*) Leichtweiß-Institut für Wasserbau der
Technischen Universität Braunschweig

geschah einmal durch direkte Bestrahlung durch drei Quarzstäbe mit je 2 kW Leistung und durch Wärmeaufnahme aus der erhitzten Luft, die ein Gebläse mit verschiedenen Geschwindigkeiten über die Lysimeteroberfläche drückte.

Verdunstung und kapillare Wasserausbreitung

Das Wasser wird kapillar vom Grundwasserspiegel hochgesaugt, entsprechend den Kapillardurchmessern, wobei die bekannte Formel für die maximale Steighöhe H_K einer Einzelkapillare, vollständige Benetzung vorausgesetzt, lautet:

$$H_K = \frac{2 \sigma_w}{r \cdot \rho_w \cdot g}$$

σ_w - Oberflächenspannung des Wassers

r - Kapillarradius

ρ_w - Dichte des Wassers

g - Schwerebeschleunigung

Soll Wasser vom Meniskus aus verdunsten, so müssen folgende Bedingungen erfüllt sein:

1. Die zur Verdunstung benötigte Wärme muß verfügbar sein (2453 KJ/kg bei 20°C).
2. Der Wasserdampfteildruck in der Atmosphäre muß geringer sein als an der Verdunstungsfront, und außerdem muß der Wasserdampf durch Diffusion oder Konvektion wegtransportiert werden.
3. Im stationären Fall muß genügend Wasser nachgeliefert werden.

Wird bei der Verdunstung (Abb. 2) Wasser nachgeliefert, so tritt Reibung an den Kapillarwänden auf. Der Meniskus zieht sich auf H_K' zurück.

$$H_K' = \frac{2 \sigma_w}{r \left(\rho_w g + \frac{8 \eta V}{r^4 \pi} \right)}$$

η - dynamische Zähigkeit

V - nachgeliefertes Wasservolumen

Am oberen Teil der Kapillare in Abb. 2 ist der Druckverlauf aufgezeichnet, den der Wasserdampf durchläuft, wenn er vom Meniskus zum Ende der Kapillaren und in die Umgebungsluft diffundiert. Zur Verdeutlichung das Beispiel eines Versuchslaufes am Lysimeter: Die Umgebungsluft von 20°C und 65 % rel. Luftfeuchtigkeit wird erhitzt und mit 60°C und 7 % rel. Luftfeuchtigkeit über die Oberfläche des Modellbodens geblasen. Der Wasserdampfdruck beträgt dann $p_w = 0,013$ bar. Am Ende des Kapillarsaumes ist die Porenluft bei 30°C mit Wasserdampf gesättigt: $p_{ws} = 0,042$ bar. Es herrscht also ein Druckgefälle von $p_{ws} - p_w = 0,029$ bar ≈ 29 cm WS.

Ergebnisse

Der Temperatur- und Feuchteverlauf im Modellboden ist in Abb. 3 wiedergegeben. Das Grundwasser steht bei 40 cm unter Oberkante, der Kapillarsaum reicht bis 22 cm, darüber ist eine trockene Sandschicht, deren Poren mit Luft und Wasserdampf gefüllt sind. Die maximale Steighöhe dieses Sandes war in einem Vorversuch zu 65 cm ermittelt worden. Während des Versuchslaufes betrug die Ausdehnung des Kapillarsaumes in stationärem Zustand 18 cm.

Auch der Temperaturverlauf im Modellboden zeigt genau die drei Schichten: Grundwasser, Kapillarsaum, trockene Sandschicht, wobei der Temperaturgradient je nach Wärmeleitfähigkeit der Modellsubstanz variiert.

Benötigt man zur quantitativen Erfassung des Wassertransports im Boden die Feuchtigkeitsleitfähigkeit α in Abhängigkeit der Feuchte und der Temperatur, so ist bei einer Energiebilanz die Kenntnis der Wärmeleitfähigkeit λ als Funktion des Wassergehalts und der Feuchte erforderlich.

Die Bestimmung erfolgt experimentell aufgrund der Definitionsgleichung

$$Q = F \frac{\lambda}{S} (t_2 - t_1)$$

- Q - pro Zeiteinheit übertragene Wärmeenergie
- F - Querschnittsfläche
- S - Übertragungsstrecke
- t_1 bzw. t_2 - jeweils die Temperatur am Anfang bzw. Ende der Strecke

Zu achten ist bei der experimentellen Ermittlung darauf, daß die Feuchteverteilung auf der Meßstrecke gleichmäßig ist, und aufgrund der aufrechtzuerhaltenden Temperaturdifferenz während der Messung keine Thermodiffusion des Wassers vom warmen zum kalten Ende stattfindet.

Eine Abschätzung ergibt folgendes Einfachmodell: Alle Festsubstanz ist auf Platten konzentriert, die in Abständen je nach Porosität ψ auseinanderliegen. Durch Parallel- (A) oder Hintereinanderschaltung (B) ergeben sich Grenzkurven, zwischen denen sich die wahren Werte bewegen.

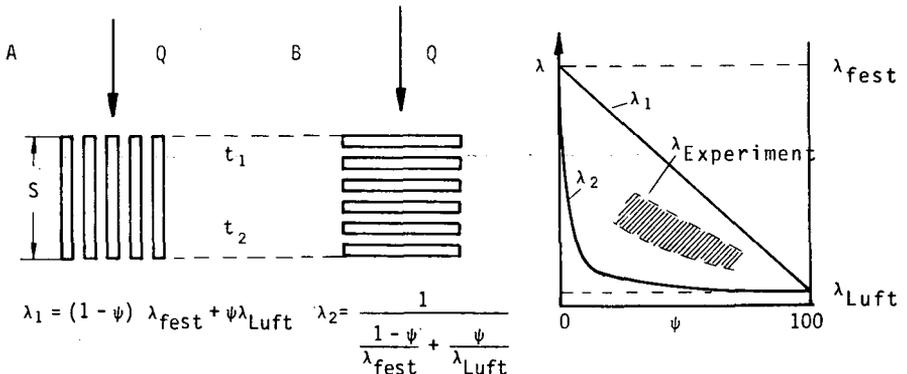


Abb. 4 zeigt die experimentell ermittelten Werte für eine Körnung. Diese Werte lassen sich numerisch durch eine Gleichung der Form

$$\lambda = f(\theta, t) = \sum_{i=1}^{i=n} K_{0i} \theta^{i-1} + \left(\sum_{i=1}^{i=n} K_{1i} \theta^{i-1} \right) \cdot t$$

beschreiben, wobei K_{0i} bzw. K_{1i} konstante Koeffizienten sind.

Die folgenden Abbildungen geben Meßergebnisse der Verdunstungsmenge in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit w und von dem Abstand des Grundwassers von oben wieder.

In Abb. 5 sind für eine Korngröße die Hysteresiskurven für drei Windgeschwindigkeiten dargestellt. Charakteristisch ist der große Unterschied zwischen steigendem und fallendem Wasserspiegel.

In Abb. 6 ist die Korngröße variiert. Es fällt die konstante Verdunstungsmenge bei hohen Geschwindigkeiten auf. Verschwindet der Kapillarsaum unter der Oberfläche, so wird bei hohen Windgeschwindigkeiten der Modellsand ausgeblasen und Messungen waren nicht möglich.

Abb. 7 zeigt den Einfluß unterschiedlicher Korngröße bei gleicher Windgeschwindigkeit.

Literatur:

Carslaw, H.S. and J.C. Jaeger
Conduction of Heat in Solids. London 1959

Childs, E.C.
The physical Basis of Soil Water Phenomena. London 1969

Krischer, O. und H. Esdorn
Die Wärmeübertragung in feuchten, porigen Stoffen.
VDI-Forschung 1956

Philip, J.R. and D.A. de Vries
Moisture Movement in Porous Materials under Temperature Gradients. Transaction of the Amer. Geophys. Union.
Vol. 38, No. 2, 1957

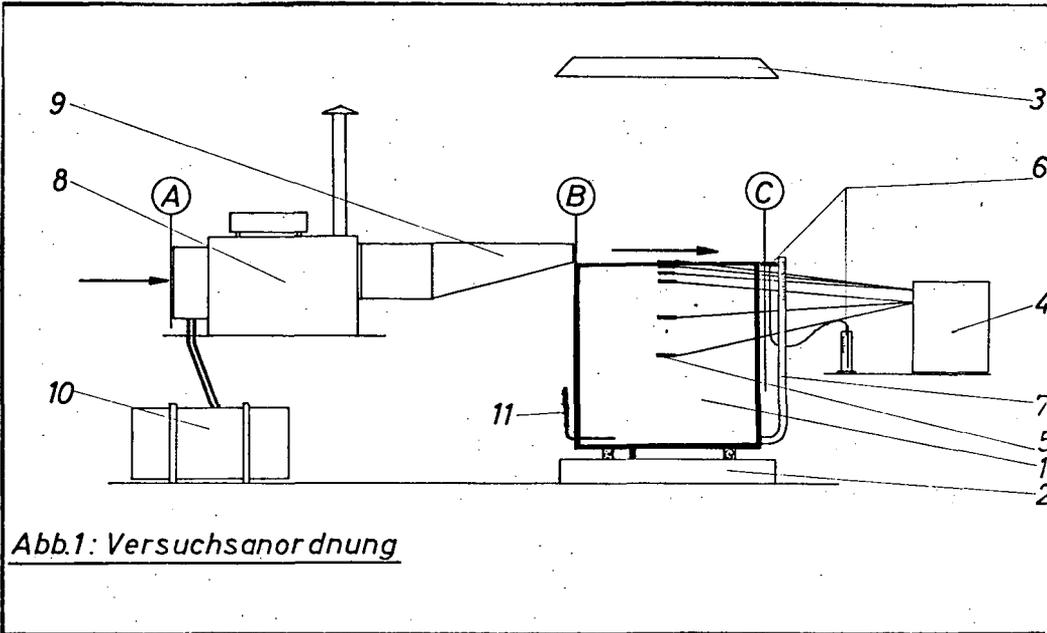
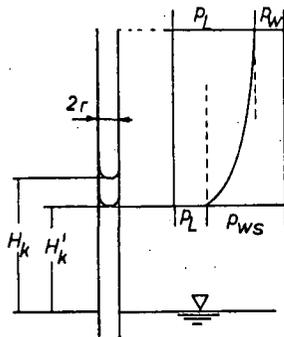


Abb.1: Versuchsanordnung

Legende zur Versuchsanordnung

- 1 Lysimeter mit Quarzsandfüllung
- 2 Leuchtbildwaage
- 3 Quarzstrahler
- 4 Thermograph
- 5 Temperaturfühler in sechs verschiedenen Tiefen
- 6 Keramikscheibe nach CZERATZKI zur Verdunstungsmessung
- 7 Wasserstandsglas
- 8 Winderhitzer
- 9 Verteilungstrichter
- 10 Heizölbehälter
- 11 Grundthermometer



$$p_L + p_W = P = 1 \text{ bar}$$

$$H_k = \frac{2\sigma}{r \cdot \rho_w \cdot g} \quad H'_k = \frac{2\sigma}{r \left(\rho_w \cdot g + \frac{\rho_w \cdot V}{r^2 \cdot \pi} \right)}$$

Prinzip der Verdunstung
aus einer Kapillaren

Abb. 2

Temperatur- und Feuchteverlauf im Modellboden

Körnung: 0,3–0,75 mm

$w = 3,5 \text{ m/s}$

$Q_v = 0,5 \text{ mm/Tag}$

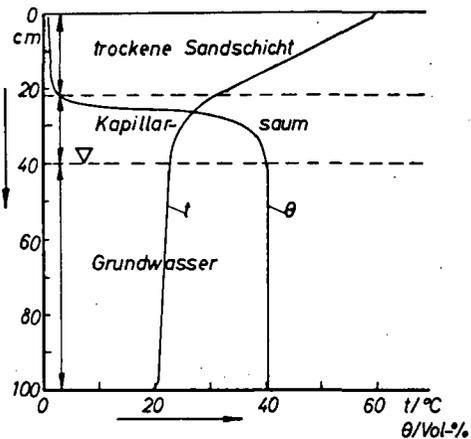
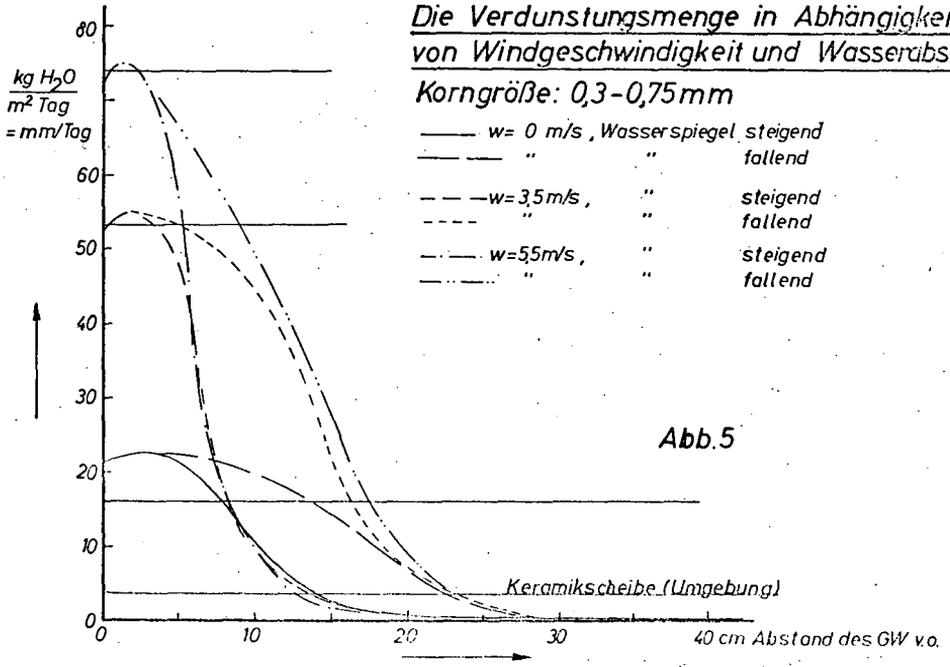


Abb. 3

Die Verdunstungsmenge in Abhängigkeit von Windgeschwindigkeit und Wasserabstand

Korngröße: 0,3-0,75 mm



Körnigkeit: 0,08-0,2 mm

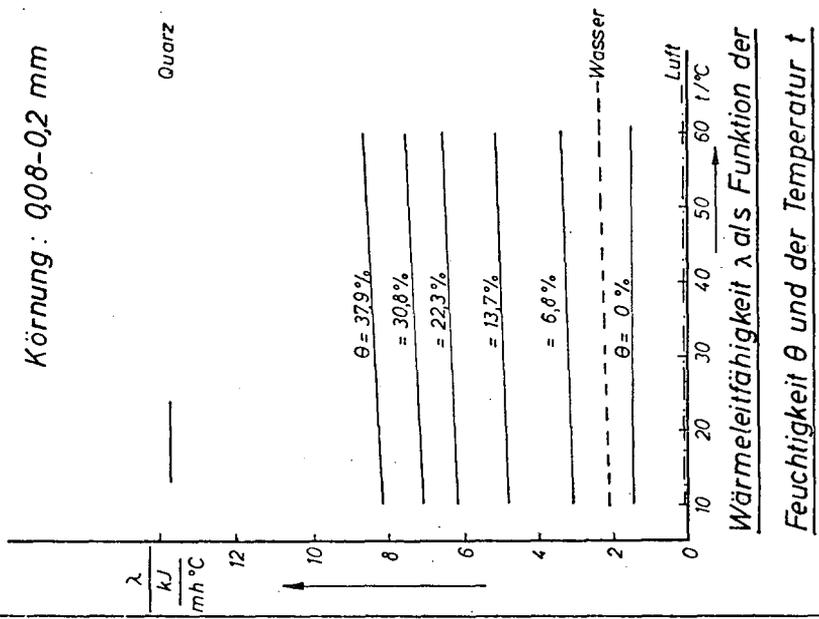


Abb.6 Die Verdunstungsmenge in Abhängigkeit von Windgeschwindigkeit und Wasserabstand
 Korngröße: 0,08-0,2 mm

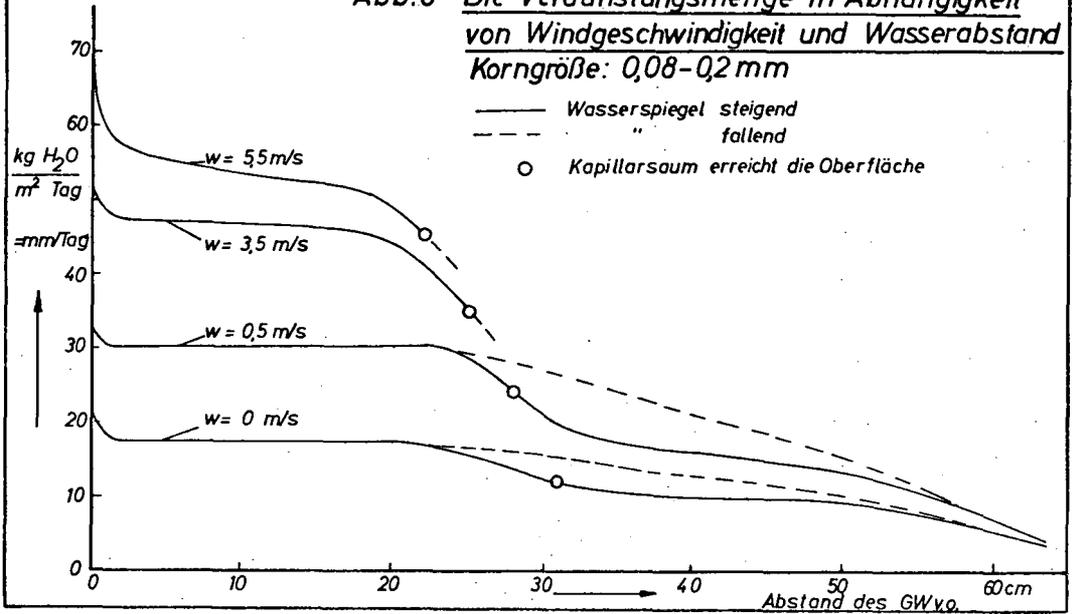
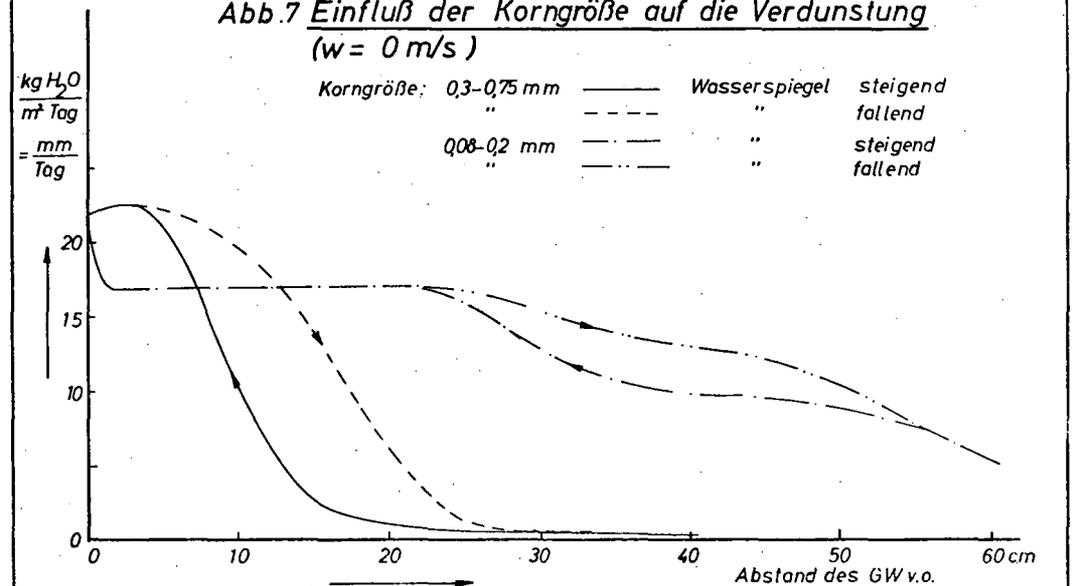


Abb.7 Einfluß der Korngröße auf die Verdunstung
 ($w = 0 \text{ m/s}$)



Bestimmung der Tiefenfunktion des Wasserentzuges aus dem Boden durch die Pflanzenwurzeln im Gelände *)

von

O. Sträbel, M. Renger und W. Giesel **)

Bei Beschränkung auf ebene Standorte mit homogener Durchwurzelung ist die Wasserbewegung im Boden praktisch ausschließlich vertikal. Weiterhin kann bei geschlossenen Vegetationsbeständen eine eventuelle dampfförmige Wasserbewegung im Boden vernachlässigt werden. Unter diesen Umständen läßt sich der Wasserentzug durch die Wurzeln mit Hilfe der Wasserbilanz unter Aufgliederung in Wasserfluß durch den Porenraum und Wasserfluß durch die Wurzeln im Gelände bestimmen.

Die Differenz aus dem Gesamtwasserfluß v_{ges} und dem kapillaren Wasserfluß durch den Porenraum v_{kap} ergibt den Wasserfluß durch die Wurzeln. Liegen Daten über v_{ges} und v_{kap} als Funktion der Tiefe vor, kann man auch den Wasserfluß durch die Wurzeln als Funktion der Tiefe errechnen und somit Aussagen über den effektiven Wurzelraum und die Wasserentzugsrate durch die Wurzeln in verschiedenen Tiefen machen.

Für mehrere Perioden während der Vegetationszeit des Jahres 1972 wurden Daten über den Wasserentzug von Winterweizen aus einem grundwasserunbeeinflußten Parabraunerdeprofil aus Löß über kiesigem Sand ermittelt. In dem untersuchten Zeitraum reicht der effektive Wurzelraum maximal bis 10 dm Tiefe. Die Wasserentzugsraten erreichen Werte bis etwa $12 \times 10^{-3} \text{ Tag}^{-1}$. Der Einfluß von kapillarer Wassernachlieferung aus dem Unterboden in den effektiven Wurzelraum wird besprochen. Im Bereich bis etwa 700 cm Wasserspannung besteht keine Beziehung zwischen Wasserentzugsrate durch die Wurzeln je mm Gesamtverdunstung und der Wasserspannung.

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

*) Ausführliche Darstellung erfolgt in der Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde (1974).

**) Bundesanstalt und Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover 23, Postfach 23 01 53.

Die Bedeutung der Häufigkeitsverteilung der klimatischen Wasserbilanz
bei der Beurteilung kulturtechnischer und hydrologischer Fragen *)

von

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

Für Planungszwecke im Rahmen von kulturtechnischen und hydrologischen Maßnahmen ist es wichtig zu wissen, mit welcher Wahrscheinlichkeit bestimmte klimatische Wasserbilanzdefizite bzw. -überschüsse auftreten. Da hierüber nur wenige Ergebnisse vorliegen, wurden von 30 Klimameßstellen der Bundesrepublik die klimatischen Wasserbilanzwerte (Verdunstung nach HAUDE) für den Zeitraum 1955 bis 1971 (17 Jahre) berechnet. Aus den Schwankungen der einzelnen Jahre wurde die Häufigkeit, mit der bestimmte Wasserbilanzdefizite oder -überschüsse auftreten bzw. zu erwarten sind, berechnet.

An Hand der zu erwartenden Wasserbilanzdefizite des Sommerhalbjahres erfolgte in Verbindung mit bodenphysikalischen Kennwerten (Anteil an pflanzenverfügbarem Wasser und Wassergehaltsdifferenz zwischen Feldkapazität und Ausrollgrenze) eine Beurteilung der Beregnungsbedürftigkeit und der Tiefenbearbeitbarkeit (z. B. Tiefenlockerung) für einzelne Gebiete der Bundesrepublik.

Außerdem wurde die Grundwasserneubildungsrate für Standorte in ebener Lage mit Hilfe der klimatischen Wasserbilanz unter Berücksichtigung der realen Evapotranspiration ermittelt.

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

*) Ausführliche Darstellung erfolgt in der Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung (1974).

**) Niedersächsisches Landesamt und Bundesanstalt für Bodenforschung,
3 Hannover 23, Postfach 23 01 53.

Der Einfluß der Unterbodenmelioration auf verschiedene Bodeneigenschaften.

Ein Vergleich zwischen Tieflockern und Tiefpflügen.*)

von
W. Rojahn**)

Der Meliorationsversuch Steinfurt befindet sich im Vogelsberg, etwa 11 km östlich vom Gipfelplateau in 410 m Höhe über NN. Im langjährigen Durchschnitt betragen die Jahresniederschläge 932 mm und die Jahrestemperatur etwa 7°C. Die Niederschläge fallen mit etwa 90 mm im Monatsmittel recht gleichmäßig. In den Monaten Februar bis Mai und im September sind sie etwas niedriger, wobei der März mit 63 mm auf diesem feuchten Standort die geringsten Niederschläge hat. Die Temperaturen liegen im Monatsmittel von Dezember bis Februar unter dem Gefrierpunkt. Der kälteste Monat ist der Januar mit -2,2°C. Die wärmsten Monate sind Juli und August mit etwa 16°C.

Die Versuchsfläche liegt auf einem schwach geneigten Südhang nordwestlich der Ortschaft Steinfurt. Vor Anlage des Versuches wurde die Fläche bis auf einen schmalen Streifen als extensives Grünland genutzt. Die Anlage dieses Meliorationsversuches erfolgte 1964 im Rahmen der Flurbereinigung durch das Hessische Landeskulturreamt und das Institut für Landeskultur, Gießen. Die gesamte Fläche wurde durch Tiefumbruch melioriert, nur die Versuchsteilstücke A und B wurden tiefgelockert bzw. blieben unbehandelt, wie auf dem Lageplan in Abbildung 1 zu erkennen ist.

Entscheidend für diesen Standort ist die Bedarfsdränung mit einem Abstand von 30 m. Sie wurde im Anschluß an die Unterbodenmelioration verlegt. Dem obersten Drän kommt eine besondere Bedeutung zu, da er als Fangdrän wirkend das Hangdruckwasser aufnimmt. Die Fläche wird seit der Melioration als Acker intensiv genutzt.

*) Vorgetragen von Herrn Ing.agr. G. Werner, Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung, wofür hier nochmals gedankt wird.

***) Institut für Landeskultur, 63 Gießen, Landgraf Philipp-Platz 4-6

STEINFURT, Muth

M= 1 500

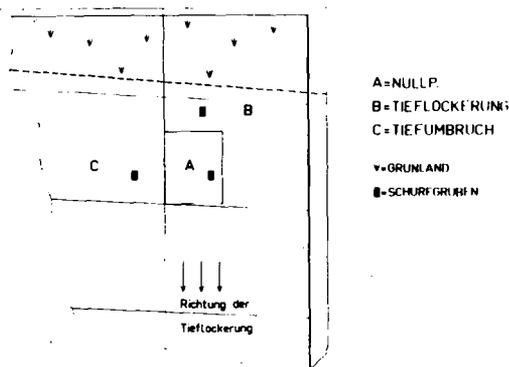


Abb.: 1 Lageplan der Versuchsfläche Steinfurt

Eine einheitliche Bewirtschaftung wird wegen zu geringer Ackerflächen im Betrieb nicht immer durchgeführt. Zum Anbau gelangen hauptsächlich Getreidearten für die Veredlung im eignen Betrieb.

Das Tieflockern erfolgte mit einem von der Firma Davids, Medelby, selbst entwickelten Lockerungsgerät, das an einer Zugraupe angebracht war. Es war ein Vorläufer des heute allgemein bekannten Gerätes der Firma. Zu beachten ist das nach heutigen Erfahrungen verhältnismäßig kleine Lockerungsschar und die von einem VW-Motor angetriebene Tiefendünnungsanlage. Da sie nur eine Austrittsöffnung mit einem kleinen Prallblech hatte, war eine schlechte Kalkverteilung zu erwarten, wie sich auch später bestätigte. Die Kalkmenge betrug etwa 30 dz/ha Branntkalk.

Beim Tiefpflügen wurde ein norwegischer Spezialpflug eingesetzt, weil bei vorangegangenen Versuchen verstärkte Mooraflüge den hohen Bodenwiderstand nicht gewachsen waren. Der Pflug, an der vorderen Arbeitsschiene angebracht, wurde geschoben. Außerdem war es notwendig eine zweite Raupe als Zugmaschine zu benutzen. Durch die Stellung des Pflugkörpers wurde der Boden etwa um 130° gewendet. Die Arbeitstiefe betrug, wie beim Tieflockern, 60 cm.

Auf dem stark sauren Standort wurde vor dem Tiefpflügen und danach je 35 dz/ha Branntkalk gegeben. Die Ausgleichsdüngung von 200 kg/ha P_2O_5 und 240 kg/ha K_2O wurde zusammen mit dem Kalk nach dem Planieren des Feldes ausgebracht und eingearbeitet.

Der Boden ist ein Pseudogley aus Solifluktionmaterial (Basaltverwitterungslehm mit geringer Lössbeimengung) über Basaltlehm. Das Polyedergefüge im Verdichtungshorizont ab 40 cm Tiefe ist mit vielen Eisen- und Mangankonkretionen durchsetzt.

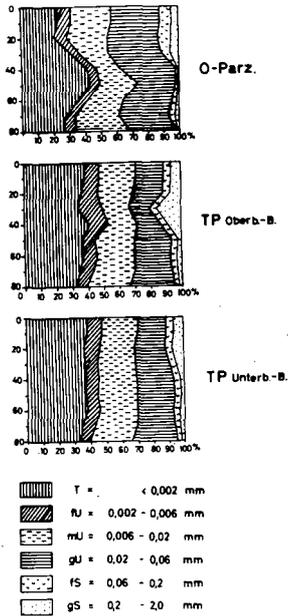
Bei der Variante Tieflockern war der Boden in den 60 cm tiefen Lockerungsgängen gut durchwurzelt und hatte ein Krümel- bis Bröckelgefüge. In dem "stehengebliebenen Kegel" zwischen den Lockerungsfurchen waren keine Veränderungen zu sehen. Die Lockerungsgänge waren durch das bessere Gefüge und durch einen höheren Wassergehalt gut zu erkennen, ebenso die Wiederverdichtungen unterhalb des Ap-Horizont. Im Frühjahr floß freies Wasser aus den Gängen in die Profilgruben.

Der humose Oberboden-Balken der Variante Tiefpflügen ist durch seine schwarze Farbe und sein feinkrümeliges Gefüge deutlich abgegrenzt. Durch seinen hohen Gehalt an organischer Substanz von 14,4 % unterscheidet er sich vollkommen von dem gesamten Bodenprofil. Da der Boden vor der Melioration durch die Weidenutzung nur eine geringe Krume (Grasnarbe) hatte, beträgt der Anteil des Oberbodens nur rund ein Viertel des Bodenmaterials. Bis zur Meliorationstiefe von 60 cm ist der Boden aufgelockert, das Gefüge ist bröckelig bis krümelig. Die Abgrenzung zum unbeeinflussten Boden ist deutlich. Im Frühjahr fließt das Wasser in den Oberboden-Balken auf die Tiefpflugfurchen und weicht die scharfe Abgrenzung etwas auf. Auch hier war eine Wiederverdichtung unterhalb der Krume durch die Bodenbearbeitung zu erkennen.

Die Korngrößenverteilung (Abb. 2) zeigt einen Tongehalt von 20 bis 30 % bis in 30 cm Tiefe und eine deutliche Zunahme im Sd-Horizont auf über 40 %, um dann in größerer Tiefe wieder auf etwa 30 % zu fallen. Der recht hohe Schluffgehalt auf diesem Standort deutet eine Erosionsgefahr an, die teilweise auch zu beobachten war. Bei der Variante Tiefpflügen wurden die Balken

Korngrößenverteilung
Steinfurt (Muth)

Abb. 2



aus Ober- und Unterboden getrennt dargestellt. Die Korngrößenverteilung ist durch das Tiefpflügen im gesamten Profil vereinheitlicht.

Die Reaktionsverhältnisse liegen im stark sauren Bereich; in der Krume bei pH 5,0 und im Unterboden bei pH 4,4 - 4,7. Im Lockerungsgang sind die pH-Werte durch die Tiefenkalkung auf pH 4,7 - 5,3 angehoben. Bei einer Aufgrabung 1969 wurden sogar pH-Werte von 6,2 und 6,5 gemessen. Die Ursache war ein gut erhaltenes Kalkband in etwa 40 cm Tiefe. Auch die Karbonatwerte lagen in der Nähe dieses Kalkstranges höher, bei 0,2 - 0,5 %CaCO₃. Dies beweist die Unregelmäßigkeit der Verteilung des Kalkes bei der Tiefendüngung mit dem eingesetzten Gerät. In "stehengebliebenen Kegel" zwischen den Lockerungsgängen lagen die pH-Werte bei pH 4,4.

Auf der Tiefpflugparzelle erhöhten sich die pH-Werte in der Krume auf pH 5,5, im Unterboden-Balken auf pH 4,8 -5,0 und im Oberboden-Balken auf pH 5,2. Die höheren Werte in der Krume sind weniger auf die Meliorationskalkung zurückzuführen, sondern mehr auf die regelmäßigen hohen Stallmistgaben.

Und nun zu den Untersuchungen, die regelmäßig im Frühjahr und im Herbst durchgeführt wurden. Aus der Fülle des Materials sollen die Messungen von 1970, d.h. 6 Jahre nach Durchführung der Melioration, näher betrachtet werden. Einmal erfolgten Sondenmessungen mit einer holländischen Drucksonde der Goud'schen Maschinenfabrik Gouda. Alle 10 cm wird der höchste Druck angegeben, der notwendig ist, um den Eindringwiderstand des Bodens gegen einen Konus mit 2,5 cm Durchmesser zu überwinden. Zum anderen wurde der Abscherwiderstand nach Schaffer bestimmt. Die Meßwerte werden direkt angegeben. Gleichzeitig wurden mit einem Bohrstock Bodenproben zur Bestimmung des Wassergehalts entnommen.

Die Ergebnisse der Sondenmessungen zeigt Abbildung 3. Die Wassergehalte liegen bei 30 bis 40 Gew%. Auf der Lockerungsparzelle sind sie etwas höher. Die Abscherwiderstände betragen auf der Nullparzelle knapp 500 cmkp und die Bodenwiderstände 9-10 kg/cm². Im Lockerungsbereich sind sie deutlich gesunken bis auf 100 cmkp und 3 kg/cm² in 50 cm Tiefe. Gleichzeitig ist eine Wiederverdichtung unterhalb der Krume festzustellen. Die Widerstandswerte erreichen aber noch nicht die Höhe wie auf der Nullparzelle. Die Werte zwischen den Lockerungen sind auch etwas erniedrigt.

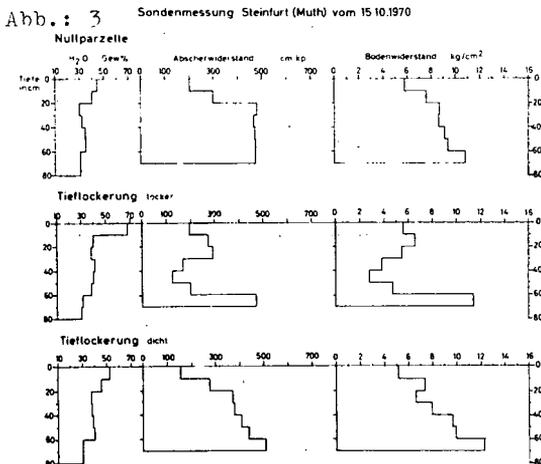
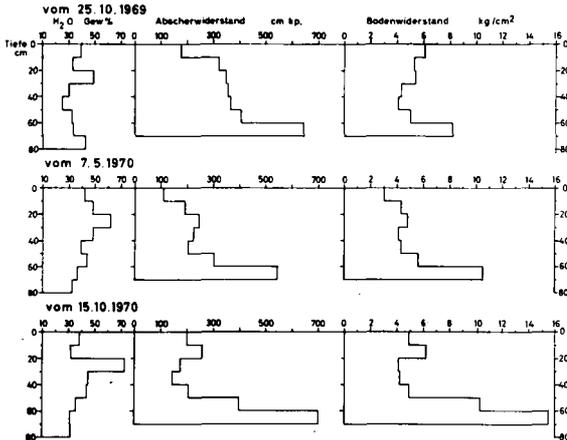


Abb.: 4 Sondenmessung Steinfurt (Muth) Tiefpflügen

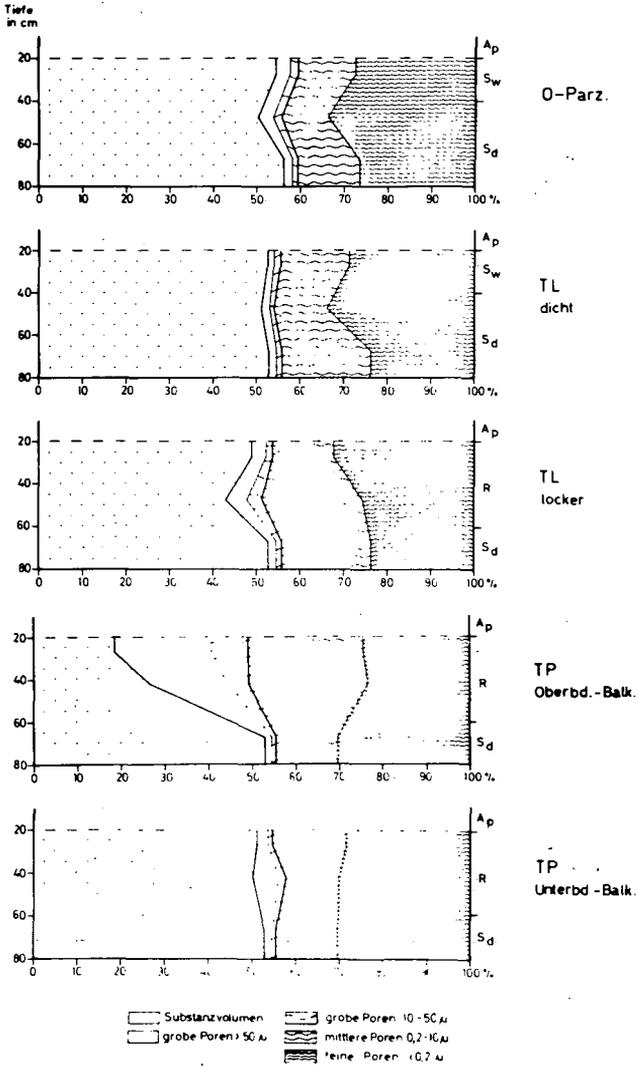


Die Abbildung 4 zeigt ganz unten die Messungen der tiefgepflügten Parzelle zum gleichen Zeitpunkt. Der Wassergehalt liegt hier mit über 40 Gew. etwas höher. Der hohe Wassergehalt in 20 - 30 cm Tiefe gibt die Lage des humosen Oberboden-Balkens an. Die einheitlichen Werte zeigen die intensive Lockerung bis zur Meliorations-tiefe. Auch die Wiederverdichtung unterhalb der Krume läßt sich erkennen. Die anderen Messungen zeigen die Abhängigkeit der Sondenmessungen vom Wassergehalt, besonders die oberste vom Oktober 1969.

Die Porengrößenverteilung in Abbildung 5 zeigt den Staupöcher durch den hohen Anteil an Feinporen auf der Nullparzelle und zwischen den Lockerungsgängen - 5l dicht -, der durch das Tieflockern und Tiefpflügen beseitigt wurde. Im Hartlockernbereich ist das GPV durch das Tieflockern um etwa 6 auf 31 Vol%, der Anteil der Grobporen ($> 10 \mu$) um 3 auf 6 Vol% und der mittleren Poren ($10 - 0,2 \mu$) um 12 auf 23 Vol% gestiegen.

Bei der tiefgepflügten Fläche erfolgte im Unterboden-Balken neben einer Verringerung des Feinporenanteils um 3,6 Vol%, eine Erhöhung der Grobporen um 2,9 Vol% und der mittleren Poren um 1,4 Vol%. Der Oberboden-Balken zeigt dagegen eine Erhöhung des GPV um

Abb.: 5 Porengrößenverteilung
Steinfurt, Muth Okt. 70



24 Vol%, der Grobporen und der mittleren Poren um jeweils 17 Vol%. Der Feinporenanteil liegt mit 23,2 um rund 10 Vol% niedriger als auf der Nullparzelle.

Unterhalb der Krume ist eine Auswirkung der Wiederverdichtung auf die Porengrößenverteilung festzustellen. Bei der Variante Tieflockern ist das GPV in den Lockerungsfurchen noch um etwa 6 Vol% größer. Bei der Variante Tiefpflügen dagegen liegen die Werte im Unterboden-Balken nur um etwa 3 Vol% über denen der Kontrollparzelle. Die Unterteilung in die Porengrößenbereiche zeigt beim Tieflockern eine Erhöhung der feinen, beim Tiefpflügen der mittleren Poren.

Bei einem Vergleich der Untersuchungstiefen im Unterboden-Balken, der ja aus dem gleichen Material besteht, liegt der Grobporenanteil in 25 cm Tiefe aufgrund der Wiederverdichtung durch den Einsatz schwerer Maschinen und Geräte bei der Bodenbearbeitung um 4 Vol% niedriger als in 45 cm Tiefe. Dieser Unterschied war auch bei den anderen Untersuchungsterminen vorhanden. Dieser Herbsttermin, 6 Jahre nach der Melioration, wurde für die Einzeldarstellung ausgewählt, um den Einfluß der Wiederverdichtung auf die Poren zu zeigen. Bei den Messungen im Frühjahr sind die Porenverhältnisse günstiger. Eine Verringerung der Wiederverdichtung über den Winter wurde auch auf anderen Standorten festgestellt.

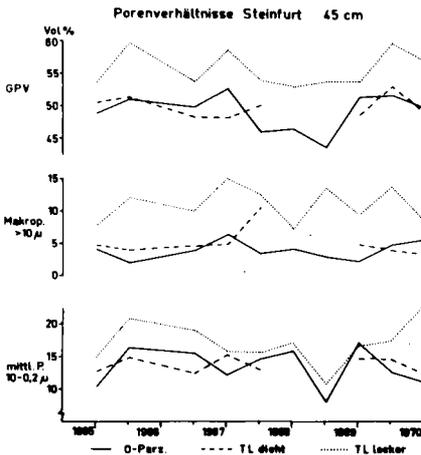


Abb.: 6 Verlauf der Porenverhältnisse 1965-1970

Die Abbildung 6 zeigt den Verlauf verschiedener Porengrößen der Variante Tieflockern in 45 cm Tiefe von der Melioration bis zum Jahre 1970. Über den gesamten Zeitraum sind durch das Tieflockern nicht nur das Gesamtporenvolumen, sondern auch die Grobporen und der Anteil der mittleren Poren erhöht. Der Bereich zwischen den Lockerungsgängen - TL dicht - liegt mit seinen Werten in der Größenordnung der Nullparzelle, wobei aber eine Verringerung der extremen Schwankungen festzustellen ist. Die Spitzen der Kurve TL-locker bei den Makroporen sind die Messungen im Frühjahr.

Die Tabelle 1 zeigt die Wasserdurchlässigkeit in den Jahren 1968 bis 1970. Betrachten wir die mittlere Tiefe, den Sd-Horizont, so liegen die kf-Werte auf der Nullparzelle ebenso wie zwischen den Lockerungsfurchen bei 10^{-5} cm/s. Durch das Tieflockern wurde die Wasserdurchlässigkeit im Lockerungsbereich auf 10^{-3} cm/s angehoben. Auf der tiefgeflügten Parzelle betragen die kf-Werte im Oberboden-Balken 10^{-2} und im Unterboden-Balken 10^{-4} cm/s. Nach der trockenen Witterung des Jahres 1969 sind die Werte auf der Nullparzelle und zwischen den Lockerungsfurchen auf 10^{-2} bzw. 10^{-3} cm/s gestiegen. Die Erhöhung wirkte sich auch noch im Mai 1970 aus.

Die Luftdurchlässigkeit nach Knoch (Tabelle 2) wurde im Labor an den Stechzylinderproben bei den Absaugstufen pF 1,77 und pF 2,54 gemessen. Da die Luftdurchlässigkeit sehr stark vom Wassergehalt der Probe abhängt, wurden diese Absaugstufen gewählt, denn zu diesen Zeitpunkten sind alle Poren $> 50 \mu$ bzw. $> 10 \mu$ entwässert. Beim Vergleich der beiden Absaugstufen bewirkt der Anteil der Poren $50 - 10 \mu$ mit etwa 2 Vol% eine wesentlich stärkere Luftdurchlässigkeit. Sie ist teilweise um ein Vielfaches größer, weil eine höhere Kontinuität der Pore, für die Durchlüftung gegeben ist.

Selbst bei pF 2,54 liegen die k_{00} -Werte im Sd-Horizont sowohl auf der Nullparzelle als auch zwischen den Lockerungsfurchen meist kaum meßbar unter $0,1 \text{ Mikron}^2$. Im Hauptlockerungsbereich wurden sie auf 4 bis 5 Mikron^2 angehoben. Bei der Variante Tiefpflügen betragen die k_{00} -Werte im Oberboden-Balken rund 20 Mikron^2 und im Mai 1970 sogar 65 Mikron^2 . Im Unterboden-Balken sind sie

Tabelle: 1 Wasserdurchlässigkeit - kf-Werte in cm/s

Standort Steinfurt (Muth)

geometr. Mittel aus 5 Parallelen

Tiefe in cm	0-Parz.	TL dicht	TL locker	TP OBdB	TP UBdB
Entnahme September 1968					
25-30	$5,3 \cdot 10^{-5}$		$1,8 \cdot 10^{-3}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$
45-50	$2,6 \cdot 10^{-5}$		$1,0 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	
65-70				$1,3 \cdot 10^{-5}$	
Entnahme April 1969					
25-30	$2,3 \cdot 10^{-6}$		$2,1 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-5}$
45-50	$3,6 \cdot 10^{-6}$		$1,7 \cdot 10^{-3}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$	
65-70			$6,2 \cdot 10^{-6}$	$2,3 \cdot 10^{-6}$	
Entnahme Oktober 1969					
25-30	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$8,7 \cdot 10^{-4}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$
45-50	$2,8 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$2,6 \cdot 10^{-2}$
65-70	$6,7 \cdot 10^{-5}$	$6,9 \cdot 10^{-6}$		$5,3 \cdot 10^{-4}$	
Entnahme Mai 1970					
25-30	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$7,6 \cdot 10^{-5}$
45-50	$8,4 \cdot 10^{-5}$	$3,3 \cdot 10^{-5}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$
65-70	$9,1 \cdot 10^{-6}$	$4,3 \cdot 10^{-6}$		$2,1 \cdot 10^{-6}$	
Entnahme Oktober 1970					
25-30	$7,2 \cdot 10^{-5}$	$2,1 \cdot 10^{-5}$	$4,6 \cdot 10^{-5}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-5}$
45-50	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$
65-70	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$9,5 \cdot 10^{-5}$		$1,4 \cdot 10^{-6}$	

Tabelle: 2 Luftdurchlässigkeit nach Kmoch - k_{00} -Werte in Mikron²
 Standort Steinfurt (Muth) geometr. Mittel aus 5 Parallelen

Tiefe in cm	0-Parzelle		TL dicht		TL locker		TP OBdB		TP UBdB		
	pF-Stufe	1,77	2,54	1,77	2,54	1,77	2,54	1,77	2,54	1,77	2,54
Entnahme September 1968											
25-30	2,27	2,74	-	-	13,76	45,33	3,01	13,55	3,72	5,98	
45-50	0,29	0,64	-	-	0,72	0,87	-	-	3,32	4,76	
65-70	-	-	-	-	-	-	-	-	0,0	0,06	
Entnahme Oktober 1969											
25-30	-	12,34	-	3,45	-	3,78	-	11,16	-	1,99	
45-50	-	0,096	-	1,79	-	3,88	-	22,63	-	5,48	
65-70	-	0,006	-	0,126	-	-	-	-	-	0,221	
Entnahme Mai 1970											
25-30	0,634	1,52	0,0	0,022	0,036	0,061	10,96	27,33	0,005	0,020	
45-50	0,005	0,005	0,0	0,019	0,494	5,15	42,92	64,78	0,404	1,04	
65-70	0,0	0,0	0,0	0,0	-	-	-	-	0,0	0,0	
Entnahme Oktober 1970											
25-30	0,555	2,33	0,041	0,154	0,036	0,213	7,91	20,23	0,017	0,039	
45-50	0,323	1,74	0,006	0,038	0,766	4,13	10,11	20,36	0,508	1,35	
65-70	0,0	0,0	0,005	0,022	-	-	-	-	0,0	0,002	

in 45 cm Tiefe auf 1 bis 5 Mikron² gestiegen. Die Wiederverdichtungen auf den meliorierten Flächen unterhalb der Krume sind an den Werten der Luftdurchlässigkeit ebenfalls deutlich abzulesen. Die k_{00} -Werte liegen in 25 cm Tiefe meist sogar niedriger als auf der Mutterparzelle.

Die Bestimmung der Luftdurchlässigkeit ist eine diffizile Methode mit engen Beziehungen zur Porengrößenverteilung und Wasserdurchlässigkeit. Die von Knoch aufgestellten Bewertungsklassen beginnen bei 1 Mikron². Diese Luftdurchlässigkeit konnte auf dicht gelagerten Böden sehr oft gar nicht gemessen werden. Die Erfahrungen haben außerdem ergeben, daß für aussagekräftige Ergebnisse sehr viele Untersuchungen durchgeführt werden müssen. Dadurch wird aber der Arbeitsaufwand dieser Methode zum Nachweis einer Meliorationswirkung zu groß.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß dieser Pseudogley aus Decksediment über Basaltverwitterungslager durch Tieflockern und Tiefpflügen entscheidend und nachhaltig verbessert wurde. Von ausschlaggebender Bedeutung für die Erhaltung der Gefügeverbesserung ist die Bedarfsdüngung. Durch das Tiefpflügen wurde eine größere Verbesserungswirkung erreicht, denn das gesamte Bodenprofil wurde gelockert, während beim Tieflockern nur der Lockerungsbereich erfaßt wurde und zwischen den Gängen ein mehr oder minder großer unbeeinflusster Keil stehen blieb. Da mit dem Tiefpflügen kein qualitativbesseres Material an die Oberfläche gebracht wurde, beruht die positive Wirkung auf der intensiven Lockerung des gesamten Bodens. Unter Berücksichtigung des finanziellen Aufwandes und der größeren Lockerungswirkung der neuen Tieflockermaschine ist aber auf diesen und ähnlichen Standorten das Tieflockern mit engen Abständen, in Verbindung mit einer weitmaschigen Rohrdüngung und ausreichender Meliorationsdüngung, als geeignete Melioration zur Verbesserung des Bodens zu empfehlen.

Über die Wirkungsdauer der mechanischen
Auflockerung von Böden

von
A. Wourtsakis und G. Werner*)

Die Auswirkung der mechanischen Auflockerung des Bodens, sei es durch Tieflockerung oder Tiefumbruch, auf die chemischen und physikalischen Bodeneigenschaften sowie Pflanzenertrag, war in den letzten Jahren Gegenstand zahlreicher Untersuchungen. Die meisten dieser Untersuchungen erfolgten allerdings in den ersten Jahren nach Durchführung der Melioration, so daß bisher die Nachhaltigkeit dieser Maßnahme eine offene Frage blieb.

Das Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung der Universität Gießen führt seit 1964 Untersuchungen über die Wirkung der Tiefbearbeitung auf verschiedenen Böden durch, wobei der Zeitpunkt der Meliorationsdurchführung auf den einzelnen Standorten unterschiedlich lang zurücklag, so daß auch Aussagen über die Wirkungsdauer der Tiefbearbeitung zu erwarten waren.

Die Auflockerung des Bodens durch den Einsatz des Lockerungsschares bzw. Pflugkörpers ist nicht zu bestreiten. Diese Primärauflockerung ist leider nicht immer von Dauer. Unter der Einwirkung von Wasser, vor allem aber unter dem Druck der landwirtschaftlichen Maschinen und Fahrzeugen bei dem Befahren und Bearbeiten der Flächen kommt es häufig zu einer Wiederverdichtung des mechanisch aufgelockerten Bodens unterhalb der normalen Bearbeitungstiefe (Krumenbasisverdichtung nach SCHÖNHALS 1969). Dabei nimmt das Gesamtporenvolumen auf Kosten der Grobporen ab und der Bodenwiderstand zu (HARRACH u. WOURTSAKIS 1969).

Selbst hohe Kalkgaben sind nicht in der Lage, diese Wiederverdichtung zu verhindern, wie unsere Untersuchungen 18 Monate nach Durchführung der Tiefbearbeitung auf einer Parabraun-

*) Dr. A. Wourtsakis und Ing.agr. G. Werner, Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung der Justus Liebig-Universität Gießen, 63 Gießen, Ludwigstr. 23

erde aus Löß in Beberbeck (WOURTSAKIS 1971) und auf einem Pseudogley in Bleidenrod ergaben.

Daß der Einsatz der schweren landwirtschaftlichen Maschinen und Geräte hauptverantwortlich für die Wiederverdichtung des mechanisch aufgelockerten Bodens ist, ergibt sich aus zahlreichen Beweisen. Bodenphysikalische Untersuchungen auf vier hinsichtlich Eigenschaften und Klimaverhältnisse unterschiedlichen Böden, die im Rahmen eines mikrobiologischen Klimaver Versuches (AHRENS 1970) im Jahre 1952 umgelagert bzw. in andere Klimabereiche verlagert und seit Versuchsanlage nur mit der Hand bearbeitet wurden, zeigen keine Wiederverdichtung. Nähere Angaben hierzu sind in einem Bericht des Instituts für Bodenkunde und Bodenerhaltung der Universität Gießen an die DFG (1972) zu finden. Eine umfassende Darstellung der gewonnenen physikalischen Untersuchungsergebnisse erfolgt demnächst.

Ein anderes Beispiel zeigt, daß sich Wiederverdichtungen nach einer Melioration auch in der landwirtschaftlichen Praxis vermeiden lassen: Bei Kartierungsarbeiten im Frühjahr 1968 auf einem Plateau unweit von Udenborn, Kr. Fritzlar-Homburg, auf dem Pseudogley aus lößlehmhaltigem Decksediment über pleistozäner Flußterrasse vorkommen, fiel uns eine ca. 30 ha große Teilfläche auf, die sich durch günstigere ökologische Eigenschaften (geringe Verschlämmung, frühere Abtrocknung) gegenüber den anderen Flächen auszeichnet. Der Grund dafür liegt nach unseren Ermittlungen darin, daß diese Fläche bereits vor dem ersten Weltkrieg mit dem Dampfpflug 70-80 cm tief bearbeitet wurde, und zwar bis etwa 50 cm gewendet und darunter gelockert. Der hohe Homogenitätsgrad des R_1 -Horizontes deutet darauf hin, daß mindestens dieser Bereich mehrmals gewendet wurde, während die zahlreich vorkommenden porösen Kalkbröckchen und die hohen pH-Werte (7,3-7,5) von der Einarbeitung größerer Kalkmengen, vermutlich als Scheideschlamm der naheliegenden Zuckerfabrik, bei der Melioration herrühren dürften.

Beim Vergleich des meliorierten Bodens mit dem nicht meliorierten Pseudogley zeigt die Porengrößenverteilung große Unterschiede. Vor allem ist der Grobporenanteil durch die Dampfpflugarbeit dauerhaft erhöht worden. Er beträgt in 30 cm Tiefe 10 Vol.% und in 65 cm Tiefe 9,4 Vol.% gegenüber 4,7 bzw. 2,5 Vol.%

in den entsprechenden Tiefen der Kontrolle. Diese Zunahme der Grobporen hatte u.a. auch eine Verbesserung der Luftdurchlässigkeit zur Folge.

Eine weitere Folge der Tiefenbearbeitung war die Abnahme des Bodenwiderstandes, der im ungestörten Pseudogley so hoch war, daß er mit dem verwendeten Druckkegel unterhalb 40 cm Tiefe nicht mehr gemessen werden konnte.

Alle genannten bodenphysikalischen Untersuchungen zeigen übereinstimmend, daß in Udenborn der meliorierte Boden keinerlei Krumbasisverdichtungen aufweist, was auf eine bodenschonende Bewirtschaftung in der ersten Zeit nach Durchführung der Melioration hinweisen dürfte. Nach unserer Information erfolgte die Bodenbearbeitung nach der Melioration mit Pferde- bzw. Ochsenspannen.

Mit der Zunahme der Grobporen ist auch die vertikale Wasserbewegung im meliorierten Boden stark erleichtert worden. Die Niederschläge werden schneller vom Boden aufgenommen und dringen in tiefere Horizonte ein. Die früher in der Krume auftretende Staunässe wurde beseitigt. So betrug z.B. am 28.3.69 der Wassergehalt in der Ackerkrume der Kontrolle 45 Vol.%, während der Wassergehalt des meliorierten Bodens bei 38 Vol.% lag. Zum selben Zeitpunkt herrschten in der Tiefe von 50 - 80 cm umgekehrte Verhältnisse: die Kontrolle enthielt 36-37 und der meliorierte Boden 41-43 Vol.%. Etwa zwei Wochen später am 10.4. wiesen die Wassergehalte in den beiden Böden keine größeren Unterschiede auf.

Das trockene Jahr 1969 bot uns außerdem die Möglichkeit, durch Bodenfeuchtemessungen festzustellen, inwieweit durch die Tiefenbearbeitung geschaffene Wurzelraumkapazität tatsächlich ausgenutzt wird. Bei der Kontrolle beschränkte sich die Wasseraufnahme in Trockenperioden ausschließlich auf den obersten 30-40 cm mächtigen Profilbereich, in dem das gesamte pflanzenverfügbare Wasser entzogen wurde. Auf der meliorierten Parzelle dagegen nahm der Wassergehalt nicht nur im Oberboden, sondern auch im gesamten R-Horizont stark ab. Die Verbesserung der Struktur- und Feuchtigkeitsverhältnisse der mit dem Dampfpflug bearbeiteten Parzelle hat nicht nur die Bearbeitung dieses Bodens erleichtert, sondern auch die Ertragsfähigkeit positiv beeinflusst.

Aus fünfjährigen Ertragsermittlungen geht hervor, daß auf der meliorierten Parzelle hochsignifikante Mehrerträge von durchschnittlich 40%, mit Ausnahme im Jahre 1972, erzielt werden konnten. Der geringe Mehrertrag (3%) der meliorierten Fläche im Jahre 1972 ist auf einen früheren und stärkeren Mehлтаubefall des Weizenbestands auf dieser Fläche zurückzuführen.

Aufgrund der bisher erzielten Ergebnisse kann festgestellt werden, daß durch die Dampfpflugarbeit eine dauerhafte Verbesserung des Wasserhaushalts, der Struktur und der Ertragsleistung dieses Pseudogleys in Udenborn erzielt worden ist.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß der Erfolg der Lockerung infolge einer Wiederverdichtung des Bodens unterhalb der Ackerkrume zunichte gemacht werden kann. Diese Wiederverdichtung - die Bildung einer "Krumenbasisverdichtung" - ist auf das Befahren des Bodens im feuchten Zustand mit schweren Maschinen und Geräten zurückzuführen. Vermeidet man allerdings das Befahren und Bearbeiten des Bodens und erfolgt in den ersten Jahren nach Durchführung der Melioration eine strukturschonende Bodenbearbeitung, dann ist mit einer dauerhaften Auflockerung zu rechnen.

Literatur:

- AHRENS, E.: Untersuchungen an Böden, die in klimatisch unterschiedliche Standorte verlagert werden, mit besonderer Berücksichtigung ihrer mikrobiologischen Eigenschaften (Klimaversuch). - Habilitationsschrift Gießen 1970
- HARRACH, T. u. A. WOURTSAKIS: Meliorationsbedürftigkeit von Parabraunerden und Pseudogleyen. - Symposium über die Tiefenbearbeitung des Bodens Gießen 1969
- INSTITUT FÜR BODENKUNDE UND BODENERHALTUNG der Justus Liebig-Universität Gießen: Vergleichende Untersuchungen über den Lufthaushalt von Böden und dessen wurzelökologische Bedeutung (1. Zwischenbericht an die DFG). - Gießen 1972
- SCHÖNHALS, E.: Zur Genese "schwerer" und verdichteter Böden.- Symposium über die Tiefenbearbeitung des Bodens Gießen 1969

WOURTSAKIS, A.: Einfluß des Tieflockerns und Tiefpflügens auf die physikalischen Eigenschaften und den Wasserhaushalt verschiedener Böden Hessens. - Diss. Gießen 1971.

Die durchgeführten Untersuchungen wurden mit Unterstützung seitens der Deutschen Forschungsgemeinschaft durchgeführt.

Untersuchungen über die Erodierbarkeit einer tiefgepflügten Parabraunerde aus Löß in Hanglage mit Hilfe der künstlichen Beregnung.

von
B. Grosse und M. Renger¹⁾

Bei den in den Jahren 1965/66 gemeinsam mit der Landwirtschaftskammer Hannover angelegten Tiefumbruchversuchen auf Parabraunerde aus Löß konnte u. a. eine deutliche Verringerung der Verschlammungsneigung festgestellt werden, die sich in hängigen Lagen günstig auf eine Herabsetzung der Erodierbarkeit auswirkte.²⁾ Da bei Labormessungen der Gefügestabilität von tiefgepflügten Böden keine großen Unterschiede auftraten, sollte durch den Einsatz eines Beregnungsgerätes die Verschlammbarkeit und die Bodenabspülung einer normal- und tiefgepflügten Fläche im Gelände überprüft werden. Für die Durchführung dieser Versuche bot sich eine im Jahre 1966 auf dem Gut der Bundeslehranstalt Burg Warberg E.V., Krs. Helmstedt an. Die mit dem Tiefumbruch auf dieser Fläche bisher gemachten Erfahrungen sind als durchweg günstig zu bewerten u.a. weil man dort schon wegen der größeren Fläche von 3,75 ha besser und zeitgerechter auf die veränderten Bodeneigenschaften der tiefgepflügten Fläche eingehen konnte. Der simulierte Regen von 45 mm (Intensität 0,16 mm/min) verursachte auf einer 150 m² großen Fläche einer tiefgepflügten Parabraunerde in Hanglage mit 4 % Gefälle wegen des stabileren Gefüges des Oberbodens keine Verschlammung, so daß weder ein Bodenabtrag noch ein Abfluß von Oberflächenwasser auftrat. Eine normal bearbeitete, gleichgroße Kontrollfläche (10 x 15 m) zeigte bereits nach einer Beregnungsdauer von 20 min eine starke Verschlammung des Oberbodens und eine geringe Bodenabspülung. Nach 120 min erreichte der Abfluß auf der 150 m²-Parzelle etwa 2,5 mm = 20 % der Regenmenge und einen Bodenabtrag von etwa 3 kg (=200 kg/ha). Die Meßergebnisse der Porengrößen, Saugspannung und des Wassergehaltes lassen den Schluß zu, daß der Bodenabtrag bei nicht tiefgepflügten Parabraunerden aus Löß durch einen Starkregen in erster Linie durch die Verschlammung der obersten Zentimeter des A_p-Horizontes und die damit verbundene Verringerung der Infiltrationsrate ausgelöst wird.³⁾

- 1) Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3000 Hannover-Buchholz, Postfach 230153
- 2) Eine ausführliche Darstellung der Ergebnisse soll in der Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde erfolgen.
- 3) GROSSE, B.: Deep ploughing of Gray-Brown Podzolic soil from loess as a measurement to reduce soil erosion. Internat. Water Erosion Symposium, Discussions I, Prag 1970.

Bodeneigenschaften und Verlauf einer Verockerung

von
H. Kuntze*)

1. Verockerungsgefährdete Standorte

Die Verockerung ist eine gefürchtete Funktionsstörung bei Dränungen. Sie tritt nach unseren Erfahrungen überall dort auf, wo Fe^{++} -haltiges Wasser ($> 1-2 \text{ mg/l}$) aus dem Boden in die Dräne gelangt, das erst dort chemisch und/oder biologisch oxidiert wird (2, 6). Der Eisen-II-Gehalt des Bodenwassers kann 2 Ursachen haben:

- 1.1. Verwitterung und Bodenbildung bedingen in einer Landschaft im humiden Klima nach Entkalkung die Verlagerung der freien Eisenionen im Bodenprofil und in das Grundwasser. Oberflächennahe Grundwasserströme treten mit ihrer Eisenfracht in Senken und Tälern häufig als Quellen oder Schichtwasser zu Tage. Von den Eisenvorräten eines geologischen Einzugsgebietes abhängig, kommt es im Grundwasserschwankungsbereich auch primär eisenfreier Substrate solange zu oxidationsbedingter Akkumulation von Eisen, wie wir sie im Extrem als Raseneisenstein in Gleyen und Auenböden kennen, bis die mobilisierbaren Eisenvorräte der mit ihnen vergesellschafteten Böden erschöpft sind. Morphologische Profilbeschreibungen, wie z. B. Vorkommen von Raseneisenstein oder Eisenkonkretionen im Go-Horizont sind deshalb kein ausreichendes Kriterium für eine aktuelle Verockerungsgefahr.
- 1.2. Wenn ton- und humusreiche, saure Böden in ihrer Entstehung und Entwicklung (3) über lange Zeit unter vorherreichend reduzierenden Bedingungen verharren, kommt es bei Milieuänderung - $Eh-(O_2\text{-Partialdruck})\text{-pH}$ -Änderungen durch Dränung - mit der Bodenreifung solange zur Abgabe von Eisenionen aus dem Bodensubstrat, bis vorher akkumulierte Eisen-II-Verbindungen wie z. B. Pyrit FeS_2 , Hydrotroilit FeS , Jarosit (Maibolt) $K_2Fe_6[OH]_{12}[SO_4]_4$ (10) oxidiert und hydrolysiert werden. Dauer und Grad der Verockerung sind in solchen sauren Sulfatböden (1, 5), die in Gesstrandmooren und in den Moor-
marschen vorherrschen, abhängig vom Gehalt an reduziertem Eisen im Boden und dessen mit der Entwässerungstiefe möglichen Bereich einer verbesserten Belüftung.

*) Ltd. Direktor u. Prof. im Nieders. Landesamt für Bodenforschung, Außeninstitut für Moorforschung und angewandte Bodenkunde, 28 Bremen, Friedrich-Mißler-Str. 46/48

Selbstverständlich können beide Ursachen für Fe^{++} -Akkumulation und -Oxidation - Fremdwasserandrang und Reduktion mit anschliessender Bodenreifung - neben- und nacheinander auftreten. Für die Entscheidung, ob überhaupt eine Röhrendrängung empfehlenswert bzw. welche nur ständig oder nur vorübergehend wirksamen Schutzmassnahmen dann gegen die Verockerung einzusetzen sind, müssen Dauer und Intensität einer Verockerung bekannt sein. In Unkenntnis ökodynamischer und hydromorphogenetischer Prozesse (9), wird der Verockerung entweder eine zu grosse Bedeutung beigemessen, oder aber die verschiedenen nachhaltige Funktionsstörung nicht bedacht. In Pseudogleyen ist eine Verockerungsgefahr auszuschliessen, in allen übrigen hydromorphen Böden ist in Abhängigkeit geomorphologischer, edaphischer und klimatischer Faktoren mit unterschiedlicher Verockerungsintensität zu rechnen. Quantitative Aussagen fehlen hierzu jedoch bislang.

Das KfK hat seit 1956/57 die Anlage und Auswertung mehrerer Verockerungsversuche ermöglicht. Im Verockerungsversuch Niederort (Wesermarsch) wurden 1963/73 Dränwasseruntersuchungen durchgeführt. Die bodenkundlichen Verhältnisse dieses Versuchsstandortes erlauben eine Aussage zur Frage 1.2. nach der Dauer und Intensität einer Verockerung in 2 hydromorphen Böden mit unterschiedlichen Gehalten an Ton, org. Substanz, Kalk und Eisen, die nach Drängung ohne Fremdwassereinfluss stehen.

Beschreibung des Versuchsstandortes

Das Untersuchungsgebiet wurde 1957 durch das Nieders. Landesamt für Bodenforschung kartiert und 1962 im Maßstab 1 : 25 000 auf der Karte 2716 Elsfleth als Niedermoor ausgewiesen. Im rückwärtigen Gebiet eines älteren Durchbruchs der Weser sind jüngere, kalkreiche, schluffig-tonige Sedimente abgelagert worden, die später unter Rückstau dem Einfluss einer Vermoorung unterlagen. Von zahlreichen Schilfrhizomen durchsetzt, gehen die oberen Sedimentschichten des Liegenden allmählich in \pm durchschlickte, meist schon stark zersetzte, dicht lagernde Schilf-Seggentorfe über.

Die Moormächtigkeit ist nach Peilung im 10 x 10 m Verband recht wechselhaft (s. Abb. 1). Sie schwankt zwischen 20 und 70 cm. Von SW nach NO durchzieht in ca. 50 m Breite ein anmooriger Streifen die versuchsfläche. Das Marschensediment ist in diesem Bereich tonärmer und nach unten zunehmend schluff- und kalkreicher als im übrigen Feld. Freier kohlenaurer Kalk (Muschelschalen) tritt jedoch erst bei

185 cm u.Gel. auf. Durch Sackung und Torfschwund infolge Entwässerung und früherer Ackernutzung ("Rockenmoor") reicht dieser Bereich eines ehemaligen Priels jetzt zunehmend aus der übrigen Moorlandschaft als Inversionsrücken heraus. Die Höhenunterschiede betragen z.Zt. bis zu 30 cm.

Unmittelbar unter den Torflagen im mit Schilfrhizomen durchsetzten Bereich der Profile werden zwischen 30 und 90 cm u.Gel. örtlich wechselnd starke Maibolt-Anreicherungen an fossilen Schilfrhizomen angetroffen, die sich (s. Abb.1) weitgehend mit dem Bereich stärkerer Vermoorung über kalkarmen, tonreichen Sedimenten decken. Grabenböschungen sind in diesem Profilbereich seit 1963 nicht begrünt.

In Abb. 2 sind die wichtigsten analytischen Daten von 3 Leitprofilen dargestellt. Im Bereich des Inversionsrückens (Profil V) finden wir einen tonärmeren, im Unterboden kalkreicheren und insgesamt nahezu schwefeleisenfreien anmoorigen Boden gegenüber den unter einer Niedermoortorfdecke liegenden sauren Sedimenten der Profile X u. XVI. Deren relativ hoher Eisensulfid- (SO_3P) und Maiboltgehalt (SO_3M) (4) deutet die kulturtechnische Problematik des Versuchsstandortes an. Die starke Verockerungsgefahr wird auch mit bis zu 3% Gesamt-Eisen und vor allem im Gr-Bereich der Profile X u. XVI steigenden hohen Anteilen AlCl_3 -löslichem Fe^{++} angedeutet. Damit korrespondiert auch der Fe-Gehalt des Grundwassers. Viel Eisenockerschlämme führende Gräben und verstopfte Dräne bestätigen diesen Befund. Das Versuchsfeld selbst erlaubt somit eine bodenkundliche Differenzierung in 2 Kartiereinheiten

- 1.) flachgründiges Niedermoor (Versumpfungsmoor) über kalkarmem, schluffigem Ton eines älteren Brackwassersediments, reich an Schwefeleisen und Maibolt (Profile X u. XVI)
- 2.) Anmoorgley, toniger Schluff eines jüngeren Kalkbrackmarschsediments (Profil V), arm an Fe-II-Mineralen, ^{welche} die Verockerung fördern.

3. Untersuchungen

Das Feld wurde 1963 im Abstand von 14 m und mittlerer Dräntiefe von 1 m gedränt (19 Einzeldräne á 60 m). Jeweils im Herbst (Beginn der Dränschüttung) und Frühjahr (Ende der Dränschüttung) wurden sofort nach Anlage 1963 bis 1973 Dränwasserproben aus den 19 Versuchsdränen entnommen, gleichzeitig die Abflussspenden durch Handgefäßmessung ermittelt. Probenahme und chemische Untersuchung des Dränwassers (Fe-Ges.,

Fe^{++} , SO_4 , pH, Abdampfdruckstand nach Einheitsverfahren) erfolgten durch die Grünlandlehranstalt und Marschversuchsstation Infeld/Nordenham. Die Bodenuntersuchungen führte das Ausseninstitut für Moorforschung und angewandte Bodenkunde in Bremen durch. Im Juli 1972 erfolgte durch beide Institute die gemeinsame Aufgrabung jedes Dräns jeweils 15 m oberhalb Ausmündung mit anschliessender Untersuchung des Eingeschlammten in Rohren und Filtermaterial. Eine ausführliche Darstellung der Versuchsergebnisse, insbesondere im Hinblick auf die vom Rohrtyp und Filterung abhängige Verockerung erfolgt an anderer Stelle (7).

Im Dezember 1972 wurde eine Hochdruckspülung (50 atü) durch den Entwässerungsverband Brake durchgeführt.

4. Diskussion der Ergebnisse

Betrachtet man zunächst die durchschnittliche Zusammensetzung des Dränwassers aller 19 Versuchsdräne von 1963-1973 in Abhängigkeit zur witterungsabhängigen Entwässerung (Abb. 3), so sind gegenläufige bzw. phasenverschobene Veränderungen von pH, SO_3^- und Fe-Gehalt zu erkennen.

Unmittelbar nach der Dränung steigt der pH-Wert und fällt der SO_3^- -Gehalt des Dränwassers. Vornehmlich Fe^{+++} -Ionen werden festgestellt. Der bisher schon gelegentlich bei Grundwasserschwankungen belüftete Bodenraum wird entwässert. Die beiden ersten Versuchsjahre hatten mit 618 bzw. 638 mm eine unterdurchschnittliche (700 mm) Niederschlags-höhe. 1964/65 setzt dadurch unterstützt der erwünschte Reifungsprozess dieses bisher stark grundwasserbeeinflussten Bodens ein: Die Reaktion des Dränwassers fällt im Mittel um fast 2 Einheiten auf pH 3,9. Um 1500 mg/l SO_3^- werden festgestellt. Fast 30 mg/l Fe, vorwiegend reduziert, werden um 1 Jahr verzögert maximal am Dränauslauf noch gemessen. Die Verockerung wird hier deutlich sichtbar. Über 2 Jahre dauert dieser steile Abfall der Reaktion bei steigenden Fe^{++} - und SO_3^- -Gehalten. Vom 4. Versuchsjahr 1966 an, das, wie 1965 und auch die beiden folgenden Jahre, niederschlagsreich ist, steigt der pH-Wert wieder auf Werte oberhalb pH 5, während sich mittlere SO_3^- -Gehalte von 500 mg/l und Fe-Gehalte um 4 mg/l einstellen. Die Ockerwülste an den Dränausläufen wachsen jetzt nicht mehr nennenswert an. Man könnte diesen Ausklang der \pm konstanten Messwerte als eine Beendigung der Oxidation der leicht oxidierbaren Schwefeleisenverbindungen im durch Dränung jetzt besser belüfteten Bodenraum bezeichnen, soweit Bodengefügeentwicklungen die im Profil

ungleichmässig verteilten Eisen-II-Sulfide und -Sulfate dem Sauerstoff der Bodenluft zugänglich machen. Die fortan \pm gleichmässigen relativ geringen Fe^{++} - und SO_3 -Gehalte im Dränwasser führen wir auf schwer oxidierbare bzw. hydrolysierbare Fe-II-Mineralen (s. Abb. 2) zurück. Dass weitere, durch Witterungseinflüsse und dann auch unter Dräntiefe mögliche Absenkungen des Grundwassers wieder verstärkte Oxidationen im Boden ablaufen können, zeigt der pH-Abfall in den relativ Trockenjahren 1969 (nur 633 mm) und vor allem 1971 (592 mm). Bei abnehmender Niederschlagshöhe fallen die GW-Stände längere Zeit unter Dräntiefe, sinkt der pH und steigen sofort auch SO_3 - und Fe-Gehalte an. Auch die Dränspülung zu Versuchsende bewirkt mit wieder verbesserter Abflussleistung eine solche Zunahme.

Wenn man nun den Kartiereinheiten zuzuordnende Einzeldräne herausgreift, so werden die Bodenunterschiede im zeitlichen Ablauf der unterschiedlichen Verockerung durch die Bodenreifung besonders deutlich. Die Dränwasseranalysen der in ~~besonders~~ maiboltreichen Abschnitten des Versuchsfeldes (Kartiereinheit 1, Profil X/XVI) liegenden Dräne 1-4 und 8-13 sind in Abb. 5 zusammengefasst und zeigen einen pH-Abfall in der 1. Oxidationsphase bis pH 3,0 bei Anstieg des Fe-Gehaltes auf > 50 mg/l. Hier lässt die folgende langsamere Reifungsphase allerdings einen in den relativ trockenen Jahren seit 1969 erneuten kontinuierlichen pH-Abfall bei weniger deutlichem Anstieg im SO_3 - und Fe-Gehalt erkennen. Vielleicht sollte man auch von 2 unterschiedlich oxidierbaren Fe^{++} -Quellen im Boden ausgehen. Dann war der 1. Abschnitt der kurzfristig starken Verockerung auf leicht oxidierbare Eisensulfide zurückzuführen, die anschliessend schwächere anhaltende Eisenoxidation dem schwer hydrolysierbaren Maibolt zuzuordnen. Bei der abschliessenden SO_3 -Bodenuntersuchung 1972 lagen die Maibolt-Anteile vor allem im Bereich der Grundwasserabsenkung noch deutlich höher als die Eisensulfidgehalte.

Die übrigen Dräne im kalkhaltigen, maiboltfreien Boden (Kartiereinheit 2) lassen den pH-Wert nur wenig schwanken (6,9 - 5,2). Vornehmlich Erdalkalisulfate dürften dabei mit der 1. Entwässerungsphase abgeführt worden sein. Die Mobilität des Bodeneisens ist in dieser Kartiereinheit erwartungsgemäss relativ gering (s. Abb. 4).

Im Versuch lagen verschiedene Rohr- und Filtertypen (Material, Mennweite). Deshalb ist die Zuordnung der erst mit Abschluss des Versuches 1972 festgestellten Dränverschlämung zum Boden verwischt. In Tab. 1

sind einige Angaben über die mittlere Zusammensetzung des "Ockers" in den Dränen der beiden Kartiereinheiten aufgeführt.

Tab. 1 Zusammensetzung des Ockerschlamms (% i.Tr.S.)

Boden (Dräne)	$\frac{g}{m}$ Tr.S.	Fe	C	"SO ₄	HCl unlösl.
maiboltreich (1-4,8-13)	145,2	24,4	5,8	6,2	5,0
kalkhaltig (5-7, 14-19)	42,1	14,4	15,2	5,6	14,0

Im schwefeleisen- und maibolthaltigen Boden zeigen die Dräne eine mehr als 3 mal so grosse Verschlämmung als im kalkhaltigen Boden. Ocker besteht jedoch nicht nur aus $Fe(OH)_3$. Im maiboltreichen Boden wird deutlich mehr Fe im Ockerschlamme festgestellt als beim kalkhaltigen Boden, wo umgekehrt das HCl-unlösliche (= eingeschlammte Mineralbodenteilchen) überwiegt. Der geringere C-Gehalt dürfte beim Ockerschlamme im Maiboltgebiet auf eine bevorzugte Autoxidation hinweisen, während in den weniger sauren Böden des Inversionsrückens auch Eisenorganismen oder organische Verbindungen an der Verockerung beteiligt sein dürften, denn der C-Gehalt ist hier fast 3x höher als im vorgenannten Beispiel (8).

5. Zusammenfassung

Der vorgestellte Verockerungsversuch Niederort in Niedermoor/Anmoor über \pm entkalkten Marschsedimenten ist geeignet, die Frage nach der bodenabhängigen Dauer und Intensität der Verockerung zu beantworten. Unter Berücksichtigung von Dränung und Witterungsverlauf kann aus Dränwasseranalysen bei diesen hydromorphen Böden damit gerechnet werden, dass

- 1.) die Verockerungsgefahr auf engem Raum sehr stark wechselt. Einzeldräne sind daher in solchen Böden stets zu empfehlen.
- 2.) die Verockerung in kalkreichen, ton- und humusärmeren Böden wesentlich schwächer als in kalkfreien, schwefeleisen- und maiboltreichen Marschmoorböden verläuft. Unter solchen Bodenbedingungen sind selbst vorübergehende Schutzmassnahmen gegen die Verockerung nicht erforderlich. In schwefeleisen- und maiboltreichen Marschböden gilt es, vor allem dem ersten, besonders intensiven Verockerungsabschnitt durch geeignete Vorkehrungen zu begegnen.

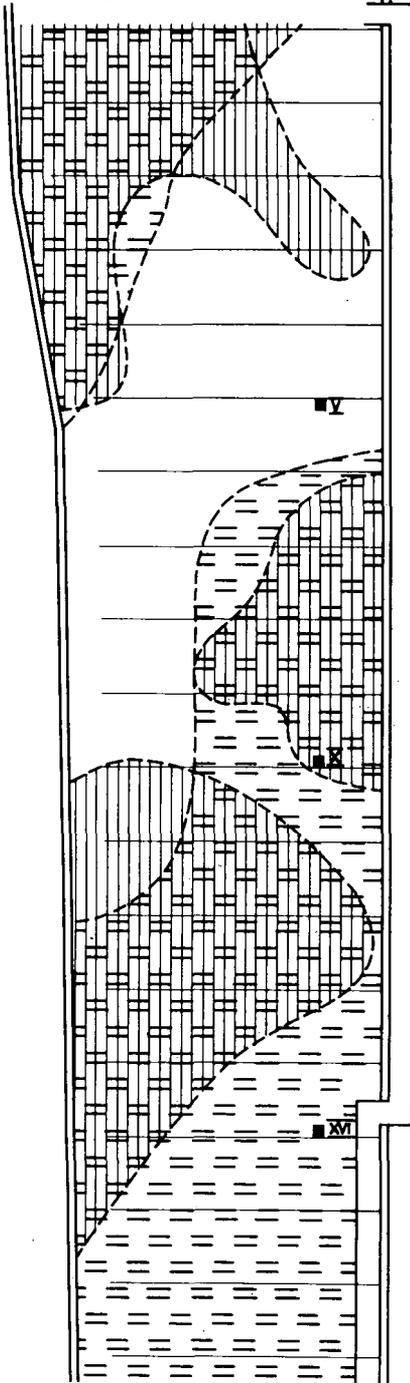
3.) spätestens nach 3-4 Jahren das Maximum der Verockerung überschritten ist. Je nach Bodengefügeentwicklung dürfte der Prozess der Oxidation und Auswaschung des aus schwer zugänglichen Sulfiden und vor allem Maibolt freigesetzten Eisens jedoch noch über Jahre andauern, und wie das Beispiel trockener Jahre bzw. der Spülung zeigt, vorübergehend deutliche Verockerungsschübe erbringen.

6. Literatur

1. Beers, W.J.D. van: Acid Sulphate Soils, Veeman & Zn., Wageningen 1962
2. Bloomfield, C.: Some chemical properties of hydromorphic Soils. Verh. Kom. V u. VI der Intern. Bodenkundl. Gesellschaft, Pseudogley und Gley, Verlag Chemie 1973, 7-16
3. Brümmer, G., Grunwaldt, H.S. u. Schroeder, D.: Beiträge zur Genese und Klassifizierung der Marschen. II. Z. Pflanzenernährung, Bodenkunde, 128., 208-220, 1971
4. Feige, W. u. Leisen, E.: Der Kalkbedarf schwefelhaltiger Böden. Z.f.Kulturtechnik u. Flurbereinigung, 14., 190-196, 1973
5. Fleming, J.F. and Alexander, L.T.: Sulfur acidity in South Carolina tidal marsh soils. Soil Sci. Soc. Amer.Proc. 25., 94-95, 1961
6. Kuntze, H.: Stand der Erfahrungen im Erkennen und Verhüten von Verockerungen. Wasser und Boden, 18., S.158, 1966
7. Kuntze, H. u. Neuhaus, H.: Haben Rohrtyp und Filterung Einfluss auf die Verockerung ? Bericht über den KfK-Verockerungsversuch Niederort. Wasser u. Boden, im Druck
8. Petersen, L.: Ochreous deposits in drain pipes. Acta Agr. Scand. 16., 119-128, 1966
9. Schlichting, E.: Pseudogleye und Gleye - Genese und Nutzung hydromorpher Böden. Verh. Kom. V u. VI der Intern. Bodenkundl. Gesellschaft, Pseudogley und Gley, Verlag Chemie 1973, 1-6
10. Schwertmann, U.: Über das Vorkommen und die Entstehung von Jarosit in Marschböden (Maibolt). Naturwissenschaften 48., 159-160, 1961

Verockerungsversuch Niederort

Moormächtigkeit u. Maiboltvorkommen

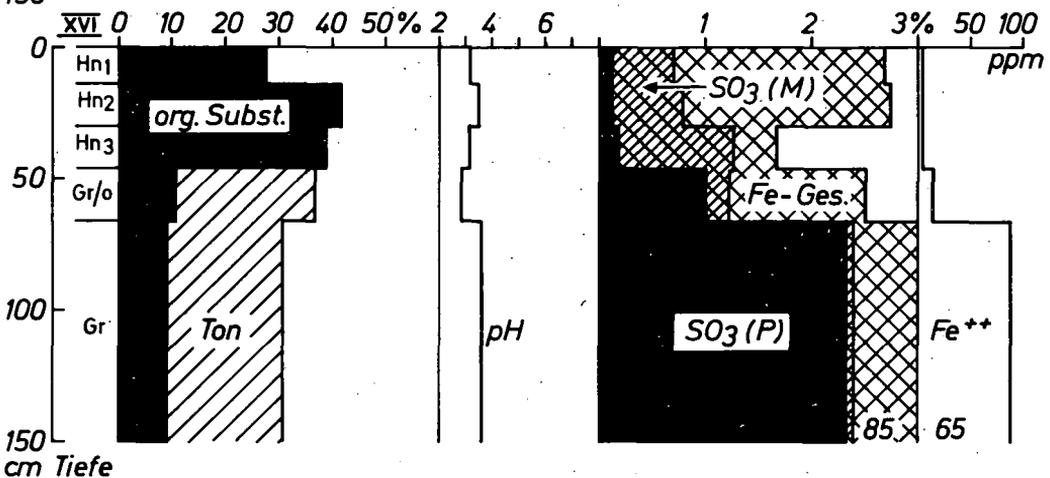
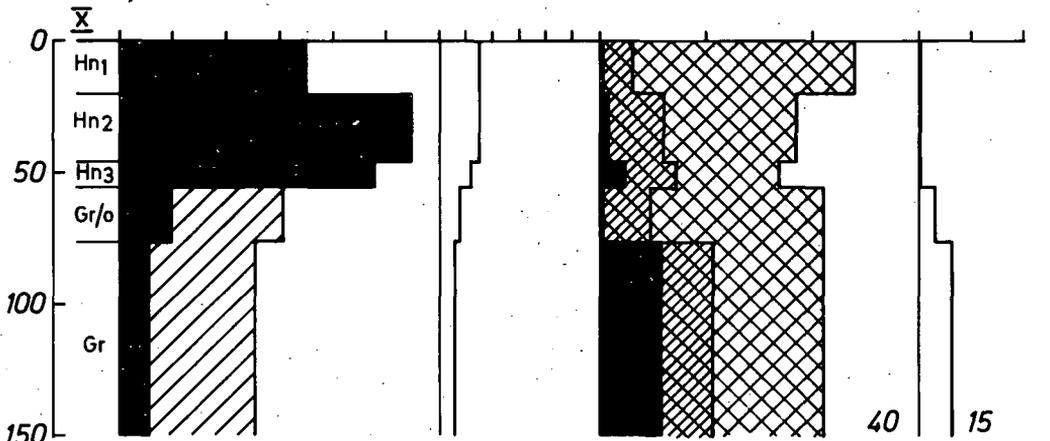
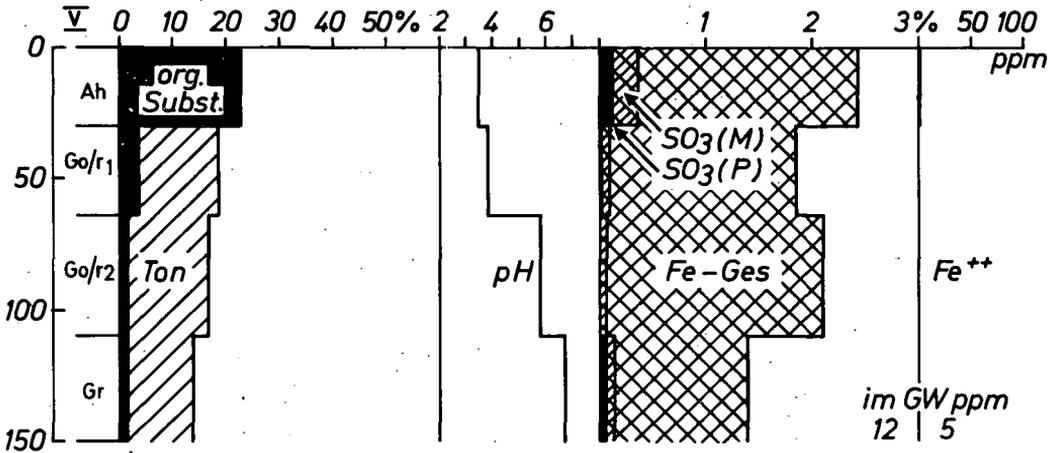


M. 1:1000

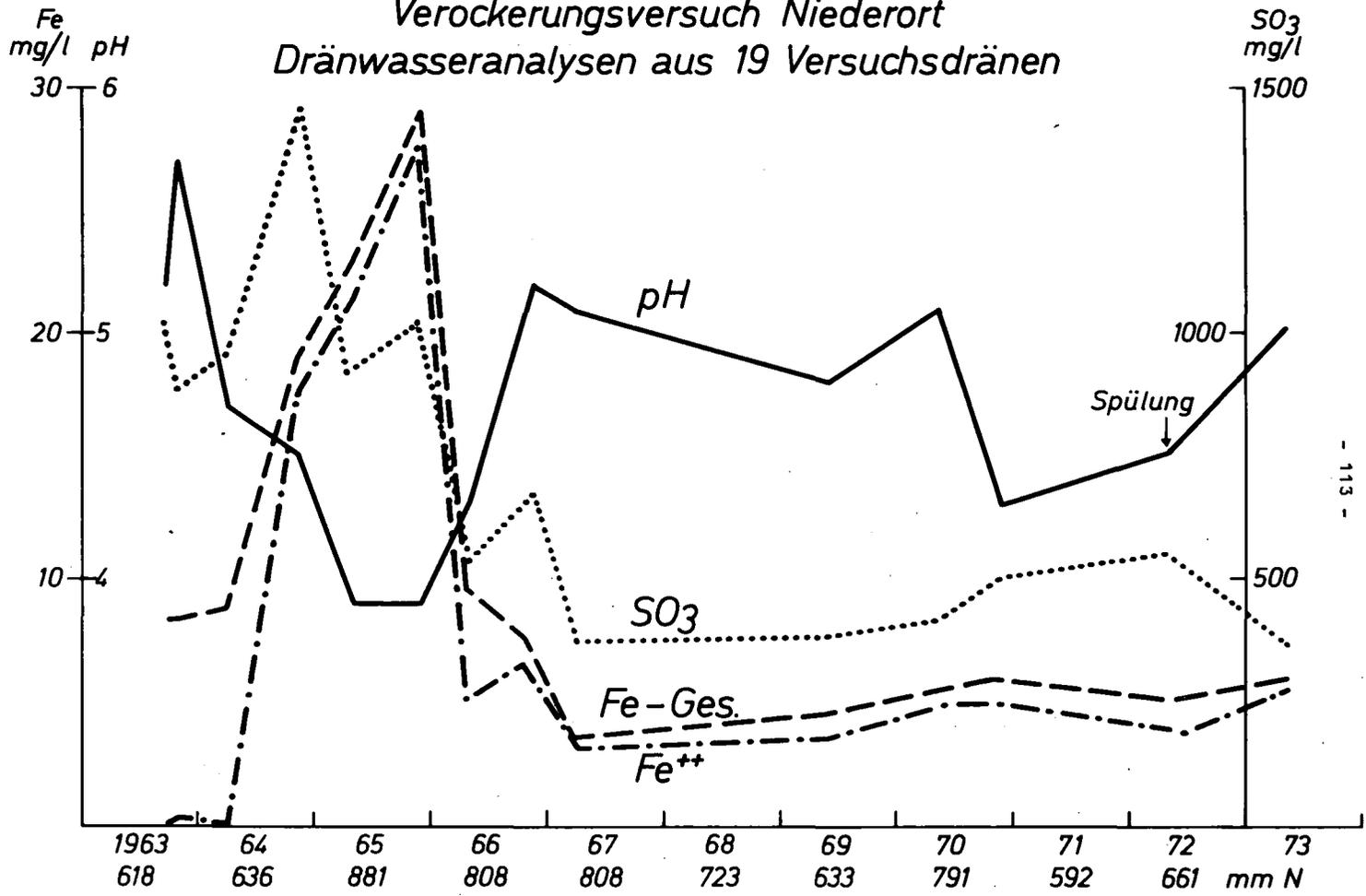
-  anmoorig
-  Torfauflage (30-70 cm)
-  Maibolt (30-90 cm u.Fl.)
- V, X u. XVI Schürfgruben

Verockerungsversuch Niederort

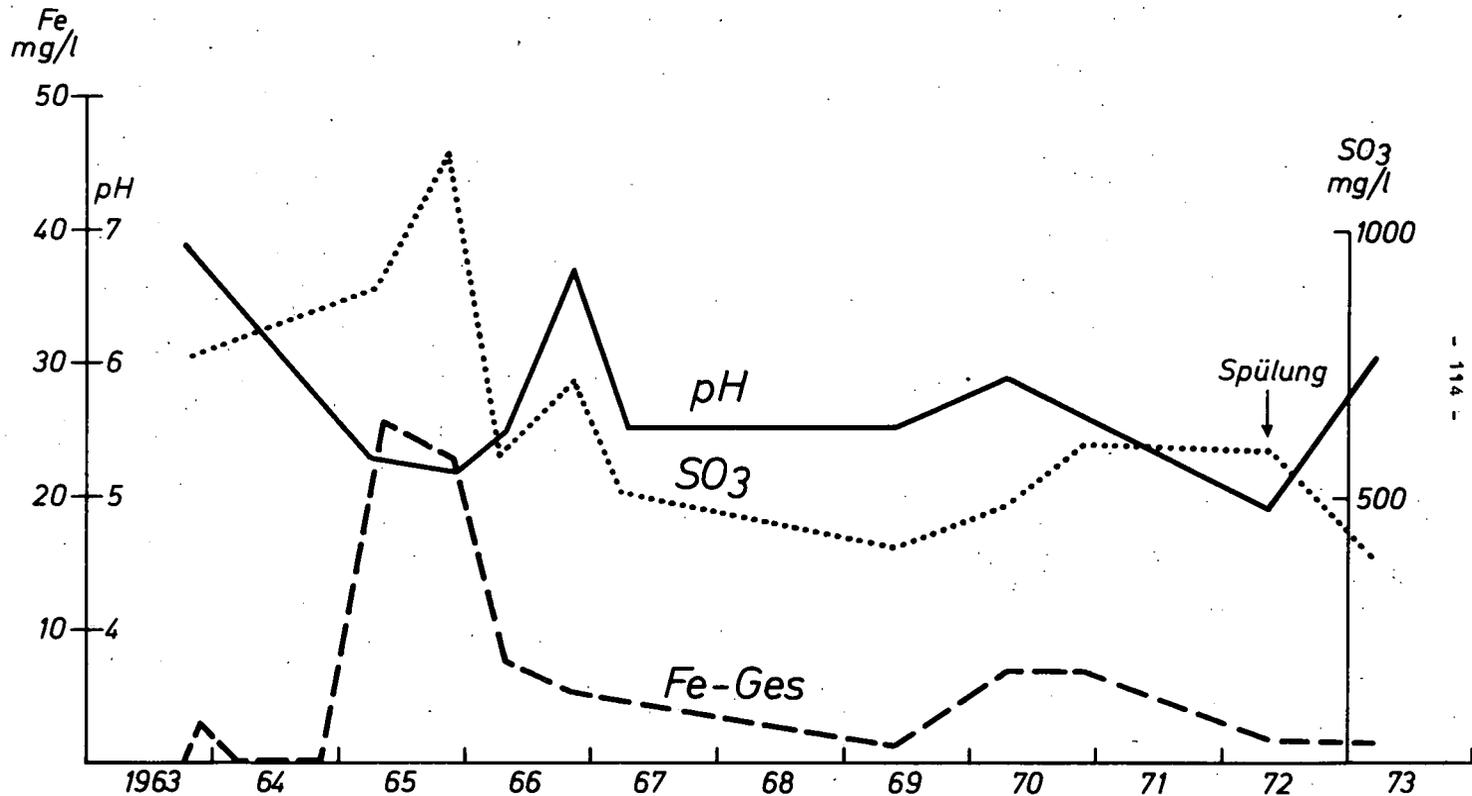
— Leitprofile —



Verockerungsversuch Niederort Dränwasseranalysen aus 19 Versuchsdränen

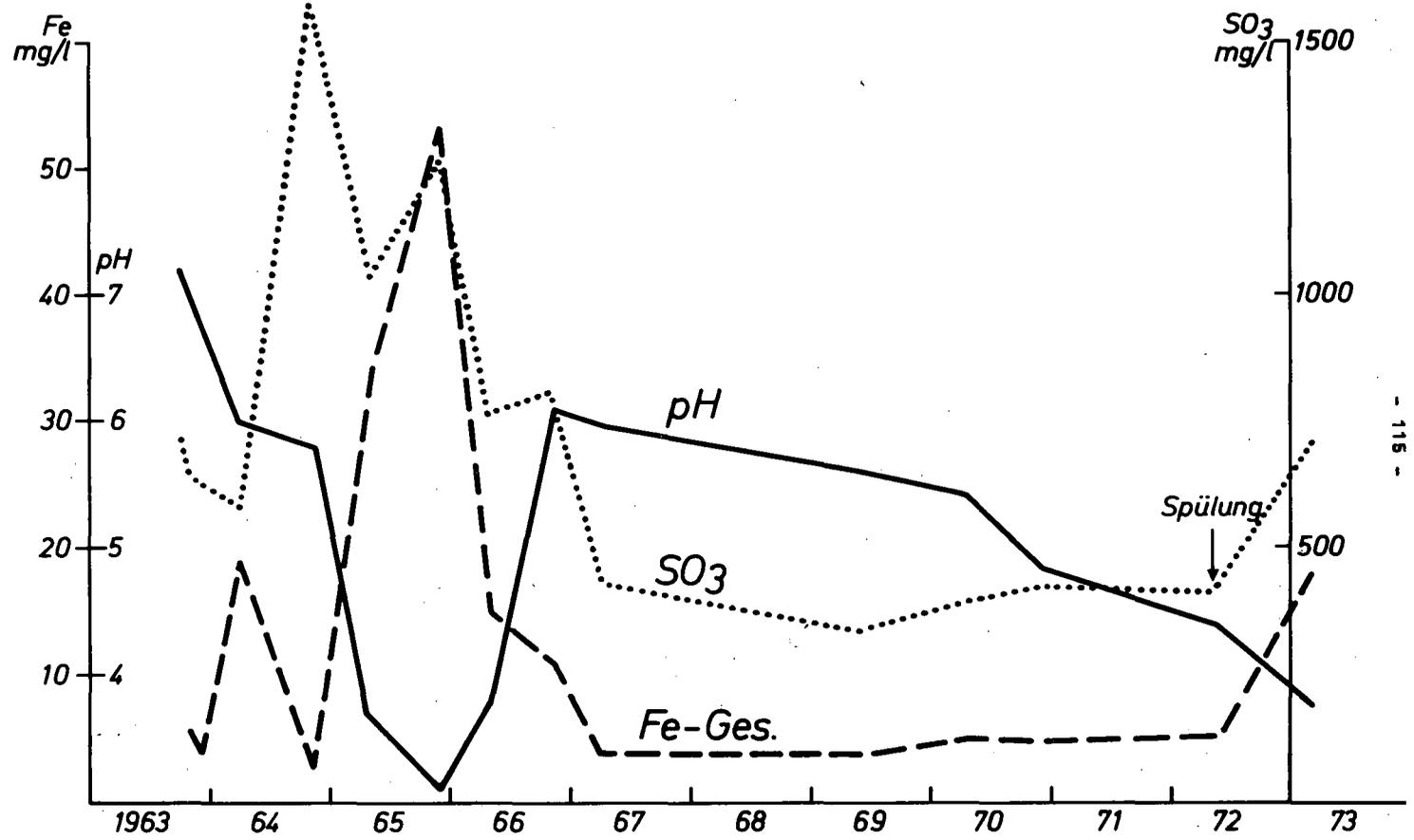


Verockerungsversuch Niederort
 Chemische Analysen von Dränwasser aus maiboltarmen Marschböden



Verockerungsversuch Niederort

Chemische Analysen von Dränwasser aus maiboltreichen Marschböden



Modellversuche zur Verockerung im Dränkasten

von

W. Burghardt *)

1. Einleitung

Bei Dränversuchen im Felde kommt man häufig zu uneinheitlichen Aussagen. Konstante Parameter lassen sich nur in Dränmodellkästen herstellen. Auf Vorschlag des Ausschusses für Dränhydraulik und Dräntechnik des Kuratoriums für Kulturbauwesen haben sich die an solchen Versuchen interessierten Institute auf einen einheitlichen Dränkastentyp geeinigt.

Es liegt nahe, die Möglichkeiten eines solchen Dränmodellkastens auch auf die Frage, ob und wie eine Verockerung erzeugt wird, zu überprüfen. Die Ergebnisse eines solchen Versuches sollen hier zur Diskussion gestellt werden.

2. Beschreibung der Versuche

Die in zwei Kästen untergebrachten Versuchsglieder (A, B) entsprachen einem parallel laufenden, jedoch noch nicht abgeschlossenen Feldversuch in Neuenhuntrorf, Oldenburg, der den Einfluss der Oberflächenbeschaffenheit von Kunststoffen und der Stossfugenweite auf die Verockerung erhellen soll. Dabei wurden PVC-Dränrohre in der Abmessung von Tonrohren verwendet. Bei Variante A waren diese glatt und mit etwas grösserer Fugenweite als die innen rauhen Rohre der Variante B.

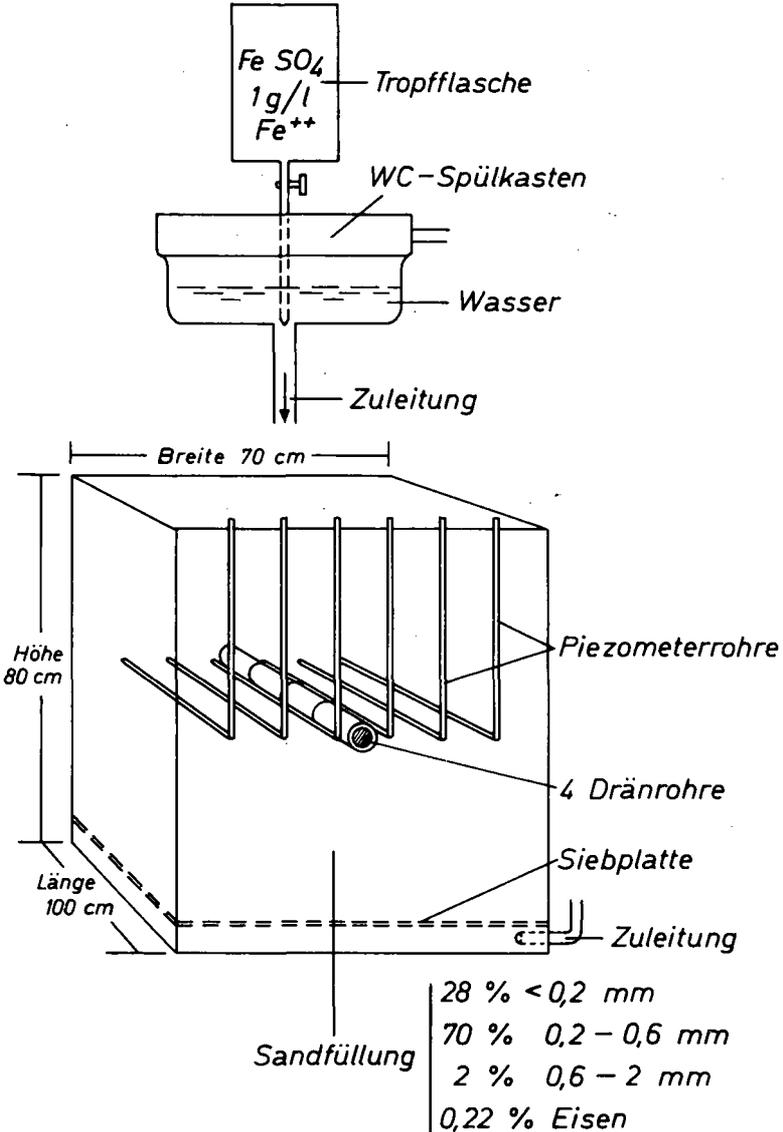
Abb. 1 zeigt den Versuchsaufbau. Die Wasserzufuhr erfolgte 8 Monate ununterbrochen aus der Stadtleitung zunächst in einen WC-Spülkasten zur Druckeinstellung, dem folgen Schlauch, Kastenunterteil, Lochblech, Schaumgummimatte und Sand. 1000 ppm Eisen wurden als Eisen-II-Sulfat aus einer Tropfflasche dem Leitungswasser im Abfluss des WC-Kastens unter Wasser zugegeben. Das Leitungswasser enthielt im Mittel 0,2 mg/l Fe, 2,0% C, 100-200 mg/l SO₄-Ionen, war somit salzhaltig und hatte einen pH-Wert um 6.

*) Niedersächs. Landesamt für Bodenforschung, Außeninstitut für Moorforschung und angewandte Bodenkunde, 2800 Bremen, Friedrich-Missler-Str.46-48

Abb. 1

Verockerung im Dränmodellkasten

Versuchsanordnung



Während des Versuches wurden gemessen: Abfluss, piezometrische Wasserstände am Dränrohr, pH-Wert und Fe^{++} - und Fe^{+++} -Gehalt im Abfluss.

3. Ergebnisse und Diskussion

Bei beiden Varianten sind anfangs hohe Abflüsse festzustellen (Abb. 2), die jedoch allmählich abnehmen. Nach etwa 2 bis 3 Monaten hatten sich die Abflüsse erwartungsgemäss auf ein bestimmtes Niveau eingependelt. Während dieser ersten Phase machten sich die einbaubedingten Unterschiede deutlich bemerkbar. Variante A zeigte höhere Abflüsse als Variante B. Diese Unterschiede verwischen sich ab 3. Monat allmählich und sind ab 5. Monat nicht mehr festzustellen. Waren in den ersten 4 Monaten bei A rund 21.000 Liter und bei B rund 13.000 Liter durchgeflossen, waren es vom 5. bis zum 8. Monat bei beiden gleich rund 5.000 Liter. Mit der Abnahme der Abflüsse geht ab 3. Monat allmählich ein Anstieg der Druckhöhen am dem Drän nächst gelegenen Piezometer einher, ein deutliches Merkmal für die Zunahme der Eintrittswiderstände. Damit zeichnet sich möglicherweise ab dem 3. Monat eine Verockerungswirkung auf das Abflussverhalten der Dräne ab.

Abb. 3 zeigt die Summenkurven des Abflusses in Litern, der zugegebenen und im Abfluss wiedergefundenen Eisenmengen in g. Die Fe^{++} -Zugaben schwankten im Monatsmittel zwischen 4 und 24 mg/l bei A und 8 bis 31 mg/l bei B; im Versuchsdurchschnitt waren es bei A 12 und bei B 17 mg/l. Die ersten Zugaben waren vorsichtig bemessen worden. Als sich kein Eisen im Abfluss bemerkbar machte, wurden die zugegebenen Mengen im 2. und 3. Monat erhöht und ab dem 4. Monat wieder etwas eingeschränkt. 2 1/2 Monate nach Versuchsbeginn wurde dann auch Eisen im Abfluss festgestellt. Dies deckt sich recht gut mit den Ergebnissen der Abfluss- und Druckmessung. Die Monatsmittel der Eisengehalte in den Abflüssen schwankten bei beiden Varianten einheitlich zwischen 4 und 14 mg/l, der Gesamtdurchschnitt betrug 8,1 mg/l. Nach einer anfänglichen Verzögerung traten somit etwa 75 bzw. 50% des zugeführten Eisens wieder aus.

Abb.2

Auswirkung der Verockerung auf Abfluß und Wasserstand am Rohr

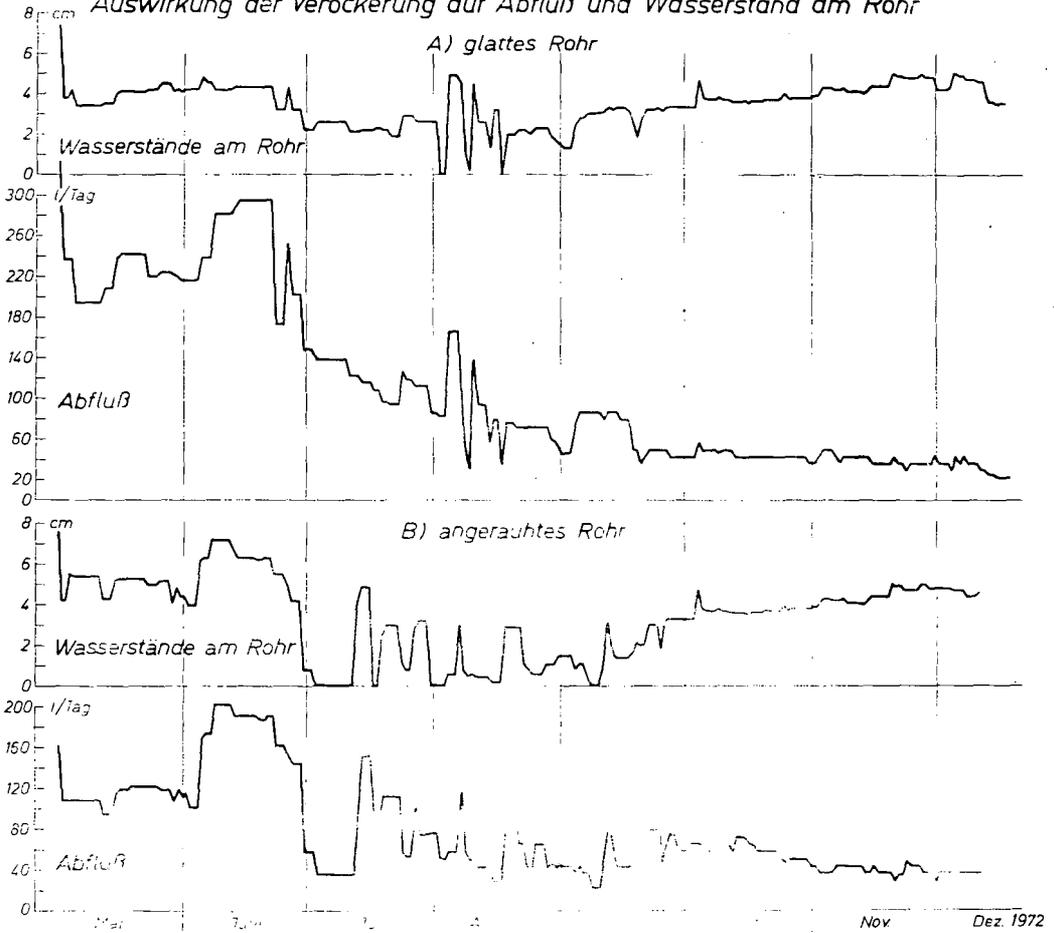
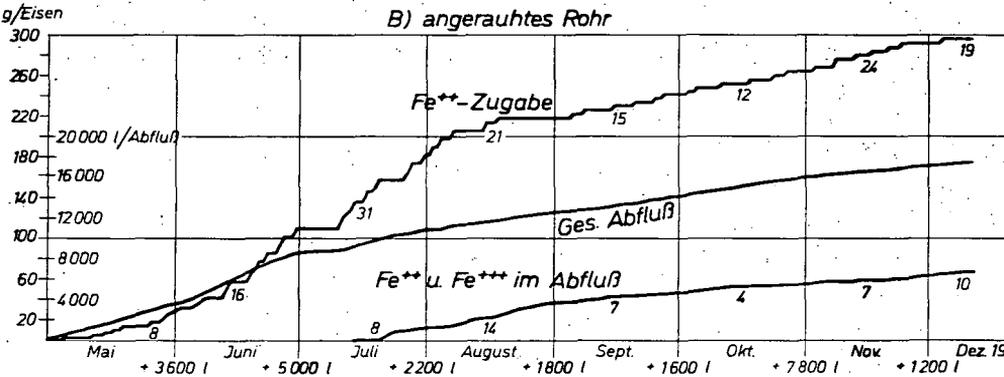
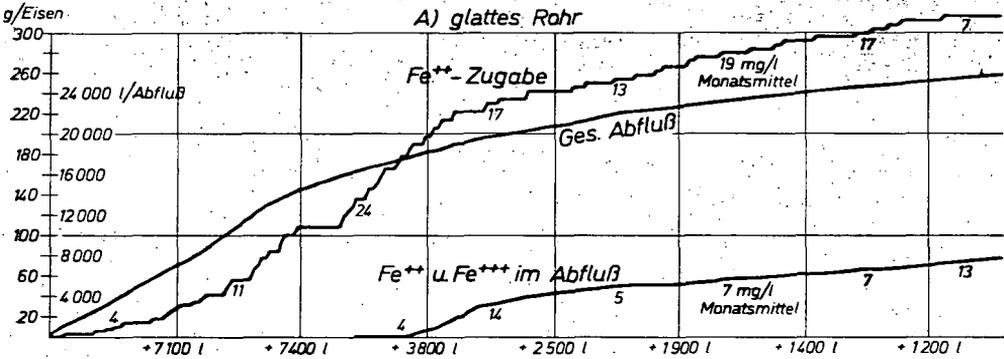


Abb.3

Verockerung im Dränmodellkasten
 Summenkurven von Abfluß, Eisenzugabe u. Eisen im Abfluß



Die Reaktion des Abflusses blieb bei beiden Varianten während der gesamten Versuchszeit unverändert pH 6.

Nach Versuchsende wurden die Gesamteisengehalte im Zufuhrschlauch, im Kastenunterteil, in den Rohren sowie das wasserlösliche Eisen im Sand ermittelt. Die Ergebnisse zeigt Tab. 1. Der Kunstharzlackanstrich der Kästen hielt nicht volle 8 Monate, so dass die Kästen rosten konnten. Daher stimmen die zugeführten und ermittelten Eisenmengen nicht überein. Im Kastenunterteil wurden auffallend hohe Eisenmengen abgelagert. Boden- und Abflusswasser zeigen ähnliche Gesamtgehalte auf, wobei jedoch der Anteil von Fe^{3+} im Bodenwasser höher liegt. Im Rohr A war mehr Eisen als im Rohr B enthalten.

Die Beschaffenheit der Ablagerungen in den Rohren und im Kastenunterteil zeigt Tab. 2. Im Rohr B war der Anteil an HCl-Unlöslichem höher als im Rohr A. Zu stärkeren Sandablagerungen kam es bei Rohr B jeweils direkt hinter den Stossfugen, so dass hier die Ablagerungen eine wellige Oberfläche aufweisen, während die Ablagerungen bei A gleichförmig waren. Die voneinander abweichenden Oberflächenformen sowie die Sandgehalte der Ablagerungen werden auf die unterschiedlichen Abflüsse bei Versuchsbeginn zurückgeführt. Bei A wurde der Sand infolge höherer Abflüsse stärker ausgeschwemmt als bei B.

Auch in den pH-Werten der Ablagerungen lagen deutliche Unterschiede vor. Das C/N-Verhältnis war allgemein sehr eng. Das Fe/C-Verhältnis nimmt in der Folge Rohr B, Rohr A, Kastenunterteil zu. Die Gesamtschwefelbestimmung ergab im Rohr A 0,17% und im Rohr B 0,01% S. Der Schwefelgehalt war somit im Rohr A wesentlich höher als im Rohr B. Die qualitative Ansprache mit Bleiacetatpapier weist bei A auf sulfidische Verbindungen hin. Auch die fast schwarze Farbe der Ablagerungen deutet dies an.

Die Ergebnisse mikrobiologischer Untersuchungen* zeigt in zusammengefasster Form Tab. 3. In beiden Rohren treten Bakterien, die die Ockerbildung beeinflussen können, auf; im Kastenunterteil fehlen sie.

* Herrn Prof. Dr. Schweisfurth, Homburg/Saar, sei auch an dieser Stelle für die mikrobiologische Untersuchung gedankt.

Tab. 1: Verteilung des zugeführten Eisens

Zufuhr	A) <u>glattes Rohr</u>				B) <u>angerauhtes Rohr</u>			
	316 g in 25.850 l				296 g in 17.550 l			
	ΣFe	ΣFe	Fe ²⁺	Fe ³⁺	ΣFe	ΣFe	Fe ²⁺	Fe ³⁺
	in g	in mg/l			in g	in mg/l		
Abflusswasser	78,7	8,1	6,9	1,2	66,9	8,1	7,0	1,1
Rohreinhalt	5,6	-	-	-	3,2	-	-	-
Bodenwasser	1,2	8,6	6,8	1,8	0,8	7,1	5,4	1,6
im Kastenunterteil	285,4	8154	234	7920	196,9	5627	258	5369
Zufuhrschlauch	0,0	1,3	-	-	0,1	4,9	-	-

Tab. 2: Ockerbeschaffenheit

	A) <u>glattes Rohr</u>	B) <u>rauhes Rohr</u>	C) <u>Kastenunterteil</u>
Fe-ges. ‰	18,4	5,1	47,9
HCl-unl. ‰	59,4	89,8	8,0
pH (KCl)	6,0	7,1	7,2
C, ‰	0,56	0,23	1,10
N, ‰	0,07	0,04	0,10
S ges. ‰	0,17	0,01	-

Tab. 3: Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung (n. Schweisfurth)

	<u>Farbe</u>	<u>Beschaffenheit</u>	<u>Bakteriengehalt</u>
A) glattes Rohr	fast schwarz	stark vererzte Bruchstücke	von Gallionella-Stielen, wahrscheinlich auch stäbchenförmiger Eisenoxydierer, Sulfatreduzierer
B) rauhes Rohr	hellbraun	Schlamm, teilweise zäh	Gallionella- und Chlamydobakterien, eisenoxydierende Stäbchen, Sulfatreduzierer
C) Kastenunterteil	hellbraun	feinflockige Eisenoxyde	keine Bakterien

Es sind bei A insbesondere Gallionella-, bei B Gallionella- und Chlamydobakterien.

4. Zusammenfassung

Im Dränmodellkasten wurde künstlich eine Verockerung erzeugt. Bei gewählter Versuchsanordnung war es erforderlich, eine Mindesteisenmenge im zugeführten Wasser einzustellen. Zu geringe Eisenmengen flocken bereits im Zufluss aus und lagern sich im Kastenunterteil ab. Wie unter Feldbedingungen beeinflusst der Ocker das Abflussverhalten der Dräne: Der Abfluss nimmt ab, der Eintrittswiderstand zu. Diese Auswirkungen waren so deutlich, dass 8 Monate für Verockerungsversuche im Dränmodellkasten ausreichen. Die Zusammensetzung der Ablagerungen der Varianten A und B war unterschiedlich. Es ist daher durchaus möglich, verschiedene Formen der Verockerung zu erzeugen. Ob jedoch die vorgefundenen Unterschiede auf die unter den gegebenen Voraussetzungen zu erwartende Streuung zurückzuführen sind oder ob sich hier Rohrbeschaffenheit und verschieden starker Abfluss in der ersten Phase des Versuches schon bemerkbar machen, kann noch nicht gesagt werden.

Literatur:

- 1.) KUNTZE, H.: Stand der Erfahrungen im Erkennen und Verhüten von Verockerungen. Wasser und Boden 18, 158-163, 1966.
- 2.) KUNTZE, H.: Schutzmassnahmen gegen Verockern: Sauger unter Wasser ? Wasser und Boden 20, 280-283, 1968.

Der Einfluss organischer Dränfilter auf Verlagerung
und Ausfällung von Eisen im Boden und Drän.

von

B. Scheffer *)

Bei der Verwendung von Stroh und Sägespänen als Drängrabenfilter in zur Verockerung neigenden Böden wurde beobachtet, dass solche Dräne in den ersten Jahren nach dem Verlegen kaum oder keine Ockerbildung zeigen ^{1,2)}. Leicht blauschwarz gefärbtes Wasser läuft ab. Die Vermutung liegt nahe, dass die aus den Sägespänen stammenden Substanzen, nämlich Tannine und andere organische Verbindungen, mit dem im Dränwasser gelösten Eisen relativ stabile Komplexe bilden und so die chemische und biologische Ausfällung des Ockers im Drän verhindern. Auch werden Substanzen aus diesen Materialien freigesetzt, die reduzierende Eigenschaften haben.

Schon lange ist bekannt, dass wässrige Lösungen von Gallussäure mit Eisensalzen tiefblaue, wasserlösliche Komplexe bilden und früher als Eisengallustinte Verwendung fanden. Die Gallussäure ist ein Hauptbestandteil der Tannine. Deshalb sind die blauschwarzen Dränausschüttungen vermutlich vorwiegend Eisenkomplexe der Tannine oder seiner Abbauprodukte.

Verschiedenartige organische Substanzen, so auch Huminsäuren, Fulvosäuren und Gerbstoffe vermögen Eisen²⁺- und Eisen³⁺-Ionen koordinativ zu binden ^{3,4,5,6)}. Diese Metallkomplexe sind im schwach sauren Bereich stabil und wasserlöslich und werden im alkalischen ausgeflockt. Die Bindung des Eisens erfolgt unter Beteiligung benachbarter Carboxyl- und phenolischer Hydroxylgruppen.

1. Beschreibung der Versuche

Vor diesem theoretischen Hintergrund werden seit 1969 in unserem Institut Laborversuche durchgeführt und zwar mit Eichensägespänen (2mm), Fichtensägespänen (2mm), Holzwolle (gehäckselt,

*) Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Ausseninstitut für Moorforschung und angewandte Bodenkunde, 2800 Bremen, Friedrich-Missler-Str. 46-48

2 cm lang), Roggenstroh (gehäckselt, 2 cm lang), Weisstorf (Cymbifoliatorf, H1 → H2) und mit der Rinde einer Akazienart (*Acacia decurrens* oder *mollissima*)(unsortiert, 0,1-2,0 cm), die als Mimosarinde⁷⁾ bezeichnet wird. Dränfilter mit Mimosarinde oder einem anderen gerbstoffreichen Material sind als Antoc[®]-Vollfilter bereits im Handel.

1. 1. Diskontinuierliche Extraktion (Kurzzeitversuche)

Jeweils 5 g dieser Materialien wurden erst 0,5; dann 1; 1; 4; 16 und 26 Stunden jeweils mit 250 ccm destilliertem Wasser geschüttelt. Nach jeder Extraktion wurde abfiltriert. In den Extrakten wurden u. a. bestimmt: Phenolgehalt (nach Einheitsverfahren GDCh⁸⁾)*; Kaliumpermanganatverbrauch (nach Einheitsverfahren GDCh) und bei Eichensägespäne und Mimosarinde auch die Fähigkeit zugesetzte Eisen³⁺-Ionen zu reduzieren (Nachweis der Eisenionen nach Einheitsverfahren GDCh).

1. 2. Langzeitversuch (kontinuierliche Extraktion)

Jeweils 5 g Eichensägespäne wurden in 30 x 1,5 cm Glassäulen gefüllt. Wasser perkolierte über eine Schlauchpumpe von unten durch das Material (20 ccm dest. Wasser/h). In den Perkolaten wurden u. a. Phenolgehalt und Kaliumpermanganatverbrauch bestimmt. Diese Versuche wurden in den ersten 40 Tagen fünfmal in unregelmässigen Abständen für vier Tage und am Ende des Versuches noch einmal sechs Wochen unterbrochen. Die Gesamtdauer des Versuches betrug sechs Monate. In diesem Zeitraum sind ca. 50 l Wasser durch eine Säule perkoliert.

1. 3. Feldversuche

Im Herbst 1970 wurde in Calhorn, Kreis Cloppenburg, ein Dränfilterversuch mit sechs Versuchsgliedern zu vier bis fünf Wiederholungen angelegt. Der Versuchsstandort ist ein flachgründiger Anmoorgley bis Niedermoor über Talsanden. Es wurden

* Es ist sehr schwierig und bei Serienanalysen unmöglich alle verschiedenen Phenole, die in den Extrakten vorhanden sind, quantitativ zu bestimmen. Deshalb haben wir uns für das Einheitsverfahren der GDCh entschieden, das zwar nur relative Werte liefert, deren Genauigkeit aber für unsere Untersuchungen ausreicht.

Einzelstränge (gewelltes PVC NW 50) verlegt und folgende Filtermaterialien verwendet: Stroh, Sägespäne (90% Fichtensägespäne und 10% Laubholzsägespäne), Duo (Filter aus Cellulose und Polyacryl), Filtan (Torffilter) und Glaswolle.

In den folgenden Jahren seit Anlage dieses Versuches wurden fünfmal Dränwasserproben entnommen und auf pH-Wert, Phenolgehalt, Kaliumpermanganatverbrauch und Gehalt an Fe^{2+} - und Fe^{3+} -Ionen und Gesamteisen untersucht. Aufgrabungen und chemische Analysen der Röhreninhalte und des Filtermaterials fanden bisher nicht statt.

2. Ergebnisse und Diskussion

2. 1. Diskontinuierliche Extraktion und kontinuierliche Extraktion (Langzeitversuch)

Die Ergebnisse der diskontinuierlichen Extraktion sind in den Abbildungen 1 und 2 dargestellt. Die ersten Extrakte enthalten hohe Gehalte an Phenolen und oxidierbaren Substanzen. Diese Werte verringern sich in den nächsten Extrakten deutlich, ab dem vierten Extrakt aber nur noch allmählich. Auffallend sind die ca. 15 bis 20 mal höheren Gehalte der Mimosarindenextrakte. Die entsprechenden Kurven der anderen Materialien liegen noch deutlich unter der der Eichensägespäne und sind deshalb in den Abbildungen nicht mit aufgetragen.

Neben Substanzen, die Metallkomplexe mit Eisenionen bilden, werden auch solche extrahiert, die Eisenionen reduzieren. Das ist deshalb von Bedeutung, weil solche Verbindungen im Dränrohr und auch im Boden um das Dränfilter bereits ausgefälltes Eisen-(III)-Oxidhydrat reduktiv lösen und so eine anfängliche Dränverstopfung wieder beseitigen können. Auch hier zeigt sich, dass die sechs Mimosarindenextrakte ca. 15-20 mal mehr Eisen(III)-Ionen zu reduzieren vermögen als Eichensägespänextrakte (der erste Extrakt: 130 mg Eisen/g Mimosarinde und 10 mg Eisen/g Eichensägespäne). Diese Fähigkeit nimmt zwar nach den ersten beiden Extrakten deutlich ab, danach aber nur noch allmählich. Nach

der sechsten Extraktion und insgesamt 46 Stunden Extraktionszeit werden immer noch 26 mg Eisen/g Mimosarinde und 1,2 mg Eisen/g Eichensägespäne reduziert.

Die Langzeitversuche wurden mit dem Ziel durchgeführt, festzustellen, ob Phenole und oxidierbare Substanzen auch nach langer Extraktionszeit mit Wasser aus Eichensägespänen eluiert werden. (Mimosarinde stand zum Zeitpunkt dieser Versuche noch nicht zur Verfügung.) Dass in den ersten Perkolaten besonders viel Phenole und oxidierbare Substanzen enthalten sind, ist schon aus den diskontinuierlichen Schüttelversuchen bekannt. Phenolgehalt und Kaliumpermanganatverbrauch der Perkolate nehmen mit fortschreitender Extraktionsdauer stark ab. Nur nach Extraktionspausen, die im Freiland Perioden entsprechen, in denen der Drän kein Wasser spendet, beobachtet man kurzfristig einen deutlichen Anstieg der Gehalte an Phenolen und oxidierbaren Substanzen. Wie lange Eichensägespäne in der Lage sind, die für die Verhinderung der Eisenverockerung wirksamen Substanzen zu liefern, konnten diese Versuche nicht endgültig beantworten. Fest steht, dass nach einer Durchlaufmenge von ca. 10 l Wasser/g Material noch verockerungshemmende Substanzen extrahiert werden. Diese Wassermenge tritt unter nordwestdeutschen Klimaverhältnissen umgerechnet im Laufe eines Jahres durch ein Dränfilter (200 mm Dränabfluss).

2. 2. Feldversuche

Schon kurz nach Anlage des Dränfilterversuches in Calhorn wurde beobachtet, dass aus den Dränen mit Sägespänpfiltern eine tintenblaue Lösung heraustrat. Sie enthielt fast keine Anteile an gelb-braunem Eisenocker im Vergleich zu den starken Verockerungserscheinungen bei den Abflüssen der Dränrohre mit den anderen Filtermaterialien (Duo, Filtan, Glaswolle). Bei den Dränen mit Stroh als Dränfilter setzte die Ockerbildung deutlich später ein. Auch im vierten Versuchsjahr zeigen die Dräne mit Sägespänpfilter fast keine Verockerung.

Die chemischen Analysen der Dränwasserproben ergaben im Mittel von fünf Probenahmen seit Herbst 1970 (Tab. 1) relativ hohe Werte für den Kaliumpermanganatverbrauch von 126 mg/l und einen Phenolgehalt von 0,7 mg/l bei den Proben aus den Dränen mit Sägespäfiltern, wobei zu bemerken ist, dass sieben Tage nach Anlage des Dränfilterversuches sogar ein Kaliumpermanganatverbrauch von 430 mg und ein Phenolgehalt von 2,2 mg/l gemessen wurde. Auch die Wasserproben aus den Dränen mit Strohfiter haben im Mittel von fünf Untersuchungen mit 48 mg/l einen höheren Kaliumpermanganatverbrauch als die Wasserproben aus Dränen mit den anderen Filtern.

Tab. 1: Dränfilterversuch Calhorn

Mittelwerte von fünf Dränwasseruntersuchungen (1970-1973)

	Phenolgehalt (mg/l)	KMnO ₄ -Verbr. (mg/l)	Fe ²⁺ -Ionen im Verhältnis zu Gesamt Fe
ohne Filter	0,2	37	53%
Sägespäne	0,7	126	83%
Stroh	0,3	48	69%
Duo	0,3	38	63%
Filtan	0,3	39	79%
Glaswolle	0,2	38	59%

Der Anteil der Eisen²⁺-Ionen im Verhältnis zum Gesamteisen des Dränwassers beträgt im Mittel aller Untersuchungen bei Sägespäfiltern 83 Prozent, bei Filtan 79 und bei Stroh 69 Prozent. Auch hier zeigt sich, dass aus den Sägespänen im Vergleich zu den anderen Dränfiltern besonders viele Substanzen mit reduzierenden und komplexbildenden Eigenschaften freigesetzt werden. Dränwasser aus Dränen mit Filtanfilter enthalten 79 Prozent Eisen²⁺-Ionen, das heisst, dass aus dem Torf ebenfalls reduzierende Substanzen herausgelöst werden, aber keine oder kaum welche mit der Fähigkeit zur Eisenkomplexbildung, denn die Dräne

mit Filten zeigen eine starke Verockerung.

In einem nicht von uns angelegten Dränfilterversuch in Gross-Köhren (Auenboden mit Raseneisenerzbändern, Fremdwasserandrang) wird Mimosarinde (300 g/m) neben Eichenholzwolle seit Frühjahr 1972 zum ersten Male im Freiland als Dränfilter verwendet. Dränrohrausgrabungen, neun Monate nach Anlage des Dränversuches, ergaben, (Tab. 2) dass die Dräninhalte der mit Mimosarinde ummantelten Dränrohre nur 17,5 g/m, die mit Eichenholzwolle 96,2 g/m und die ohne Filter sogar 124,4 g/m betragen. Die geringen Eisengehalte der Dräninhalte von Dränen mit Eichenholzwolle und Mimosarinde von 4,6 und 4,8% gegenüber 20,4% bei Dränen ohne Filter zeigen, dass die chemische und vor allem die biologische Verockerung stark behindert ist. Dies wurde durch Untersuchungen von Herrn Ottow ⁹⁾ bestätigt, der fand, dass in dem Dränwasser aus Dränen mit Mimosarinde zwar Eisenbakterien enthalten sind, dass diese aber nicht wie bei Eisenverockerung üblich, mit Eisenoxiden inkrustiert sind.

Tab. 2: Feldversuch Gross-Köhren "Ablagerungen im Drän"

	Ablagerung im Drän (g/m)	Aussehen der Ablagerung im Drän	Asche (550°) %	Fe-Gehalt %
ohne	124,4	gelb-braun	86,7	20,4
Eichenholzwolle	96,2	dunkel-braun	98,8	4,6
Mimosarinde	17,5	grau-schwarz	89,8	4,8

Wie lange Mimosarinde die Verockerung einschränken kann, lässt sich heute noch nicht beantworten. Die Abflussspenden in Gross-Köhren lagen 1972 infolge des Fremdwasseranteils doppelt so hoch wie der klimatischen Wasserbilanz dieses Raumes entspricht. Daraus kann man folgern, dass Dräne mit Mimosarinde als Dränfilter mindestens zwei Jahre lang nicht durch Verockerung verstopfen.

Mit der Anwendung organischer abbaufähiger Dränfilter tritt

jedoch auch das Problem der zusätzlichen Vorfluterbelastung, zumindest in der ersten Zeit nach Anlage der Dränung, auf. Deshalb sollten Felder nur dann mit diesen Dränfiltermaterialien gedränt werden, wenn der Vorfluter über einen längeren Zeitraum genügend Wasser führt, also vorwiegend im Herbst und Frühjahr, bzw. die Flächengrösse der mit derartigen Materialien zu dränenden Böden richtet sich nach der Wasserführung des Vorfluters und dessen bereits vorhandener Belastung mit sauerstoffzehrenden Substanzen.

3. Zusammenfassung

Diese ersten Ergebnisse sollen zeigen, dass vor allem aus Mimosarinde und auch aus Eichensägespänen durch Wasser Phenole und andere organische Substanzen (Zucker, Säuren) in genügender Menge freigesetzt werden, die das im Bodenwasser gelöste Eisen komplex binden und auch im Boden Eisen(III)-Oxidhydrate reduktiv lösen können. Über einen kurzen Zeitraum kann auch Stroh als Dränfilter die Verockerung zurückdrängen, die anderen Materialien (Holzwolle, Roggenstroh, Fichtensägespäne und Weisstorf) besitzen diese Fähigkeit kaum oder nicht.

Die noch laufenden Feldversuche lassen die Aussage zu, dass die Dränfilter Eichensägespäne und vor allem Mimosarinde, mindestens zwei Jahre ihre Funktion der Lieferung von Substanzen zur Komplexbindung und Reduktion von Eisen erfüllen. Dieser Zeitraum reicht in vielen Fällen aus, um die Verockerungsgefahr einzuschränken oder sogar auszuschliessen.

Literatur:

- 1.) H. W. FORD u. D. V. CALVERT: The formation and deposition of Hydrogensulfid on a sawdust drain tile filter, Soil and Crop. Sci. Soc. of Fla. 29, 1-7 (1969)
- 2.) KfK-Bericht, Cloppenburg 1957
- 3.) W. LAATSCH: Dynamik der deutschen Acker- und Waldböden, Leipzig 1938
- 4.) R. L. MALCOLM u. R. J. Mc CRACKEN: A source of mobile soil organic matter for mobilisation of iron and aluminium. Proc. Soil Sci. Soc. America 32, 834-838 (1968)
- 5.) F. SCHEFFER, B. ULRICH u. P. HIESTERMANN: Ein methodischer Weg zur Ermittlung der Komplex- und Chelatbindungskapazität von organischen Stoffen und Böden. Z. f. Pflanzenernährung, Düngung u. Bodenkunde, 78, 168-177 (1957)
- 6.) H. WIECHMANN: Einfluss des Fulvosäure/Huminsäure-Verhältnisses auf die Extraktion organisch gebundenen Eisens aus Sandböden. Z. f. Pflanzenernährung u. Bodenkunde, 123, 64-69 (1969)
- 7.) H. GNAMM: Die Gerbstoffe und Gerbmittel. Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft Stuttgart (1949)
- 8.) Deutsche Einheitsverfahren zur Wasseruntersuchung, Fachgruppe Wasserchemie in der Gesellschaft Deutscher Chemiker, Verlag Chemie, Weinheim/Bergstr. (1971)
- 9.) J. C. G. OTTOW: Persönliche Mitteilung

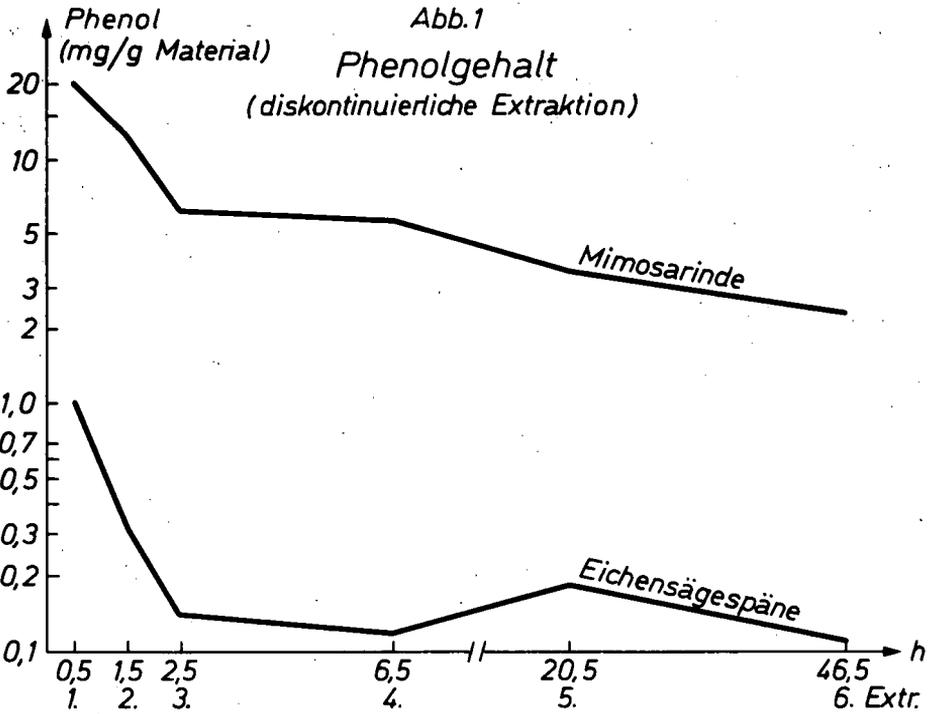
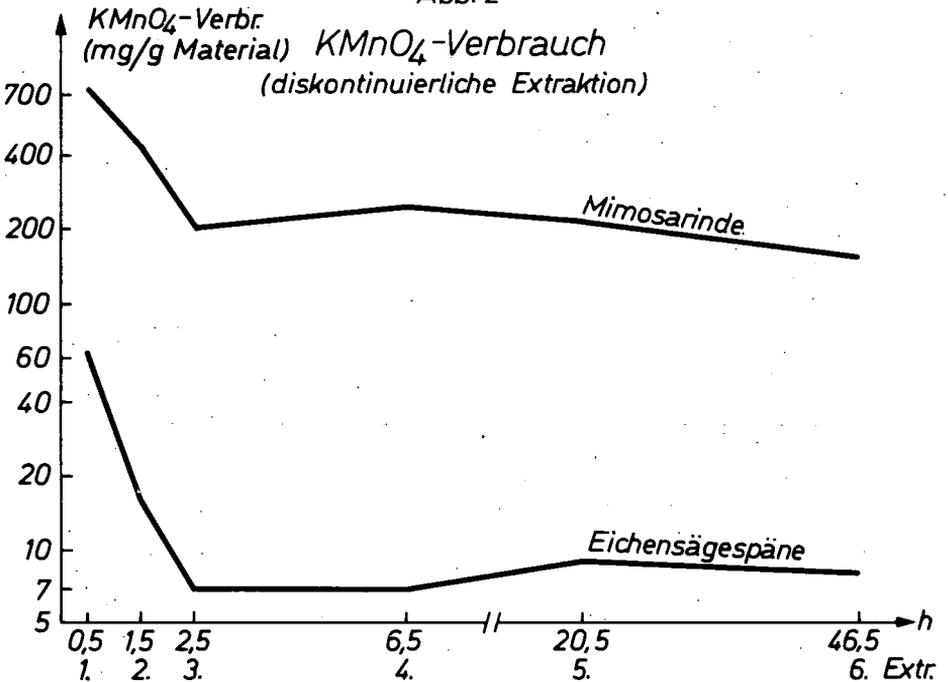


Abb. 2



Der Einfluß von Kupferschlackengranulat auf die Ockerausflockung in Moor-
marschen

von
H. Neuhaus *)

1. Zweck der Untersuchungen

Die in der Dränanweisung (1) aufgezeigten Möglichkeiten zur Eindämmung der Verockerungsgefahr reichen nicht aus, um den Ausfall von Dränanlagen nachhaltig zu verhindern. Durch diese Funktionsstörung sind besonders die niedrig gelegenen Flächen der Marsch bedroht und gerade hier ist, wegen der Lage um NN, eine große Dränbedürftigkeit vorhanden. Die Drämfähigkeit dieser Böden ist gut. Ihre natürliche, oftmals durch Schilfrhizome geförderte Wasserdurchlässigkeit gestattet relativ weite Dränabstände. Der Erfolg einer Dränung wird aber immer wieder durch die Verockerung in Frage gestellt.

Langisch (2) entdeckte bereits 1930, daß Kupferionen auf Leptothrix ochracea toxisch wirken. In den 60-iger Jahren wurde das Problem erneut aufgegriffen, man stellte fest, daß 1 ppm Cu im Wasser das Algen- und Bakterienleben stark einschränkt. Um eine größere Cu-Ionen abgebende Oberfläche zu haben, wurde Kupferschlackengranulat verwendet.

2. Versuchsanlage

Es wurden 2 Versuchsflächen ausgewählt. Eine in der oberen Brackwasserzone der Ostemarsch (schwach knickige Brackmarsch). Die Fläche wird als Grünland genutzt. Das Profil baut sich verhältnismäßig einheitlich aus stark schluffigen Tonen auf. Die Narbe ist humos bis stark humos. Der Go-Horizont reicht bis etwa 40 cm unter Gelände, der Go/Gr-Horizont bis etwa 85 cm unter Gelände. Ab 85 cm Tiefe herrschen im Boden reduktive Verhältnisse. Die Maiboltvorkommen sind über die gesamte Parzelle verstreut. Die zweite Fläche liegt in der Wesermarsch. Sie wird durch Kuntze (3) eingehend beschrieben.

In beiden Versuchen wurden Ton- und Kunststoffrohre unterschiedlicher Nennweite als Sauger eingesetzt. Als Abdeckungs- und Filtermaterial wurden bei der ersten Fläche Kupferschlackengranulat

*) Grünlandlehranstalt und Marschversuchstation für Niedersachsen,
Infeld

(12 l/lfd m) und Stroh verwendet, bei der zweiten Kupferschlacke, Torf und Glasfaservlies.

Die von der Firma Joost zur Verfügung gestellte Kupferschlacke liegt mit ihrer Körnung zur Hauptsache im Bereich des Grob- und Mittelsandes. Nach Angaben der Firma und eigenen Untersuchungen finden wir in der Schlacke folgende Elementgehalte: Cu 1,2 %, Zn 6,0 %, Fe 4,6 %, Ca 10 - 17 % ferner Si, Al, Mg, K, Na.

Die toxische Wirkung der Schlacke kann also auch auf ihren Zinkanteil zurückgeführt werden.

Die Versuchsflächen wurden 1962/63 angelegt. Die Brackmarschfläche (Versuch I) wurde im Herbst 1964 und 67 gespült; die Moormarschfläche (Versuch II) 1972. Wasserproben wurden im Herbst (Beginn der Dränschüttung) und im Frühjahr genommen. Von den Spülungen wurden Ockerproben aus jeweils 1 m Rohrlänge entnommen.

3. Untersuchungsergebnisse

3.1. Versuchsfläche I

3.1.1. Wasseruntersuchungen

Die erforderliche Kupferionenkonzentration von 1 mg/l Bodenwasser wird nur sehr kurzfristig erreicht (Abb. 1). Im Juni 1962, kurz nach der Anlage des Versuchs finden wir 4,7 mg/l Cu-Ionen im Dränwasser. Aber bereits nach 15 Monaten ist die Konzentration auf 0,38 mg/l abgesunken. Sie liegt also nach einer verhältnismäßig kurzen Zeit schon weit unter dem Schwellenwert. Nach der im Juli 1964 durchgeführten Dränspülung ist ein erneuter Anstieg der Cu-Werte erkennbar (Sept. 1,5 und Dez. 0,95 mg/l). Doch bereits nach 10 Monaten ist der Kupfergehalt des Dränwassers wieder auf 0,3 mg/l abgesunken. Die Spülung im Herbst 1967 bringt nur noch eine schwach Reaktion der Cu-Werte.

Das Ansteigen der Kupferionenkonzentration nach den Spülungen führen wir auf eine erhöhte Durchflußgeschwindigkeit im Schlackengranulat zurück. Die Schlacken werden dadurch von einem Teil der sie umgebenden Eisenablagerungen befreit, sodaß ein besserer Ionenaustausch möglich wird.

Der Gehalt an Gesamteisen liegt bei Versuchsbeginn mit 80 bis 85 mg/l sehr hoch. Etwa ein Viertel dieser Menge liegt als Fe^{++} vor. Dieses Verhältnis bleibt bis zum April 1964 bestehen. Der Eisengehalt des Dränwassers sinkt während dieser Zeit auf 12 mg/l. Nach der Dränspülung 1964 zeigen die mit Stroh abgedeckten Rohre eine wesentlich geringere Eisenausschwemmung. Im Mai 1965 sind es noch etwa 5 mg/l und auf diesem Wert bleiben die weiteren Messungen bis zum Versuchsende stehen. Sie haben damit einen Wert erreicht, der mit dem Ausklingen der Verockerungsneigung gleichzusetzen ist.

Die mit Cu-Schlacke abgedeckten Rohre zeigen vom Mai 1965 bis zur 2. Spülung im Herbst 1967 eine langsam steigende Tendenz in den Gesamteisenwerten (70 % sind Fe^{++}). Den Grund für diese Erscheinung sehen wir in einer zunehmenden Verockerung und Versinterung der Kupferschlacken. Dadurch wird der ungehinderte Wasserfluß zum Rohr hin gebremst und die Ausschwemmung des wanderungsfähigen Eisens vermindert. Hieraus ergibt sich wiederum eine geringere Bodendurchlüftung im Bereich der Cu-Schlacke und damit ein längeres Anhalten der reduktiven Phase. Bei Abflußmessungen, jeweils kurz nach einer Regenperiode, stellten wir fest, daß mit Stroh abgedeckte Rohre etwa die doppelte Wasserspende brachten (Stroh 1,8 l/min., Cu-Schlacke 0,98 l/min.).

3.1.2. Ockerschlammuntersuchungen

Ein Vergleich der Trockenrammgewichte zeigt, daß unter Kupfereinfluß abgelagerter Ockerschamm voluminöser ist (rt 0,19 g/cm³) als der bei Strohabdeckung sedimentierte Schlamm (rt 0,36 g/cm³). Da die Mengen an trockenem Ockerschamm bei beiden Rohrabdeckungen gleich waren, kann man hieraus eine fast doppelt so starke Blockierung des wirksamen Rohrquerschnittes ableiten. Der Zeitpunkt der Dränspülung wird unter Kupfereinfluß also wesentlich früher erreicht.

Von Ottow (4) wurden die biologischen Aktivitäten der Versuchsfäche II untersucht. Bei mit Kupferschlacke abgedeckten Saugern stellte er ein fast vollständiges Fehlen der eisenreduzierenden Clostridien fest. Daraus läßt sich ableiten, daß, im Beisein von Cu-Ionen, die Ockerausflockung verstärkt chemisch abläuft und durch den Flockungsprozeß die sehr lockeren Ockersedimente entstehen.

3.2. Versuchsfläche II

3.2.1. Wasseruntersuchungen

Auch hier sinkt der Kupfergehalt im Dränwasser bereits nach kurzer Zeit unter den Schwellenwert von 1 mg/l ab (Abb. 2). Er fällt jedoch wegen der stärker ablaufenden Reifungsprozesse des Bodens nicht so kontinuierlich wie bei dem Versuch I (5). Ebenso ist ein Wiederanstieg der Werte nach der Spülung im Sommer 1972 nicht zu beobachten, denn die Eisenablagerungen in den Cu-Schlacken sind bereits so weit verfestigt, daß man von einem Porensinter sprechen kann. Dennoch lagen die Abflußspenden der gefilterten Rohre am Versuchsende immer noch höher als bei den ungefilterten Vergleichsrohren. Dies gilt vor allem für die Kupferschlacke. Die höchsten Eisenwerte im Dränwasser werden erst 2 Jahre nach Versuchsbeginn gemessen (32 mg/l). Sie erreichen nur etwa ein Drittel der beim Versuch I bestimmten Höchstmengen.

Die mit Cu-Schlacke gefilterten Rohre haben niedrigere Eisenanteile im Dränwasser. Dies führen wir auf die intensive Belüftung des mit geringeren Eisenmengen belasteten Wassers im Schlackenkörper zurück, sodaß hier bereits ein Teil des Eisens ausflocken und sich absetzen kann ohne die Poren in erheblichem Umfang zu verstopfen. Bei den mit Kupferschlacke abgedeckten Rohren sinken die Gesamteisenwerte bereits nach 4 Jahren auf 2 - 3 mg/l, während die Werte der Vergleichsgruppen bei 5 - 7 mg/l stehen bleiben.

3.2.2. Biologische Untersuchungen des Ockerschlamms

Wie bereits erwähnt, wurde der Ockerschlamm auf seine mikrobielle Besiedlung untersucht. Trotz des geringen Cu-Gehaltes im Dränwasser (0,15 mg/l) waren noch zahlenmäßige Auswirkungen auf die Besiedlung mit Bakterien und Actinomyceten festzustellen. Die Gattung Clostridium fehlte vielfach. Die geringste Wirkung wurde in diesem Konzentrationsbereich bei den Pilzen erzielt.

4. Zusammenfassung

Bei sehr hohen Ges.-Eisenwerten im Dränwasser (> 40 mg/l) führt die rasche Verockerung des Kupferschlackenfilters zu verringerten Abflußspenden und zu einer länger anhaltenden reduktiven Phase im Boden. Hier wirken organische Filter günstiger.

Liegen die Gesamteisenwerte unter 40 mg/l, so kann, durch die Belüftung des Bodenwassers in der Schlackenschüttung und die gleichzeitige Abgabe von Cu⁺⁺- Ionen in das Dränwasser, das Abklingen der Verockerung beschleunigt werden.

Durch die Cu-Schlacken ist eine Beeinflussung der Bakterienflora möglich, auch wenn die Kupferwerte im Dränwasser unter 1 mg/l absinken.

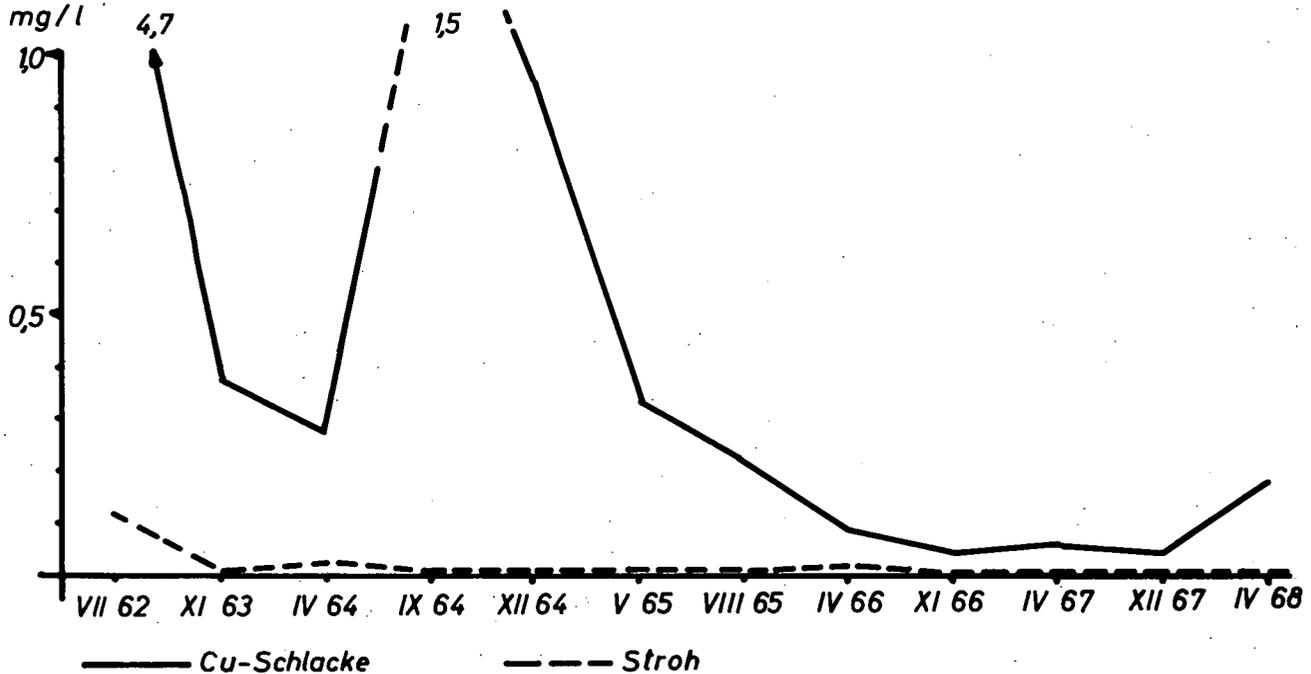
5. Literatur

- 1) DIN 1185, Dränanweisung, Beuth-Vertrieb GmbH, Berlin und Köln, 1959, S. 15
- 2) Langisch: Aus dem Schriftverkehr des KfK zur Anlage der Versuchsfelder in Cloppenburg
- 3) Kuntze, H.: Bodeneigenschaften und Verlauf einer Verockerung. Mitt. Dt. Bodenkundl. Gesellschaft, Band 18 i.Dr.
- 4) Ottow: Bisher unveröffentlichter Bericht an das Außeninstitut für Moorforschung
- 5) Kuntze, H. und Neuhaus, H.: Einfluß von Rohrtyp und Filterung auf die Verockerung, Wasser und Boden i.Dr.

Dem Nieders. Landwirtschaftsministerium und dem KfK - Ausschuß Dränung, Bodenuntersuchung und Landbautechnik sei an dieser Stelle für die wohlwollende Unterstützung der Untersuchungen gedankt.

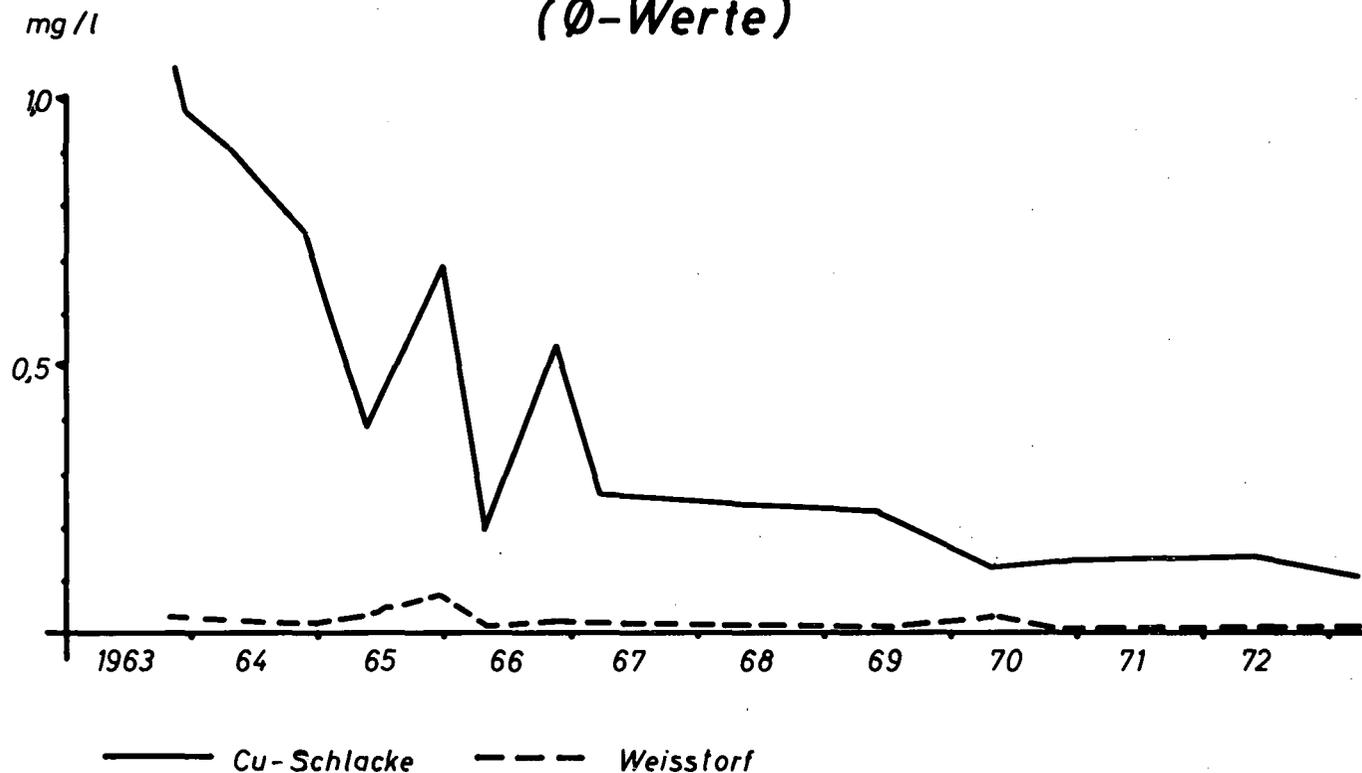
Abb. 1

Versuchsfläche I
Cu-Jonenkonzentration im Dränwasser
(Ø-Werte)



Cu-Jonenkonzentration im Dränwasser

(Ø-Werte)



Der Salzhaushalt eines nach verschiedenen Verfahren bewässerten
alluvialen Bodens im semiariden Gebiet -
Untersuchungen in der Manemen-Ebene/Türkei

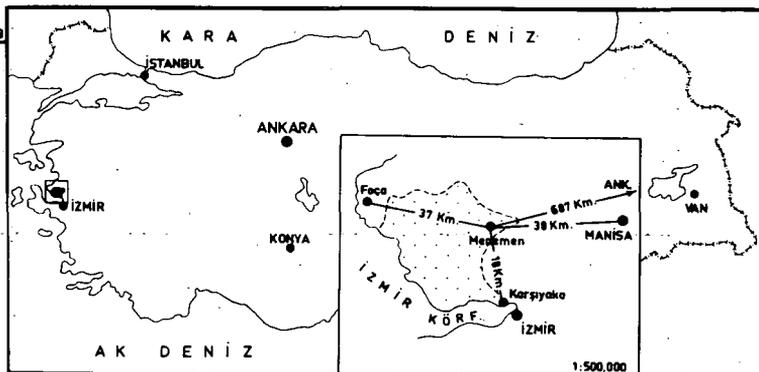
von
Ali E. Imamoglu *)

Wie uns aus zahlreichen Quellen hinreichend bekannt ist, stellt sich der Salzhaushalt des Bodens als eine komplexe Größe dar, deren Hauptkomponente aus Ausgangsmaterialien des Bodens, Salzgehalt der Bodenlösung, Ionen-Belag der Bodenteilchen und Austauschkapazität bestehen. Von außen wird der Salzhaushalt beeinflusst durch klimatische Verhältnisse, das Relief und schließlich durch die Bewirtschaftung, insbesondere durch Düngung und Bewässerung.

In vielen ariden und semiariden Gebieten, in denen oft mit hohem finanziellen Aufwand neue Bewässerungsanlagen geschaffen wurden und noch geschaffen werden, treten nach relativ kurzer Zeit Versalzungen auf, die sich sehr nachteilig auf die Bodenkultur und damit auf den Ertrag auswirken. Zur Klärung dieses wirtschaftlich wichtigen Vorganges dienen die Untersuchungen über die Salzbewegung bei verschiedenen Bewässerungsverfahren in der Manemen-Ebene, über die hier berichtet wird.

Die Manemen-Ebene im ägäischen Raum der Türkei ist ein landwirtschaftlich wichtiges Gebiet mit alluvialen Boden.

Abb. 1. Landkarte



*) Institut für Landeskultur der Justus Liebig-Universität
6300 Giessen, Landgraf-Philipp-Platz 4-6

Das Gebiet wird durch den Gediz-Fluß be- und entwässert. Seine Länge beträgt ca. 300 km und er entwässert eine Fläche von 17 350 qkm. Hier herrscht mit feuchtem, mildem und regenreichem Winter und sonnigem, trockenheiÙem Sommer ein typisch mediterranes Klima.

Klimadiagramm von Menemen
durchschnittliche Werte von 1969, 1970, 1971

+++++ Niederschlag
— Temperatur

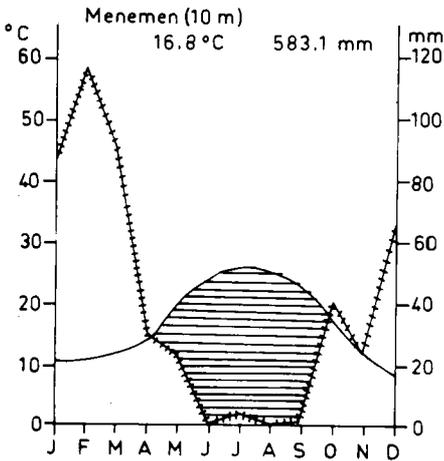


Abb.: Klimadiagramm

Die jährliche Durchschnitts-Temperatur beträgt 16,9°C. Der mittlere Jahresniederschlag in der ganzen Ebene ist 615,9 mm. Die niederschlagsreichsten Monate sind Dezember bis April. Die niederschlagsärmsten Monate sind Juni bis September. Die relative Luftfeuchtigkeit ist mit einem Jahresdurchschnitt von 61,4 mm niedrig, bei gleichzeitig hohen Verdunstungswerten von 110 mm.

Betrachtet man die Versalzungsursachen der Menemen-Ebene, die von den gegebenen geographischen und klimatischen Verhältnissen abhängig sind, so kann man sie nach ihrer Versalzungsgegeschichte in zwei Typen unterteilen.

1. Natürliche Versalzung

Bei den meereannahen Flächen wird die Versalzung durch den Einfluß des Meeres und durch Windeinwehung verursacht. Da der Grundwasserspiegel etwa Meeresniveau hat und das Meerwasser besonders in Zeiten mit westlichen Winden den Grundwasserspiegel direkt beeinflusst, hat dies eine Salzanreicherung des Grundwassers und damit auch des Bodens zur Folge.

Die aus salzhaltigen Sedimenten des Gebietes stammenden Salze werden sowohl durch den Regen als auch durch die Überschwemmungen des Gediz-Flusses in die Niederung gebracht. Durch die hohe Evaporation steigen dann die in der Bodenlösung vorhandenen Salze kapillar zur Bodenoberfläche auf.

2. Künstliche Versalzung

In der Menemen-Ebene wird die künstliche Versalzung, die unter dem Begriff "Sekundäre Versalzung" bekannt ist, durch folgende Faktoren besonders verursacht oder beeinflusst:

Erst 1944, nachdem der Regulator und die Bewässerungskanäle gebaut worden waren, begann man mit der intensiven Bewässerungs-Landwirtschaft. Zu dieser Zeit waren das Verteilernetz und die Vorfluter noch nicht ausgebaut bzw. einbetoniert. Selbst heute sind erst etwa 2/3 des Verteilernetzes fertiggestellt und von den Vorflutern etwa 1/3 einbetoniert. So konnte das Bewässerungswasser stark versickern und ließ mit der Zeit den Grundwasserspiegel steigen. Nachdem die Bauern festgestellt hatten, daß durch Bewässerung mehr Erträge zu erreichen waren, begannen sie mit der Bewässerung, jedoch unkontrolliert und in den meisten Fällen übermäßig.

Das vom Feld nicht aufgenommene und nun mit löslichen Salzen angereicherte Bewässerungswasser - und heute auch noch Dränwasser - wurde wieder in den Bewässerungskanal geleitet und an tiefer liegenden Stellen nochmals zur Bewässerung verwandt.

Prozentuale Verteilung

Prozentuale Verteilung der versalzten Fläche
nach Versalzungsgrad:

42 %	4 - 8	millimho/cm	bei 25° C
36 %	8 -12	"	" 25° C
13 %	12 -16	"	" 25° C
9 %	üb. 16	"	" 25° C

Davon sind 81 % Salzböden und 19 % Salzalkaliböden. Überwiegende Salze sind NaCl , MgCl_2 , NaCl_2 , NaSO_4 , MgSO_4 , $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$.

Bei den durchgeführten Bewässerungsversuchen in den Jahren 1969 und 1971 mit verschiedenen Bewässerungsverfahren wurde auch die Wirkung der Bewässerung auf den Salzhaushalt des Bodens überprüft. Angewandte Bewässerungsverfahren waren Border Furchenrieselung, Beregnung und Unterflurbewässerung. Nachdem die Bewässerungsvorbereitungen getroffen waren, wurden die Parzellen für Border- und Furchenrieselung mit drei verschiedenen Einzelwassergaben (50, 70, 90 mm) bewässert.

Zur Beregnung diente eine bewegliche Perrot-Anlage mit 8 mm/h Regendichte. Bei der UFB wurde nach Herstellung eines künstlichen Grundwasserstandes über einer 2 m breiten Folie intermittierend bewässert.

Die Tiefenlage der Folien in den Varianten der UFB betrug 0,8 m, 1,0 m, 1,2 m und 1,4 m unter Flur.

Die Bewässerungsdauer und die zu verabreichende Wassermenge je Zeiteinheit wurde aufgrund der Infiltrationsrate festgelegt, der Bewässerungsturnus durch die Bodenfeuchte.

Wir wissen, daß das Bewässerungswasser sich im durchfeuchteten Bodenraum mit den darin befindlichen löslichen Salzen auflädt. Nach Beendigung der Bewässerung werden die Salze im Kapillarstrom nach oben transportiert und reichern sich auf diese Art und Weise, soweit sie von der Pflanze aufgenommen werden, im Oberboden an. Hier spielt die Qualität des Bewässerungswassers auch eine sehr große Rolle. Bei den gefundenen Ergebnissen zeigt die elektrische Leitfähigkeit in der Bodentiefe 0-30 cm bei den Bewässerungsverfahren einige vergleichbare Tendenzen.

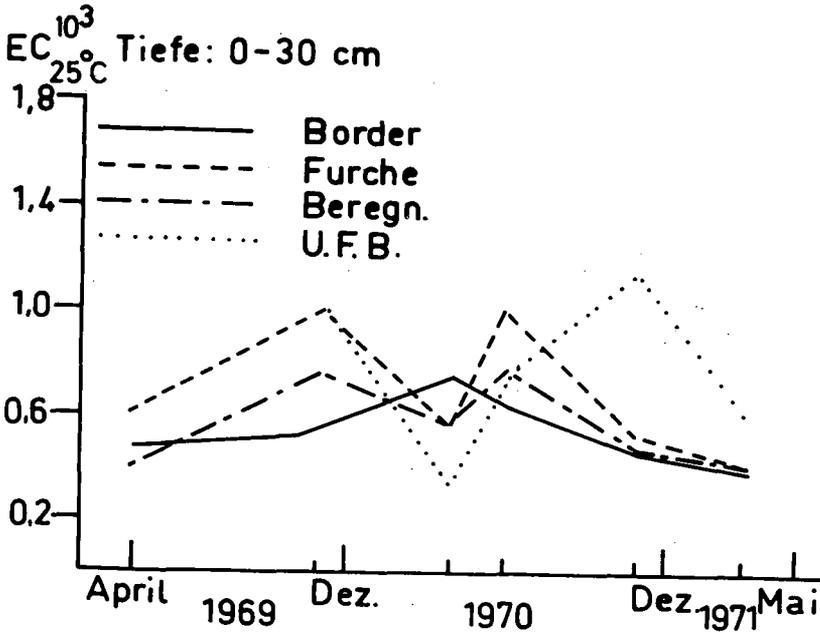


Abb. : Schwankungen der elektrischen Leitfähigkeit

Wie hier bei der Abbildung zu sehen ist, liegen die niedrigen Werte der elektrischen Leitfähigkeit bei der Furchen-Bewässerung im Frühjahr 1969, 1970 und Herbst 1970 sowie die festgestellten Höchstwerte auf dem gleichen Niveau. Dies ist aber nicht so ausgeprägt bei der Beregnung. Die Schwankungen sind bei der UFB größer als bei den anderen Methoden. Während die Werte der elektrischen Leitfähigkeit bei Beregnung, Furchen- und Borderverfahren zwischen Sommer 1970 und Herbst 1970 fallen, zeigen sie bei der UFB einen starken Anstieg.

Einen anderen Verlauf der elektrischen Leitfähigkeit stellt man bei dem Borderverfahren fest. Hier steigt sie bis zum Frühjahr 1970 an, danach fällt sie kontinuierlich ab und erreicht im Frühjahr 1971 fast den gleichen Stand wie beim Furchen- und Beregnungsverfahren.

Um die Intensität von jahreszeitlichen Schwankungen im Salzhaushalt darstellen zu können, wurde der jahreszeitliche Versalzungsfaktor von Kovda, zitiert von Janitzky, herangezogen.

Er ist "gleich dem Verhältnis der Salzansammlung am Ende der Trockenheit zu dem Gehalt bei maximaler Entsalzung zu Beginn der Trockenzeit".

Nach dieser Formulierung liegt eine Versalzung vor, wenn SV größer als 1 ist. Bei SV kleiner als 1 hat der Salzgehalt abgenommen und bei SV = 1 liegt keine Veränderung des Salzgehaltes vor.

Damit die Abhängigkeit der löslichen Salze von dem Bewässerungsverfahren und Bodenprobe-Entnahmetiefen erkannt werden kann, wurde der prozentuale Salzgehalt und daraus der SV-Faktor errechnet. Die hier errechneten Werte beziehen sich immer auf die Veränderung des prozentualen Salzgehaltes während einer Bewässerungssaison. Die hierzu erforderlichen Analysen wurden jeweils vor Beginn und nach Ende der Bewässerung durchgeführt.

Prozentueller Salzgehalt und Versalzungsfaktor
bei allen Bewässerungsverfahren.

Tiefe in cm	Border		SV	Furchen		SV
	% Salzgehalt			% Salzgehalt		
	April 70	Juni 70		April 70	Juni 70	
0 - 30	0,0245	0,0237	< 1	0,0180	0,0345	> 1
30 - 60	0,0212	0,0213	~ 1	0,0162	0,0456	> 1
60 - 90	0,0307	0,0370	> 1	0,0231	0,0567	> 1
	Beregnung			U.F.B.		
	% Salzgehalt			% Salzgehalt		
	April 70	Juni 70		April 70	Juni 70	
0 - 30	0,0202	0,0271	> 1	0,0118	0,0230	> 1
30 - 60	0,0135	0,0317	> 1	0,0119	0,0254	> 1
60 - 90	0,0155	0,0375	> 1	0,0142	0,0310	> 1

Abb.: Versalzungsfaktor

Wie man anhand des SV-Faktors sieht, hat - mit Ausnahme des Borderverfahrens - in der Krume eine Versalzung stattgefunden. Ebenso hat bei Furchen-, Beregnungs- und UFB-Verfahren der Salzgehalt in den tieferen Bodenschichten deutlich zugenommen und der SV-Faktor ist daher ebenfalls größer als eins. Beim Border-Verfahren jedoch ist die Zunahme des Salz-

gehalten in den tieferen Bodenschichten unwesentlich. Allgemein bedeutet aber der Anstieg der Versalzung und damit des SV-Faktors, nicht unbedingt eine Verminderung der Kulturfähigkeit des Bodens.

Es ist vielmehr wichtig, welche Ionen am Anstieg des Salzgehaltes beteiligt sind. Wenn ein hoher Prozentsatz an Na Ursache für diesen Anstieg ist, wird wegen der durch Na-Ionen stark geförderten Peptisation der Bodenkolloide schon eine geringe Versalzung gefährlich.

Um die durch verschiedene Ionen hervorgerufenen Versalzungen zu unterscheiden, wurde der prozentuale Anteil der einzelnen Ionen an den Gesamtkationen bzw. Gesamt-Anionen errechnet. Nach Kovda und anderen Autoren spricht man im Bereich von bestimmten Konzentrationen und bestimmten räumlichen Abgrenzungen von konstanten Versalzungstypen der Böden. Der Grenzwert für den prozentualen Anteil der betroffenen Ionen liegt bei 30 % der Gesamt-Kationen bzw. Gesamt-Anionen.

Die Untersuchungsergebnisse aus der Menemen-Ebene lassen feststellen, daß im großen und ganzen kein bestimmter Versalzungstyp vorliegt. Allerdings tritt die Zunahme der Na-Ionen mit steigender Bodentiefe klar bei allen Verfahren in Erscheinung. Bei der UFB steigen die Na-Werte mit zunehmender Tiefe in geringem Maße an. Hierbei ist noch zu bemerken, daß diejenigen Salze, die sich im Bereich über der Folie angesammelt haben, mit der nächsten Bewässerung wieder kapillar nach oben steigen. Deshalb kann auf die Dauer - unter gegebenen Klimaverhältnissen und unter Berücksichtigung der Qualität des Bewegungswassers - doch ein Anstieg des Salzgehaltes möglich sein.

Ich habe versucht einen Überblick zu geben über den Salzhaushalt der bewässerten Böden. Hierzu diente mir als Beispiel die Menemen-Ebene. Durch die vorhandenen Klimaverhältnisse sind die jahreszeitlichen Schwankungen infolge des Wechsels zwischen Auslaugung der Salze während der Bewässerung und erneuter Salzanreicherung bei der Verdunstung des zugeführten Wassers stark. Hieraus ist zu erkennen, daß der Boden, je nach der einzelnen Wassermenge und den Grundwasserverhältnissen mit Versalzung belastet wird oder eine Entsalzung eintritt. Beide Vorgänge können von Menschen gehemmt oder gefördert werden, deshalb soll man entsprechende Maßnahmen sorgfältig wählen. Die Maßnahme zur Entsalzung ist eine gründliche Durchwaschung zur Ableitung der Salze aus dem gesamten Kultivierungsbereich.

Prozentualer Anteil der einzelnen Ionen an den Gesamtkationen bzw. Gesamtanionen bei allen Bewässerungsverfahren.

Zeit	Tiefe in cm	Na ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻
<u>B O R D E R</u>							
April 1970	0 - 30	30,13	32,19	27,85	33,55	9,80	56,64
	30 - 60	44,22	42,42	11,57	45,31	12,50	42,19
	60 - 90	30,85	36,29	32,26	27,62	9,65	62,73
Juni 1970	0 - 30	18,21	46,15	28,21	43,40	17,42	39,19
	30 - 60	28,73	30,99	36,62	35,48	24,19	40,32
	60 - 90	46,33	26,25	26,25	24,88	25,86	49,26
<u>F U R C H E N</u>							
April 1970	0 - 30	29,50	42,50	19,17	48,52	1,69	49,79
	30 - 60	33,45	43,64	17,27	35,53	9,96	54,51
	60 - 90	42,22	35,41	21,95	44,62	1,59	53,78
Juni 1970	0 - 30	21,03	39,91	30,99	32,37	23,55	44,08
	30 - 60	32,54	42,46	21,43	30,71	29,96	39,33
	60 - 90	32,43	38,79	27,19	29,20	23,78	47,01
<u>B E R E G N U N G</u>							
April 1970	0 - 30	33,97	36,68	23,92	53,96		45,23
	30 - 60	35,83	40,35	21,65	52,73	1,25	46,02
	60 - 90	38,96	40,82	12,06	48,83	11,67	39,50
Juni 1970	0 - 30	24,06	43,12	27,12	21,89	42,31	31,25
	30 - 60	36,57	36,57	23,47	33,59	31,30	35,11
	60 - 90	43,08	32,84	21,89	27,48	30,53	41,98
<u>U N T E R F L U R B E W Ä S S E R U N G</u>							
April 1970	0 - 30	27,04	51,02	17,86	44,53	22,00	33,48
	30 - 60	37,56	26,30	13,23	38,46	20,92	40,62
	60 - 90	36,10	27,20	24,07	19,15	31,25	49,60
Juni 1970	0 - 30	22,72	48,80	22,73	38,06	18,69	43,25
	30 - 60	32,75	43,94	17,98	41,34	03,54	55,12
	60 - 90	37,73	45,14	13,31	52,52	02,39	45,09

Neben der ausreichenden Dränung muß für eine richtige Handhabung der Bewässerung gesorgt werden. Es ist wichtig, daß die gewählte Fruchtfolge, die Zufuhr von Humus, die Durchführung der Bearbeitung und die Art der Wassergaben strikt eingehalten werden.

Die Humus-Zufuhr soll mit Stallmist und Gründüngung erfolgen. In den ariden Gebieten ist die Beschaffung vollwertigen organischen Düngers nicht immer leicht. Deshalb sollte man versuchen, den kompostierten Stadtmüll zur Erhaltung und Verbesserung der Bodenstruktur und damit auch des Bodensalzgehaltes einzusetzen. Somit verbessert man nicht nur die Bodenstruktur, sondern man beschleunigt auch mikrobiell bedingte und für den Boden notwendige Prozesse.

Literatur

- Altuglu, B.: İklim Rasat neticeleri Nr. 22
Menemen/Izmir - 1966
- Christiansen-Weniger, F.: Ackerbauformen im Mittelmeerraum und Nahen Osten, dargestellt am Beispiel der Türkei. DLG-Verlag Ffm. - 1970
- Husz, G.: Einiges zur Theorie und Praxis der Salzbödenmelioration mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse im Seewinkel (Österreich). Die Bodenkultur, Journal für landwirtschaftliche Forschung, 16. Bd. Heft 3 (Sept./1965)
17. Bd. Heft 1 (Febr./1966)
- Heimann, H.: Ein Beitrag zur Lösung des Salzproblems in der bewässerten Landwirtschaft arider und semiarider Gebiete. Zur Zeitschrift "Afrika heute", Nr. 7/67, April 1967.
- Imamoglu, A.: Vergleichende Untersuchungen über die Wirkung verschiedener Bewässerungsverfahren auf physikalische und chemische Eigenschaften des Bodens in der Menemen-Ebene Izmir-Türkei. Dissertation Gießen - 1973.
- Janitzky, P.: Salz- und Alkaliböden und Wege zu ihrer Verbesserung. Gießener Abhandlungen zur Agrar- und Wirtschaftsforschung des Europäischen Ostens. Band 2, Gießen - 1957.
- Kelley, W.P.: Alkali Soils. Their Formation, Properties and Reclamation.
- Kreb Ökologische Grundlagen der Bewässerungskulturen in den Subtropen. Gustav Fischer Verlag/ 1964.
- T.C. Toprak-Sugeneş Md.lügü Menemen Topraklari
- Weber, Willi W.: Hoffnung für versalzten Böden. Bild der Wissenschaft (Autorensonderdruck)-1972

Forderungen an die Bodennutzung in Wasserschutzgebieten aus der Sicht der

Gewässergüte - Konsequenzen für die bodenkundliche Arbeit *)

von
B. Wohlrab **)

1. EINLEITUNG

Trinkwasser muß frei sein von allen Bestandteilen, die geeignet sind, die menschliche Gesundheit zu beeinträchtigen. Es darf keine Krankheitserreger enthalten und keine Giftstoffe. Es soll farblos, klar, kühl und geruchlos sein, geschmacklich einwandfrei und appetitlich, ja es soll zum Genuß anregen. Das sind mit knappen Worten die in der DIN 2000 (1972) niedergelegten Forderungen, denen zentrale Trinkwasserversorgungsanlagen zu entsprechen haben. Dank einer hochentwickelten Technik in der Wasseraufbereitung stehen den Versorgungsunternehmen zwar Mittel zur Verfügung, Rohwasservorkommen zu nutzen, die diesen Ansprüchen nicht genügen, aber hygienische und ästhetische Bedenken sowie Kostengründe setzen solchen Möglichkeiten Grenzen. Wirkungsvoller Schutz qualitativ unbedenklicher Wasservorkommen und Sanierungen dort, wo die Gewässergüte den Mindestanforderungen nicht mehr entspricht, haben daher den Vorrang vor allen Gewässerbenutzungen. Die darauf ausgerichteten Bemühungen stehen im Mittelpunkt der Festlegung von Wasserschutz- und Wasserschongebieten.

Bundeswasserhaushaltsgesetz, ausfüllende Landeswassergesetze und regionale ordnungsbehördliche Verordnungen regeln die Ausweisung von Wasserschutzgebieten und die Festlegung der in ihnen erforderlichen Verbote, Nutzungsbeschränkungen und Duldungspflichten (KAISER 1972).

Technische Richtlinien für diesen Zweck stellen die vom DVGW aufgestellten Arbeitsblätter dar, die in letzter Zeit von einem gemischten DVGW/LAWA-Ausschuß überarbeitet wurden bzw. werden. Mit der offiziellen Beteiligung der Länder-Wasserwirtschaftsverwaltungen (LAWA) bekommen diese Richtlinien als anerkannte Regeln der Technik normativen Charakter. Die für den Erlaß der ordnungsbehördlichen Verordnungen zuständigen Wasserbehörden übernehmen daher diese Regeln, unter jeweiliger Anpassung an die örtlichen Verhältnisse (KAISER, 1972). Im einzelnen

*) Referat zur Einführung für ein Zusammentreffen der Interessenten an der vorgeschlagenen Arbeitsgruppe "Einschränkung der Bodennutzung in Wasserschutz- und Wasserschongebieten".

**) Institut für Landeskultur 63) Gießen, Landgraf Philipp-Platz 4

handelt es sich um die Arbeitsblätter W 101 "Schutzgebiete für Grundwasser", W 102 "Schutzgebiete für Trinkwassertalsperren" und W 103 "Schutzgebiete für Seen" (DVGW, 1972). Z.Zt. bemüht man sich ferner darum, Rechtsgrundlagen auch zur prophylaktischen Sicherung solcher Gewässer bzw. Wasservorkommen zu schaffen, die für die zukünftige Nutzung als Trinkwasser zu schonen sind; daher die Bezeichnung "Wasserschongebiete".

Von den Wasserfachleuten werden die Bestandteile, von denen das Trinkwasser frei sein soll, unter dem Begriff "Schadstoffe" zusammengefaßt. Es handelt sich dabei nach QUENTIN (1972) um Stoffgruppen, die bei der Wasserversorgung biologische, gesundheitlich-hygienische sowie technische Auswirkungen nach sich ziehen, und es werden in diesem Zusammenhang Substanzen mit "toxischer" von solchen mit "störender" Wirkung unterschieden. Um einige im Rahmen dieses Themas besonders interessierende herauszugreifen: PO_4 , NH_3 , H_2S , aber auch Fe, Mn, Al und Huminsäuren werden von HABERER (1970) und QUENTIN (1972) der Gruppe von Stoffen mit störender Wirkung zugeordnet - PO_4 bekanntlich wegen der Gewässereutrophierung. NO_2 , NO_3 , die Wirkstoffe von Pflanzenschutzmitteln und Schwermetallionen dagegen sind als toxisch ausgewiesen. Für viele dieser Substanzen wurden bereits Grenzwerte festgesetzt. Eine Übersicht geben die Tabellen 1 und 2.

Tabelle 1

Grenzwerte für anorganische Stoffe im Trinkwasser (mg/l)
(nach HABERER (1970))

	Oberflächenwasser zur Trinkwassernutzung Water Quality Criteria USA	European Standards WHO 1971	Public Health Standards USA 1961	International Standards WHO 1963
Ammonium . . .	0,5	0,5	-	-
Arsen	0,05	0,2	0,05	0,05
Barium	1,0	-	1,0	1,0
Cadmium	0,01	0,05	0,01	0,01
Chrom VI	0,05	0,05	0,05	0,05
Kupfer	1,0	0,05	-	1,0
Eisen	0,3	0,1	-	0,3
Blei	0,05	0,1	0,05	0,05
Mangan	0,05	0,1	-	0,1
Silber	0,05	-	0,05	-
Zink	5,0	5,0	-	5,0
Quecksilber	0,005*)	-	-	-
Chlorid	250	350	-	200
Fluorid	0,8 - 1,7	1,5	-	-
Nitrat + Nitrit (als N)	10	10	-	-
Phosphor	0,1 - 0,2	-	-	-
Selen	0,01	0,05	0,01	0,01
Sulfat	250	250	-	200
Cyanid	0,2	0,01	0,2	0,2

*) Grenzwert 1970

Tabelle 2
Toleranzwerte für organische Stoffe im Wasser
nach HABERER (1970)

Stoff	US-Toleranzwerte in mg/l			UdSSR-Toleranzwerte in mg/l*
	Erwünscht*)	Zulässig*)	Toxisch für Wasserfauna	
Org. Stoffe als CCE	<0,04	0,150	-	-
Öl		n. n.	-	-
Phenol	nicht nachweisbar	0,001	-	-
Aldrin		0,017	0,00004	1,0
DDT		0,042	0,0006	-
Endrin		0,001	0,0001	-
Heptachlor		0,018	0,0002	-
Lindan		0,056	0,0002	-
Toxaphen		0,05	0,003	-
Org. Phosphorverbindungen u. Carbamate**)		0,1	-	-
Herbizide (2, 4 D; 2, 4, 5T)		0,1	-	-
Parathion		**)	0,001	0,03
Methylparathion		**)	-	0,02
Malathion		**)	-	0,05
System		**)	-	0,01

*) im Trinkwasser

**) Toleranzwert als Parathionäquivalent (0,1 mg/l) angegeben

2. FORDERUNGEN AN DIE BODENNUTZUNG IN WASSERSCHUTZGEBIETEN

Die mit der Festlegung von Wasserschutzgebieten nach dem Grad der Verunreinigungsgefahren in drei Zonen (I, II und III) abgestuften Verbote, Nutzungsbeschränkungen und Duldungspflichten, treffen auch die Bodennutzung. Gemeint ist und behandelt wird im folgenden die gärtnerische, land- und forstwirtschaftliche Flächennutzung. (Unberücksichtigt bleiben Auflagen hinsichtlich der Hof- und Betriebsgebäude.) Als flächenhafte diffuse Gefahrenherde sind beispielsweise im Arbeitsblatt W 101 (DVGW, 1972) u.a. folgende Vorgänge und Handlungen aufgeführt:

"Abschwemmungen und Auswaschungen, u.a. aus dem Boden, aus org. Düngemitteln (Gülle, Jauche, Stallmist, Klärschlamm, Müllkompost) und aus mineralischen Düngemitteln; Verwehung, Abschwemmung und Auswaschung chem. Mittel für Pflanzenschutz, Aufwuchs- und Schädlingsbekämpfung; Beweidung, Viehansammlungen."

Aus dieser Beurteilung wird im gleichen Arbeitsblatt abgeleitet, daß in der Zone II (von Schutzgebieten für Grundwasser) gefährlich und

in der Regel nicht tragbar sind, vor allem:

"Org. Düngung, sofern Dungstoffe nach der Anfuhr nicht sofort verteilt werden oder die Gefahr ihrer oberirdischen Abschwemmung in den Fassungsbereich besteht; Überdüngung; offene Lagerung und unsachgemäße Anwendung chem. Mittel für Pflanzenschutz, Aufwuchs- und Schädlingsbekämpfung und von Mineraldünger."

Ähnliche Beurteilungen und Konsequenzen hinsichtlich der mit der Bodennutzung häufig verbundenen Handlungen finden wir auch in den anderen beiden Arbeitsblättern; bei den Schutzgebieten für Trinkwassertalsperren - als Einzweckgewässer - in entsprechend verschärfterer Form als bei Schutzgebieten für natürliche Seen - als sogenannte Mehrzweckgewässer. In den Verfahren zur Festsetzung von Schutzgebieten wird daher folgerichtig neben der Ausschaltung vor allem konzentrierter, lokaler Verunreinigungsquellen von Fall zu Fall auch geprüft, ob und in welchem Umfang Verbote und Beschränkungen der flächenbezogenen Bodennutzung vorzusehen sind.

Beispielhaft wurden hier nur die die Schutzzone II betreffenden Richtlinienabschnitte zitiert. Die Zone I, d.h. der Fassungsbereich von Grundwassergewinnungsanlagen (W 101) bzw. der Stauraum von Trinkwassertalsperren mit ihrer Uferzone (W 102) oder der sogenannte Entnahmebereich von Seen (W 103), befinden sich in der Regel im Besitz des Wasserwerksunternehmens, das diese Zone in entsprechender Weise zu unterhalten bzw. zu sichern hat. Eine Bodennutzung nach wirtschaftlichen Gesichtspunkten kommt zwar nicht in Betracht, dennoch wirkt die zweckmäßige Unterhaltung des Fassungsgebietes bzw. der Ufer, die mehr oder weniger mit Eingriffen in das bestehende Ökosystem verbunden ist, einige Probleme auf.

In der Zone III bzw. den Zonen III A und B von Schutzgebieten für Grundwasser, sind im Arbeitsblatt keine Handlungen im Zusammenhang mit der Bodennutzung ausdrücklich genannt, die eine Beschränkung darstellen würden, wenn man von der Abwasserlandbehandlung und derartigen Einrichtungen absieht. Weitergehend sind jedoch die Konsequenzen bei Schutzgebieten von Trinkwassertalsperren. Hier soll die Zone III nach den Richtlinien vornehmlich forstwirtschaftlich genutzt werden. Landwirtschaftliche Nutzung wird dort nur unter bestimmten Bedingungen als tragbar angesehen.

Zusammenfassend festzustellen ist, daß die aus den Richtlinien abzuleitenden Forderungen und die sich auf sie beziehenden, in Verordnungen ausgesprochenen Verbote, Nutzungsbeschränkungen und Duldungspflichten

das Ziel verfolgen, Gefährdungen der für Trinkwasserzwecke genutzten Gewässer weitgehend auszuschließen. Dies geschieht überwiegend anhand eines Art Negativ-Katalogs, im Hinblick auf die Bodennutzung hauptsächlich aus der Sicht möglicher Verunreinigungen, die sich bei der Anwendung von organischen und mineralischen Düngern sowie von Pflanzenschutzmitteln ergeben. Zu diesem Themenkomplex kam es denn ja auch in den letzten Jahren, allerdings nicht nur hinsichtlich der Wasserschutzgebiete sondern ganz allgemein im Zusammenhang mit dem Gewässerschutz, zu heißen Diskussionen.

Mit diesem knappen Überblick ist die Aufgabe, in einem Einführungsreferat, bezogen auf die in der BRD gegebene wasserrechtliche Situation und Verwaltungspraxis die "Forderungen an die Bodennutzung in Wasserschutzgebieten aus der Sicht der Gewässergüte" zu umreißen, im Grunde erfüllt. Es wäre aber für die an solchen Fragen Interessierten unbefriedigend, wenn sich an diese Darstellung nicht noch einige kritische Betrachtungen anschließen würden, die gleichzeitig Konsequenzen für die bodenkundliche Arbeit aufzeigen.

3. DER WASSER-UND STOFFKREISLAUF UND SEINE BEEINFLUSSUNG DURCH DIE BODENNUTZUNG

Das zu diesem Zweck herangezogene Schema des Wasserkreislaufes, und zwar seines hierbei besonders interessierenden Ausschnittes zwischen dem Auftreffen des Niederschlages auf die Pflanzendecke bzw.unmittelbar auf die Bodenoberfläche und der auf verschiedenen Wegen erfolgten Spelung der Gewässer, wurde zwar in erster Linie entworfen, um die mengenmäßig wichtigen Komponenten darzustellen (WOHLRAB u.BAHR, 1972). An ihm lassen sich aber auch die wesentlichen Vorgänge der Stoff-Fracht erklären, die mit der Wasserbewegung eng verknüpft sind. Zu erkennen ist vor allem, daß in dieser Hinsicht im Bereich der Pflanzendecke, der Bodenoberfläche und des Wurzelraumes, also in der Sphäre, die von der Bodennutzung wirkungsvoll mitgeprägt wird, entscheidende Weichenstellungen erfolgen. Sie setzen bereits ein mit dem Auftreffen des Niederschlages, der ja in unseren Zonen z.T. schon eine nicht unbeachtliche Stoff-Fracht mit sich führt, auf die Oberfläche von Pflanzenbeständen. In diesem Zusammenhang hat ULRICH(1972 a + b) auf die Filterfähigkeit bestimmter Pflanzenbestände, beispielsweise von Fichtenwäldern, hingewiesen. Fest steht demnach, daß es auf dem Wege von der Pflanz zur Bodenoberfläche, wenn man den Gesamtniederschlag (N) und seinen auf der Bodenoberfläche erreichenden sogenannten effektiven Anteil (Ne) vergleicht (s.Abb. S.161), je nach Art und Struktur der Pflanzenbestände, insbesondere bei solchen mit hoher Interzeption, zu wesentlichen Konzentrationverschiebungen und stofflichen Umsetzungen kommen kann. Die nächsten Regelvorgänge finden im Bereich der Bodenoberfläche

statt. Geländemorphologie, gefügebeeinflussende Bodeneigenschaften und wiederum der Bewuchs entscheiden bekanntlich - abgesehen von Niederschlagsmenge und -intensität - darüber, ob es zum Überlandfließen (Oberflächenabfluß, surface runoff, overland flow nach MENDEL und UBELL, 1973) mit entsprechender Suspensionsverfrachtung kommen kann. Dieser Vorgang ist für die unmittelbare Belastung der Oberflächengewässer - also für Wasserläufe, natürliche und künstliche Seen - vor allem mit Phosphaten von entscheidender Bedeutung (KLETT, 1965, WIECHMANN, 1971). Er hat mittelbar auch Einfluß auf die Gewässereutrophierung. Allerdings kommt es dabei primär auf den gelösten Phosphat-Anteil an. HOFFMANN, (1972) hat in dieser Hinsicht bei seinen Untersuchungsgebieten festgestellt, daß vom Grünland mehr "in Wasser gelöste", d.h. leicht aufnehmbare Phosphate abgegeben werden als vom Ackerland. Diesem Hinweis zufolge wäre es also nicht sinnvoll, die Forderung nach ausschließlicher Grünlandnutzung in Schutzgebieten von Trinkwassertalsperren (Zone II und III) generell ohne Kenntnis der lokalen Gelände- und Bodenverhältnisse durchzusetzen. Im übrigen kann nach SCHLICHTING und WIECHMANN (1972) in die Gewässer eingetragenes Bodenmaterial gelöstes P sorbieren. Die Autoren kommen zu dem Schluß, daß in verschmutzten Gewässern mit hoher P-Konzentration das Eutrophierungsrisiko dadurch sogar zunächst eher gemindert wird. Ob auf diese Weise Phosphate dem Stoffkreislauf der Gewässer endgültig entzogen werden, hängt vom weiteren Schicksal der suspendierten Feststoffe ab. Auf die Gefahr der Remobilisierung von Nährstoffen durch reduktive Prozesse am Gewässergrund hat u.a. BERNHARDT (1970) hingewiesen.

Weitere Regelvorgänge im Wasserkreislauf (siehe Abbildung) vollziehen sich im durchwurzelten Bodenraum. Die Infiltrationsfähigkeit von Wasser im Solum und zum Grundwasser hängt in erster Linie vom jeweiligen dynamischen System physikalischer und chemisch-biologischer Eigenschaften in den Horizonten der verschiedenen Böden sowie vom Poren- bzw. Kluftsystem des Gesteinsuntergrundes ab. Das gilt noch mehr für den sich mit dieser meist ungesättigten Wasserbewegung vollziehenden Stoff-Transport. Sieht man von sehr grobkörnigen Substraten ab, so ist - worauf PREUSSE (1972) hinwies - die mechanische Filterleistung der Bodenporen sehr gut. Diese insbesondere in bakteriologischer und hygienischer Hinsicht bedeutsame Funktion der über der Grundwasseroberfläche liegenden sogenannten "Deckschichten" wird im übrigen auch in den DVGW-Richtlinien (W 101) erwähnt. Im Hinblick auf die Reinigungswirkung erfolgt dort eine Abstufung nicht nur nach der Mächtigkeit,

sondern auch nach der Bodenart (DVGW, 1972).

Von größerer Bedeutung sind die im Solum ablaufenden Transformations- und Translokationsreaktionen (PREUSSE, 1972), die zu Lösungsfrachten führen. In dem dargestellten Wasserkreislaufschema wurde bewußt eine Aufgliederung des Gesamtabflusses in drei Teilkomponenten vorgenommen also neben dem Überlandfließen (A_0) nicht nur in den Basisabfluß zum Grundwasserumsatzraum (A_U , base flow), sondern auch noch in den oberflächennahen Abfluß (A_B , Bodenwasserabfluß, interflow, subsurface flow, MENDEL und UBELL, 1973). Diese Dreiteilung hat nach WEYER (1972) ihre besondere Berechtigung für hängiges Gelände und vor allem bei Festgesteinen mit demzufolge meist diskordanten Hohlräumssystemen. Sie ist nicht unwesentlich für das Verständnis der hydrologischen und hydrochemischen Vorgänge, insbesondere bei Quellschüttungen und Zuflüssen zu Talsperren und Gebirgsseen. Die drei, zwar meßtechnisch schwierig zu erfassenden bzw. zu trennenden, Komponenten unterscheiden sich nämlich in der Regel nicht nur nach Menge und zeitlichem Abflußverhalten, sondern auch hinsichtlich ihrer Lösungsfrachten. Im oberflächennahen Abfluß, beispielsweise im Hangwasserabfluß, spiegeln sich die pedogenen Umwandlungen und Auswaschungen in den durchsickerten Böden - abhängig also von deren Eigenschaften - wieder. Im Basisabfluß können im Sickerwasser nach dem Verlassen des Solums noch geochemische Prozesse ablaufen und die Lösungsfracht nach Zusammensetzung und Konzentration lithogen verändern. Vor allem hinsichtlich des Phosphations erweisen sich nach PREUSSE (1972) die tieferen, weniger von der biologischen Phase beeinflussten Bodenhorizonte bzw. Gesteinsschichten als außerordentlich filteraktiv. Auch deshalb kommt es zu keinem nennenswerten Phosphataustrag in das Grundwasser (KLETT, 1965; WIECHMANN, 1971).

Mit der Stickstoffauswaschung hat sich kürzlich CZERATZKI (1973) ausführlich befaßt. Lokal sehr hohe und hygienisch bedenkliche Nitratgehalte in Brunnenwasser - u.a. im Moseltal - hatten die Diskussion darüber in Gang gesetzt. Diese hohen Werte sind eindeutig darauf zurückzuführen, daß sich in den jeweils recht eng begrenzten, fast ausschließlich sehr intensiv durch Sonderkulturen genutzten Einzugsgebieten das Grundwasser überwiegend aus bodennahe abfließendem Sickerwasser (als A_B in der schematischen Abbildung) erneuert. Im übrigen handelt es sich worauf SCHWILLE (1969) besonders hinwies, gleichzeitig um verhältnismäßig niederschlagsarme Gebiete. Die dementsprechend geringen Sickerwassermengen zeichnen sich daher durch relativ hohe Konzentrationen

gelöster Stoffe aus. Umstritten bleibt allerdings auch hier, in welchem Umfang an der Nitratfracht die Mineraldüngung einerseits und die Mobilisierung organisch gebundenen Stickstoffs andererseits beteiligt ist.

Mit dieser Betrachtung einiger Immobilisierungs- und Mobilisierungs-, Umwandlungs- und Verlagerungsprozesse im System "Vegetation - Boden - Gewässer" die, wie FINCK (1972) zum Ausdruck brachte, einer beachtlichen Selbstregulierung unterliegen, wurde bereits übergeleitet zu der Frage: "Wie wirkt sich nun die Bodennutzung, wie wirken sich ihre mit den verschiedenen Formen - Gartenbau, Land- und Forstwirtschaft - verknüpften Maßnahmen auf die durch das Wasser vollzogenen natürlichen Stoffkreisläufe aus?"

Ganz allgemein ist hierzu festzustellen, daß die Maßnahmen zur selektiven und gesteigerten Produktion pflanzlicher Rohstoffe und Nahrungsgüter einerseits zwangsläufig Eingriffe in den Naturhaushalt darstellen, andererseits aber darauf abgestellt sein müssen und auch in der Regel sind, möglichen Störungen dieser Kreisläufe entgegenzuwirken. Die Bodenbearbeitung beispielsweise zielt auf eine Rückbildung optimaler Bodengefügeformen ab und übt somit mittelbar auch einen ausgleichenden Einfluß auf den Wasserkreislauf in mengen- und gütemäßiger Hinsicht aus. Die Zufuhr organischer Stoffe, als Ersatz für die entzogene Erntemasse, soll den Humushaushalt qualitativ und quantitativ wiederherstellen und wirkt über die zurückgewonnenen bzw. verbesserten Sorptionseigenschaften im Prinzip keineswegs negativ auf den Wasserkreislauf. Allerdings treten dadurch, daß Zersetzungsrythmus und somit Freiwerden vor allem von Stickstoff sich mit dem Verbrauch der angebauten Kulturen nicht immer decken, d.h. ihn übersteigen, zeitweilige Konzentrationszunahmen in der Bodenlösung und über diese im Sickerwasser auf, die die Gewässergüte beeinflussen können. Solche Reaktionen laufen aber auch mehr oder weniger auf unbewirtschafteten Vegetationsflächen ab. Ähnlich verhält es sich mit der Verabfolgung mineralischer Düngemittel, wenn sie den Entzug an Nährstoffen durch die gewonnenen Erntegüter bei gleichzeitiger Berücksichtigung der Sorptionsfähigkeiten des jeweiligen Bodens übersteigt. Kulturtechnische Maßnahmen, insbesondere Hydromeliorationen, verändern die natürlichen Standortbedingungen grundlegend und haben somit auch auf die mit dem Boden und mit den verbesserten Bodennutzungsmöglichkeiten verknüpften Wasserkreislaufkomponenten entscheidenden Einfluß. Mit diesen Maßnahmen gehen vielfach Verschiebungen in den Lösungsfrachten einher.

Daß sie sich jedoch keineswegs negativ auf die Gewässergüte auszuwirken brauchen, haben CZERATZKI und SCHULZE (1973) in Verbindung mit der Feldberechnung nachgewiesen.

Ein besonderes Problem ist die Anwendung, z.T. naturfremder biozider Wirkstoffe, vor allem zur Schädlings- und Unkrautbekämpfung. Diese Substanzen besitzen verschiedene Löslichkeit und Resistenz. Ihre Abbauprodukte (Metabolite) sind z.T. nicht mehr schädlich, z.T. aber noch toxischer. Von Bedeutung ist ihre unterschiedliche Adsorption an Tonmineralen, insbesondere Montmorillonit und vor allem an Huminstoffen, auf die u.a. FRIEDRICH (1972) sowie WEIL, DURÉ und QUENTIN (1973) hinwiesen. Verlagerungen in das Grundwasser sind bisher offenbar nur auf Gleyen und Naßgleyen, also bei sehr geringen Flurabständen nachgewiesen (KRÄMER, 1971). Mit Ausnahme solcher und vom Sorptionsvermögen sowie von der biologischen Aktivität ungünstiger Standorte ist vorbehaltlich weiterer Untersuchungsergebnisse auf diesem noch recht jungen Forschungsgebiet - die sachgemäße Anwendung ausgewählter Pflanzenschutzmittel auch in Wasserschutzgebieten (Zone II und III) nach LYRE (1973) unbedenklich. Um aber allen Risiken aus dem Wege zu gehen, empfiehlt sich nach SCHMUTTERER, (1972) die spezifische Erprobung umweltschonender, biotechnischer und kombinierte biotechnisch-biologischer Verfahren.

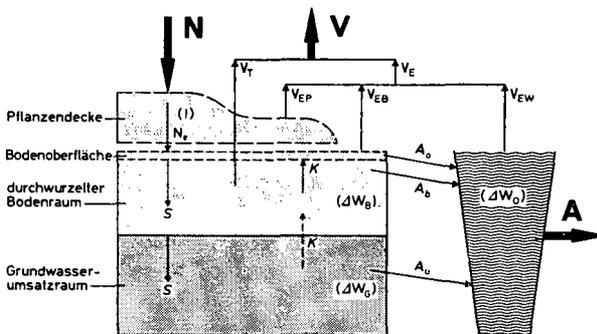
4. KONSEQUENZEN FÜR DIE BODENKUNDLICHE ARBEIT

Dieser knappe - keineswegs vollständige - Überblick über die mit dem Wasserkreislauf verknüpften Vorgänge der Umwandlung und Verlagerung von Suspensionen und gelösten Stoffen im Bereich der Pedosphäre unter dem Einfluß der Bodennutzung zeigt gleichzeitig eine Vielfalt bodenkundlicher Fragen auf. Die Bodenkunde vermag anhand ihrer Forschungsergebnisse bereits einen wesentlichen, grundlegenden Teil dieser Fragen zu beantworten. Weitere bedürfen jedoch noch der Klärung.

Die künftige bodenkundliche Arbeit auf diesem Gebiet kann in zwei Aufgabenrichtungen gesehen werden, die allerdings nicht streng gegeneinander abzugrenzen sind. Bei der ersten geht es um eine weitere Präzisierung der funktionalen Regelvorgänge im System "Vegetation - Boden - Wasser". Ziel ist es in diesem Zusammenhang, den Wasserfachleuten die Wirkungs- und Wechselwirkungsmechanismen in der Pedosphäre, die die Abflußprozesse (Überlandfließen, oberflächennaher Abfluß, Basisabfluß ins Grundwasser) nach Menge und Güte steuern, grundlegend

darzustellen, damit die Forderungen zum Gewässerschutz - speziell zur Erhaltung bzw. Sanierung von Wasservorkommen für die öffentliche Versorgung - auch in dieser Hinsicht von präziseren Vorstellungen ausgehen.

Die zweite Aufgabe umfaßt die örtliche bodenkundliche Arbeit bei der jeweiligen Ausweisung von Wasserschutzgebieten. Wie bei allen Planungsangelegenheiten wird das Ergebnis dieser Arbeit in einer Spezialbodenkarte niedergelegt. Das Ziel ist hier, die gegebenen, eventuell entsprechend zu erweiternden Mittel bodenkundlicher Geländearbeit und Laboruntersuchung so einzusetzen, daß ihre auf dieser Karte in Flächenbezug gebrachten Aussagen wesentliche Entscheidungshilfen darstellen für die lokale Abgrenzung der Schutzgebietzonen und für die Festlegung unabdingbarer Verbote sowie wirkungsvoller Nutzungsbeschränkungen bzw. -vorbehalte. Dabei kann es sich durchaus als zweckmäßig erweisen, über die in den Richtlinien in Form eines Negativkatalogs genannten Duldungspflichten hinaus aus den bodenkundlichen Unterlagen gezielte Nutzungsvorschläge abzuleiten, die den Schutz der Wasservorkommen besser gewährleisten.



Wasserbilanz: $N = A + V + (R - B)$
 Gesamtniederschlag: $N = N_n + (I)$
 Gesamtabfluß: $A = A_o + A_b + A_u$
 Gesamtverdunstung: $V = V_T + V_E$
 worin $V_E = V_{EB} + V_{EW} + V_{EP}$
 Vorratsänderung: $(R - B) = \Delta W_B + \Delta W_G + \Delta W_O$

Abbildung zu Seite 156 (unten)

L I T E R A T U R

- BERNHARDT, H., 1970: Die Eutrophierung stehender Gewässer; "Wasserwirtschaft in Nordrhein-Westfalen", Herausgeber: Min. f. Ern., Landw. u. Forsten, Verwaltungs-Verlag-GmbH München, S.34-39
- CZERATZKI, W., 1973: Die Stickstoffauswaschung in der landwirtschaftlichen Pflanzenproduktion; Landbauforschung Völkenrode; 23., H.1, S.1-18
- CZERATZKI, W. u. SCHULZE, F., 1973: Untersuchungen über den Einfluß der Beregnung auf die Nährstoffwanderung; Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. (i gleichen Band)
- DIN 2000, 1972: Zentrale Trinkwasserversorgung; Leitsätze für Anforderungen an Trinkwasser, Planung, Bau und Betrieb der Anlagen; Gelbdruck Jan. 1972
- DVGW, 1972: Arbeitsblatt W 101 (Entwurf Nov. 1972) Richtlinien für Trinkwasserschutzgebiete I. Teil Schutzgebiete für Grundwasser
Arbeitsblatt W 102 (Entwurf Nov. 1972) II. Teil Schutzgebiete für Trinkwassertalsperren
Arbeitsblatt W 103 (Entwurf Nov. 1972) III. Teil Schutzgebiete für Seen
Regelwerk des DVGW, Frankfurt/M, Theodor-Heuß-Allee 90-98
- FINCK, A., 1972: Filterfunktion und Produktivität von Böden; Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellschaft, 16., S.311-313

- FRIEDRICH, W., 1972: Adsorption, Abbau und Wanderung ausgewählter Biozide im Boden;
Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.,
16., S.230-238
- HABERER, K., 1970: Umwelteinflüsse auf die Trinkwassergewinnung aus Oberflächengewässern;
Wassergewinnung - Wassergüte, Wasserfachliche Aussprachetagung des DVGW und VGW vom 18.-20.3.1970 in Den Haag - Scheveningen, Frankfurt/M., ZfGW-Verlag GmbH, S.30
- HOFFMANN, J., 1972: Ursachen und Folgen der Eutrophierung von Gewässern;
Ergebnisse landw. Forschung an der Justus Liebig-Universität, Gießen, H. XII, S.335-342
- KAISER, P., 1972: Festsetzung von Wasserschutzgebieten;
GWF-Wasser/Abwasser, 113., H.1, S.5-14
- KLETT, M., 1965: Die boden- und gesteinsbürtige Stofffracht von Oberflächengewässern;
Arbeiten der Univ. Hohenheim, Bd. 35,
Verl. Eugen Ulmer, Stuttgart
- KRÄMER, F., 1971: Ein Freilandversuch zur Frage der Grundwasserkontamination mit Pestiziden;
Schriftenreihe der Landesanstalt für Immissions- und Bodennutzungsschutz des Landes NW, Essen, H.23, S.77-81
- LYRE, H., 1973: Fachliche Grundlagen aus dem Bereich "Pflanzenschutz";
Vortrag im Rahmen des Kolloquiums "Land- und forstwirtschaftliche Bodennutzung in Wasserschutzgebieten"
7./8. 3.73 in Essen

- MENDEL, H.G. u.
UBELL, K., 1973: Der Abflußvorgang;
I. Zur Terminologie des Abflußvorganges;
Versuch einer kritischen Bestandsauf-
nahme, D. Gew. Mitt., 17., H.2, S.33-34
- PREUßE, H.U., 1972: Die Filterfunktion des Bodens;
Ergebnisse landw. Forschung an der
Justus Liebig-Universität, Gießen,
H. XII, S.343-350
- QUENTIN, K.-E., 1972: Schadstoffe im Wasser als aktuelles
Problem der Wasserversorgung;
GWF-Wasser/Abwasser, 113., H.8, S.377-
38
- SCHLICHTING, E. u.
WIECHMANN, H., 1972: Sorptionsreaktionen zwischen suspen-
dierten und gelösten Stoffen in Gewäs-
sern;
Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.
16., S.264-271
- SCHMUTTERER, H., 1972: Neue, umweltschonende Methoden zur
Schädlingsbekämpfung in der Land- und
Forstwirtschaft;
Ergebnisse landw. Forschung an der
Justus Liebig-Universität, Gießen,
H. XII, S.58-66
- SCHWILLE, F., 1969: Hohe Nitratgehalte in den Brunnenwässern
der Moseltalau zwischen Trier und
Koblenz;
GWF-Wasser/Abwasser, 110., H.2, S.35-44
- ULRICH, B., 1972a: Forstdüngung und Umweltschutz;
Allg. Forstzeitschrift, 27., H, 9/10,
S. 147-148
- ULRICH, B., 1972b: Die Filterfunktion von Böden;
Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.,
16., S. 123-129

- WEIL, L.,
DURÉ, G. u.
QUENTIN, K.-E.,
- 1973: Adsorption von chlorierten Kohlenwasserstoffen an organischen Wassertrübstoffen und an Böden;
Wasser- und Abwasserforschung,
Nr. 4, S.107-112
- WEGER, K.U.,
- 1973: Ermittlung der Grundwassermengen in den Festgesteinen der Mittelgebirge aus Messungen des Trockenwetterabflusses;
Diss. Bonn
- WIECHMANN, H.,
- 1971: Überlegungen zum Phosphataustrag aus Böden;
Die Phosphorsäure, Bd.29, Folge 1, S.67-84
- WOHLRAB, B. u.
BAHR, R.,
- 1972: Bodennutzung und Wasserhaushalt, Wirkungen von Eingriffen -Schutzmaßnahmen;
Ber. ü. Landw., Bd. 50, H.1, S.10-25

Einfluß der Düngung und natürlicher Nährstoffvorräte der Böden auf
die Qualität der Grund- und Trinkwasservorräte

von
G. Schmid *)

Einleitung und Problemstellung

Die Qualität und Gesundheit der Grund- und Trinkwasservorräte wird durch zahlreiche Umwelteinflüsse und Mineralstoffe, insbesondere aber durch die Stickstoffform "Nitrat" beeinflusst. Da durch hohe Nitratgehalte die Gesundheit von Mensch und Tier beeinträchtigt werden kann, sind von den Gesundheitsbehörden Grenzwerte festgelegt worden. Ungeklärt ist gegenwärtig noch die vieldiskutierte Frage, ob zwischen dem Nitratgehalt im Trinkwasser und dem spontanen Auftreten von Methämoglobinämie bei Kleinkindern ein kausaler Zusammenhang besteht. Da nach amerikanischen Forschungen die Möglichkeit nicht auszuschließen ist, daß diese lebensgefährliche Erkrankung, sowie andere Gesundheitsschädigungen durch hohe Nitratgehalte im Trinkwasser ausgelöst, bzw. begünstigt werden (1), wurde durch die Weltgesundheitsbehörde eine zulässige Höchstgrenze von 50 mg/l festgelegt (2).

Diese Höchstgrenze wird in der Bundesrepublik bei insgesamt 4 % von 700 untersuchten Trinkwasserversorgungsanlagen überschritten (3). Extrem hohe Werte bis 350 mg/l wurden bei einigen Anlagen im Moseltal am Hangfuß von Weinbergen und im Einflußbereich vom Uferfiltrat der Mosel ermittelt (1). Hohe Nitratwerte des Trinkwassers sind aber keine ausschließliche Folge von Umweltbeeinträchtigungen der Gegenwart, sondern bereits seit langer Zeit bekannt. Bereits im Jahre 1830 wurden im Trinkwasser der Stadt Leipzig Nitratwerte von 140 mg/l gemessen (4). Hohe und damit gesundheitsbedenkliche Nitratgehalte liegen aber nur dann vor, wenn Trinkwasser aus bodenoberflächennahen Grundwasserstockwerken, also aus Flachbrunnen gefördert wird.

*) Bayer. Landesanstalt für Bodenkultur und Pflanzenbau
Abt. Boden- und Landschaftspflege

Unter diesen Voraussetzungen ist die Filterwirkung der Verwitterungsdecke nicht ausreichend, um die von natürlichen Bodenvorräten, Niederschlägen, anthropogenen Einflüssen, Zivilisationsabfällen und Bewirtschaftung stammenden Nitratgehalte des Sickerwassers zu eliminieren. Trinkwasservorräte tieferliegender Grundwasserstockwerke haben ausnahmslos geringe und damit gesundheitsunbedenkliche Nitratwerte, weil die Verwitterungsdecke in Verbindung mit der Filterwirkung geologischer Tiefenschichten ausreicht, um dem Sickerwasser boden-, niederschlags- und zivilisationsbedingtes Nitrat zu entziehen.

In den letzten Jahrzehnten wurde vielfach der Vorwurf erhoben, die im landwirtschaftlichen Produktionsprozeß eingesetzten Stickstoffdünger organischer und mineralischer Herkunft sind die vorwiegende Ursache hoher Nitratgehalte der Grund- und Trinkwasservorräte (5). Bei Gegenüberstellung des zunehmenden Mineraldüngeraufwandes in den letzten 2 Jahrzehnten und den teilweise hohen Nitratgehalten des Grundwassers der Gegenwart war die Annahme naheliegend, Zusammenhänge abzuleiten.

Untersuchungsprojekte

Der Verfasser hat im Jahre 1972 Untersuchungen darüber angestellt, welche natürlichen und anthropogenen Einflüsse die Nitratgehalte der Grund- und Trinkwasservorräte beeinträchtigen können. Da eine exakte Aussage über diese Einflußfaktoren nur möglich ist, wenn eine größere Anzahl von aus Flachbrunnen bestehenden Trinkwassereinzugsgebieten hinsichtlich der Filterwirkung der dort vorkommenden Bodenbildungen und der jeweils vorliegenden Klimafaktoren erfaßt wird, wurde eine standörtlich breite Streuung der Untersuchungsprojekte gewählt. Von 10 untersuchten Trinkwasserversorgungsanlagen liegen 5 in Süd- und 5 in Nordbayern.

Diese auf einer Nordwest-Südost-Achse über Bayern verteilten Untersuchungsobjekte erstrecken sich auf diluviale Schotterdecken von Fluß- und Bachniederungen. Bei einer geographischen Ausdehnung vom Spessart bis in das südliche Chiemseegebiet

ist das gesamte Niederschlagsgebiet Bayerns von 600 bis 1.300 mm Jahresniederschlag und zahlreiche diluviale Sedimente verschiedener geologischer Herkunft mit differenziertem geologischen Aufbau erfaßt. Die 10 Trinkwassereinzugsprojekte sind somit repräsentativ für Flachbrunnen in Bayern und geben Aufschluß über die unterschiedlichen Einflußfaktoren auf den Nitratgehalt der Grund- und Trinkwasservorräte.

Untersuchungsergebnisse

Bei den Untersuchungen ging es neben der Ermittlung des Nitratgehaltes im Trinkwasser vorwiegend um die Erfassung der natürlichen Einflußgrößen auf die Nitratbelastung. Diese Bilanz ist nur möglich, wenn außer dem Nitratgehalt des Bodens und der Niederschläge die natürlichen Gesamtstickstoffvorräte als mögliche Nachlieferungsquelle für Bodennitrat berücksichtigt wird.

Bei einer durchschnittlichen Niederschlagshöhe von 750 mm errechnet sich ein Sickerwasseranteil von 1.700-8.000 cbm, durchschnittlich 2.790 cbm/ha/Jahr. Der Durchschnittsnitratgehalt von 0,64 mg/l Rein-N im Niederschlag führt den Böden der Trinkwassereinzugsgebiete jährlich 4,5 kg/ha Nitrat-N zu. Damit ist der Niederschlagsstickstoff eine quantitativ bedeutende Nachlieferungsquelle für den Nitratgehalt des Trinkwassers (siehe Tabelle 1).

Wegen des hohen Gesamtstickstoffgehaltes der Böden der Trinkwassereinzugsgebiete von durchschnittlich 13.734 kg/ha, bei einer Schwankung von 2.828 bis 33.052 kg/ha, ist auch ein erheblicher Einfluß der natürlichen Stickstoffvorräte der Böden auf den Nitratgehalt des Trinkwassers zu erwarten. Mit durchschnittlichen Nitratvorräten der Böden von 289 kg/ha Rein-N sind 2,1 % des Gesamtstickstoffgehaltes nitrifiziert. Da die Nitrifizierung von zahlreichen Standortfaktoren beeinflußt wird, ist auch eine erhebliche Variation von 0,4-9,3 % nitrifizierten Stickstoffs vorhanden. Niederschlags- und Bodennitrat sind damit die quantitativ bedeutendsten Nitratlieferquellen für den Nitratgehalt des Trinkwassers.

Mit 33,5 mg/l ist der Nitratgehalt im Durchschnitt der 10 Trinkwasserprojekte relativ hoch. Bei einer Streuung von 4 bis 101 mg/l bestehen enge Beziehungen zu den Eigenschaften der Böden der Trinkwassereinzugsgebiete. Überwiegen in Wassereinzugsgebieten mittelschwere Böden, liegen die Nitratgehalte des Trinkwassers unter 25 mg/l. Dagegen steigen auf leichten und sandigen Böden die Trinkwassernitratgehalte von 25 bis 101 mg/l an. Da die Bodenart mit dem Bodenluftgehalt im unmittelbaren Zusammenhang steht, kann daraus die Schlußfolgerung abgeleitet werden, daß mit zunehmender Verbesserung der Bodendurchlüftung die Nitrifizierung und Beweglichkeit des Nitrats im Boden durch Sickerwasser zunimmt.

Bei errechneten Durchschnittswerten der Sickerwassermenge von 2.790 cbm/ha/Jahr und Nitratgehalten des Trinkwassers von 33,5 mg/l werden jährlich 17,3 kg/ha Bodennitrat (Rein-N) durch Sickerwasser den Grundwasservorräten zugeführt. Diese Nitratmenge entspricht etwa 6,0 % des gesamten Bodennitrats, bzw. 0,13 % des gesamten Bodenstickstoffgehaltes.

Der Gesamtstickstoffgehalt der Böden der Trinkwassereinzugsgebiete von durchschnittlich 13.734 kg/ha reicht bei einem Sickerwasseranteil von 2.790 cbm/ha/Jahr damit weitere 794 Jahre aus, um das Trinkwasser mit Nitratgehalten von 33,5 mg/l anzureichern. Der extreme Schwankungsbereich beim Ablauf dieser Gesetzmäßigkeit liegt bei minimal 122 und maximal 18.362 Jahren. Wird neben dem Bodenstickstoff in der Gesamtbilanz auch der Niederschlagsstickstoff als Nachlieferungsquelle für den Nitratgehalt des Trinkwassers berücksichtigt, errechnet sich ein Vorrat von 3.194 Jahren, mit einer Schwankung von minimal 173 Jahren und maximal für eine unbegrenzte Zeit (siehe Tab.2).

Der Stickstoffkreislauf in der Natur und der daraus resultierende Einfluß auf den Nitratgehalt der Grund- und Trinkwasservorräte erstreckt sich nicht nur auf die Quantität des Boden- und Niederschlagsstickstoffs, sondern auch auf die biologische, also symbiotische und nicht symbiotische Bindung und den durch Denitrifizierung auftretenden Verlust. Damit sind bei nur geringen Fehlerquellen alle Einflüsse im Naturkreislauf erfaßt,

die den Stickstoffgehalt im Boden als Nachlieferungssubstrat für Trinkwassernitrat vergrößern bzw. vermindern. Der Stickstoffhaushalt durch Düngung und Entzug durch die Kulturpflanzen blieb unberücksichtigt, weil bei einer negativen Düngungsstickstoffbilanz Düngungsstickstoff einen Einfluß auf den Nitratgehalt der Grund- und Trinkwasservorräte nicht haben kann.

Bei durchschnittlich 13,0 kg/ha jährlichen Niederschlagsstickstoffs, in Verbindung mit dem unter biologischen Bindungs-N zusammengefaßten symbiotischen und nicht symbiotischen Anteil, errechnet sich eine jährliche natürliche Ergänzung des Stickstoffgehaltes der Böden der Trinkwassereinzugsgebiete von 28,7 kg/ha (siehe Tabelle 2).

Der jährliche Verlust durch Denitrifizierung liegt bei 5-10 kg/ha und erreicht durchschnittlich 6,8 kg. Der Stickstoffverlust des Bodens für die Nitratanreicherung des Trinkwassers ist von der Konzentration in mg/l, sowie der Sickerwassermenge abhängig und erreicht einen Durchschnittswert von 17,3 kg, bei einer Schwankung von 1,8 bis 38,8 kg/ha.

Einer gesamten natürlichen Zufuhr von 28,7 kg steht ein natürlicher Verlust von insgesamt 24,1 kg, bzw. eine positive Bilanz von 5,1 kg/ha gegenüber. Daraus errechnet sich ein Stickstoffnachlieferungsvermögen der Böden von unbegrenzter Zeit. Bei der errechneten Sickerwassermenge von 2.790 cbm/ha/Jahr reicht unter Einbeziehung der gesamten natürlichen Zufuhr und des natürlichen Verlustes der Bodenstickstoff von 13.734 kg/ha zeitlich unbegrenzt, um das Trinkwasser auf die derzeit gemessenen Nitratgehalte von durchschnittlich 33,5 mg/l anzureichern. Unter Berücksichtigung des gesamten meß- und schätzbaren Einflusses über den Stickstoffhaushalt der Natur sind die natürlichen Stickstoffvorräte als Lieferquelle für Trinkwassernitrat zeitlich unerschöpflich und nur auf wenigen Standorten mit hoher Nitrifizierungsquote und geringeren natürlichen Vorräten von zeitlich begrenzter Nachlieferung.

Schlußfolgerung

1. Der natürliche Stickstoffgehalt der Böden der Trinkwassereinzugsgebiete in Verbindung mit der natürlichen Zufuhr durch Niederschläge, symbio ischer und nicht symbio ischer Bindung ist bei der Mehrzahl der untersuchten Objekte ausreichend, um bei der ermittelten Sickerwassermenge von 2790 cbm/ha/Jahr den Nitratgehalt des Trinkwassers zeitlich unbegrenzt auf der derzeitigen Höhe von 33,5 mg/l zu halten.
2. Der im landwirtschaftlichen Produktionsprozeß zugeführte Stickstoff organischer und mineralischer Herkunft hat keinen Einfluß auf den Nitratgehalt der Grund- und Trinkwasservorräte, weil der Entzug durch die Kulturpflanzen die Zufuhr übersteigt und damit eine negative Düngungs-
bilanz vorliegt.
3. Eine Auflassung der landwirtschaftlichen Nutzung bzw. Reduzierung des Mineraldüngereinsatzes könnte aus gleichem Grunde zu keiner Nitratentlastung der Grund- und Trinkwasservorräte führen.
4. Da bei der landwirtschaftlichen Nutzung der Böden der Trinkwassereinzugsgebiete eine negative Düngungsstickstoffbilanz überwiegt und für die Pflanzenproduktion natürliche Stickstoffvorräte in Anspruch genommen werden, wird theoretisch durch die anthropogene Bodennutzung eine Nitratentlastung der Grund- und Trinkwasservorräte eintreten.

Schrifttum

1. Klotter, H. E.: Die Bekämpfung der Bodenerosion mit Müll-Klärschlamm-Komposten. Zeitschrift Wasser und Abwasser. H.1/1970.
2. Koepf, H. H.: Relations between soil management and the quality of surface - and Groundwater supplies. Qual. Plant. et. Mat. Veget. Bd. XVII, 45-65, 1968.
3. Wistinghausen, E. v.: Die Verlagerung von Nitrat und anderen Ionen in Böden und die Wirkung der Bewirtschaftung auf diesen Vorgang. Dissertation Hohenheim 1971.
4. Geratzki, W.: Die Stickstoffauswaschung in der landwirtschaftlichen Pflanzenproduktion. Landbau-forschung Völkenrode, 23, 1-18, 1973.
5. Schmeing, F.: Beeinflussung des Grundwassers durch mineralische Düngemittel und Ablagerung. Vortrag 22.2.1970, Bayer. Staatsministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten.

Tabelle 1

Nitrathaushalt der Trinkwassereinzugsgebiete

Standort	Nutzung	Niederschlagsnitrat				Bodennitrat			Trinkwassernitrat					Boden-N reicht/Jahre	Boden- u. Niederschlag- N reicht/Jahre
		Nieder- schlag mm/Jahr	Nieder- schlag ins Grund- wasser cm/ha/Jahr	NO ₃ -N mg/l	NO ₃ -N kg/ha	Ges.-N kg/ha	NO ₃ -N kg/ha	NO ₃ -N %	NO ₃ mg/l	NO ₃ -N mg/l	NO ₃ -N kg/ha	NO ₃ -N % vom Boden- NO ₃ -N	NO ₃ -N % vom Boden-N		
Eichtätt	Acker	700	2.000	1,04	7,3	20.790	398	1,9	26	5,9	11,8	3,0	0,04	1.762	unbegrenzt
Bamberg	Wald	650	2.000	0,45	2,9	2.828	185	6,5	21	4,7	9,4	5,1	0,33	301	1.488
Thüngersheim	Acker	600	1.700	1,04	6,2	4.733	297	6,3	101	22,8	38,8	13,1	0,82	122	173
Hürstein	Acker	750	2.500	0,15	1,1	5.167	483	9,3	53	12,0	30,0	6,2	0,58	172	225
	Wald	750	2.500	0,15	1,1	5.726	478	8,3	53	12,0	30,0	6,3	0,52	191	249
Aschaffenburg	Acker	600	2.200	0,52	3,1	4.530	161	3,6	37	8,4	18,5	11,5	0,41	245	444
	Wald	600	2.200	0,52	3,1	3.447	187	5,4	37	8,4	18,5	9,9	0,54	186	338
Landau	Wiese	650	2.000	1,47	9,6	33.052	404	1,2	4	0,9	1,8	0,4	0,01	18.362	unbegrenzt
	Wald	650	2.000	1,47	9,6	24.129	303	1,3	4	0,9	1,8	0,6	0,01	13.405	unbegrenzt
Straubing	Acker	650	1.800	0,45	2,9	17.225	531	3,1	22	5,0	9,0	1,7	0,05	1.914	unbegrenzt
Füssing	Acker	700	2.200	0,41	2,8	16.551	68	0,4	24	5,4	11,9	17,5	0,07	1.391	4.356
	Wald	700	2.200	0,41	2,8	7.894	100	1,3	24	5,4	11,9	11,9	0,15	663	2.077
Schalldorf	Acker	900	3.500	0,38	3,4	21.588	260	1,2	43	9,8	34,3	13,2	0,16	629	968
Übersee	Wiese	1300	8.000	0,45	5,9	24.619	195	0,8	4	0,9	7,2	3,7	0,03	3.419	unbegrenzt
Ø 10 bzw. 14		750	2.790	0,64	4,5	13.734	289	2,1	33,5	7,6	17,3	6,0	0,13	794	3.194
Höchstwert		1300	8.000	1,47	9,6	33.052	531	9,3	101	22,9	38,8	17,5	0,82	18.362	unbegrenzt
Niedrigstwert		600	1.700	0,15	1,1	2.828	68	0,4	4	0,9	1,8	0,4	0,01	122	173

Tabelle 2

Stickstoffhaushalt (gesamt-N) kg/ha der Trinkwassereinzugsgebiete

Einzugsgebiet	Nutzung	Natürliche Vorräte Boden-N (gesamt)	Natürliche Zufuhr		Natürlicher Verlust		Gesamt - Bilanz	
			Niederschlags-N (jährlich)	Biolog.Bindung-N (jährlich) →	Denitrifikations-N (jährlich) †	Trinkwasser-N (jährlich)	N-Bilanz ‡ (jährlich)	Gesamt-N (Jahre ausreichend)
Eichstätt	Acker	20.790	15,1	20	10	11,8	+ 13,3	unbegrenzt
Bamberg	Wald	2.828	7,5	10	5	9,4	+ 3,1	unbegrenzt
Thünngersheim	Acker	4.733	11,5	20	5	38,8	- 12,3	385
Hörstein	Acker	5.167	7,0	20	5	30,0	- 8,0	646
	Wald	5.726	7,0	10	5	30,0	- 16,0	318
Aschaffenburg	Acker	4.530	8,3	20	5	18,5	+ 4,8	unbegrenzt
	Wald	3.447	8,3	10	5	18,5	- 5,2	663
Landau	Wiese	33.052	27,2	15	10	1,8	+ 30,4	unbegrenzt
	Wald	24.129	27,2	10	5	1,8	+ 30,4	unbegrenzt
Straubing	Acker	17.225	9,3	20	10	9,0	+ 10,3	unbegrenzt
Füssing	Acker	16.551	8,1	20	10	11,9	+ 6,2	unbegrenzt
	Wald	7.894	8,1	10	5	11,9	+ 1,2	unbegrenzt
Schalldorf	Acker	21.588	12,0	20	5	34,3	- 7,3	2.957
Übersee	Wiese	24.619	24,5	15	10	7,2	+ 22,3	unbegrenzt
Ø 10 bzw. 14		13.734	13,0	15,7	6,8	17,3	+ 5,1	unbegrenzt
Höchstwert		33.052	27,2	20	10	38,8	+ 30,4	unbegrenzt
Niedrigstwert		2.828	7,0	10	5	1,8	- 18,0	318

+ Schätzwerte

Phosphatmobilisierung unter reduzierenden

Bedingungen

- Ein Beitrag zum Problem der Gewässereutrophierung -

von

G. BRÜMMER *)

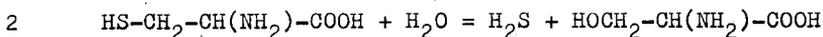
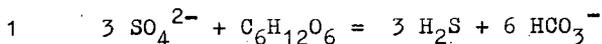
Dörfliche, städtische und industrielle Abwässer und Abfälle sowie durch Erosion intensiv gedüngter Ackerflächen abgetragenes nährstoffreiches Krümmmaterial führen zunehmend zu einer Veränderung des natürlichen Stoffhaushalts der Gewässer. Die selbstreinigende Kraft der Flüsse, Bäche und Auen bedingt, daß die zugeführten Substanzen weitgehend mikrobiell abgebaut oder zu Schwebstoffen und Sedimentbestandteilen umgewandelt und nach deren Ablagerung damit aus dem Wasser entfernt werden.

Insbesondere Phosphate, die als Minimumfaktor im Bioelementzyklus der Gewässer für die Gewässereutrophierung verantwortlich sind (OHLE 1953), werden in hohem Maße in Schwebstoffen und Sedimenten akkumuliert. So enthalten fluviale Elbe-Sedimente, die stark durch waschmittelhaltige Haushaltsabwässer beeinflusst werden, mit Gesamt-Phosphorgehalten bis 8 500 ppm etwa das 10-20 fache der in gedüngten Ackerböden auftretenden P-Gehalte. Auch fluviale Sedimente holsteinischer Flüsse weisen mit Werten bis zu 5 000 ppm relativ hohe Phosphorgehalte auf. Damit werden den Seen und Meeren mit der Fracht der einmündenden Fließgewässer beträchtliche Phosphormengen in fester Form zugeführt, die durch Mobilisierungsprozesse wieder aus den Sedimenten freigesetzt und an das Wasser abgegeben werden können.

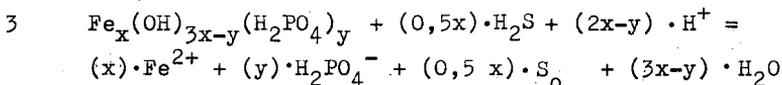
Chemische Extraktionen und Mikrosonden-Untersuchungen zeigen, daß ein Teil des in den Schwebstoffen und Sedimenten gebundenen Phosphors als Eisenhydroxid-Phosphat-Komplex vorliegt (s.a. EINSELE 1936, 1938; OHLE 1937, 1938). Durch mikrobielle Reduktionsprozesse, die nach der Ablagerung der Sedimente in Anwesenheit

*) Doz. Dr. G. BRÜMMER, Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde der Christian-Albrechts-Universität Kiel, 23 Kiel, Olshausenstr. 40-60

hoher Gehalte an organischer Substanz im Sedimentkörper ablaufen, werden Fe^{2+} -Ionen und Phosphate aus den Eisenhydroxid-Phosphat-Komplexen freigesetzt (s.a. OHLE 1954; PATRICK 1964; PONNAMPERUMA 1972). Wie Untersuchungen an limnischen und marinen Sedimenten sowie Ergebnisse von Inkubationsversuchen mit verschiedenen Böden zeigen, ist die Fe^{2+} -Bildung und Phosphat-Mobilisierung besonders hoch, wenn größere Mengen an Sulfaten oder schwefelhaltigen organischen Substanzen anwesend sind, die durch mikrobielle Tätigkeit zu Schwefelwasserstoff umgeformt werden (Gleichungen 1 und 2).

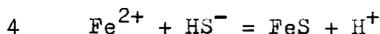


Durch den gebildeten Schwefelwasserstoff werden dann die Eisenhydroxid-Phosphat-Komplexe - zusammen mit den in den Sedimenten vorhandenen Eisenoxiden - unter Freisetzung der Phosphate zu Fe^{2+} -Ionen reduziert, während Schwefelwasserstoff bei diesem Vorgang zu elementarem Schwefel oxydiert wird (Gleichung 3).



Für die Reduktion von Eisen(III)-Verbindungen sind verschiedene Reaktionsmechanismen beschrieben worden (vgl. OTTOW 1973, BRÜMMER 1973, 1974). Die Reduktion durch den mikrobiell gebildeten Schwefelwasserstoff scheint aber in besonders effektiver Weise möglich zu sein.

Erst wenn der größte Teil der reduzierbaren Eisenverbindungen zu Fe^{2+} -Ionen umgewandelt worden ist, treten Schwefelwasserstoff und HS^- -Ionen in größerer Menge im Sediment auf und reagieren dann mit den gebildeten Fe^{2+} -Ionen zu schwerlöslichen Eisenmonosulfiden (Gleichung 4).



Die aus den Eisenhydroxid-Phosphat-Komplexen freigesetzten Phosphate verbleiben dagegen zu einem großen Teil in der Lösungsphase und können damit aus dem Sedimentkörper an das darüber stehende Wasser abgegeben werden. Für diesen Vorgang sind die

Redoxbedingungen im Grenzhorizont zwischen Sediment und Wasser entscheidend. Befindet sich dieser im oxydierten Zustand, so wirkt er als Pufferzone, in der die in reduzierten Sedimentbereichen mobilisierten Phosphate zusammen mit Fe^{2+} -Ionen erneut als Eisenhydroxid-Phosphat-Komplexe ausgefällt und akkumuliert werden; befindet er sich dagegen auch im reduzierten Zustand - und dies ist der Fall, wenn Sedimente mit hohen Gehalten an mikrobiell zersetzbarer organischer Substanz abgelagert werden - so findet eine Phosphatabgabe aus dem Sedimentkörper in das Wasser statt.

Dieser Vorgang, der unter reduzierenden Bedingungen im Sediment mit der Schwefel-Metabolik verknüpft abläuft, führt zu einer Erhöhung der verfügbaren Gehalte an Phosphaten im Gewässer und ist damit für die Eutrophierungsvorgänge von wesentlicher Bedeutung (OHLE 1954).

Literatur

- BRÜMMER, G.: Redoxreaktionen als merkmalsprägende Prozesse hydromorpher Böden. Trans.Com. V, VI Int. Soc. Soil Sci., Pseudogley and Gley, 17-27, 1973. Verlag Chemie, Weinheim, Bergstr.
- BRÜMMER, G.: Redoxpotentiale und Redoxprozesse von Mangan-, Eisen- und Schwefelverbindungen in hydromorphen Böden und Sedimenten. Geoderma 1974, zum Druck eingereicht.
- EINSELE, W.: Über die Beziehungen des Eisenkreislaufs zum Phosphat-kreislauf im eutrophen See. Arch. Hydrobiol. 29, 664-685, 1936.
- EINSELE, W.: Über chemische und kolloidchemische Vorgänge in Eisen-Phosphat-Systemen unter limnochemischen und limnogeologischen Gesichtspunkten. Arch. Hydrobiol. 33, 361-387, 1938.
- OHLE, W.: Kolloidgele als Nährstoffregulatoren der Gewässer. Naturwissenschaften 25, 471-474, 1937.
- OHLE, W.: Die Bedeutung der Austauschvorgänge zwischen Schlamm und Wasser für den Stoffkreislauf der Gewässer. Vom Wasser 13, 87-97, 1938.
- OHLE, W.: Phosphor als Initialfaktor der Gewässereutrophierung. Vom Wasser 20, 11-23, 1953.
- OHLE, W.: Sulfat als "Katalysator" des limnischen Stoffkreislaufs. Vom Wasser 21, 13-32, 1954.
- OTTOW, J.C.G.: Bacterial mechanism of iron reduction and gley formation. Trans. Com. V, VI Int. Soc. Soil Sci., Pseudogley and Gley 29-36, 1973. Verlag Chemie, Weinheim/Bergstr.
- PATRICK, W.H.Jr.: Extractable iron and phosphorus in a submerged soil at controlled redox potentials. Trans. Int. Congr. Soil Sci., 8th, Vol. 2, 605-610, 1964.
- PONNAMPERUMA, F.N.: The chemistry of submerged soils. Adv. Agron. 24, 29-96, 1972.

Die Hydrobilanz einer Feuchtschwarzerde-Repräsentativ-Teillandschaft der Hildesheimer Börde

von
F. Beese*)

Wasserhaushaltsuntersuchungen an kleinen Einzugsgebieten sollen dazu dienen, einzelne Faktoren zu charakterisieren, die das hydrologische Geschehen beeinflussen. Dabei sollen die Nachteile herkömmlicher Wassereinzugsgebietsuntersuchungen ausgeglichen werden, die aus dem stratigraphischen Aufbau, der Geländemorphologie sowie der Art und Vergesellschaftung der auftretenden Böden und ihrer unterschiedlichen Nutzung resultieren. Die unten beschriebenen Untersuchungen wurden darüberhinaus unter dem Aspekt durchgeführt, für im Gelände kartierbare Einheiten Parameter zu ermitteln, die es gestatten, Prognosen über das hydrologische Geschehen dieser Einheiten zu machen.

Bei dem untersuchten Einzugsgebiet handelt es sich um ein durch Detailkartierungen bodentypologisch homogenes und hydrologisch abgegrenztes Areal. Das Gebiet liegt nordöstlich von Hildesheim im Zentrum der Schwarzerde-Börde zwischen den Orten Asel und Borsum (Abb. 1). Es hat eine Größe von 142 ha, von denen 58 ha mit Buchen-Mischwald bestanden sind (Fläche II). Die übrigen Flächen (I, IIa, III) werden ackerbaulich genutzt, wobei die Rotation Zuckerrüben, Winter-Weizen und Gerste dominiert. Das Gelände fällt von dem Plateau im Süden sanft nach Norden hin ab. Die flache Mulde, deren Hangneigungen 10/o nicht übersteigen, wird durch einen Graben entwässert, der um den Wald herumfließt und im Norden das Areal verläßt. Dieser Graben hat am Wald eine Tiefe von 60 cm und beim Verlassen des Gebietes eine Tiefe von 120 cm. Der Untergrund des Areals wird von Tonen der Unterkreide gebildet, deren Mächtigkeit über 100 m beträgt. Aufgrund des geringen K_f -wertes dieser Tone (Labor- $K_f = 5,4 \times 10^{-6}$ cm/sec) kann der Untergrund als nahezu undurch-

lässig angesehen werden. Über diesem Staukörper liegt eine Löß-Decke von im Mittel 140 cm Mächtigkeit, in der sich ein etwa 60 cm mächtiger Schwarzerde-A-Horizont gebildet hat. Die stellenweise zwischen Ton und Löß auftretenden pleistozänen Sedimente haben für den Wasserhaushalt nur eine untergeordnete Bedeutung.

Bei den auftretenden Bodentypen handelt es sich um Feuchtschwarzerden unter Wald- und Acker-Nutzung. An 38 Ackerprofilen und 5 Waldprofilen wurde untersucht, ob die als morphologisch einheitlich angesehenen Bodentypen auch als bodenphysikalisch homogen betrachtet werden können. Die Abb. 2 und 3 sowie die Tabellen 1 und 2 zeigen die Porenverteilungen der beiden Bodentypen. Aus der Betrachtung der 95%igen Konfidenzgrenzen läßt sich ablesen, daß es durchaus gerechtfertigt ist, diese Typen als bodenphysikalisch homogen anzusehen, d.h., an einzelnen Punkten durchgeführte Messungen können auf die Fläche bezogen werden. Durch diese Vorarbeiten war es möglich, einige Bilanzgrößen der Wasserhaushaltsgleichung der Landschaft zu eliminieren.

- 1.) Der Kreideton des Untergrundes verhindert weitgehend eine Versickerung des in den Löß eingestauten Wassers. Ein nennenswerter kapillarer Aufstieg aus dem Ton findet nicht statt.
- 2.) Der lockere, gut gekrümelte A-Horizont und die nur schwach geneigten Hänge verhindern den Oberflächenabfluß.
- 3.) Durch die Kartierung der hydrologischen Wasserscheiden und deren Benutzung als Gebietsgrenzen erfolgt kein unkontrollierbarer Ab- und Zufluß aus, bzw. in das Areal.
- 4.) Die an den Beobachtungspunkten gemessenen Vorratsänderungen der Bodendecke können auf die Landschaft übertragen werden.

Für die Erfassung des Wasserhaushaltes verbleiben somit die Größen Niederschlag, Grabenabfluß und die Wasservorratsänderung des Bodens bzw. der Landschaft. Die Verdunstung wird kalkulatorisch aus den gemessenen drei Größen bestimmt (Verdunstung = Evapotranspiration + Interception).

Der Witterungsverlauf der drei Meßjahre war zwar gut geeignet um Extremsituationen zu erfassen, aber für eine Mittelwertbil-

dung war der Zeitraum zu kurz, um aus den Ergebnissen evtl. Prognosen abzuleiten. Lediglich folgende Größen konnten auf diese Weise ermittelt werden, da sie sich als annähernd konstant erwiesen.

Die Verdunstung betrug im Winterhalbjahr im Mittel 90 mm und war nahezu unabhängig von den Niederschlägen.

Der Grabenfluß setzte ein, wenn die Grundwasserstände bei ca. 80 cm unter Flur lagen.

Um zu einer langfristigen Aussage zu gelangen, wurden die Abschnitte der drei Beobachtungsjahre zu einem "Normaljahr" zusammengestellt, in denen die Niederschläge denen des langjährigen Mittels entsprechen.

Die Normalbilanz-Tabelle (Tab. 3) zeigt:

- 1.) Unter Wald kommt es bei den Feuchtschwarzerden zu keiner Graben-Abflußspende. Niederschlag und Evapotranspiration + Interception halten sich die Waage. Der Stauwasserspiegel erreicht zwar ein Niveau, das einen Abfluß einleiten könnte, doch wird dieser Zustand erst gegen Ende des Winter-Halbjahres erreicht. Es bleibt kein überschüssiger dränbarer Wasser-Vorrat. Der obere natürliche Sättigungswert liegt somit bei 390 mm, dem Abfluß-Grenzwert. Etwa die Hälfte dieses Vorrats (200 mm) wird im Sommer-Halbjahr durch Evapotranspiration verbraucht und im Winter-Halbjahr wieder aufgefüllt. Die Verdunstungsverluste liegen beim Wald rund 230/o höher als beim Ackerland. Der Wald ist somit auch im Gebiet der Feuchtschwarzerden der stärkere Wasserverbraucher, der den Bodenvorrat etwa viermal so stark beansprucht wie das Getreide und dreimal so stark wie die Ackernutzung im Durchschnitt.
- 2.) Daß heute im Normaljahr überhaupt Graben-Abflüsse anfallen, ist nur der Ackernutzung der Feuchtschwarzerden zuzuschreiben. Der Anteil der Abfluß-Spende von den Ackerflächen in das Gewässernetz entspricht der Mehrverdunstung des Waldes.
- 3.) Für die Durchschnitts-Wasserbilanz der Ackerflächen sind folgende Quartale wichtig:
 - a) das erste Sommer-Quartal, in dem der Boden-Wasservorrat

um ca. 70 mm (19^o/o) erniedrigt wird. Wenn 370 mm als oberer durch den Graben-Abfluß festgelegter Sättigungs-Wert und 300 mm als Ausschöpfungswert betrachtet werden.

b) das erste Winter-Quartal, in dem das Defizit wieder aufgefüllt wird.

Das zweite Sommer-Quartal bringt kaum eine Vorrats-Änderung. Die Verdunstung ist gleich dem Niederschlag. Auch im zweiten Winter-Quartal treten keine Vorrats-Änderungen auf. Dies ist jedoch die Zeit der Abflußspende. Das einfache Schema in Abb. 4 soll dazu dienen, eine Prognose über die Gestaltung des Wasserhaushaltes zu geben. Für die beiden Sommer-Quartale sind die Niederschläge gegen die Verdunstung und die Bodenwasser-Vorratsänderung aufgetragen. Mit Hilfe dieses einfachen Nomogramms kann der Speicherzustand der Landschaft am Ende der beiden Quartale bestimmt und das Einsetzen des Grabenabflusses abgeschätzt werden. Nur die Kenntnis der Niederschläge ist für die Prognose erforderlich.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß bei Wasserhaushaltsuntersuchungen an Kleinlandschaften schon nach relativ kurzer Zeit Ansätze zur hydrologischen Charakterisierung der auftretenden Bodentesserae gefunden werden können. Voraussetzung ist allerdings, daß durch die Wahl des Untersuchungsgebietes die Zahl der differenzierenden Faktoren reduziert werden kann.

Literatur:

Bartels, G.; Beese, F. Der Wasser-Haushalt von Feucht-Schwarzerde- und Griserde-Landschaften im niedersächsischen Löß-Vorland der Mitteldeutschen Schwelle.

I. Hydrologische Abgrenzung repräsentativer Landschafts-Ausschnitte. Stratiographie und Hydrorelief als Faktoren der Bodenvergesellschaftung, Löß-Feucht-Schwarzerde/Griserde-Börde bei Hildesheim

Göttinger Bodenkundl. Ber. 22

- Beese, F. und Meyer, B. (1972): Der Wasser-Haushalt von Feucht-Schwarzerde- und Griserde-Landschaften im niedersächsischen Löß-vorland der Mitteldeutschen Schwelle. II. Poren-Raum und -Verteilung in Beziehung zum Bodentyp als Grundlage für die Kalkulation der Speicher-Kapazität der Bodendecke in der Landschaft. Göttinger Bodenkundl. Ber. 22
- Beese, F. und Meyer, B. (1972): Der Wasser-Haushalt von Feucht-Schwarzerde- und Griserde-Landschaften im niedersächsischen Löß-Vorland der Mitteldeutschen Schwelle. III. Die Hydrobilanz des Feucht-Schwarzerde-Repräsentativ-Gebietes Borsum bei Hildesheim Göttinger Bodenkundl. Ber. 22

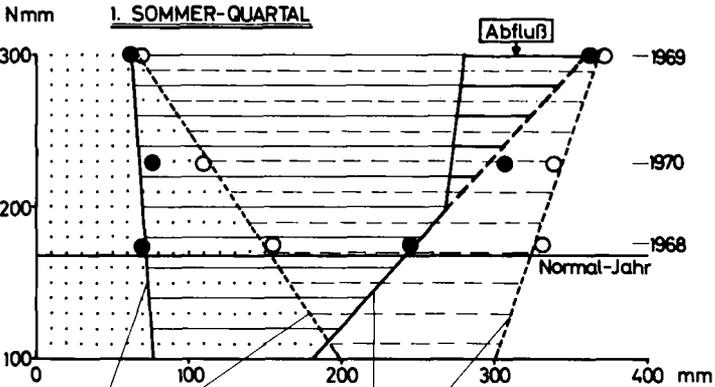
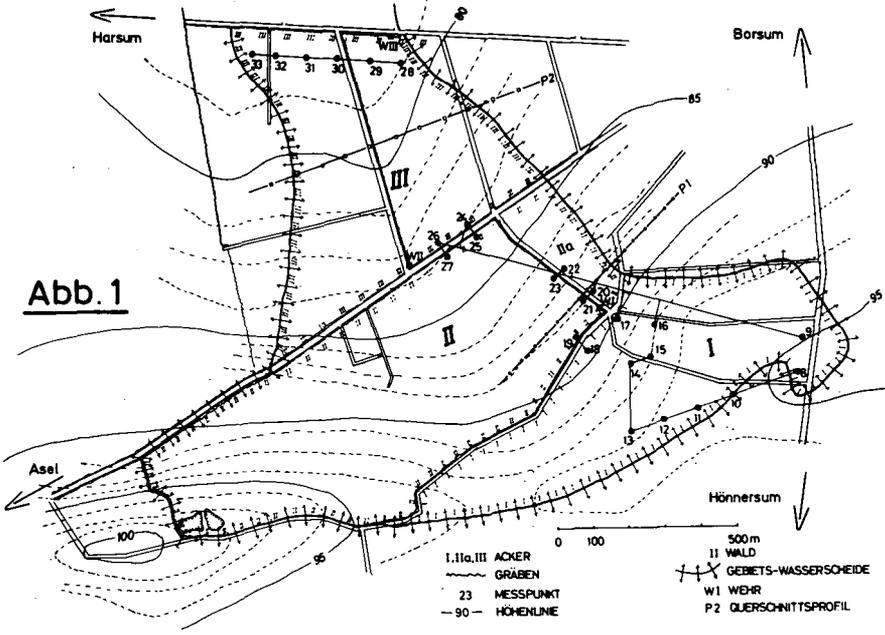
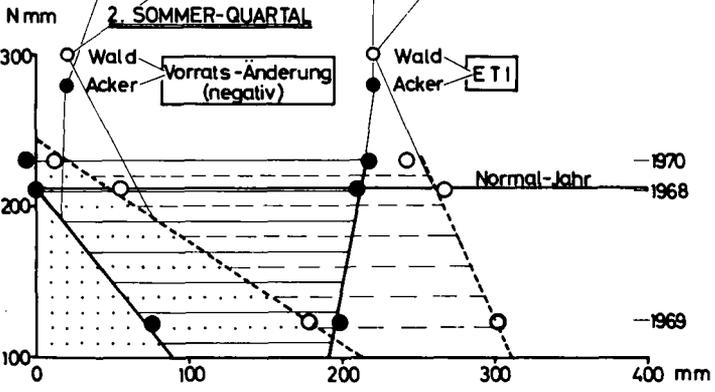


Abb. 4



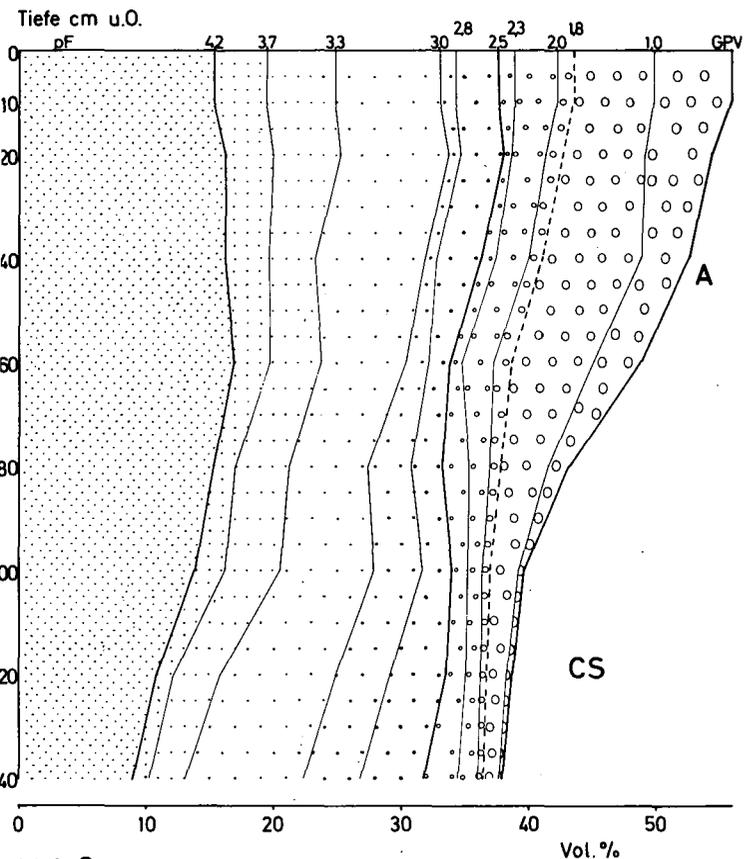


Abb.2: Wald - Feuchtschwarzerde

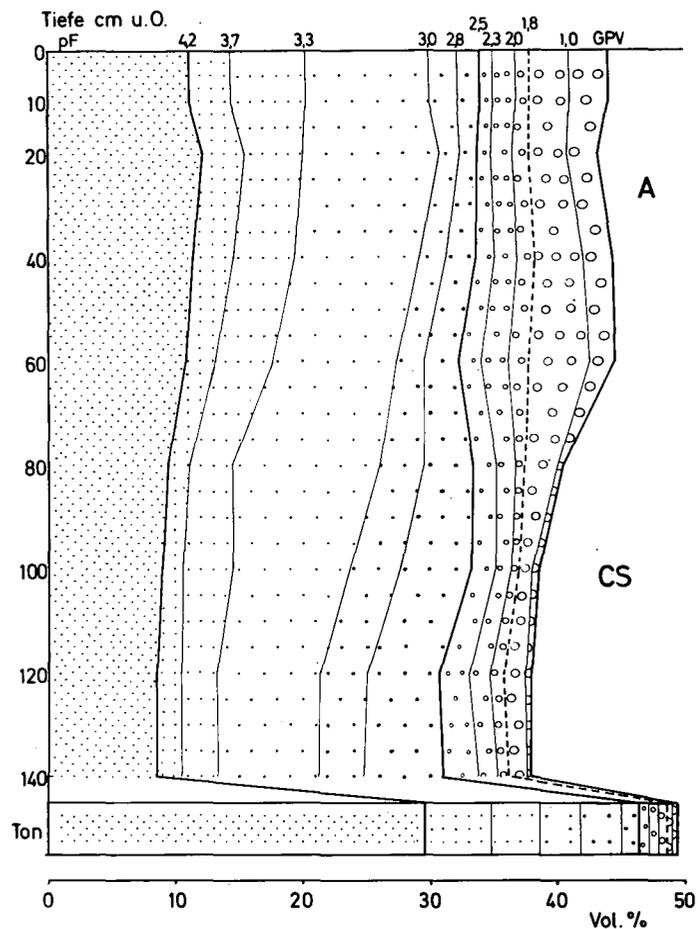


Abb.3: Acker - Feuchtschwarzerde

Tab.1: WALD-FEUCHTSCHWARZERDE (n 0-80cm = 15, n 80-140cm = 10)

		TRG , GPV u. POREN-VOLUMEN % bei pF... bis pF... / Mittelwerte und 95%-Konfidenzgrenzen																								
		TRG	GPV	WEIT-POREN					MITTEL-POREN					ENG-POREN												
				GROB- POREN					MITTEL- POREN					FEIN-P												
				schnell -	langsam-dränende GP				Σ GP						Σ MP	Σ FP										
TIEFE	cm bei..	<1,0	10-18	18- 20	20-23	23-2,5	< 2,5	25-2,8	28-30	30-33	33-37	37- 42	25- 42	> 42												
10	A	1,16	56,34	6,22	6,36	1,34	3,32	1,26	18,50		3,40	1,18	8,32	5,40	4,10	22,40	15,44									
	CS	1,12	1,20	54,80	5,78	5,44	7,28	0,84	1,84	2,15	4,49	0,52	2,00	5,38	2,65	3,39	3,41	0,86	1,50	7,05	9,52	4,26	6,54	2,87	5,33	2,15
20	A	1,20	54,66	5,44	6,40	1,28	2,66	0,56	16,34		3,40	1,02	8,36	5,44	3,70	21,92	16,40									
	CS	1,17	1,23	53,6	7,08	6,31	6,49	1,02	1,64	2,39	2,93	0,53	0,59	3,95	1,87	3,38	3,42	0,81	1,23	7,94	8,78	5,37	5,51	3,38	4,02	2,15
40	A	1,25	52,78	3,74	7,64	1,14	2,76	1,14	16,42		3,42	0,86	8,66	3,64	3,42	20,00	16,36									
	CS	1,20	1,30	50,86	1,74	6,20	0,86	1,42	2,37	3,15	1,02	1,24	5,95	1,69	3,37	3,47	0,63	1,05	6,60	10,72	2,55	4,73	2,18	4,66	1,91	2,09
60	A	1,35	49,04	3,86	6,36	1,42	2,54	0,88	15,06		1,68	1,86	6,70	3,96	2,76	16,90	17,08									
	CS	1,33	1,38	48,10	2,38	5,78	6,94	1,42	1,42	2,29	2,79	0,62	1,14	3,65	1,64	1,36	2,00	1,23	2,37	5,94	7,46	3,39	4,53	1,97	3,51	1,65
80	A	1,51	43,22	1,54	3,70	0,92	1,62	2,06	9,84		2,56	3,30	6,18	4,26	1,64	17,94	15,44									
	CS	1,45	1,56	42,1	2,21	1,97	5,43	0,67	1,17	1,39	1,85	1,89	2,23	8,60	1,08	2,04	3,08	1,45	5,15	5,64	6,67	4,22	4,30	1,15	2,1	1,46
100	A	1,60	39,74	0,44	2,26	0,62	1,08	1,22	5,62		2,40	3,68	7,54	4,28	2,28	20,18	13,94									
	CS	1,54	1,66	37,60	0,82	1,49	1,03	0,23	1,01	0,80	1,39	0,99	1,45	4,00	7,24	1,20	3,60	2,33	4,3	5,89	9,19	3,49	5,07	2,64	1,82	1,28
120	A	1,63	38,60	0,16	1,62	0,50	1,18	1,50	4,96		4,46	4,17	9,24	3,62	1,38	22,82	10,82									
	CS	1,57	1,69	36,25	1,07	0,75	0,37	1,12	0,34	0,66	1,08	1,28	1,31	1,63	1,0	6,82	4,02	4,90	3,83	4,39	3,15	9,33	3,31	7,73	1,30	1,3
140	A	1,64	37,96	0,02	1,46	0,46	1,48	2,76	6,16		4,94	4,48	9,20	2,86	1,18	22,66	9,12									
	CS	1,62	1,68	37,2	0,10	1,03	1,13	1,79	0,43	0,49	1,18	1,78	0,67	4,84	7,0	7,62	4,68	5,20	2,76	2,0	1,02	1,38	2,35	3,37	0,79	1,57

Tab.2 : ACKER-FEUCHTSCHWARZERDE (n=76)

		TRG , GPV u. POREN-VOLUMEN % bei pF... bis pF... / Mittelwerte und 95%-Konfidenzgrenzen																							
		TRG	GPV	WEIT-POREN					MITTEL-POREN					ENG-POREN											
				GROB- POREN					MITTEL- POREN					FEIN-P											
				schnell -	langsam-dränende GP				Σ GP						Σ MP	Σ FP									
TIEFE	cm bei..	<1,0	10-18	18- 20	20-23	23-2,5	< 2,5	25-2,8	28-30	30-33	33-37	37- 42	25- 42	> 42											
10	A	1,49	43,99	3,01	3,12	1,04	1,80	1,10	10,03		1,73	2,21	9,65	5,92	3,23	22,74	11,22								
	CS	1,47	1,5	43,24	2,94	3,07	2,83	3,39	1,02	1,06	1,78	1,84	1,00	1,21	9,78	10,28	1,68	1,71	1,92	2,49	9,63	9,67	5,26	6,0	2,99
20	A	1,50	43,26	2,50	3,05	1,15	1,65	1,06	9,41		1,45	1,53	10,74	4,58	3,52	21,82	12,03								
	CS	1,47	1,53	42,1	2,34	2,65	2,92	3,19	1,10	1,20	1,64	1,66	1,01	1,11	9,01	9,81	1,38	1,52	1,41	1,65	10,48	10,99	4,07	5,09	3,33
40	A	1,47	44,42	2,33	3,74	1,43	1,81	1,41	10,72		2,41	2,04	9,86	4,90	3,05	22,27	11,43								
	CS	1,45	1,50	43,54	2,26	2,40	3,52	3,98	1,4	1,45	1,80	1,82	1,37	1,45	10,64	10,80	2,16	2,66	1,98	2,10	9,74	9,98	4,65	5,20	2,95
60	A	1,46	44,46	1,93	4,72	1,66	2,11	1,71	12,13		2,81	2,09	9,76	4,40	2,35	21,41	10,92								
	CS	1,43	1,50	43,20	1,91	1,95	4,17	5,27	1,63	1,69	2,10	2,12	1,65	1,71	11,48	12,78	2,59	3,02	1,92	2,26	9,51	10,01	4,22	4,56	2,28
80	A	1,58	40,45	0,39	2,55	0,83	1,43	1,67	6,87		4,04	3,48	11,56	3,44	1,68	24,12	9,46								
	CS	1,56	1,60	39,55	0,25	0,53	2,27	2,80	1,79	0,87	1,41	1,45	1,65	1,69	6,41	7,33	3,72	4,36	3,07	3,73	11,28	11,83	3,33	3,55	1,47
100	A	1,64	38,61	0,62	0,94	0,56	1,13	2,02	4,65		5,76	3,74	9,39	3,81	1,67	24,37	8,97								
	CS	1,63	1,66	38,05	0,49	0,74	0,94	0,55	0,57	1,08	1,18	1,97	2,08	4,64	4,66	5,44	6,08	3,44	4,05	9,27	9,50	3,59	4,04	1,53	1,80
120	A	1,66	37,98	0,53	1,64	1,05	1,64	2,42	6,75		5,54	3,74	8,13	2,76	2,00	22,17	8,53								
	CS	1,65	1,67	37,35	0,36	0,69	1,34	1,95	0,77	1,32	1,36	1,93	2,39	2,45	3,85	7,65	5,53	5,55	3,72	3,77	7,40	8,82	6,0	2,93	1,93
140	A	1,65	37,84	0,22	1,53	0,79	1,49	2,72	6,53		6,28	3,48	7,89	2,90	1,90	22,45	8,64								
	CS	1,64	1,67	37,18	0,08	0,37	1,45	1,6	0,74	0,84	1,47	1,51	2,63	2,79	6,40	6,66	5,68	9,0	3,35	3,61	7,11	8,67	2,68	3,10	1,88

Tab.3: Normal-Bilanz des Gebietes Borsum (A)

(alle Angaben in mm Wasser-Höhe)

	ACKER		WALD _c	c - a
	Ø	a/Rüben		
S aktive Speicherkapazität	440	440	450	+10
B Vorrat zu Beginn u. Ende des Bilanzjahres	300	260	190	-110
C Vorrat zu Beginn u. Ende des Graben-Abflusses	370	370	390	+20
D Vorrats-Amplitude (C-B)	70	110	200	+130

WINTER-HALBJAHR (Oktober - März)				
QUARTAL I		Niederschlag: 0 54, N 49, D 45		
N Niederschlag	148	148	148	
V ETI	45	45	45	
R Vorrats-Änderung	+70	+103	+103	
Vorrats-Zustand	370	363	293	
A Graben-Abfluß	33	0	0	
QUARTAL II		Niederschlag: J 52, F 43, M 41		
N Niederschlag	136	136	136	
V ETI	45	45	39	
R Vorrats-Änderung	0	+7	+97	
C Vorrats-Zustand	370	370	390	
A Graben-Abfluß	91	84	0	
SUMME				
N Niederschlag	284	284	284	
V ETI	90	90	84	
R Vorrats-Änderung	+70	+110	+200	
C Vorrats-Zustand	370	370	390	
A Graben-Abfluß	124	84	0	

Einsetzen von A	DEZ.	JAN.	-	
-----------------	------	------	---	--

	ACKER		WALD _c	c - a
	Ø	a/Rüben		

SOMMER-HALBJAHR (April - September)				
QUARTAL I		Niederschlag: A 47, M 56, J 67		
N Niederschlag	170	170	170	
V ETI	240	230	320	80
R Vorrats-Änderung	-70	-60	-150	80
Vorrats-Zustand	300	310	240	-60
A Graben-Abfluß	0	0	0	
QUARTAL II		Niederschlag: J 84, A 76, S 51		
N Niederschlag	211	211	211	
V ETI	211	261	261	50
R Vorrats-Änderung	0	-50	-50	50
B Vorrats-Zustand	300	260	190	-110
A Graben-Abfluß	0	0	0	

V	ETI	451	491	581	130
---	-----	-----	-----	-----	-----

	N = ETI + ΔR + A				
ACKER Ø	665	=	541	+ ±70	+ 124
ACKER RÜBEN	665	=	581	+ ±110	+ 84
WALD	665	=	665	+ ±200	+ 0

Bodenstabilisierung durch eine $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ -Lösung

von
H. H. Becher⁺)

Ob unter anaeroben Bedingungen bei ausreichendem CO_2 -Partialdruck in Lösung gegangenes CaCO_3 , als $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ verlagert, nach Wiederausfällung und Anreicherung unter aeroben Bedingungen zu einer Bodenverfestigung führt, wurde in einem Modellversuch überprüft.

Hierzu wurden pro Parallele 50 g lufttrockenen Bodens < 3 mm (LÖB-Parabraunerde; pH 5,72, 0,56 % C_t , 21% T, 70% U, 9% S) in Plexiglaszylinder eingefüllt, die basal durch einen porösen Topf verschlossen waren, über den die kapillare Wässerung mit H_2O dest. oder gesättigter $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ -Lösung, aber auch die nach 2 Tagen folgende Entwässerung auf 50-600 cmWS Saugspannung erfolgte. Kapillar gewässert wurde in CO_2 -Atmosphäre. 4 Tage nach Versuchsbeginn wurden Eindringwiderstand (Becher 1973) und Aggregatstabilität nur durch Naßsiebung, an Teilproben Wassergehalt und - nach Trocknung - pH und C_t bestimmt.

Durch Verwendung der $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ -Lösung wurden der pH-Wert immer um fast eine Einheit -- gesichert durch F-Test bei 0,1% --, C_t , pF-Kurve und Eindringwiderstand (Abb.1) nichtsignifikant beeinflusst, die Aggregatgrößenverteilung nur bei 500 cmWS und 600 cmWS signifikant verändert, dagegen der Kraftaufwand zum Durchdringen oder Zerbrechen der Bodenprobe stets signifikant erhöht (Abb.2).

Da der Kraftaufwand bei einer bestimmten Saugspannungsstufe trotz gleichen Eindringwiderstandes bei Verwendung der $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ -Lösung stets höher war, wird auf eine Bodenverfestigung geschlossen. Andererseits war bei 500 cmWS und 600 cmWS eine Abnahme der 2-3 mm-Fraktion als Folge der Aufkalkung zu beobachten, die auf eine höhere Erosionsanfälligkeit dieses Materials mit zunehmender Austrocknung hindeuten könnte. Dieses unterschiedliche Verhalten derselben Bodenprobe ist auf die Andersartigkeit der bei den verwendeten Meßverfahren

⁺ H.H.Becher, Institut für Bodenkunde TU München,
805 Freising-Weihenstephan

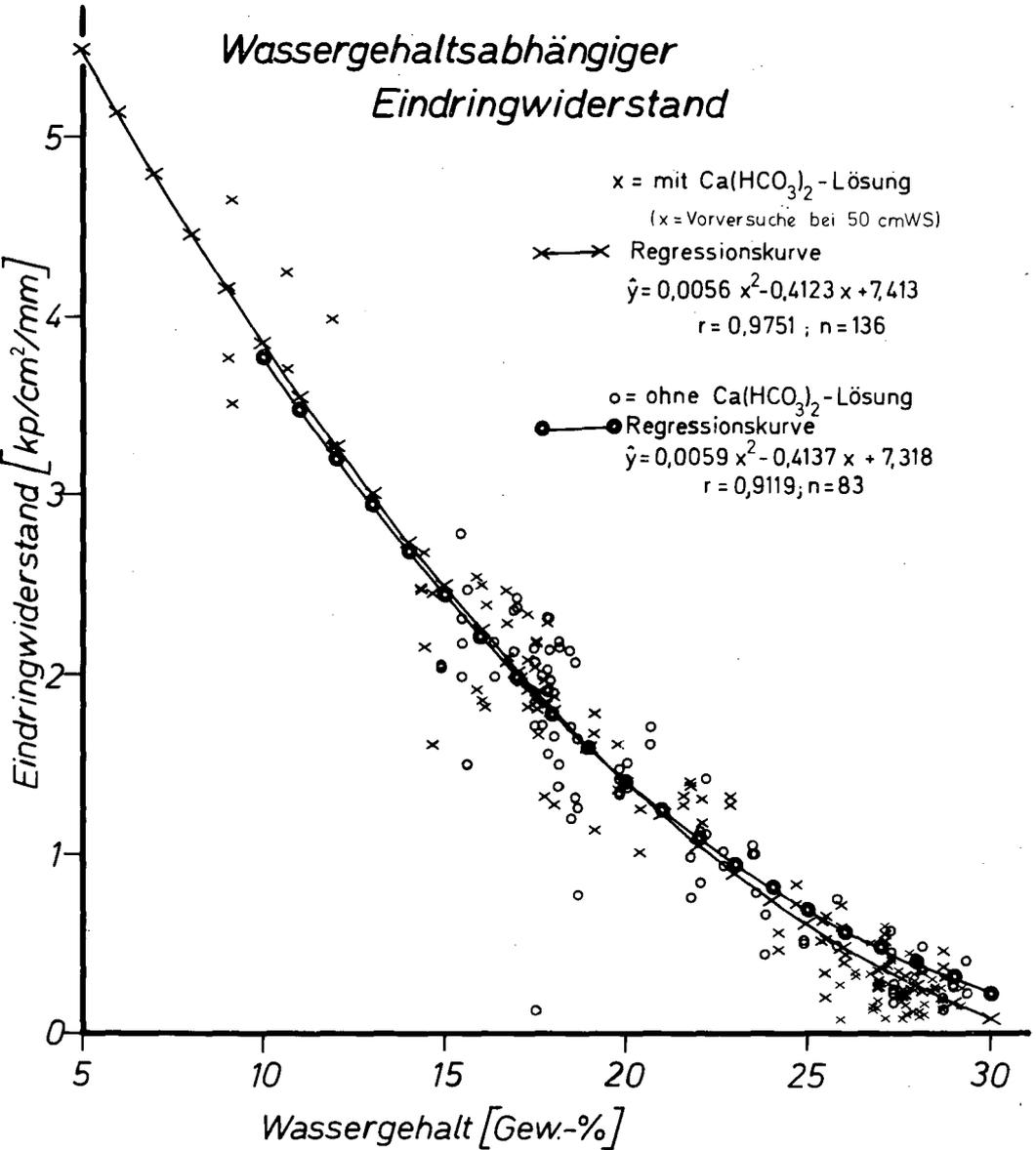
angreifenden mechanischen Kräfte zurückzuführen, so daß bei jeder diesbezüglichen Untersuchung von großer Bedeutung ist, welche Meßverfahren und -kriterien zur Beurteilung herangezogen und welchen Bedingungen das Versuchsmaterial ausgesetzt werden. Im Gegensatz zu 14-tägigen Vorversuchen konnte keine Carbonatanreicherung festgestellt werden, so daß die beobachtete Verfestigung nicht durch eine Verkittung durch CaCO_3 , sondern durch eine höhere Ca^{2+} -Absättigung der Austauscherkomplexe bedingt ist. Darüber hinaus konnte eindeutig die Wassergehalts- bzw. Saugspannungsabhängigkeit von Eindringwiderstand und Kraftaufwand nachgewiesen werden (Abb. 1 u. 2).

Zusammenfassend wird festgestellt, daß die Aufkalkung des verwendeten Materials um eine Einheit durch die $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ -Lösung bei niedrigen Saugspannungen seine plastische Verformbarkeit herabgesetzt, bei höheren Saugspannungen seine Bruchgrenze erhöht hat. Die Veränderung der Festigkeitseigenschaften konnte nicht auf eine CaCO_3 -Anreicherung zurückgeführt werden.

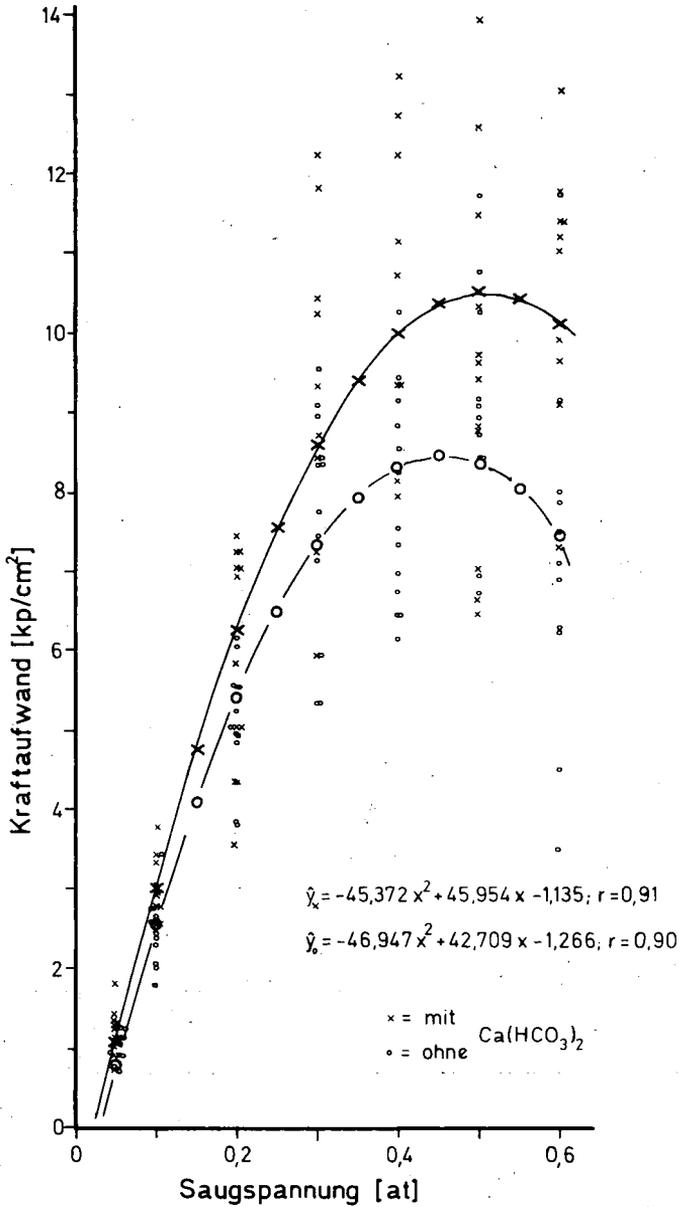
Literatur:

Becher, H.H., (1973): Ein Meßverfahren zur Ermittlung des Eindringwiderstandes an Aggregaten und Krusten. Zeitschr. Kulturtechn. u. Flurber. 14, (im Druck).

Wassergehaltsabhängiger Eindringwiderstand



Kraftaufwand, bei dem Boden durchdrungen wurde oder zerbrach



Über die Kalkverteilung im Boden nach Meliorationskalkung als Krumen-
kalkung und Tiefenkalkung

von
H. Borchert *)

Der Entzug an Bodenkalk durch die jährlichen Ernten wird durch die noch allgemein durchgeführte Erhaltungskalkung meist wieder ausgeglichen. Die aber darüber hinaus geforderte Basensättigung des Bodens bis 1 m Profiltiefe bleibt fast immer unberücksichtigt. Hinzu kommen oft recht unterschiedliche Durchdringungsmöglichkeiten für den zugeführten Kalk in dem Bodenkörper.

Zur Frage der technischen Kalkausbringung sowie der in den Folgejahren eintretenden Kalkwanderung im Boden wurden zehn bodenartlich stark differierende Versuchstandorte nach 4 - 7 Versuchsjahren ausgewertet. Der hierfür zugrunde gelegte pH-Wert wurde in einer n-KCl-Lösung gemessen. Im Diagramm stellt ein Kurvenwert den Mittelwert dar von im Schnitt 10 Einzelwerten derselben Bodentiefe über die Versuchsfläche verteilt. In der Abbildung 1 ist der Texturaufbau der untersuchten Böden wiedergegeben. Aus den weiteren Abbildungen 2 - 4 ist der veränderte pH-Wertverlauf auf diesen Standorten nach verschiedenartiger Aufkalkung ersichtlich.

Der Standort Althausen ist bodentypologisch ein Pelosol aus Gipskeuper mit einem Tonmaximum in 50 cm Tiefe von etwa 57 %. Im Jahre 1966 erhielt eine Teilfläche bei der Tiefenlockerung gleichzeitig eine Tiefenkalkung von 37 dz/ha CaO, eine andere nach der Lockerung 200 dz/ha CaO als Krumenkalkung. Der Kurvenverlauf der pH-Werte von Krumenkalkung setzt sich nach 5 Jahren aufgrund der hohen Gaben deutlich von Unbehandelt ab. In Uchenhofen, einem Pseudogley aus Löß über Lettenkeuper mit Tongehalten um 35 %, wurden 1966 70 dz/ha CaO als Tiefenkalkung und 200 dz/ha CaO als Krumenkalkung in den Boden eingebracht. Die pH-Kurven beider Kalkungen liegen nach 5 Jahren erheblich, auch im sauren Untergrund,

*) Bayerische Landesanstalt für Bodenkultur und Pflanzenbau, München

über der des ungekalkten Bodens. Der Pseudogley aus Löß vom Standort Ottenhofen mit etwa 30 % Ton wurde 1967 tiefgelockert und mit jeweils 100 dz/ha CaO in Form der Tiefen- und Krumenkalkung melioriert. Auch hier liegen nach 5 Jahren die pH-Werte noch deutlich bei den gekalkten Flächen höher. Der 1967 ebenfalls mit Tiefenkalkung und Krumenkalkung (je 100 dz/ha CaO) aufgebaesserte Boden von Puch ist eine pseudovergleyte Braunerde aus Löß mit fast 30 % Ton. Die nach 5 Jahren um gut eine pH-Stufe erhöhten Werte im Oberboden fallen im Unterboden fast auf den früheren Stand zurück. In Feistenaich wurde im Jahre 1965 nur eine Tiefenkalkung von 50 dz/ha CaO gleichzeitig zur Lockerung vorgenommen. Der Boden ist ein Pelosol aus tertiärem Ton mit einem Tongehalt um 40 %. Sieben Jahre nach durchgeführter Kalkung ist der pH-Wert im Unterboden bis unter die Pflugtiefe noch merklich angehoben.

Bei den folgenden Standorten wurde eine Tiefenkalkung nicht durchgeführt. In Wetzhausen, ein Pelosol aus Gipskeuper mit einem Tongehalt um 50 %, ist trotz schon bestehenden hohen pH-Wertes 5 Jahre nach "Nur-Krumenkalkung" der pH-Wert etwas und verbunden mit Tiefenlockerung stärker erhöht. Die 1965 in Burgedorf auf einer sauren Braunerde aus Granit mit einem geringen Tongehalt von etwa 15 % durchgeführte Krumenkalkung von etwa 450 dz/ha CaO brachte nach 7 Jahren eine sehr starke Zunahme des pH-Wertes, die erst im Untergrund auf die Ausgangshöhe zurückfällt. Das gleiche Bild zeigt der Standort Pfrentsch, eine Braunerde aus Alluvialmaterial mit nur knapp 20 % Ton. Die 1967 durchgeführte Krumenkalkung mit 100 dz/ha CaO erbrachte nach 5 Jahren eine wesentliche pH-Wert-Erhöpfung im ganzen Profil. Die mit Dränversuchen kombinierten Krumenkalkungen hatten auf dem Pseudogley aus Löß in Ottenhofen mit einer Kalkgabe von 290 dz/ha CaO nach 5 Jahren Versuchsdauer eine merkliche Erhöhung des pH-Wertes bei allen Versuchsvarianten bis etwa 0,5 m Bodentiefe zur Folge. In Ellingen, einem Pseudogley aus Amaltheenton mit einem Tongehalt bis zu 65 %, ist diese Kalkwanderung nach 4 Versuchsjahren erst langsamer vorangeschritten. Die Kalkgabe von 100 dz/ha CaO erhöhte in der Krume den pH-Wert erheblich, läßt in ihrer Wirkung aber in 30 cm Bodentiefe stark nach.

Im Zusammenhang mit dem Tiefpflügen wurde die Wirkung von Kalkungsmaßnahmen auf zwei Standorten untersucht. Auf der pseudovergleyten Braunerde von Puch brachte die dem Tiefpflug folgende Krumenkalkung von

Kornanalyse der Standorte

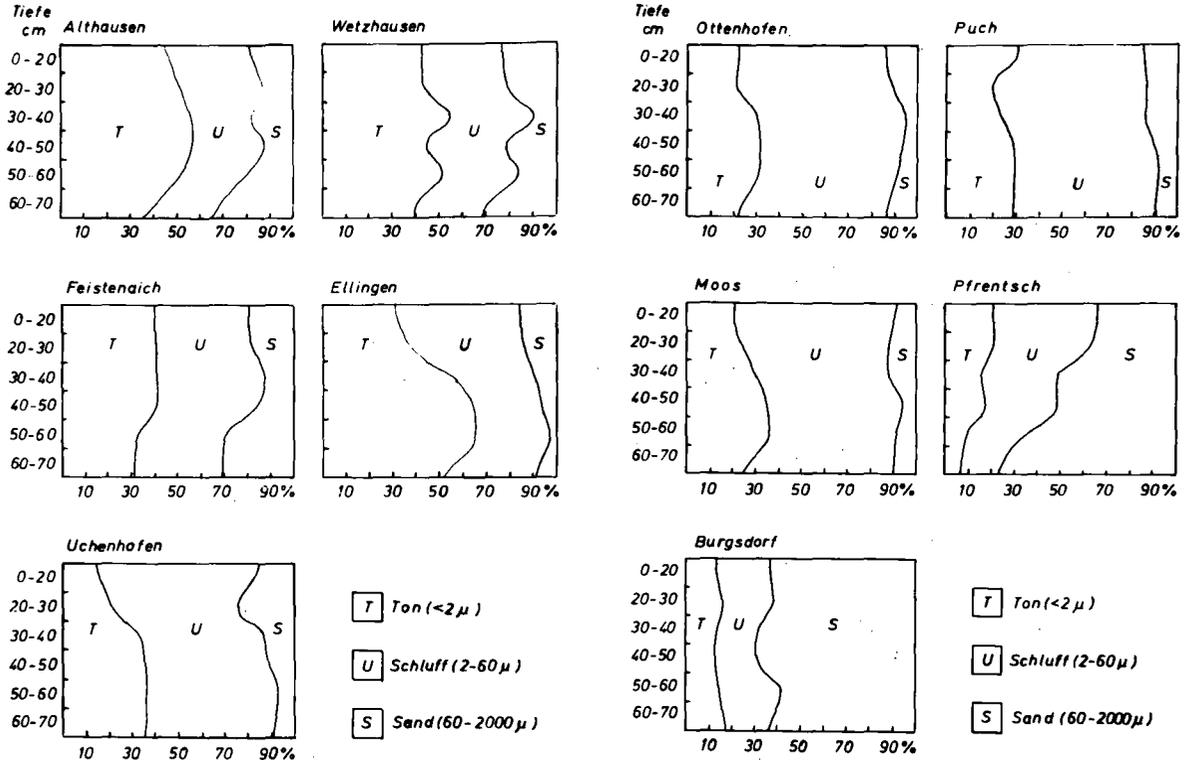


Abbildung 1

pH-Kurven der Summenwerte

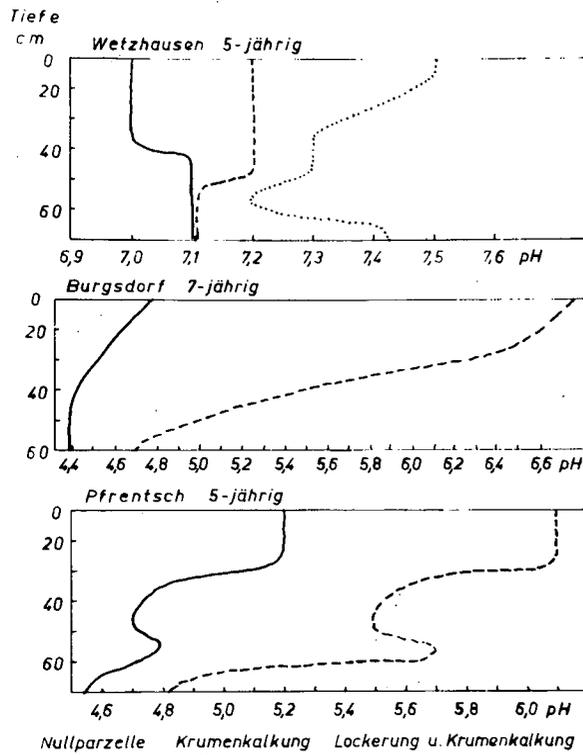
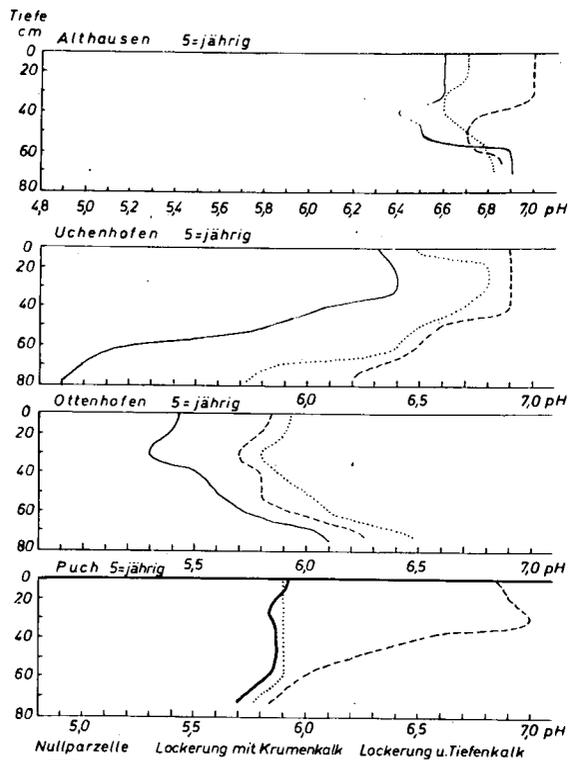


Abbildung 2

100 dz/ha CaO nach 5 Jahren einen pH-Wert-Anstieg bis zu einem halben Meter Bodentiefe, während der Umbruch allein kein pH-Wert-erhöhendes Bodenmaterial von sich aus in den Oberboden miteinmischte. Dagegen führte das Tiefpflügen in Moos, einer Parabraunerde aus Löß mit einem Tongehalt bis zu 34 %, durch Erfassen von kalkhaltigem Lößmaterial im Untergrund zu einer im ganzen Bodenprofil bestehenden pH-Wert-Erhöhung. Sie liegt sogar noch etwas über der von "Schwemmist mit 165 dz/ha CaO Industriekalk" und "Schwemmist mit Primärlößkalkung" (etwa 900 dz/ha CaO). Die Kalkungsversuche wurden 5 Jahre zuvor in einen Schwemmist-Stallmist-Versuch miteingeschaltet.

Zusammenfassend brachten die vorstehenden Untersuchungen folgendes Ergebnis: Kalkungsmaßnahmen wirkten sich nach sechs Jahren bis in eine Bodentiefe von etwa 60 cm aus und zwar bei grobkörnigeren Böden intensiver als bei feinkörnigeren. Die Krumenkalkungen, vorteilhafter durch gleichmäßigeres Kalkeinbringen, führen zum gleichen Ergebnis wie technisch teurer durchzuführende Tiefenkalkungen. Sie sind deshalb vorzuziehen.

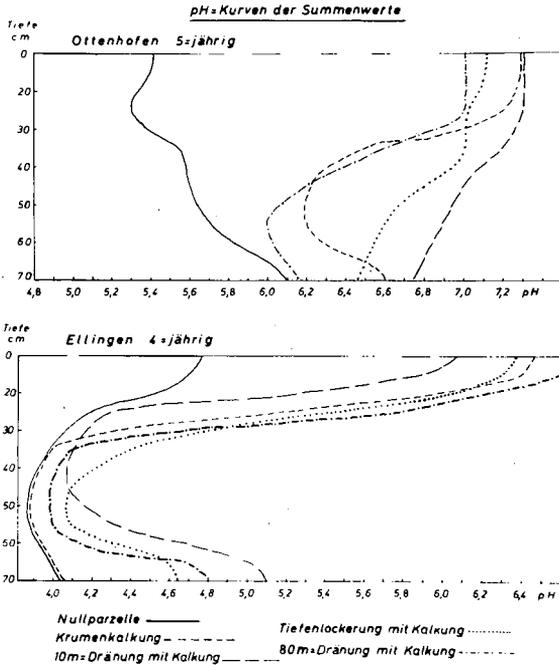


Abbildung 3

pH-Kurven der Summenwerte

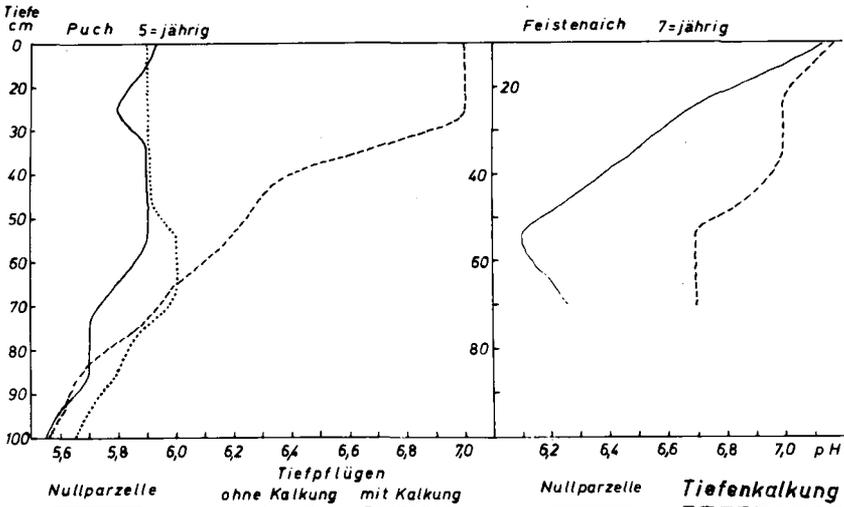
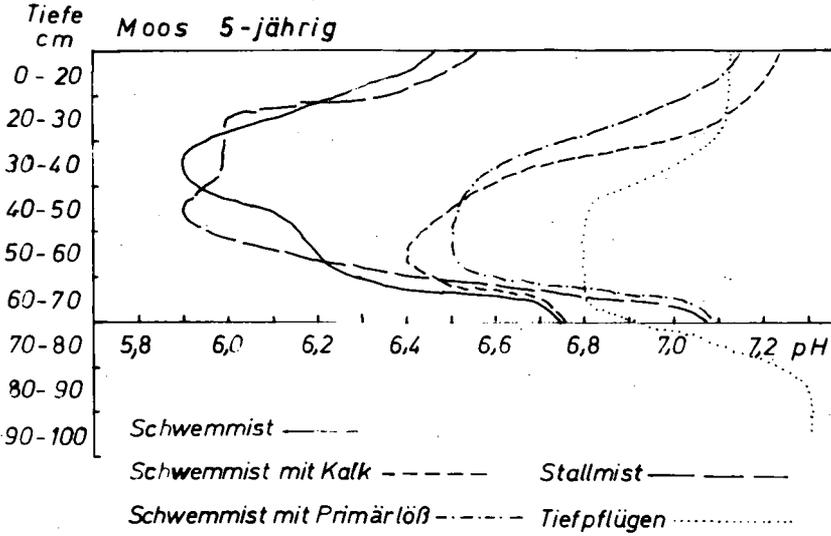


Abbildung 4

Zur Berechtigung der Interpretation natürlicher Radiokohlenstoff-
messungen an organischem Kohlenstoff CaCO_3 -reicher Böden

von
H. W. Scharpenseel *)

Natürliche Radiokohlenstoffmessungen zum Studium der Alters - Tiefen Verhältnisse (scheinbare mittlere Verweilzeit des organischen C versus genetischer Horizont und Tiefe im Bodenprofil) in typischen Profilen verschiedener Bodentypen (1) führten uns immer wieder an ein Problem heran, das man auf die Dauer nur in schuldhaft unkritischer Weise hätte übersehen können: In wieweit ist der organische Kohlenstoff des Humus von Böden auf CaCO_3 -reichem Ausgangsmaterial organogen, wieweit ist er vielleicht durch Wurzelassimilation aus der Bikarbonat-haltigen Bodenlösung meßbar lithogen beeinflusst? Letzterenfalls würde eine Verschiebung der gemessenen SMVZ in Richtung höheren Alters durch den toten, lithogenen Kohlenstoff unvermeidlich sein.

Die Relevanz dieser Frage wird offenbar bei der Bearbeitung von CaCO_3 -haltigen Tschernosemen, Kastanosemen, Rendzinen und Vertisolen.

Abbildung 1 zeigt die bei verschiedener Herkunft des Meßkohlenstoffs zu erwartenden $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Abweichungen vom Craig'schen Chicago Belemnitenstandard (-0‰) und die sich daraus ergebenden Spielräume für Mischproben.

Es war uns durch freundliche Hilfeleistung von Prof. Dr. Rafter **) möglich, in seinem für derartige Messungen hervorragend eingerichteten Laboratorium verschiedene Stichproben aus CaCO_3 -reichem Bodenmaterial auf die $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Abweichung des Probekohlenstoffs untersuchen zu lassen. Die Ergebnisse sind in Abbildung 2 zusammengefaßt.

*) Prof. Dr. H. W. Scharpenseel, Institut für Bodenkunde der Universität Bonn, 53 Bonn, Nußallee 13.

**) Herrn Prof. Dr. T.A. Rafter, Dr. J.R. Hulston und Mrs. M.A. Cox, Nuclear Research Center, Lower Hutt, New Zealand sei für die Durchführung der Messungen des $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnisse an den eingesandten SrCO_3 -Proben herzlich gedankt.

Bis auf die Proben 1080 und 1082 sind alle Meßproben unverdächtig hinsichtlich einer Verdünnung mit lithogenem C. Die Proben 1080 und 1082 stehen jedoch nicht allein da, sondern sind eingebettet in drei andere Proben des gleichen Profils, welche ebenfalls an der unteren Grenze der für Landpflanzen üblichen $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Abweichung liegen. Da jedoch alle Proben nur dieses einen Profils - keine von ihnen nicht und auch keine Probe irgendeines anderen Profils - diese Tendenz erkennen lassen, liegt hier ziemlich eindeutig ein Profil-spezifischer Umstand vor, z. B. in irgendeinem Zeitraum der Bodenbildung eine stärker nach dem Hatch-Slack-Mechanismus photosynthetisierende frühere Vegetationsform (2). Die Tschernosemproben von Sedlec/CSSR zeigen besonders leichten Kohlenstoff (843, 846, 854) bei ansonsten CaCO_3 -reichem Ausgangsmaterial (Würmlöß).

Die Fraktionen verschiedener Teilchengröße der Lößparabraunerde von Inden liegen alle im Normalstreuungsbereich. Da wir innerhalb der Routinevorbereitung unserer Bodenproben zur ^{14}C -Messung nur die Tonfraktion, bzw. bei Lößböden die Ton-plus Schluffraktion verwenden (1), ist dies beruhigend.

Insgesamt erlauben die vorliegenden $\delta^{13}\text{C}$ -Ergebnisse die Schlußfolgerung, daß in Böden mit freiem CaCO_3 im Normalfall keine nennenswerte Aufnahme des lithogenen C durch die Pflanze erfolgt, welche die Ergebnisse natürlicher ^{14}C -Messungen belasten und die Probe zusätzlich "altern" könnte. Der organische Kohlenstoff von Pflanzen und heterotropher Biomasse in einem Milieu mit freiem CaCO_3 ist "normal" hinsichtlich des $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnisses.

Literatur:

- H. W. Scharpenseel, Natural Radiocarbon Measurement on Soil Matter Fractions and on Soil Profiles of Different Pedogenesis, 8th International Conf. on Radiocarbon Dating, Lower Hutt, 1972, Proc. p. 382
- J. C. Lerman, Carbon 14 Dating: Origin and Correction of Isotope Fractionation Errors in Terrestrial Living Matter, 8th International Conf. on Radiocarbon Dating, Lower Hutt, 1972, Proc. p. 613.

C-Quelle	$\delta^{13}\text{C}$	Korrekturvorschlag f. C-14-Alter	Referenz
Karbonat, Chicago Belemnit-Standard	0 ‰		H. Craig, <i>Geochim. Cosmochim. Acta</i> , 3, 60, 1953
CO ₂ der Atmosphäre	-9 ‰		"
Landpflanzen, Holz	-25 ‰		"
Kohle	-23 ‰		"
Erdöl	-29 ‰		"
Sedimentgestein, Schiefer	-29 / 30 ‰		"

¹⁴ C - Datierungsstandard, NBS-Oxalsäure (95 % mod.)	-19,6 ‰		"
Photosynthese, Mechanismus nach Calvin, alle Pflanzenarten	-23 - -27 ‰	-30 bis +30 J.	J.C. Lerman, Proc. 8th Int. Conf. Radiocarbon Dating, Wellington, New Zealand, 1972, p. 613.
Photosynthese, Mechanismus nach Hatch u. Slack, versch. Gramineen, Seggen, Zuckerrohr, Mais, Sorghum	-10 - -13 ‰	+200 bis 240 J.	" M.D. Hatch und C.R. Slack, <i>Biochem. J.</i> 101, 103, 1966.
Photosynthese, Mechanismus CAM, Crassulazinsäure Metabolismus, Calvin- und Hatch-Slack-Mechanismen anteilig	-17 ‰	ca. 130 J.	P. N. Avadhani, C.B. Osmond und K.K. Tan, in "Photosynthesis and Photorespiration", Wiley, Interscience, N.Y. 288, 1971, (siehe auch J.C. Lerman, oben).

Abbildung 1: ¹³C - Abweichung des Kohlenstoffs verschiedener Herkunft

Lab. Nr.	Probematerial, Herkunft, Bodentyp, Horizont, Profiltiefe	% C	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	$\delta^{14}\text{C}$ ‰	SMVZ, B.P.
843	Holozäner Tschernosem, Sedlec, CSSR, Ahca, 40 - 60 cm	1,5	-33,2 ± 0,1	58,7	4.280 ± 60
845	" " Ah/Cca 80 - 90 cm	0,8	-27,9 ± 0,1	48,5	5.810 ± 60
846	Pleistozäner Tschernosem, Sedlec, CSSR, fAh, 150 - 160 cm	1,5	-30,0 ± 0,2	3,06	28.000 ± 700
847	" " fAh, 340 - 350 cm	4,3	-26,7 ± 0,1	4,06	25.730 ± 550
854	" " fAh, tiefste Zone	3,2	-28,2 ± 0,1	4,11	25.630 ± 710
1075	Entkalkter Tschernosem, Tonanreicherung, Bulgarien, Ah2, 36 - 47 cm	2,6	-24,0 ± 0,1	89,6	880 ± 70
1076	" " BAh2, 55 - 65 cm	1,2	-26,8 ± 0,1	74,7	2.340 ± 70
1077	" " AhB, 85 - 95 cm	0,9	-24,3 ± 0,1	60,6	4.020 ± 90
1078	" " C1, 120 - 130 cm	0,5	-24,2 ± 0,1	41,6	7.040 ± 80
1079	" " C1fA, 200 - 210 cm	1,1	-26,0 ± 0,1	25,1	11.100 ± 90
1080	Pseudomycel - Tschernosem, Bulgarien, A1, 28 - 32 cm	2,5	-18,6 ± 0,1	83,2	1.480 ± 70
1081	" " A2, 37 - 43 cm	1,4	-22,6 ± 0,1	83,2	1.480 ± 80
1082	" " A3, 66 - 73 cm	0,8	-19,9 ± 0,1	69,3	2.950 ± 80
1083	" " A4, 102 - 108 cm	0,3	-21,2 ± 0,1	59,8	4.130 ± 70
1084	" " AC, 145 - 155 cm	0,6	-24,6 ± 0,1	48,8	5.760 ± 90
1108	Smonizza, Vertisol, Bulgarien, Ah1, 20 - 30 cm	3,0	-24,6 ± 0,1	88,4	990 ± 50
1110	" " Ah3, 75 - 85 cm	2,5	-25,6 ± 0,1	69,3	2.940 ± 70
1111	" " BtAh, 115 - 125 cm	1,0	-24,4 ± 0,1	61,9	3.850 ± 80
1133	Parabraunerde, Inden, BRD, Teilchenfraktionen, 2000 - 60 μ	0,3	-25,0 ± 0,1	67,4	3.170 ± 80
1134	" " 60 - 2 μ	0,8	-26,4 ± 0,1	65,0	3.450 ± 80
1135	" " 2 - 1 μ	0,5	-24,3 ± 0,1	67,1	3.280 ± 80
1136	" " 1 - 0,5 μ	0,7	-25,0 ± 0,1	70,6	2.790 ± 70
1137	" " 0,5 - 0,25 μ	0,9	-25,9 ± 0,1	73,2	2.500 ± 70
1355	Vertisol, Hacienda Sporacia, Sizilien, Ah3, 45 - 65 cm	0,8	-26,2 ± 0,1	81,9	1.600 ± 70
1356	" " Ah4, 65 - 85 cm	0,6	-26,2 ± 0,1	78,3	1.970 ± 70
1359	" " AC1, 145 - 165 cm	0,3	-28,4 ± 0,1	29,6	9.790 ± 160

Abbildung 2: Natürliche C-14 Messungen und $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - Messungen an organischem Kohlenstoff aus Böden mit früherem oder noch vorhandenem Gehalt an CaCO_3

($\delta^{13}\text{C}$ gemessen im Institute of Nuclear Sciences, Lower Hutt, New Zealand, Probevorbereitung und C-14 Alter im Institut für Bodenkunde, Univ. Bonn)

Die N-Fractionen einer Schwarzerde-Griserde-Morphosequenz

von
H. Fleige *)

Einleitung

Unter den Prozessen, die den Wandel der Schwarzerde zur Griserde begleiten (Entkalkung, Verbraunung, Tonbildung, Tonverlagerung), ist die Aufhellung der Schwarzerde-A-Horizonte eine bekannte Erscheinung. Sie könnte nach MEYER (5) dadurch hervorgerufen werden, daß eine Trennung des dunklen humatumhüllten schwarzen Tons von den hellgrauen Schluffteilchen infolge Entkalkung stattfindet, als Folge der zunehmenden Versauerung unter Wald die färbenden Huminstoffe pilzlich abgebaut werden und durch mechanisches Vermischen von A- und B- bzw. A- und C-Horizontmaterial den Oberboden aufhellt (mehr Verbraunung). Aus den Untersuchungen von LIEBEROTH (4) und SALFELD et al. (6) geht hervor, daß mit zunehmender Aufhellung bzw. Degradierung der Schwarzerde-A-Horizonte die C-Gehalte abnehmen und das Verhältnis von Braun- zu Grauhuminsäuren und Fulvo- zu Huminsäuren verändert wird. Diese Ergebnisse waren der Anlaß, an vier Entwicklungsstadien einer Schwarzerde-Griserde-Morphosequenz unter Wald im Raum Hildesheim zu untersuchen, welche Zusammenhänge zwischen Aufhellung bzw. Degradierung der A-Horizonte und dem Gesamt-N sowie den N-Fractionen des Bodens bestehen.

Material und Methoden

Profilbeschreibung

- Profil 1: Feuchtschwarzerde: A-Horizont von 0-70 cm, Aufhellungserscheinungen in der Bodenschicht von 15-30 cm Bodentiefe, Tongehalt ca. 25%
- Profil 2: degradierte Schwarzerde: A-Horizont von 0-65 cm, Aufhellung von 0-40 cm, Tongehalt in der aufgehellten Zone 18% und im schwarzen A-Horizont-Rest 23%

*) H. Fleige: Institut für Pflanzenbau und Pflanzenzüchtung
3400 Göttingen, von-Sieboldstraße 8

Profil 3: stark degradierte Schwarzerde: A-Horizont von 0-60 cm, Tonverlagerung, A₁-Horizont 18% Ton, A/B Horizont 36% Ton

Profil 4: Griserde: A₁-Horizont von 0-65 cm. Tongehalt 13%.

Bodenprobeentnahme

Aus einer Profilwand wurden in ca. 5, 25 und 50 cm Bodentiefe die Bodenproben entnommen.

Analytik

Die Bestimmung des Gesamt-N sowie der N-Fractionen wurde nach den von FLEIGE et al. (2) beschriebenen Methoden durchgeführt. Der Gesamt-N des Bodens wurde in folgende N-Fractionen differenziert: anorganischer-, Amid-, Aminozucker-, α -Amino, Rest-Amino- und nichthydrolysierbarer Stickstoff.

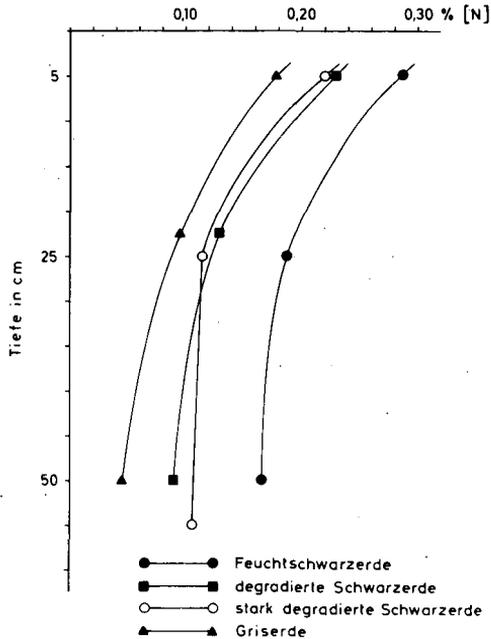
Gesamt-N

In der Abb. 1 sind die N-Gehalte der untersuchten A-Horizonte der Schwarzerde-Griserde Morphosequenz gegen die Tiefe abgetragen. Es ist zunächst der bekannte Sachverhalt zu erkennen, daß mit zunehmender Bodentiefe die N-Gehalte abnehmen. Ferner geht aus der Abb. hervor, daß mit zunehmender Aufhellung bzw. Degradierung des Schwarzerde-A-Horizontes die N-Gehalte abnehmen. Bei der Griserde sind nur noch ca. 50% der N-Mengen vorhanden, die ursprünglich während der Schwarzerde-Phase dieses Bodens vorhanden gewesen sein müssen. Außerdem ist zu erkennen, daß bei der stark degradierten Schwarzerde der N-Gehalt in der Bodenschicht von 55 cm gegenüber der weniger degradierten Schwarzerde zunimmt. Diese Erhöhung des N-Gehalts wird durch die mit dem Ton verlagerte organische Substanz (Folge der Verlagerung schwarzen Tons) verursacht. Dies Ergebnis zeigt, daß der N-Gehalt in enger Beziehung sowohl zu verschiedenen Bodentypen (3) als auch zum jeweiligen Entwicklungsstadium eines Bodens steht.

N-Verteilung

In der Abb. 2 ist die relative N-Verteilung der A-Horizonte der Schwarzerde-Griserde-Morphosequenz dargestellt. Daraus geht hervor, daß die relative N-Verteilung stark variiert (Amid N: 1- ca. 22%, Aminozucker-N: ca. 7-19%, α -Amino-N: ca. 12-31%, Rest-Amino-N: ca. 15-25%, Gesamt-Amino-N: ca. 27-55%, anorganisches N: ca. 7-22%).

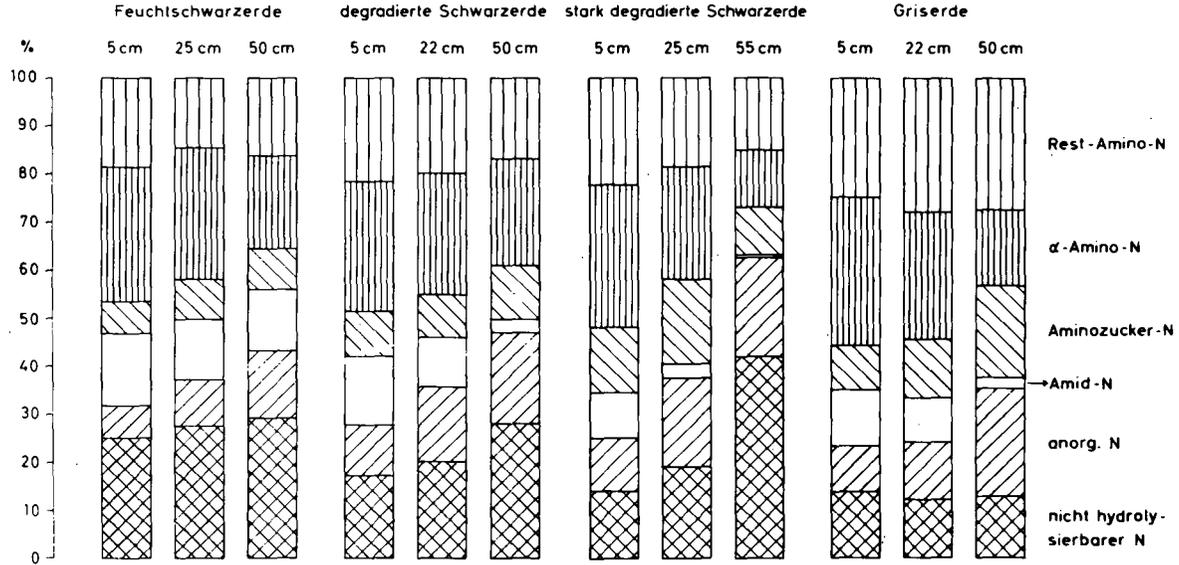
Abb. 1: N-Gehalte in A-Horizonten einer Schwarzerde-Griserde-Morphosequenz



Die nahezu gleichmäßige Verteilung des Amid-N in Feuchtschwarzerde-A-Horizont ändert sich mit beginnender Aufhellung. Die starke Verminderung dieser N-Fraktion, die zunächst nur in der Bodentiefe von 50 cm auftritt, erfaßt bei weiterer Degradation den gesamten A-Horizont. Die starke Abnahme des Amid-N insbesondere im unteren Abschnitt der A-Horizonte deutet darauf hin, daß einerseits mit zunehmender Profildifferenzierung diese N-Fraktion verstärkt abgebaut wird und andererseits aufgrund nachlassender Biomixion im Oberboden neu gebildete Amid-Verbindungen nicht mehr mit dem Unterboden vermischt werden.

Abb. 2:

Relative N-Verteilung in A-Horizonten einer
Schwarzerde-Griserde-Morphosesequenz



Mit zunehmendem Wandel der Schwarzerde zur Griserde nimmt der prozentuale Anteil an Aminozucker-N am Gesamt-N im A-Horizont zu. Eine einheitliche Tendenz von der Feuchtschwarzerde zu Griserde ist jedoch nicht vorhanden, diese besteht nur in der Abfolge bis zur stark degradierten Schwarzerde. Im oberen Abschnitt des A-Horizontes der Griserde ist dann wieder eine Abnahme zu verzeichnen. Die relative und z.T. auch absolute Zunahme dieser N-Fraktion könnte durch die Zunahme des Pilzwachstums infolge der Absenkung der pH-Werte der Morphosequenzglieder bewirkt sein.

In der oberen 5 cm Bodenschicht ist mit der zunehmenden Degradierung ein Ansteigen an Gesamt-Amino-N und Restamino-N verbunden. Der α-Amino-N-Anteil erhöht sich erst bei der stark degradierten Schwarzerde. In der Bodenschicht bei 25 cm und 50 cm nimmt mit zunehmender Verblässung der A-Horizonte diese Fraktion stetig ab und steigt bei der Griserde wieder an. Beim Restamino-N treten große Differenzen nur zwischen der Griserde und der Gruppe der anderen 3 A-Horizonte auf. Weiterhin fällt besonders auf, daß das Verhältnis der beiden Amino-N-Fraktionen hauptsächlich im unteren Abschnitt der A-Horizonte mit zunehmender Aufhellung enger wird und der Rest-Amino-N-Anteil bei der Griserde größer ist als der α-Amino-N-Anteil.

Eine starke Veränderung mit der Aufhellung bzw. Degradierung der Schwarzerde-A-Horizonte zeigt der nichthydrolysierbare N. Bei der Feuchtschwarzerde beträgt er relativ 25% in 5 cm Bodentiefe und erhöht sich auf 29% in 50 cm Bodentiefe. Mit fortschreitender Aufhellung der A-Horizonte vermindert sich sein Anteil ständig und sinkt bei der Griserde bis auf 13% ab. Während im A-Horizont der Feuchtschwarzerde und im schwarzen A-Horizont-Rest noch keine Unterschiede vorhanden sind, erhöht sich der Anteil dieser N-Fraktion in der Tonanreicherungszone auf ca. 40% vom Gesamt-N. Dieses Ergebnis zeigt, daß zwischen Tongehalt und nichthydrolysierbarem N eine enge Bindung besteht und daß hauptsächlich organische Substanz, in der diese N-Fraktion verankert ist, an den Ton gebunden ist (1).

Zusammenfassung

An vier Entwicklungsstadien einer Schwarzerde-Griserde-Morphosequenz unter Wald im Raum Hildesheim wurde der Boden auf seinen Gesamt-N-Gehalt sowie auf die Verteilung des Boden-N untersucht.

Folgende Ergebnisse wurden erzielt:

1. Sowohl mit zunehmender Bodentiefe als auch zunehmender Aufhellung bzw. Degradierung der Schwarzerde-A-Horizonte nehmen die N-Gehalte ab.
2. Mit zunehmendem Wandel der Schwarzerde zur Griserde treten Veränderungen in der relativen N-Verteilung der A-Horizonte auf. Anorganischer-, Aminozucker und Rest-Amino-N nehmen zu und Amid-, α -Amino- und nichthydrolysierbarer N ab.
3. Mit der Verlagerung von schwarzem Ton im Bodenprofil wird organische Substanz abgeführt, in der zu ca. 40% nichthydrolysierbarer N enthalten ist.
4. Die Schwarzfärbung der A-Horizonte wird hauptsächlich durch organische Substanz bzw. Huminstoffe, in der zum großen Teil nichthydrolysierbare N-Verbindungen verankert sind, verursacht.

Literatur

- 1 BREMNER, J. M., 1955: Nitrogen distribution of amino-acid composition of fractions of a humic acid from a chernozem soil ("Hildesheimer Schwarzerde"), Z. Pflanzenern. Düng. Bodenkunde 71 (116), 63-66 (1955)
- 2 FLEIGE, H., B. MEYER u. H. SCHOLZ, 1971: Fraktionierung des Bodenstickstoffs für N-Haushaltsbilanzen, Göttinger Bodenkundl. Ber. 18, 1-37 (1971)
- 3 JENNY, H., 1941: Factors of soil formation, MacMillan, New York/London (1941)
- 4 LIEBEROTH, J., 1966: Untersuchungen zur Gliederung der Schwarzerden in der DDR, Trans. 8th Congr. Int. Soil Sci. Soc., Bucarest, V, 299-311 (1966)
- 5 MEYER, B., 1969: Exkursion C zur Tagung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft in Hannover, Mitteilgn. Dtsch. Bodenkdl. Gesellsch. 9, 103-111 (1969)
- 6 SALFELD, J. C. u. H. SÖCHTIG, 1969: Exkursion C zur Tagung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft in Hannover, Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 9, (1969). (Ergänzung zum Exkursionsführer)

Boden- und Düngerstickstoff-Umsatz in einer Löß-Ackerparabraunerde
während der Vegetationsperiode 1973

von

H. Gebhardt *)

Einleitung und Problemstellung

Über den zeitlichen Verlauf der N-Umsetzungen in Ackerböden in Abhängigkeit von der N-Düngung (Düngerform, Düngermenge, Zeitpunkt der Düngung) ist bisher wenig bekannt. Die Abfolge der N-Umsetzungsprozesse (Ammonifikation, Nitrifikation, Denitrifikation) während der Vegetationsperiode ist jedoch entscheidend für die N-Versorgung der Kulturpflanzen.

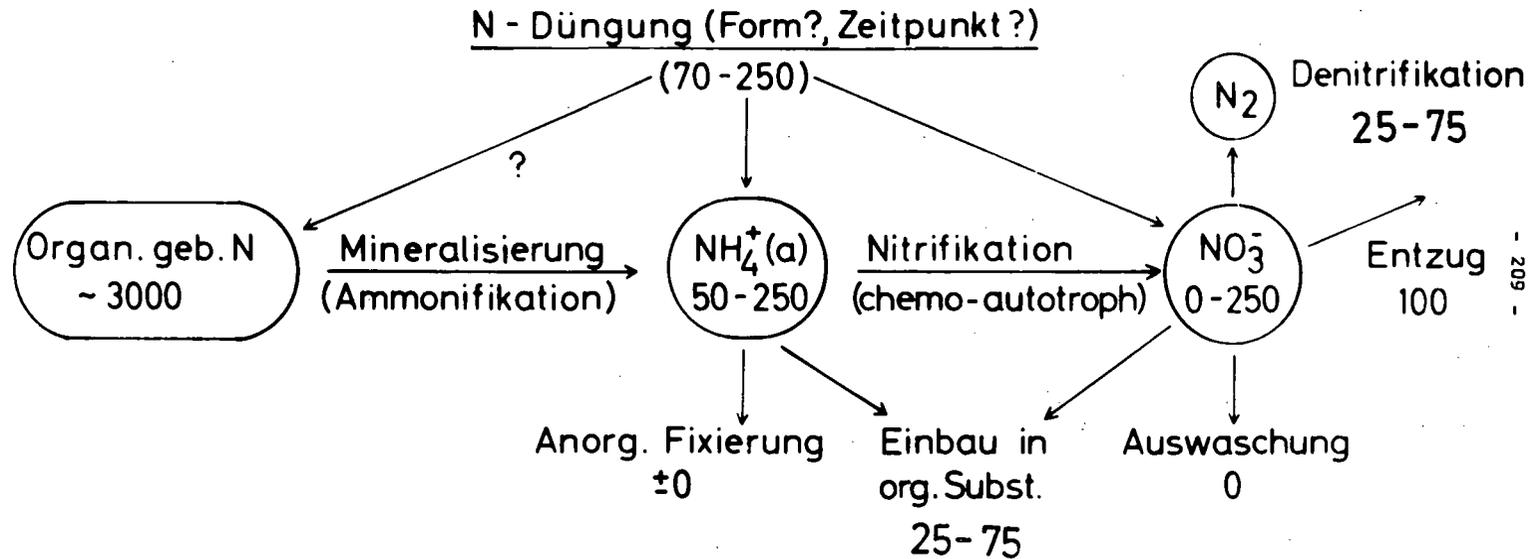
In Abbildung 1 sind die wichtigsten Vorratsformen (N-Vorräte) und Umwandlungsprozesse (N-Metabolik) des Stickstoffs in Ackerböden schematisch dargestellt. Bekanntermaßen stellt die Menge an organisch gebundenem N den weitaus größten Vorrat dar.

Sieht man zunächst von der N-Zufuhr durch die Düngung ab, so hängt der Ablauf der Boden-N-Metabolik in erster Linie von der N-Mobilisierung aus dieser Vorratsform ab. Bei der Umsetzung des organisch gebundenen N wird zunächst die Ammoniumstufe durchlaufen und später oder unmittelbar anschließend die Nitratstufe erreicht. Bezeichnen wir den ersten Schritt als Ammonifikation (8), so stellt die Nitrifikation (Nitrifizierung) den zweiten Schritt dar. Bei der natürlichen N-Mobilisierung aus organischen Bindungsformen des Bodens geht also der Nitrifikation stets die Ammonifikation voraus. Dabei ist zu beachten, daß die Nitrifikanten (z.B. Nitrosomonas und Nitrobakter) überwiegend chemoautotrophe Organismen sind, die leicht abbaubare organische Substanzen nicht als Energiequelle benötigen. Eine starke Ammoniumdüngung müßte demnach den Nitrifikationsprozeß verstärken.

*) Institut für Bodenkunde, 34 Göttingen, v. Siebold-Str. 4

Abb. 1: N-Vorräte u. N-Metabolik von Ackerböden

(Beispiel Löß - Ackerparabraunerde Rosdorf bei Göttingen, Vegetations-
Periode 1973, Ap 0-20cm, W-Weizen, Angaben in kg N/ha)



Vorliegende Untersuchungen (3) zeigen, daß der zeitliche Gang der Gehalte an Austausch-Ammonium und Nitrat nahezu phasengleich ist. Dies deutet darauf hin, daß der Ammonifikation die Nitrifikation unmittelbar folgt.

In der vorliegenden Arbeit soll anhand des zeitlichen Verlaufs der Gehalte an Austausch-Ammonium und Nitrat in einem Löß-Parabraunerde-*Ap*-Horizont unter Winterweizen versucht werden, näheren Aufschluß darüber zu bekommen, wann und unter welchen Bedingungen die genannten N-Umsetzungsprozesse ablaufen können.

Vorweg noch einige Bemerkungen zu den in Abb. 1 aufgeführten N-Entzügen bzw. N-Verlusten. Betrachtet man zunächst die "Verlustgrößen" Pflanzen-ernte - Entzug, N-Einbau in die organische Substanz des Bodens und Denitrifikation: Als Ernteeutzug kommen nach BOGUSLAWKI und GIERKE (1) bei Winterweizen (40 dz/ha) etwa 100 kg N in Betracht. Bei starker mineralischer N-Düngung (hier 150 bzw. 250 kg N/ha) können die über den Pflanzenbedarf hinausgehenden N-Mengen entweder in die organische Substanz des Bodens eingebaut werden oder der Denitrifikation anheim fallen. Nach FLEIGE u.a. (3) wird z. B. eine Überschuß-N-Gabe von 80 kg N/ha auf einer vegetationslos gehaltenen Parabraunerde-Parzelle zur Hälfte in die organische Substanz eingebaut und zur Hälfte denitrifiziert. Um einen zahlenmäßigen Überblick zu bekommen, sind deshalb in Abb. 1 je 50 % des über den Ernteeutzug hinausgehenden Dünger-N (hier je 25-75 kg) als "in die organische Substanz eingebaut" bzw. als "Denitrifikationsverlust" angenommen worden. Welchem der beiden Prozesse unter Feldbedingungen größere Bedeutung zukommt, ist weitgehend unbekannt. N-15-Bilanzen und Modellversuche (3, 4, 5, 6, 9, 10) weisen jedoch darauf hin, daß unter günstigen Bedingungen (optimale Bodentemperaturen und Durchfeuchtung, gute Durchlüftung) mehr N in die organische Substanz eingebaut wird, und folglich weniger durch Denitrifikation verloren geht. Andererseits finden auch andere Autoren bis zu 50 % Denitrifikationsverluste (9, 10). Die Denitrifikation könnte dabei in anaeroben Taschen des sonst relativ trockenen aeroben Bodens stattfinden (2, 3).

Die in Abb. 1 ferner aufgeführten Verlustgrößen "anorganische Fixierung" und "Auswaschung" sind aus folgenden Gründen für die hier betrachtete Versuchszeit zu vernachlässigen: Der "anorganischen Fixierung" durch Einbau von Ammoniumionen in die Zwischenschichträume quellbarer Tonminerale steht eine entsprechende Abgabe (Gewinngröße) von fixiertem NH_4 aus den Zwischenschichträumen in den Anfangsphasen der Nitrifikation und des starken N-Entzuges gegenüber (3, 7), so daß sich die Menge an anorganisch fixiertem N bilanzmäßig über die Vegetationsperiode nicht ändert. Eine Auswaschung von Nitrat aus den oberen 10 cm des *Ap*-Horizontes in größere Tiefen konnte während des trockenen Sommers 1973 nicht festgestellt werden. Dies mögen die in Abb. 4 dargestellten Wassergehaltskurven erklären: Ausgenommen Anfang April und Mitte Juli ist der Wassergehalt in 20 cm Tiefe stets höher als in 5 - 10 cm Tiefe. Dies weist auf aufwärtsgerichtete Wasserbewegung (negative hydraulische Gradienten, hier nicht aufgeführt!) fast während der gesamten Vegetationsperiode hin.

Material und Methoden

Die vorliegenden Untersuchungen zum Bodenstickstoff-Haushalt wurden im Rahmen von Versuchen zum pfluglosen Ackerbau bei minimaler Bodenbearbeitung auf dem Versuchsfeld des Instituts für Bodenkunde in Rosdorf bei Göttingen durchgeführt. Der Ap-Horizont dieser Löß-Ackerparabraunerde enthält 15 % Ton, 0,9 % org. C und 0,09 % Gesamt-N. Vorfrucht war ebenfalls Weizen. Die gesamte Fläche wurde am 12.3.1973 mit 70 kg N/ha als Kalkammonsalpeter (1 N-Gabe) gedüngt. Am 9.5.1973 wurden je zwei 24 m² große Parzellen abgesteckt und mit weiteren 80 bzw. 180 kg N/ha als reines gelöstes Calciumnitrat bzw. Ammoniumchlorid gedüngt (2. N-Gabe als NO₃-N bzw. NH₄-N). Die Probenentnahme erfolgte auf den NO₃- und NH₄-Parzellen wöchentlich aus den oberen 10 cm des Ap-Horizontes in Form von drei größeren Parallelproben (etwa 3 kg Boden je Probe). Aus diesen wurde nach guter Vermischung in einer Plastikwanne eine Mischprobe von etwa 1 kg Boden entnommen. In der Zeit von Mitte Mai bis Mitte Juni wurden auf der Fläche unmittelbar neben den NO₃- und NH₄-Parzellen (Vergleichsparzelle mit ausschließlich 70 kg N im zeitigen Frühjahr) in der gleichen Weise täglich Proben entnommen, um die zu erwartende Haupt-Nitrifikationsphase von bodenbürtigem bzw. noch vorhandenem Dünger-N genauer erfassen zu können. Außerdem wurden - zur Erfassung einer möglichen Nitratauswaschung - nach stärkeren Niederschlägen Proben in 20 und 40 cm Tiefe entnommen.

Die Mischproben wurden bei 30°C luftgetrocknet, um weitere Umsetzungen und N-Verluste möglichst zu unterbinden. Von diesen luftgetrockneten Mischproben wurde die Feinerde < 2 mm abgesiebt und in einer Schlagmühle nochmals homogenisiert. Anschließend wurden 10 g homogenisierte Feinerde eine Stunde lang in 100 ml 2n CaCl₂-Lösung geschüttelt, die überstehende Lösung über Blaubandfilter abfiltriert und ein Aliquot von 75 ml für die Kjeldahl-Analyse entnommen (Metrohm Titrierautomat E 473). Die auf die CaCl₂-Austauscherlösung selbst entfallenden NH₄- bzw. NO₃-Anteile wurden in Blindansätzen bestimmt und nach jeder Analyse in Abzug gebracht. Die so ermittelten Ammonium- und Nitratmengen des Bodens umfassen sowohl austauschbares (sorbiertes) als auch gelöstes NH₄⁺ bzw. NO₃⁻. Da es sich beim Ammonium jedoch überwiegend um austauschbare Kationen handeln dürfte, wurde die Bezeichnung "Austausch-NH₄" gewählt. Die in Abb. 2 und 3 aufgeführten Werte stellen das arithmetische Mittel aus mindestens drei Parzellen dar. Die Streuung beträgt nicht mehr als 8,1 % des Mittelwertes. Die Umrechnung auf kg N/ha erfolgte unter Zugrundelegung eines Trockenraumgewichtes des Ap-Horizontes von 1,5.

Ergebnisse und Diskussion

In den Abb. 2 und 3 sind die Austauschammonium- und Nitratgehalte in Abhängigkeit von der Jahreszeit dargestellt. Betrachten wir zunächst den Verlauf der NH₄- und NO₃-N-Gehalte bei einmaliger Düngung von 70 kg N/ha als Kalkammonsalpeter im zeitigen Frühjahr (Abb. 2, untere Kurvenzüge): Die im Boden vorhandenen NH₄- und NO₃-Mengen entsprechen bis Mitte Mai etwa dem gegebenen Dübger-N (35 kg NH₄-N und 35 kg NO₃-N).

Abb. 2: Austausch -NH₄ - und NO₃ - Gehalte 1973
Parabraunerde Rosdorf, Ap 0-10cm, W-Weizen

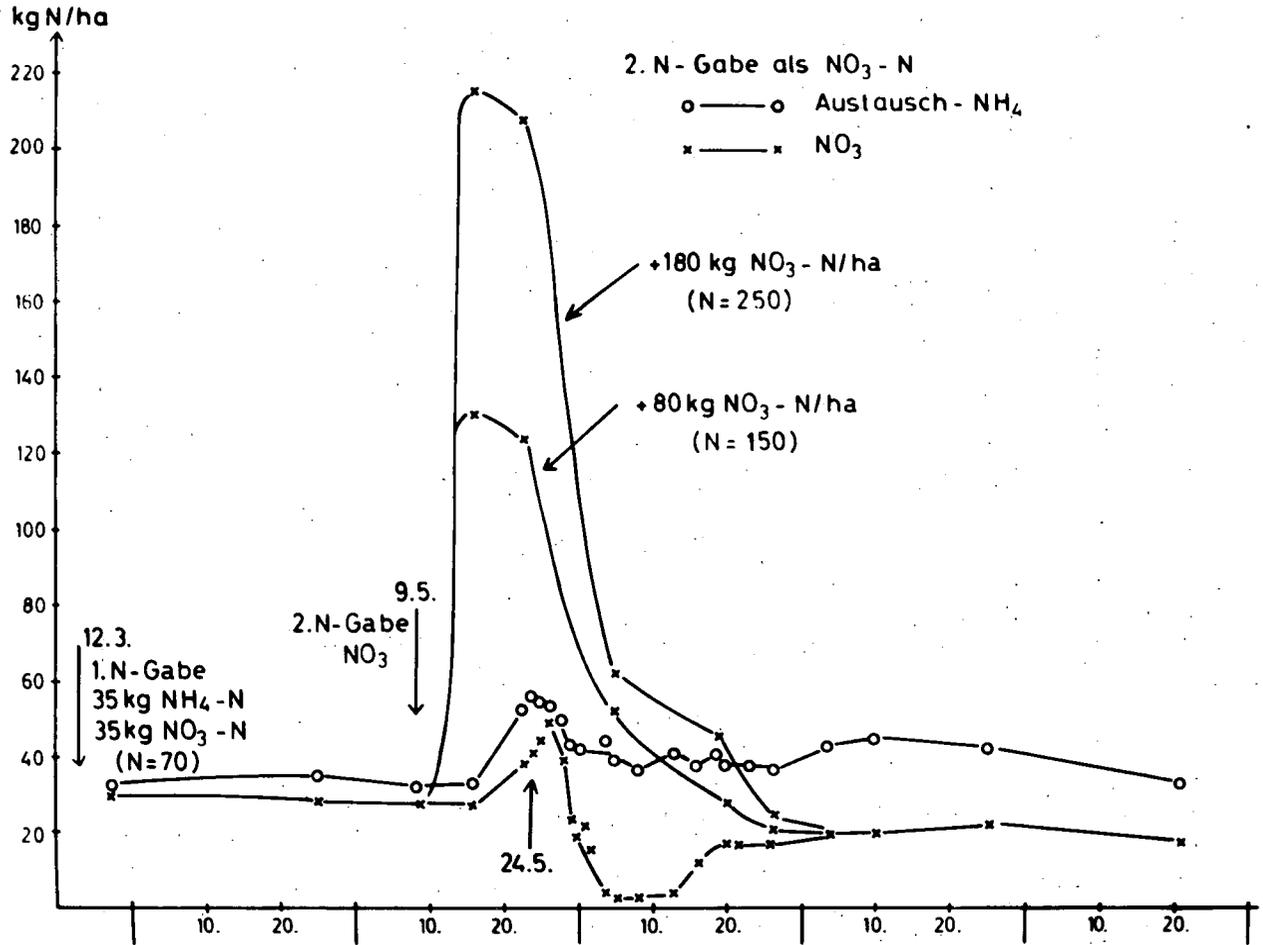
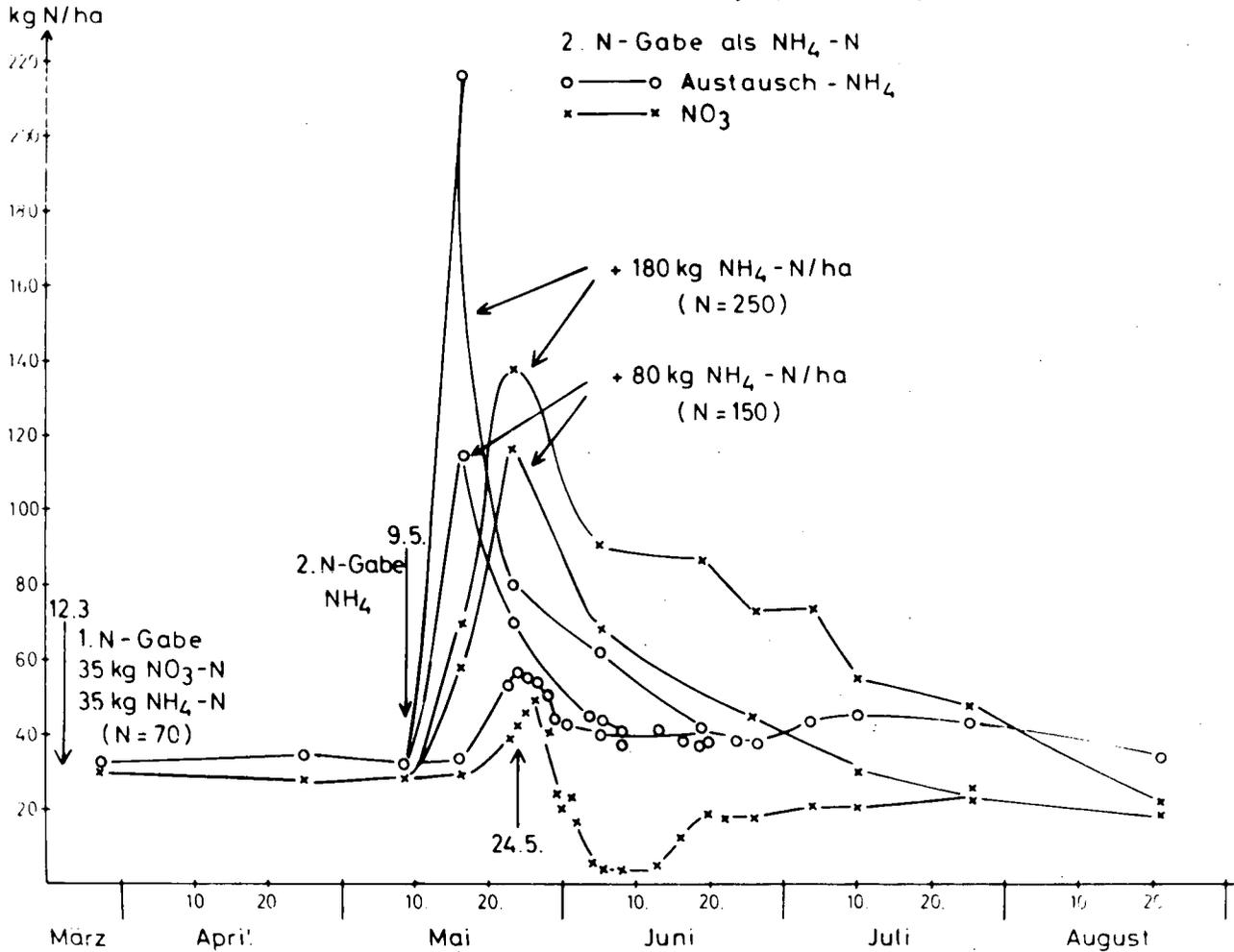


Abb. 3: Austausch- NH_4 - und NO_3 -Gehalte 1973
Parabraunerde Rosdorf, Ap 0-10cm, W-Weizen



Erst Ende Mai steigen sowohl NH_4 - als auch NO_3 -N-Gehalte an, d.h. Ammonifikation und Nitrifikation setzen etwa gleichzeitig bzw. mit nur sehr geringer Phasenverschiebung ein (s.a. FLEIGE u.a., 3). Dabei sind auf der 70 kg-N-Parzelle offenbar sowohl vor als auch nach dem Einsetzen von Ammonifikation und Nitrifikation keine nennenswerten N-Verluste durch Denitrifikation zu verzeichnen. Nach Einsetzen dieser N-Umsetzungsprozesse wird der vorhandene und neugebildete Nitratstickstoff fast völlig von den Pflanzen aufgezehrt (Absinken der Nitratgehalte Anfang Juni auf sehr geringe Werte), während Ammonium-N in Reserve gehalten wird.

In Abb. 2 und 3 sind die Kurvenzüge der 70 kg-N-Kontrollparzelle in gleicher Weise als Bezugsbasis eingezeichnet. Erfolgte eine zweite N-Gabe in Form von Nitrat-N (Abb. 2, obere Kurvenzüge), so läßt sich der größte Teil des Dünger-N (+ 80 bzw. + 180 kg NO_3 -N) etwa zwei Wochen nach der Düngung noch im Boden nachweisen. Erst Anfang Juni, also zum Zeitpunkt starker N-Aufnahme durch die Pflanzen, sinken auch die sehr hohen Nitratgehalte rasch wieder auf ein Niveau von etwa 30-50 kg N/ha ab, ohne allerdings die Tiefstwerte der 70 kg N-Vergleichsparzelle zu erreichen. Da das Absinken des Nitrat-N-Gehaltes auf der 250 kg N-Parzelle über den Pflanzenbedarf hinausgeht, muß angenommen werden, daß ein großer Teil des Nitrat-N denitrifiziert oder in die organische Substanz des Bodens überführt wird.

Letzteres erscheint allerdings wenig wahrscheinlich, da auch in den Nitratparzellen zur gleichen Zeit etwa 40-50 kg N/ha in Form von Austausch- NH_4 vorhanden sind und die Bodenmikroorganismen bevorzugt NH_4 -N assimilieren (4).

Betrachtet man jetzt den Verlauf der Austauschammonium- und Nitratgehalte bei der Verabreichung von NH_4 -N als zweiter N-Gabe (Abb. 3, obere Kurvenzüge): Auch hier läßt sich der größte Teil des gedüngten NH_4 -N etwa eine Woche nach der Düngung noch im Boden nachweisen. Es setzt jedoch rascher als bei reiner Nitratdüngung ein stetiger Abfall der Austausch- NH_4 -Gehalte ein, während gleichzeitig die Nitratgehalte ansteigen. Dies bedeutet, daß das Ammonium - kurz vor der Nitrifikationsperiode gegeben - offenbar eine Vorratsform darstellt, aus der fortlaufend nitrifiziert werden kann, auch schon vor dem Einsetzen der N-Umsetzungsprozesse in der 70 kg-N-Parzelle (vgl. Abb. 2, untere Kurvenzüge). Dies stützt die eingangs

geäußerte Annahme, daß eine starke NH_4 -Düngung Nitrifikationsvorgänge vorzeitig auslösen und verstärken kann. Das Nitrifikationsmaximum fällt jedoch - wie in der 70 kg-N-Parzelle - etwa auf den 24.5. Bis zu diesem Datum werden in einer Zeitspanne von nur einer Woche etwa 40 bzw. 60 % des vorhandenen NH_4 -N nitrifiziert. Andererseits bleiben - insbesondere bei der hohen NH_4 -Gabe - beachtliche NH_4 -N-Mengen sorptiv gespeichert, die dann successiv nitrifiziert werden. Dies führt zur Aufrechterhaltung eines höheren Gehaltes an "pflanzenverfügbarem" Nitrat-N fast über die gesamte Vegetationsperiode. Daß der Nitrifikationsprozeß auch nach Überschreiten des Nitratmaximums. - wenn auch in abgeschwächter Form - anhält und nur durch den Pflanzenentzug überlagert wird, zeigt ein Vergleich mit der 70 kg-N-Parzelle: Auch hier erfolgt nach der Zeit des stärksten pflanzlichen N-Entzuges (s. minimale Nitratgehalte Anfang Juni) noch einmal eine Nitratanreicherung (Ansteigen des Nitratgehaltes auf etwa 20 kg N/ha Ende Juni).

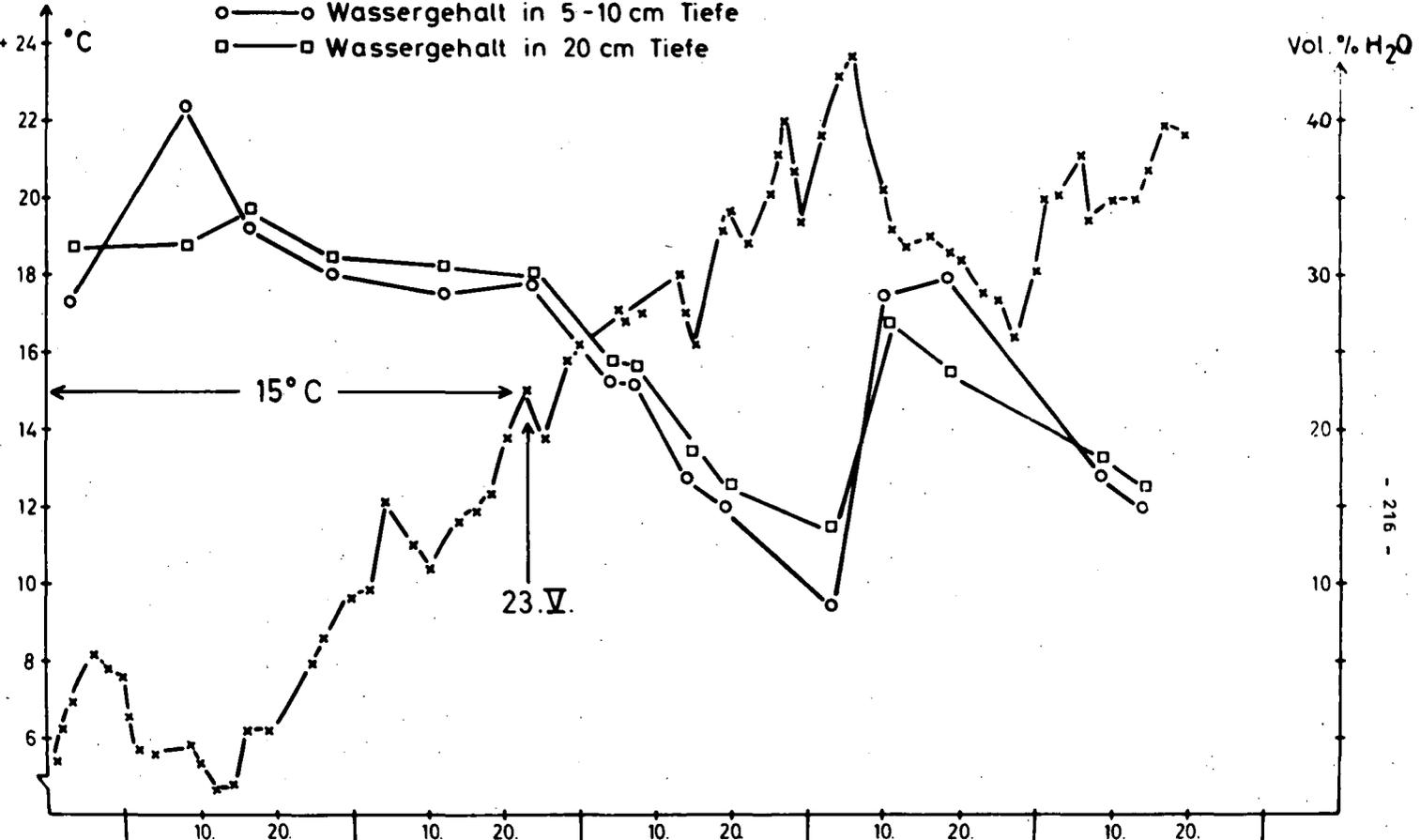
Zu welchem Zeitpunkt das Maximum der N-Umsetzungsprozesse (Ammonifikation, Nitrifikation und evtl. Denitrifikation bei hohem Nitratgehalt) erreicht wird, hängt offenbar in erster Linie von Bodentemperatur und Bodenwassergehalt ab. So wird im Jahre 1973 etwa zur Zeit des Nitratmaximums erstmals eine Bodentemperatur von 15°C überschritten (Abb. 4, 23.5.). Gleichzeitig ist der Boden noch ausreichend feucht (etwa 30 Vol. % Wasser entsprechend $\text{pf } 2,3$), während bei weiter ansteigenden Temperaturen der Wassergehalt des Bodens rasch absinkt. Die von FLEIGE u.a. (3) untersuchte Löß-Parabraunerde erreichte dagegen im Jahre 1968 schon gegen Ende April Bodentemperaturen von über 15°C , so daß Ammonifikation und Nitrifikation schon zu dieser Zeit begannen. Es folgte jedoch unmittelbar eine feucht-kühle Phase bis Mitte Mai mit Bodentemperaturen unter 15°C . Der angelauene Nitrifikationsprozess wurde dadurch wieder abgebremst. Stattdessen vermuten die genannten Autoren (3) eine Denitrifikation von Boden- und Düngerstickstoff während dieser feucht-kühlen Phase. Die Haupt-Nitrifikationsphase erstreckt sich jedoch im Jahre 1968 ebenfalls über eine feucht-warme Periode von Mitte Mai bis Mitte Juni.

Nach KUNDLER (4) sind auch für die Denitrifikation hohe Temperaturen erforderlich, die zu intensiven Stoffwechsel von Pflanzenwurzeln und Mikroben und damit zur Verringerung des gelösten O_2 führen. Hinweise darauf fand ferner SCHEFFER*) in Experimenten mit Kleinmonolithen aus

*) B. Scheffer, 1971, Modellversuche zu N-Entbindung, unveröffentl. Manuskript, Institut für Bodenkunde, Göttingen.

Abb. 4: Bodentemperatur und Wassergehalt 1973
(Parabraunerde Rosdorf, W-Weizen)

- × — × Temperatur in 6 cm Tiefe, 17⁰⁰-Uhr -Werte
- — ○ Wassergehalt in 5-10 cm Tiefe
- — □ Wassergehalt in 20 cm Tiefe



einem Parabraunerde-Ap-Horizont. Dabei zeigte sich, daß die Entbindung von gasförmigem Stickstoff erst bei Temperaturen von 15°C und einem Wassergehalt des Bodens entsprechend $p_f 2,0$ begann. Möglicherweise stellen Bodentemperatur und Wassergehalt in Abhängigkeit von Bodentyp und Bodenart geeignete Indikatoren für den Ablauf der N-Umsetzungsprozesse (insbesondere von Nitrifikation und Denitrifikation) dar.

Zusammenfassung

Mit Hilfe des zeitlichen Ganges der Gehalte an Austausch-Ammonium und Nitrat im Boden wird der Stickstoff-Umsatz in einer Löß-Ackerparabraunerde während der Vegetationsperiode 1973 in Abhängigkeit von Form (Ammonium- und Nitrat-N), Höhe und Zeitpunkt der N-Düngung dargestellt. Zeitlicher Ablauf der N-Umsetzungsprozesse im Boden (Ammonifikation, Nitrifikation und Denitrifikation) und Einfluß von Düngung, Bodentemperatur und Bodenfeuchte auf die genannten Prozesse werden diskutiert.

Literaturverzeichnis

- 1) Boguslawski, E. v. und K. v. Gierke, 1961, Neue Untersuchungen über den Nährstoffentzug verschiedener Kulturpflanzen, Z. Acker- und Pflanzenbau 112, 222-252
- 2) Burford, J. R., and R. C. Stefanson, 1973, Measurement of gaseous losses of nitrogen from soils, Soil.Biochem. 5, 133-141
- 3) Fleige, H., B. Meyer und H. Scholz, 1971, Bilanz und Umwandlung der Bindungsformen von Boden- und Düngerstickstoff (15-N) in einer Ackerparabraunerde aus Löß, Göttinger Bodenkundl.Ber. 18, 39-86
- 4) Kundler, P., 1970, Ausnutzung, Festlegung und Verluste von Düngerstickstoff, Albrecht-Thaer-Archiv 14, 191-210
- 5) Lehfeldt, J., 1970, Modellversuche über Verluste an gasförmigen Stickstoff bei Bebrütung von Boden-Luzernerwurzel-Gemischen, Albrecht-Thaer-Archiv 14, 625-633
- 6) Macgregor, A.N., 1972, Gaseous losses of nitrogen from freshly wetted desert soils, Soil Sci.Soc.Am.Proceed. 36, 594-596
- 7) Meyer, B. und K. Scheffer, 1970, Veränderungen des N- und K-Haushaltes einer Parabraunerde aus mächtigem Würmlöß durch Tiefumbruch, Göttinger Bodenkundl. Ber. 16, 99-124
- 8) Schlegel, H.G., 1972, Allgemeine Mikrobiologie, Georg Thieme Verlag, Stuttgart, 2. Aufl.
- 9) Sommer, K., 1971, Elementarstickstoffverluste bei der Umsetzung leicht zersetztlicher organischer Masse im Boden, Habil.Schr., Landw.Fak. Bonn
- 10) Stefanson, R.C., and D.J. Greenland, 1970, Measurement of nitrogen and nitrous oxide evolution from soil-plant systems using sealed growth chambers, Soil Sci. 109, 203-206

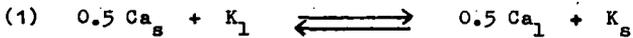
GAPONKOEFFIZIENTEN ALS MAß FÜR DIE KATIONENSELEKTIVITÄT DER BODEN-

AUSTAUSCHER

von

P. K. Khanna und B. Ulrich*)

Kationenaustauschgleichungen beschreiben die Gleichgewichte zwischen den am Austauscher gebundenen und den in der Gleichgewichtslösung vorhandenen Kationen. Befinden sich Ca^{++} -Ionen am Austauscher (Index s) und K^+ -Ionen in der Lösung (Index l), so gilt:



Wegen der Schwierigkeiten, die Aktivität eines Kations am Austauscher zu definieren und zu bestimmen, schlug Gapon (1933) eine einfache Beziehung vor, wobei die austauschbaren Kationen in Äquivalenten pro Einheitsmenge Boden ausgedrückt werden:

$$(2) \quad \frac{K_s}{Ca_s} = k_{K/Ca}^G \cdot \frac{a_K}{\sqrt{a_{Ca}}}$$

und in allgemeiner Form:

$$(3) \quad \frac{A_s}{B_s} = k_{A/B}^G \cdot AR_{A/B}$$

wobei AR (Reduced Activity Ratio) das Aktivitätenverhältnis der Ionen A und B ist, $AR = \frac{z_A \sqrt{a_A}}{z_B \sqrt{a_B}}$; die Aktivitäten werden in gion/l ausgedrückt.

Der binäre Gaponkoeffizient $k_{A/B}^G$ hat für unterschiedliche Wertigkeiten der Austauschionen verschiedene Dimensionen:

bei $z_A = z_B$ ist $k_{A/B}^G$ dimensionslos

bei $z_A \neq z_B$ hat $k_{A/B}^G$ die Dimension $gion \left(\frac{1}{z_B} - \frac{1}{z_A} \right) \cdot l \left(\frac{1}{z_A} - \frac{1}{z_B} \right)$

Für das Ionenpaar K/Ca hat der Gaponkoeffizient also die Dimension $gion^{-1/2} \cdot l^{1/2}$.

In den nachstehend geschilderten Versuchen sollte die Konstanz der Gaponkoeffizienten bei relativ geringfügiger Veränderung der natürlichen Kationenbelegung eines sauren Bodens geprüft werden.

*) Institut für Bodenkunde und Waldernährung der Universität Göttingen, Göttingen, Büsengweg 2

Methodik

Die Versuche wurden an einer Bodenprobe aus dem A_{hB_v} -Horizont einer mäßig podsoligen Braunerde aus LÖB (Standort: Solling, IBP-Probefläche B1) durchgeführt. Der Boden sei durch folgende Angaben charakterisiert:

AKt = 19,28 mval/100 g, AKe = 4,12 mval/100 g

Äquivalentprozente der Kationen													
am Austauscher							in der Gleichgewichts- bodenlösung (GBL)						
H	Na	K	Ca	Mg	Al	Fe+ Mn	H	Na	K	Ca	Mg	Al ³⁺	Fe+ AlOH
7,2	1,4	3,1	2,4	1,0	83,9	1,0	17,4	25,0	4,5	10,8	9,2	29,9	3,2

Je 5 g feldfeuchter Boden (24,8 % Wasser) wurde nach 8-monatiger Kühlagerung mit 25 ml Lösung versetzt. Die Kationen-Konzentrationen in diesen Lösungen entsprachen denen der Gleichgewichtsbodenlösung mit der Ausnahme jeweils eines Ions, dessen Konzentration über einen möglichst weiten Bereich unter Konstanzhaltung des pH variiert wurde. Versuchsbedingungen: Doppelte Versuchsansätze, Temperatur $20 \pm 1^\circ C$, Schütteldauer 18 Stunden; Abtrennung der GBL durch zentrifugieren bei 10000 UpM; Bestimmung von pH, Na, K, Ca, Mg, Al und Fe.

Aus der Veränderung der Konzentration in der angebotenen Lösung wurde die Veränderung des Austauscherbelages für alle Kationen berechnet.

Ein Austauschersystem mit n Kationen erfordert für seine Beschreibung bei geeigneter Auswahl die Berechnung von $\frac{n}{2} (n-1)$ der in Gleichung 3 definierten binären Gaponkoeffizienten. Wegen der unterschiedlichen Dimension sind diese Gaponkoeffizienten jedoch nicht direkt vergleichbar. Sie wurden daher (mit Ausnahme der dimensionslosen Koeffizienten bei Ionenpaaren gleicher Wertigkeit) für die folgenden Betrachtungen auf die einheitliche Dimension l/gion umgerechnet. Mit dieser Umrechnung wird zwar die Form der Gapongleichung verändert, doch hat sie keine Auswirkungen auf die Art der Abhängigkeit der Gapon-Koeffizienten von der Kationenbelegung. Aussagen hierüber wurden also von der Umrechnung nicht berührt.

Aussagewert der Gaponkoeffizienten

Nach den Untersuchungen von SCHOUWENBURG und SCHUFFELEN (1963) und EHLERS (1966) lassen sich für Kalium an illitischen Tonen verschiedene Bindungspositionen (planar, Ecken, intermicellar) unterschiedlicher Bindungsenergie unterscheiden, denen folgende Gaponkoeffizienten zugeordnet werden können:

K_p/Mg	K_e/Mg	K_i/Mg	
4,4	10500	$\gg 10500$	(SCHUFFELEN, 1972)
K_p/Ca	K_e/Ca	K_i/Ca	
0,1-11	500-6000	> 50000	(EHLERS, 1966)

Analog zu diesen Befunden werden im Folgenden Unterschiede in den auf die Dimension $l/gion$ umgerechneten Gaponkoeffizienten im Hinblick auf Bindungsplätze unterschiedlicher Bindungsenergie interpretiert. Unterschiedliche Bindungspositionen können wie im Fall des K an einem Tonmineral auftreten; SCHWERTMANN und VEITH (1972) unterscheiden in ähnlicher Weise 2 Bindungspositionen von Ca bei Montmorillonit und Vermiculit. Für Mg und Al lassen sich aus der Existenz von primärem bzw. sekundärem Chlorit ebenfalls zwei Bindungspositionen unterschiedlicher Energie erwarten. Für Na könnte schließlich neben der planaren Bindungsform an Tonmineralen eine Bindungsform hoher Bindungsenergie in randlichen Positionen von Feldspäten der Schluffraktion vermutet werden.

Die Bindungsintensität austauschbarer Kationen kann im Wesentlichen als Funktion der Ionenhydratation betrachtet werden. Unterstellt man, daß Al^{3+} -Ionen aufgrund ihrer Wertigkeit im elektrischen Feld des Austauschers unabhängig von der Bindungsposition (planar, intermicellar usw.) gleich gering hydratisiert sind, so ergibt sich als Konsequenz, daß die Bindungsintensität der Al^{3+} -Ionen in allen Bindungspositionen etwa gleich ist. Vorsichtiger könnte man auch formulieren, daß die Unterschiede in den Bindungsintensitäten der verschiedenen Bindungspositionen bei Al^{3+} -Ionen sehr viel kleiner sind als bei allen anderen Ionen.

Nach den bei ULRICH et al. (1971) dargestellten Untersuchungen zeigen die Gaponkoeffizienten von in ihrer Kationenbelegung nicht veränderten Bodenproben desselben Standorts die Abfolge

Ionenpaar	K/Mg	K/Ca	Na/Ca	Na/Mg	K/Al	Na/Al	Ca/Al	Mg/Al
$k_{A/B}^G$ (1/gion)	30000	2000	1000	200	17	0,4	$0,2 \cdot 10^{-4}$	$0,4 \cdot 10^{-8}$

Diese Gaponkoeffizienten sind von der Bestimmung her gewogene Mittelwerte der Gaponkoeffizienten der einzelnen Bindungspositionen, wobei die Gewichtung proportional dem Anteil der Bindungsformen am austauschbaren Vorrat eines Kations zustande kommt. Zahlenwerte von $k_{A/B}^G > 1$ zeigen dementsprechend Anteile von Kation A an, die im Vergleich zu B selektiv, d.h. mit höherer Intensität, gebunden sind.

Die Abfolge läßt sich demnach wie folgt interpretieren: Gegenüber Al besitzt nur K einen höheren Anteil von Bindungspositionen hoher Selektivität. Bei etwa gleich starken Anteilen an der AK (s.S.219) weisen Na, Ca und Mg in dieser Reihenfolge Bindungspositionen stark abnehmender Bindungsintensität auf. Dieses Ergebnis überrascht besonders wegen der Stellung von Na, die durch den Hinweis auf Bindungspositionen hoher Energie in randlichen Positionen von Feldspäten nur hypothetisch erklärt ist. Die Bindungsspezifität von K ist gegenüber Mg größer als gegenüber Ca, während die Verhältnisse bei Na umgekehrt sind. Dies deutet darauf hin, daß die spezifischen Bindungspositionen von Na mit denen von K nicht identisch sind.

Ergebnisse

Binäre Gaponkoeffizienten

In Abb. 1 ist die Abhängigkeit der binären Gaponkoeffizienten $k_{A/B}^G$ vom Sättigungsgrad des Kations A (X_A^s in %) dargestellt. Die Darstellungen lassen erhebliche Abhängigkeiten von X^s erkennen. So steigen alle $k_{Na/i}^G$ der Na-Serie für $X_{Na}^s > 0,8$ % auf sehr hohe Werte (Überwiegen von Bindungspositionen hoher Bindungsintensität), während sie im Bereich $0,8$ % $< X_{Na}^s < 1,8$ % innerhalb der Standardabweichung als konstant angesehen werden können. Ein rascher Anstieg der Kurven deutet auf zunehmende Anteile von Austauschplätzen

hoher Bindungsintensität hin. Ein konstanter Wert von k^G innerhalb eines bestimmten Bereiches von X^{β} bedeutet, daß in diesem Bereich die Bindungsintensität überwiegend durch eine Bindungsposition einheitlicher Energie bestimmt wird. Für k_{Na}^G trifft dies innerhalb des oben genannten Bereichs zu. Dagegen zeigen die Gaponkoeffizienten der K-Serie ($2,5 < X_K^{\beta} < 7$) keine Konstanz, sondern mit zunehmendem X_K^{β} eine deutliche Abnahme, die sich mit quadratischen Gleichungen (Tab. 1) gut beschreiben läßt: Mit zunehmender K-Sättigung nimmt der Anteil von Bindungsplätzen geringerer Intensität zu, ohne (wie beim Na) so stark zu überwiegen, daß der Einfluß der mit hoher Intensität gebunden K-Ionen auf den Gaponkoeffizienten vernachlässigbar ist. Diese Interpretation entspricht den Ergebnissen von SCHWERTMANN (1962), BOLT et al. (1963), SCHOWWENBURG et al. (1963) und KNIBBE et al. (1972).

Die Gaponkoeffizienten der Ca- und Mg-Serien zeigen hyperbolische Beziehungen zu X^{β} , wobei selektive Bindungspositionen für Ca bei $X_{Ca}^{\beta} < 3\%$ und für Mg bei $X_{Mg}^{\beta} < 1,5\%$ von Bedeutung werden. Für beide Serien sind die quadratischen Gleichungen in Tab. 1 aufgeführt.

Die Al-Serie ergibt im untersuchten Intervall $84\% < X_{Al}^{\beta} < 89\%$ konstante Gaponkoeffizienten für Na/Al und K/Al sowie eine lineare Änderung für Ca/Al.

Bei jeweils gleichem X^{β} gilt für die Abfolge der Gaponkoeffizienten bei den verschiedenen Serien:

<u>Serie</u>	<u>Gaponkoeffizienten</u>
Na	Na/Mg > Na/Ca > Na/Al
K	K/Mg > K/Ca > K/Al
Ca	Ca/K > Ca/Na > Ca/Al
Mg	Mg/K > Mg/Na > Mg/Al
Al	Al/K > Al/Ca > Al/Mg

Je kleiner k^G , desto kleiner ist der Unterschied in der Bindungsenergie der beiden Kationen eines Paares. Al hat also gegenüber allen anderen Kationen das stärkste Austauschvermögen, Mg das schwächste.

Multiple Gaponkoeffizienten:

Lassen sich in einem multiplen Kationen/Austauscher-System, bei dem mehr als zwei Kationen am Austauschvorgang beteiligt sind, mit Hilfe binärer Gaponkoeffizienten überhaupt Aussagen über die Bindungselektivität machen? Die Frage wird von LAGERWERFF und BOLT (1959) verneint bzw. auf Bedingungen eingeschränkt, wo (wie im Falle K/Ca bei Al-freien Böden) Veränderungen an anderen Kationen vernachlässigt werden können. Im folgenden werden daher die multiplen Gaponkoeffizienten berechnet, die sich durch Kombination der binären Gapongleichungen ableiten lassen, z.B.:

$$k_{Na/K}^G = \frac{Na_s}{K_s} \cdot \frac{a_K}{a_{Na}} \quad \text{und} \quad k_{Na/Ca}^G = \frac{Na_s}{Ca_s} \cdot \frac{\sqrt{a_{Ca}}}{a_{Na}}$$

ergibt den multiplen Gaponkoeffizienten $k_{Na/K, Ca}^G$

$$k_{Na/K, Ca}^G = \frac{Na_s^2}{K_s \cdot Ca_s} \cdot \frac{a_K \cdot \sqrt{a_{Ca}}}{a_{Na}^2}$$

und schließlich bei Hinzunahme weiterer Austauschpartner (Mg, Al)

$$k_{Na}^G = k_{Na/K, Ca, Mg, Al}^G = \frac{Na_s^4}{K_s \cdot Ca_s \cdot Mg_s \cdot Al_s} \cdot \frac{a_K \cdot \sqrt{a_{Ca}} \cdot \sqrt{a_{Mg}} \cdot \sqrt[3]{a_{Al}}}{a_{Na}^4}$$

Alle berechneten Koeffizienten wurden auf eine einheitliche Dimension (l/gion) umgerechnet, da nur dann ein Vergleich zwischen ihnen möglich ist.

In Abbildung 2 sind die multiplen Gaponkoeffizienten (Dimension l/gion) in Abhängigkeit von X^S (%) dargestellt. Wie die binären Koeffizienten zeigen sie eine starke Abhängigkeit von X^S ; die sich mit Hilfe quadratischer Gleichungen gut beschreiben läßt (die X^S -Werte sind nicht in % sondern als Anteil ausgedrückt):

Signifikanz
der Regressionen

$k_{Na}^G = 143. - 222.10^2 \cdot X_{Na}^S + 828.10^3 \cdot X_{Na}^{S2}$	99.9%
$k_K^G = 160.10^3 - 506.10^4 \cdot X_K^S + 411.10^5 \cdot X_K^{S2}$	99.9%
$k_{Ca}^G = 146.10^3 - 540.10^4 \cdot X_{Ca}^S + 474.10^5 \cdot X_{Ca}^{S2}$	99.9%
$k_{Al}^G = 392. - 847. \cdot X_{Al}^S + 458. \cdot X_{Al}^{S2}$	99.9%

Die quadratische Gleichung für Mg ist nur zu 95 % signifikant ($r = -0.2832$ n.s.).

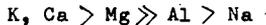
$$K_{Mg}^G = 112 \cdot 10^7 - 897 \cdot 10^8 \cdot X_{Mg}^S + 146 \cdot 10^{10} \cdot X_{Mg}^{S2}$$

Aus der geringen Abweichung zwischen den Gleichungen für K und Ca läßt sich entnehmen, daß sich K und Ca unter Berücksichtigung aller möglichen Austauschreaktionen im untersuchten Bereich von X^S fast identisch verhalten und ähnliche Selektivitäten am Austauscher aufweisen (vgl. SCHWERTMANN und VEITH, 1972).

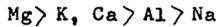
Für die eingangs aufgeführten Äquivalentanteile der Kationen am Austauscher (X^S) haben die Gaponkoeffizienten die Werte:

Na	K	Ca	Mg	Al
1	$5 \cdot 10^4$	$4 \cdot 10^4$	$2 \cdot 10^4$	5

Danach gilt für Anteil und Bindungsenergie der in Anspruch genommenen selektiven Bindungspositionen die Abfolge



In den o.a. Gleichungen gibt der Ordinatenabschnitt den Gaponkoeffizienten für $X^S \rightarrow 0$ an (falls diese Extrapolation zulässig ist). Für diese Bedingung ergibt sich folgende Reihung nach Bindungsenergie:



Diskussion

Aus den multiplen Gaponkoeffizienten ergeben sich wesentlich andere Schlußfolgerungen über die Beteiligung selektiver Bindungspositionen bei den verschiedenen Kationen wie aus den binären. Selbst bei möglichst weitgehender simultaner Betrachtung der Matrix der binären Gaponkoeffizienten läßt sich also aus den Beziehungen innerhalb der Ionenpaare keine gültige Interpretation des Selektivitätsverhaltens der einzelnen Kationen im Gesamtsystem ableiten. Die durch Vereinigung der binären Gaponkoeffizienten in jeder Reihe der Matrix abgeleiteten multiplen Gaponkoeffizienten gehen vom gleichen theoretischen Ansatz aus wie die bisher ausschließlich angewendeten binären Koeffizienten und beschreiben sowohl das Austauschverhalten einzelner Kat-

ionen wie auch die Selektivitäts-Relationen der verschiedenen Kationen zueinander. Wegen der Beteiligung von Bindungspositionen unterschiedlicher Bindungsenergie sind die multiplen Gaponkoeffizienten in dem untersuchten Boden nicht konstant, sondern von der Beteiligung an der Ionenbelegung abhängig. Hieraus kann gefolgert werden, daß in dem untersuchten stark versauerten Boden die verbliebenen Anteile von Na, K, Ca und Mg im Austauschbelag vorwiegend an spezifischen Bindungspositionen gebunden sind und einem weitergehenden Austausch großen Widerstand entgegensetzen.

Literatur:

1. Bolt, G. H., Summer, M.E. und Kamphorst, A.:
A study of the equilibria between three categories of potassium in an Illitic soil.
Soil Sci.Soc.Amer.Proc. 27, 294-299 (1963)
2. Ehlers, W.: Beiträge zum Kaliumaustausch des Bodens. Diss.Göttingen(1966)
3. Gapon, E. N.: On the theory of exchange adsorption in soils.
J.Gen.chem. (U.S.S.R.) 3, 144-163 (1933)
4. Knibbe, W. G. I. & Thomas, G. W.: Potassium - calcium exchange coefficients in clay fractions of some vertisols.
Soil Sci.Soc.Amer.Proc. 36, 568-572 (1972)
5. Lagerwerff, I. V. und Bolt, G. H.: Theoretical and experimental analysis of Gapon's equation for ion exchange.
Soil Sci. 87, 217-22 (1959)
6. Schouwenberg, I. Ch. van und Schuffelen, A. C.: Potassium exchange behaviour of an illite. Neth. J. Agric. Sci. 11, 13-22 (1963)
7. Schuffelen, A. C.: The cation exchange system of the soil. Potassium in Soil. Proc. 9th colloquium - International Potash Institute S. 75-88 (1972)
8. Schwertmann, U.: Die selektive Kationensorption der Tonfraktionen einiger Böden aus Sedimenten.
Z. Pflanzenern., Düng., Bodenkunde 97, 9-25 (1962)
9. Schwertmann, U. und Veith, I.: Reaktionen von Ca-Montmorillonit und Ca-Vermiculit mit Kohlensäure.
Z. Pflanzenern. und Bodenkunde 132, 21-37 (1972)
10. Ulrich, B., Ahrens, R. und Ulrich, M.: Soil chemical differences between Beech and Spruce sites - an example of the methods used.
Ecological Studies. Analysis and Synthesis vol. 2 ed.
Ellenberg. Springer Verlag, Heidelberg 1971.

Tabelle 1

Quadratische Gleichungen für den verschiedenen binären Gaponkoeffizienten

Gaponkoeff (Y)	X_i^S (X)	Koeffiziente der quadratischen Gleichungen			Signifikanz der Regressionen
		A	B	C	
Na/Ca	Na	$159.4 \cdot 10^2$	$-248.3 \cdot 10^4$	$930.3 \cdot 10^5$	n.s.
/Mg	Na	$215.9 \cdot 10^2$	$-319.8 \cdot 10^4$	$117.4 \cdot 10^6$	xxx
/Al	Na	21.9	$-310.9 \cdot 10^1$	$273.1 \cdot 10^2$	xxx
K/Ca	K	$835.4 \cdot 10^2$	$-162.6 \cdot 10^4$	$706.6 \cdot 10^4$	xxx
/Mg	K	$913.6 \cdot 10^3$	$-250.4 \cdot 10^5$	$194.2 \cdot 10^6$	xxx
/Al	K	333.4	$-844.9 \cdot 10^1$	$616.0 \cdot 10^2$	xxx
Ca/Na	Ca	441.0	$-131.7 \cdot 10^2$	$111.4 \cdot 10^3$	xxx
/K	Ca	$899.3 \cdot 10^2$	$-244.2 \cdot 10^4$	$196.3 \cdot 10^5$	xxx
/Al	Ca	$0.73 \cdot 10^{-4}$	$-0.61 \cdot 10^{-2}$	0.14	xxx
Mg/Na	Mg	$207.3 \cdot 10^2$	$-159.5 \cdot 10^4$	$256.2 \cdot 10^5$	xx
/K	Mg	$387.5 \cdot 10^4$	$-296.5 \cdot 10^6$	$475.8 \cdot 10^7$	xx
/Al	Mg	$0.18 \cdot 10^{-5}$	$-0.40 \cdot 10^{-3}$	$0.16 \cdot 10^{-1}$	xxx
Al/Na	Al	916.0	$-211.2 \cdot 10^1$	$122.1 \cdot 10^1$	n.s.
/K	Al	$-119.3 \cdot 10^2$	$281.4 \cdot 10^2$	$-169.7 \cdot 10^2$	n.s.
/Ca	Al	$0.26 \cdot 10^{-2}$	$-0.57 \cdot 10^{-2}$	$0.32 \cdot 10^{-2}$	xxx
/Mg	Al	$0.51 \cdot 10^{-4}$	-0.12	$0.68 \cdot 10^{-4}$	xxx

x 95% xx 99% xxx 99,9%

Abb. 1

Binäre Gaponkoeffizienten

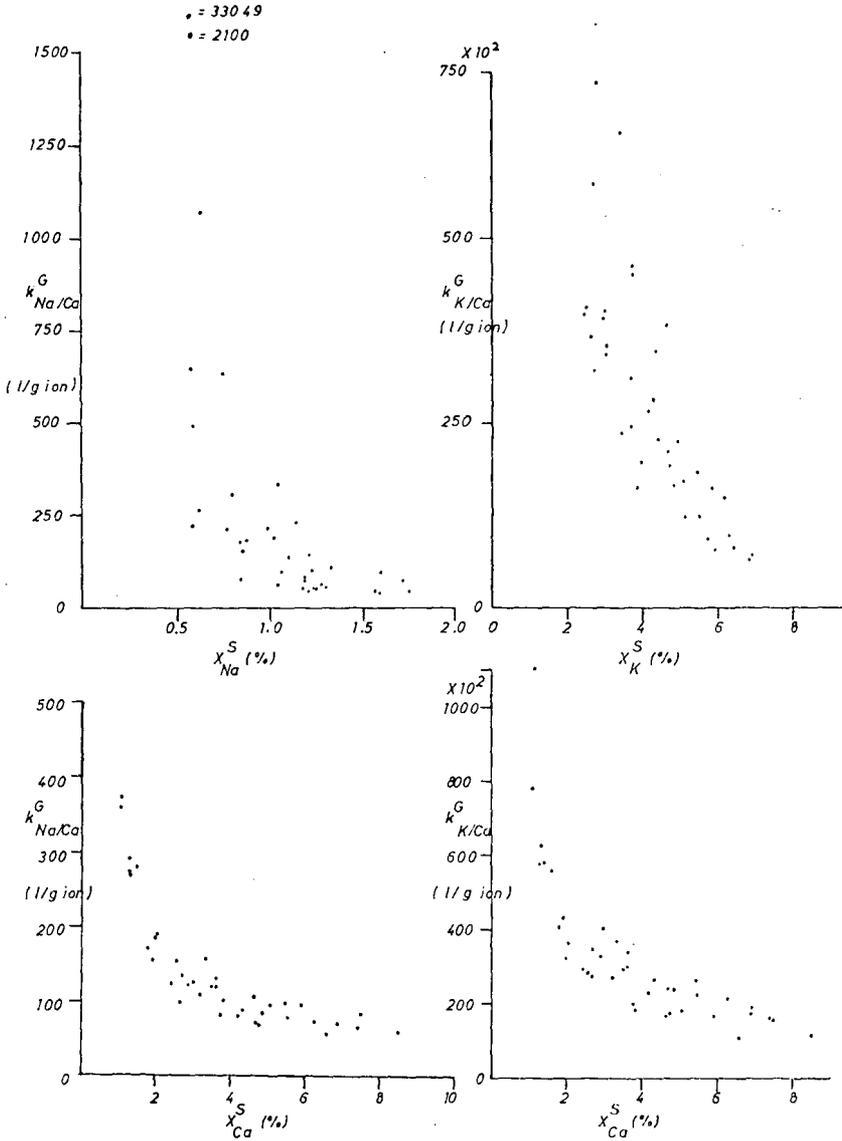
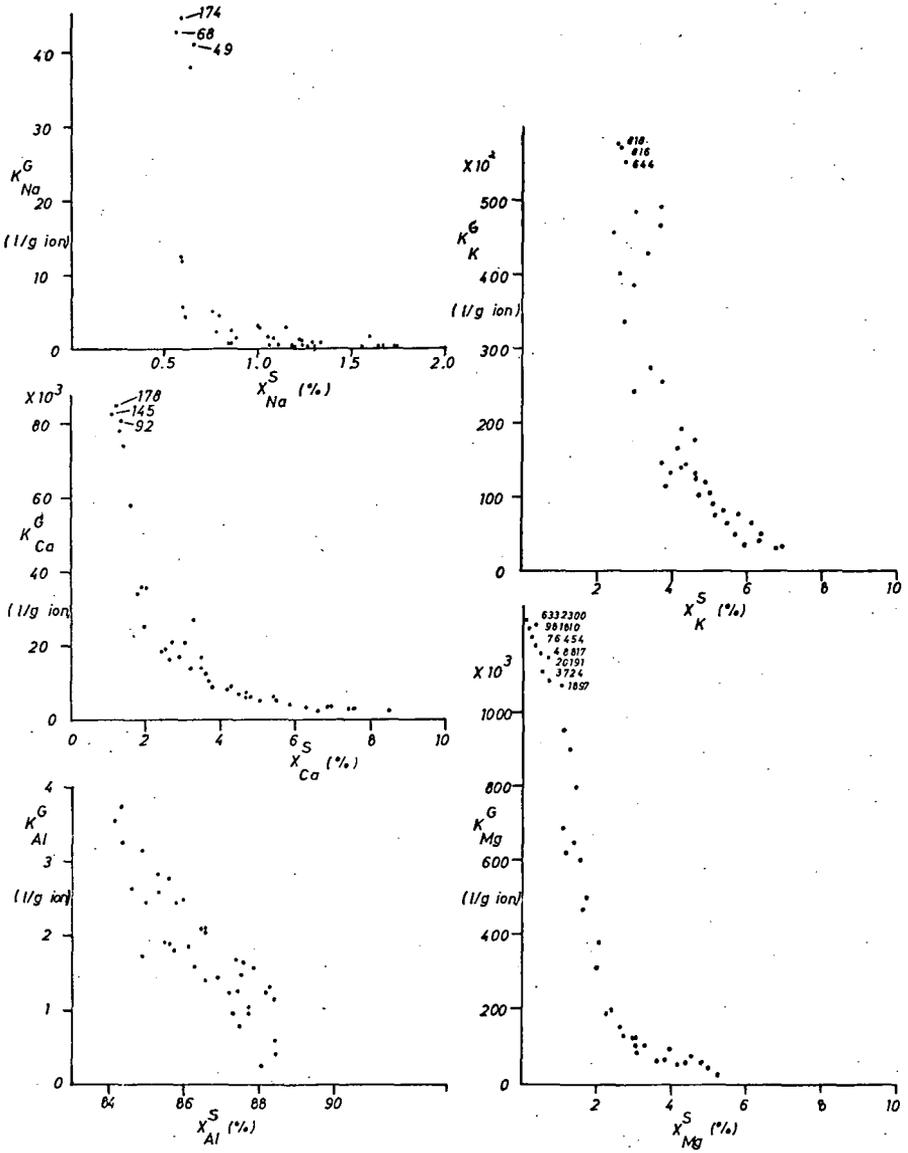


Abb.2 Multiple Gaponkoeffizienten



Die Beschreibung von Kationenaustausch-Gleichgewichten in Simulations-
modellen des Kationen-Kreislaufs in Waldökosystemen

von

B. Ulrich^{*)}

Die Mitarbeit des Instituts für Bodenkunde und Waldernährung am Solling-Projekt im Rahmen des Internationalen Biologischen Programms ermöglichte die Erfassung der mit heutigen Methoden messbaren Bioelementvorräte und Bioelementflüsse in einem Buchen- und Fichtenwald. Das im Wesentlichen in den Dissertationen von MAYER und PAVLOV niedergelegte Zahlenmaterial kann zur Ausfüllung des in Abb. 1 dargestellten Kompartiment-Modells des Buchenwald-Ökosystems dienen.

In dem Modell erscheinen vom Bestand nur zwei Kompartimente:

- 1) die zwischen Bestand und Boden umlaufende Bioelementmenge
- 2) die in den Feinwurzeln <2 mm lokalisierte Bioelementmenge.

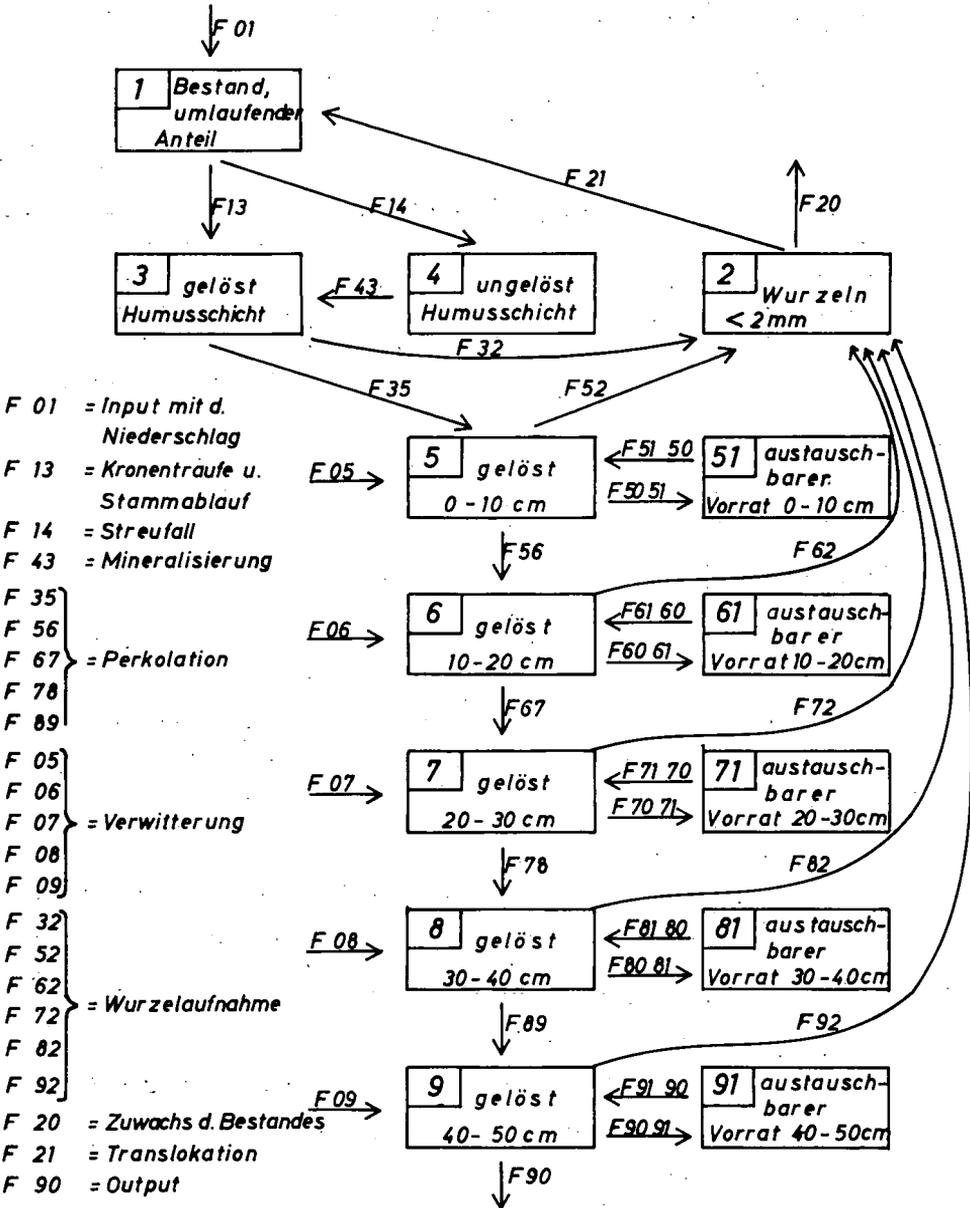
Die Bioelementaufnahme in Holz und Rinde, dargestellt durch den Pfeil F20, wird als nicht umkehrbar betrachtet, so daß das entsprechende Kompartiment mit dem System nicht rückgekoppelt ist und damit außer Betracht gelassen werden kann.

Der Boden wird nach Tiefe und Bindungsform kompartimentiert. Hinsichtlich Tiefe werden Humusschicht und Mineralboden unterschieden, letzterer wird weiter in 10 cm mächtige Tiefenstufen unterteilt. Innerhalb jeder Tiefenstufe wird bei den Kationen der in Lösung befindliche Vorrat und der austauschbare Vorrat berücksichtigt.

Von den Flüssen F, im Kompartiment-Modell durch Pfeile gekennzeichnet, wurden der Input mit dem Niederschlag F01, der Transport im Bestandesniederschlag F13 bzw. mit der Streu F14, die Mineralisierung F43 sowie der Output mit dem Versickerungswasser F90 direkt gemessen, die beiden letzteren mit Hilfe von Lysimetern.

^{*)} Institut für Bodenkunde und Waldernährung der Universität Göttingen, Göttingen, Büsingenweg 2

Abb.1 Kompartiment -Modell des Kationenkreislaufs



Die Aufnahme durch den Bestand entspricht der Summe der Flüsse, die das Wurzelkompartiment verlassen, F_{21} und F_{20} . F_{20} wurde aus gemessenen Werten für Zuwachs- und Bioelementkonzentration des Bestandes berechnet, F_{21} durch Bilanzierung von Kompartiment 1. Die Verteilung der Gesamtaufnahme auf die einzelnen Bodentiefen erfolgte proportional sowohl der Wurzelmasse wie der Kationenkonzentration in der Bodenlösung. Die Verwitterung F_{05} bis F_{09} wurde aus der für das ganze Ökosystem als gültig angenommenen Flußgleichung

$$\text{Input} + \text{Verwitterung} - \text{Zuwachs} - \text{Output} = 0$$

berechnet und gleichmäßig auf alle Tiefenstufen verteilt. Die Perkolationschließung schließlich wurde aus der Bilanzierung des jeweiligen Kompartiments berechnet.

Aus diesen Daten über Kompartimentinhalte einerseits und Flüsse andererseits wurde ein mathematisches Modell des Ökosystems abgeleitet. Erfahrungsgemäß kann der zeitliche Ablauf von Transportprozessen in einem System mit hoher Rückkoppelung durch die einfache Annahme, daß die Transportrate dem Inhalt des Donorkompartiments proportional sei, mit ausreichender Genauigkeit beschrieben werden. Das Vorgehen sei im Prinzip an dem in Abbildung 2 dargestellten einfachen Modell erörtert. Der gemessene jährliche Fluß von Kompartiment 1 nach 2, F_{12} , stellt das Integral über die Flußraten J innerhalb eines Jahres dar. J_{12} sei proportional dem Inhalt des Donorkompartiments C_1 .

$$J_{12}(t) = A_{12} \cdot C_1(t)$$

Die Proportionalitätskonstante A_{12} wird als Transferkoeffizient bezeichnet, ihr Kehrwert gibt die mittlere Verweildauer des Kompartimentinhalts an. A_{12} wird aus den gemessenen Flüssen und dem Anfangswert für das Kompartiment 1, S_1 , berechnet:

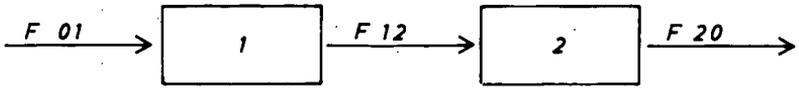
$$A_{12} = F_{12} / S_1$$

Für die zeitliche Veränderung der Kompartimentinhalte gelten damit folgende Differentialgleichungen:

$$\begin{aligned} dC_1 / dt &= J_{01}(t) - J_{12}(t) \\ dC_2 / dt &= J_{12}(t) - J_{20}(t), \end{aligned}$$

Abb. 2

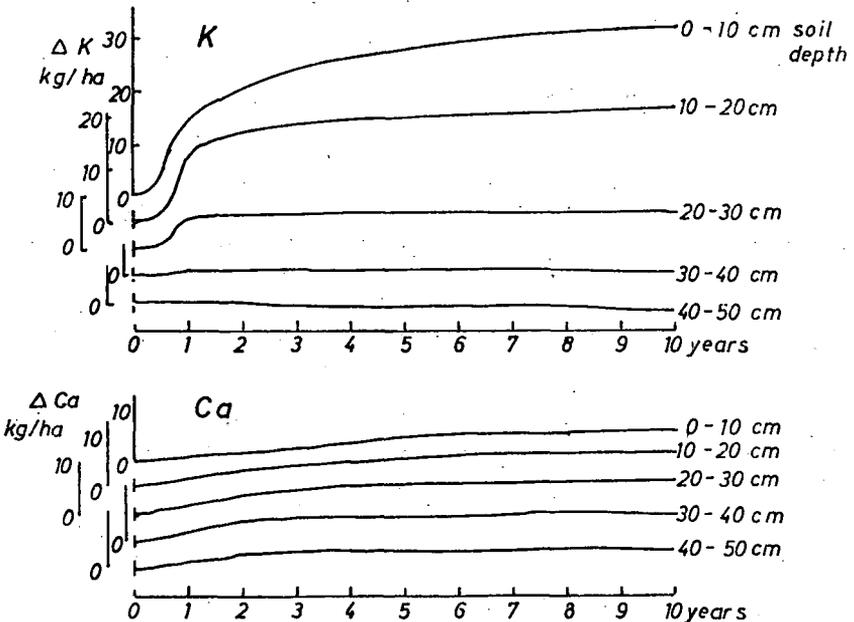
Mathematisches Modell



Definition: $F_{12} = \int_0^t J_{12}(t) dt$

Abb. 3

Change in exchangeable stores of K and Ca in the different soil depth intervalls after fertilization



für deren Lösung der jeweilige Zeitwert von C1 bzw. C2 erforderlich ist. Diese Werte werden in einem Simulationsprogramm wie z. B. der Programmiersprache CSMP (Continuous System Modeling Program) der IBM durch numerische Integration berechnet.

Der Zweck solcher Modelle ist die Simulation von Verhaltensweisen des Systems gegenüber äußeren Einflüssen; in unserem Fall z.B. des Schicksals der Düngernährstoffe nach einer Düngung. Dieses Verhalten wird in hohem Ausmaß von den Gleichgewichten zwischen Bodenlösung und fester Phase des Bodens bestimmt, bei Kationen also durch Kationenaustausch-Gleichgewichte. Alle Ansätze zur Beschreibung von Kationenaustausch-Gleichgewichten in Böden gehen von Ionenverhältnissen in der Lösung aus. Dabei wird in der Regel ein Kationenpaar betrachtet, wie z. B. in der GAPON-Gleichung (vgl. Vortrag KHANNA). Das Verhalten eines einzelnen Kations im Ökosystem kann also nicht isoliert simuliert werden, zumindest dann nicht, wenn die Reglerfunktion der Austauschgleichgewichte von Bedeutung wird, wenn also größere Mengen umgetauscht werden. Um die Wechselwirkungen der Kationen untereinander zu erfassen sollten in einem sauren Boden simultan mindestens Na, K, Ca, Mg und Al betrachtet werden; K, Ca und Mg als Nährstoffe, Na wegen seines hohen Anteils in der Bodenlösung und Al wegen seines hohen Anteils an den austauschbaren Kationen. Damit stellt sich das Problem der Behandlung multipler Kationenaustausch-Gleichgewichte.

Für die Modellierung haben wir von der Verwendung der von KHANNA geschilderten multiplen Gapongleichungen abgesehen, da ihre Gaponkoeffizienten nicht konstant sind. Unter Verwendung des SCHOFIELD'schen Verhältnisgesetzes (Ratio Law) läßt sich ein relatives chemisches Potential für das Kation i , μ_i , in der Gleichgewichtslösung eines Kationenaustausches ableiten

$$\mu_i = RT \ln \prod_{j=1}^j AR_{i/j} \quad (\text{Kcal/gion})$$

AR ist das reduzierte Aktivitätenverhältnis, j steht für die anderen betrachteten Kationen. Der Vorteil dieses Ausdrucks liegt einmal darin, daß er - genauso wie AR oder das Produkt von Aktivitätenverhältnissen - von der aktuellen Lösungskonzentration unabhängig ist. Dies ermöglicht

einen Vergleich von im Simulationsablauf berechneten Werten mit gemessenen Werten. Zum anderen erlaubt die Dimension Kcal/gion eine Bewertung einer eventuellen Differenz zwischen Simulationswert und gemessenem Wert, was das Aktivitätenverhältnis nicht gestattet. Aus den von KHANNA dargestellten Untersuchungsergebnissen wurden daher empirische Beziehungen zwischen dem chemischen Potential einerseits und dem Sättigungsgrad X^S bzw. der umgetauschten Kationenmenge Δi andererseits in Form von Regressionsgleichungen berechnet. Diese Gleichungen wurden in ein Simulationsmodell eingebaut mit der vereinfachenden Annahme eines konstanten mittleren Wassergehalts im Boden. Das Modell verfolgt simultan die Flüsse und Kompartimentinhalte für Na, K, Ca, Mg und Al entsprechend Abbildung 1. Es gestattet noch nicht die Berücksichtigung von pH-Änderungen.

Einige Ergebnisse der Simulation eines Inputs in das Lösungskompartiment des Auflagehumus von 100 kg K, 100 kg Ca und 10 kg Mg sind in Abbildung 4 und 5 zusammengestellt. Der Ca-Input gibt hierbei nicht die Düngergabe wider, sondern die nach Neutralisation in die Bodenlösung als Neutral-salz übergetretene Ca-Menge, die hier mit 10 % einer Kalkgabe von 14 dz CaO/ha als CaCO_3 angesetzt wird.

Abbildung 3 zeigt die Entwicklung der austauschbaren Vorräte bei K und Ca in den verschiedenen Bodentiefen im Ablauf von 10 Jahren. Beim Ca erhöhen sich die austauschbaren Vorräte fast gleichzeitig über die ganze Bodentiefe, während beim K entsprechend der höheren Bindungselektivität die Vorraterhöhung vorwiegend auf die Tiefe 0 bis 20 cm beschränkt ist. In 30 bis 50 cm Bodentiefe sind die austauschbaren K-Vorräte auch nach 10 Jahren noch praktisch unbeeinflusst von der Düngung. Ergebnisse dieser Art lassen sich anhand vorhandener Düngungsflächen leicht überprüfen und können daher zur Validierung des Modells benutzt werden.

Abbildung 4 gibt die Veränderungen im Ökosystem 10 Jahre nach der Düngung wider. Nach diesem Zeitraum sind nur 2 % des K-Inputs, aber 22 % des Ca-Inputs ausgewaschen. 61 % des K- bzw. 31 % des Ca-Inputs sind in den austauschbaren Vorrat übergegangen. Am auffälligsten ist die Beanspruchung des austauschbaren Mg-Vorrats, der trotz der Düngung um 3 kg bzw. 8 % abgenommen hat. Dieses Ergebnis ist deshalb besonders interessant, weil ertragskundliche, nadelanalytische und bodenchemische

Untersuchungen an Forstdüngungsversuchen bereits Hinweise auf eine solche Belastung des Mg-Haushalts im Ökosystem durch Zufuhr anderer Nährstoffe ergeben haben. Das Beispiel ist auch geeignet, die Aufgabe der mathematischen Modellierung als wissenschaftliche Methodik aufzuzeigen: Sie soll eine Hilfe bei der Aufklärung komplexer zeitabhängiger Prozesse sein und darüberhinaus Hinweise zur rechtzeitigen Erkennung unerwünschter Entwicklungen geben.

Abb. 4

Veränderungen 10 Jahre nach Düngung
von 100 kg K, 100 kg Ca, 10 kg Mg

	Δ austb.		Δ Out	Δ Verw.		Δ Blatt	
	kg	%		kg	%	kg	%
Na	- 6,3	4	+ 5	-	-	+ 0,003	0,8
K	+ 61	16	+ 2	- 8	8	+ 1,3	4
Ca	+ 31	12	+ 22	- 7	17	+ 0,9	6
Mg	- 3	8	+ 4	- 3	14	+ 0,09	1
Al	- 33	0,8	+ 23	- 8	18		

Modelle für die nichtstationäre Diffusion von Bioziden im Boden

von
R. Mayer *)

Bei der vorliegenden Arbeit ging es um die Frage, inwiefern eine Verflüchtigung von Bioziden, die in den Boden eingearbeitet wurden, an der Bodenoberfläche als Folge des dort herrschenden Konzentrationsgefälles zum Biozidverlust einer behandelten Fläche beiträgt. Andere Verlustmöglichkeiten wären beispielsweise die Auswaschung, wichtig vor allem bei wasserlöslichen Substanzen, die Bodenerosion, bei welcher auch die absorbierte Phase erfasst wird, sowie die chemische Degradation.

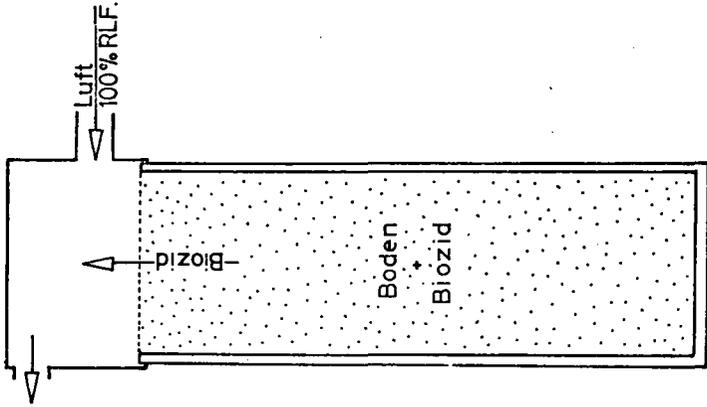
Auf der Grundlage von Laborversuchen vor allem mit Lindan und Dieldrin, die an der University of California in Riverside durchgeführt wurden, sollte versucht werden, mathematische Modelle auf physikalisch-chemischer Grundlage für den Transport von Bioziden im Boden und deren Verflüchtigung an der Bodenoberfläche zu erarbeiten (MAYER et al.)

Versuchsanordnung

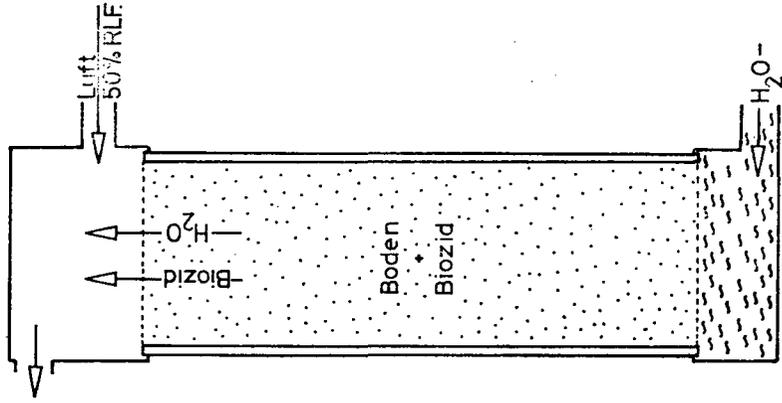
Die Versuchsanordnung ist in Abb. 1 schematisch dargestellt. Ein zylinderförmiges Gefäß war gefüllt mit einem biozidbehandelten Boden. Zu Beginn des Experiments waren Pestizid und Bodenwasser gleichmäßig verteilt. An der Bodenoberfläche wurde ein konstanter Luftstrom vorbeigeführt.

Bei der ersten Versuchsvariante zur Untersuchung der Biozidbewegung ohne Wasserbewegung war die Luft im Luftstrom zuvor auf 100 % Luftfeuchtigkeit gebracht worden. Der Zylinderboden war geschlossen. Bei der zweiten Versuchsvariante zur Untersuchung von simultanem Massen- und Diffusionsfluß stand der Zylinderboden mit einem Wasserreservoir in Verbindung und der Luftstrom wies ein konstantes Sättigungsdefizit auf. Dadurch kam es an der Bodenoberfläche zur Evaporation von Wasser und zu einem Wasserfluß durch den Zylinder.

*) Institut für Bodenkunde und Waldernährung,
34 Göttingen, Büsingenweg 2



Versuchsvariante 1



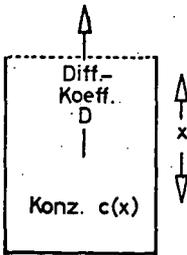
Versuchsvariante 2

Abb. 1

Die an der Bodenoberfläche verflüchtigten und vom Luftstrom abgeführten Biozidmengen wurden in bestimmten Zeitabständen gemessen.

Versuchsvariante 1: Diffusionsfluß ohne Massenfluß

Grundlage für ein mathematisches Modell der Transportvorgänge, bei denen lediglich die Diffusion wirksam ist, war die Annahme von der Anwendbarkeit der Diffusionsgesetze. Für den nichtstationären ein-dimensionalen Fall ist das Diffusionsgesetz gegeben durch die Gleichung:



(1)

$$\frac{\partial^2 c}{\partial x^2} - \frac{1}{D} \frac{\partial c}{\partial t} = 0$$

Entscheidend für die Anwendbarkeit dieser Beziehung ist insbesondere die Frage, ob der Diffusionskoeffizient D tatsächlich eine Konstante darstellt. Diffusionsversuche (EHLERS et al.) haben gezeigt, daß dies z.B. für Lindan innerhalb eines großen Konzentrationsbereichs der Fall ist (Abb. 2a). Auch über einen weiten Wassergehaltsbereich bleibt der Diffusionskoeffizient konstant (Abb. 2b). Es wird dabei nicht unterschieden zwischen Diffusion in flüssiger oder gasförmiger Phase, vielmehr versteht sich D als ein effektiver Diffusionskoeffizient für den diffusiven Transport des Biozids entlang eines Konzentrationsgradienten.

Die Randbedingungen zur Lösung der Diffusionsgleichung (1) lauten

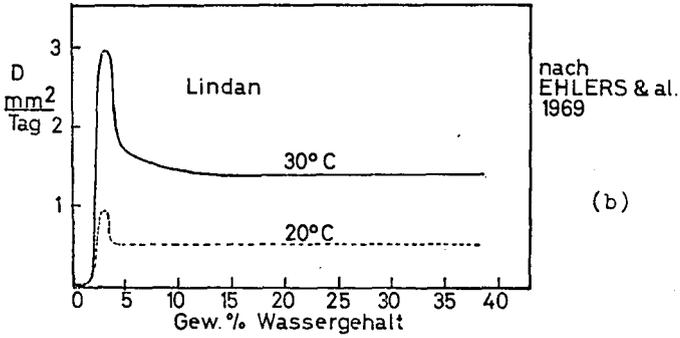
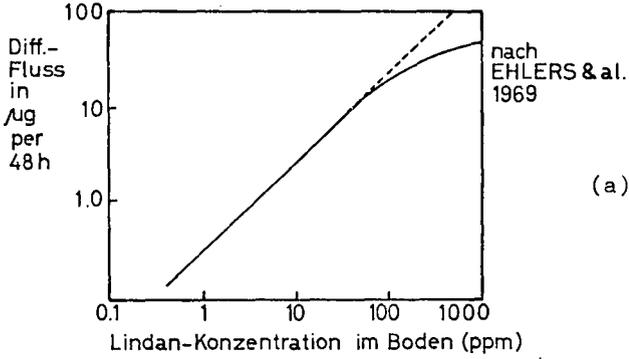


Abb. 2

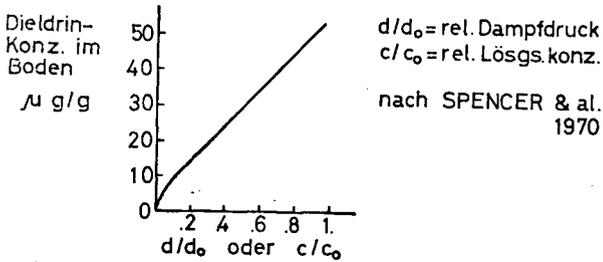


Abb. 3

für die geschilderte Versuchsanordnung: Konstante Biozid-Anfangs-Konzentration C_0 (2), kein Biozid-Fluß durch den Zylinderboden (3).

$$c(x,t) = C_0 \quad \text{bei } t=0 \quad \text{mit } 0 < x < L \quad (2)$$

$$\left. \frac{\partial c}{\partial x} \right|_{x=L} = 0 \quad (3)$$

mit der Zeit t und der Säulenlänge L .

Die Randbedingung an der Bodenoberfläche kann nicht ohne weiteres angegeben werden. Geht man jedoch davon aus, daß durch die Turbulenz innerhalb des Luftstromes die Biozidverteilung homogen ist, so ist die weggeführte Biozidmenge gleich dem Produkt aus Luftgeschwindigkeit und Biozidkonzentration in der Luft. Mit Hilfe der Adsorptionsisothermen läßt sich die Biozid-Konzentration oder der relative Dampfdruck in der Luft durch die Konzentration im Boden ausdrücken (Abb. 3). Bewegt sich die Biozid-Konzentration im Boden innerhalb des linearen Teils der Adsorptionsisotherme, dann ist die Randbedingung für die Bodenoberfläche gegeben durch

$$D \left. \frac{\partial c}{\partial x} \right|_{x=0} = v R c(t,x) \Big|_{x=0} \quad (4)$$

wobei v die Fließgeschwindigkeit des Luftstroms und R die Steigung der Adsorptionsisotherme ist.

Für dieses System von Randbedingungen existiert eine analytische Lösung (CARSLAW & JAEGER). Für den Biozidfluß Φ durch die Bodenoberfläche ergibt sich danach die Beziehung

$$\Phi = 2 D C_0 \sum_{n=0}^{\infty} \frac{e^{-D \alpha_n^2 t} h^2}{L h^2 + \alpha_n^2 L + h} \quad \text{mit } h = Rv/D; \alpha_n \tan \alpha_n = h/L \quad (5)$$

Die analytische Lösung vereinfacht sich, wenn die Oberflächenkonzentration infolge rascher Luftbewegung sehr schnell auf einen Wert nahe Null absinkt.

Die Randbedingung lautet dann

$$c(x,t) \Big|_{\substack{x=0 \\ t>0}} = 0 \quad (6)$$

Ausschlaggebend ist dabei das Verhältnis von Luftgeschwindigkeit zum Diffusionskoeffizienten. Wird dieses Verhältnis sehr weit, dann lautet die Lösung der Diffusionsgleichung

$$\Phi = \frac{DC_0}{\sqrt{\pi Dt}} \left(1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n e^{-n^2 L^2 / Dt} \right) \quad (7)$$

In Abb. 4 ist das Ergebnis eines Diffusionsversuchs mit Dieldrin dargestellt. Als Punkte sind die experimentell bestimmten Flußraten durch die Bodenoberfläche zu verschiedenen Zeitpunkten nach Beginn des Experiments eingezeichnet. Die Kurve wurde nach Gleichung (7) berechnet. Die gute Anpassung zeigt, daß hier die Annahme der Randbedingung (6) ("Oberflächenkonzentration gleich Null") gerechtfertigt ist.

Abb. 5 zeigt das Ergebnis eines ähnlichen Experiments mit Lindan. Übereinstimmung mit den Meßwerten zeigt lediglich die Kurve, die nach Gleichung (5) unter Annahme der Randbedingungen (2), (3) und (4) berechnet wurde. Bei diesem Experiment war also die Luftgeschwindigkeit ein begrenzender Faktor bei dem Verlust von Bioziden an der Bodenoberfläche. Dasselbe gilt für den in Abb. 6 dargestellten Versuch mit Dieldrin bei verschiedenen Luftgeschwindigkeiten.

Versuchsvariante 2: Massenfluß und Diffusion gekoppelt

Findet neben der Diffusion entlang eines Konzentrationsgradienten auch Wasserbewegung statt, so setzt sich der Gesamt-Biozidfluß additiv aus einem diffusiven und einem konvektiven, im Wasser gelösten Biozidanteil zusammen. Für den Diffusionsanteil kann der bereits geschilderte mathematische Ansatz übernommen werden.

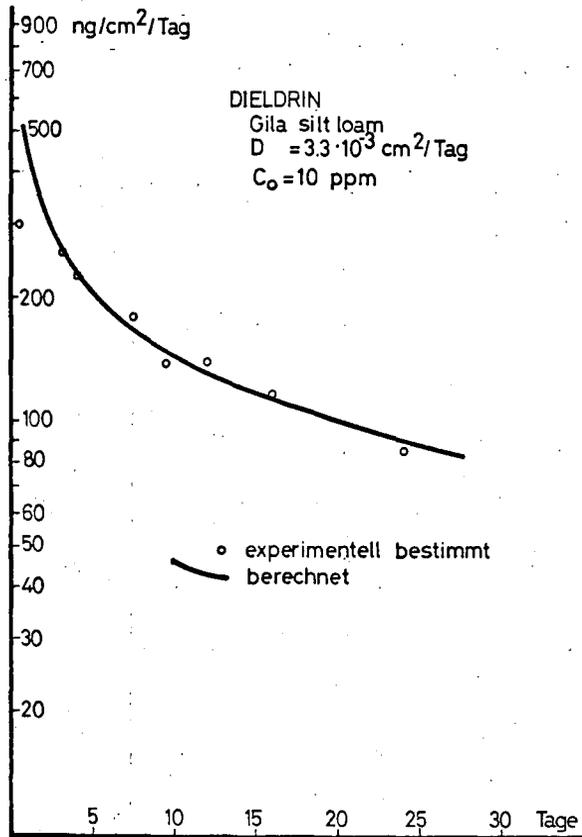


Abb. 4

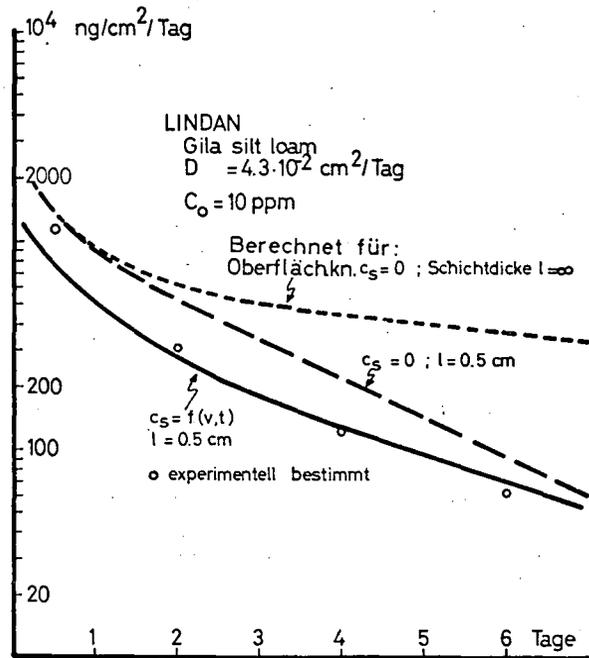


Abb. 5

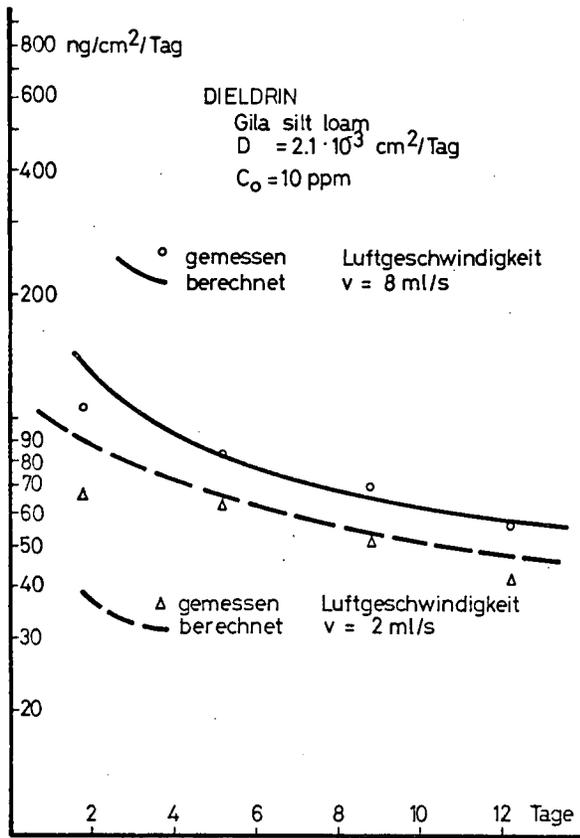


Abb. 6

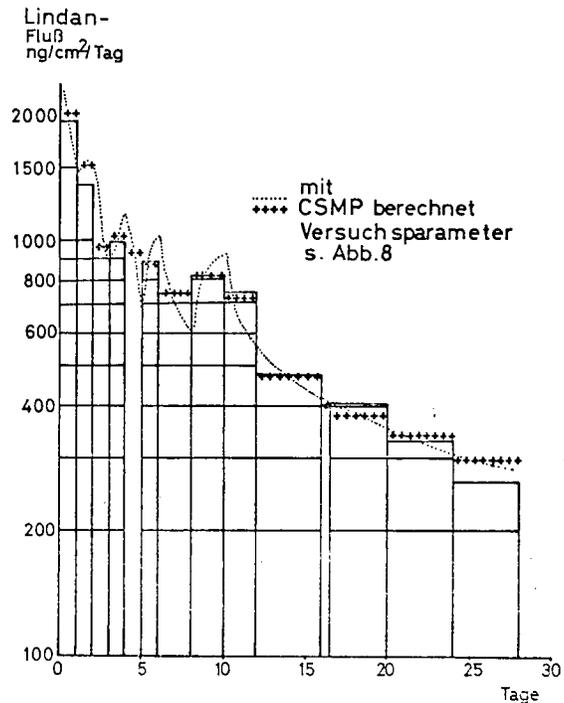


Abb. 7

Für den konvektiven Anteil läßt sich folgende Überlegung anstellen: Betrachtet man ein Schichtelement des Bodenzylinders, so kann mit Hilfe der Adsorptionsisothermen für jeden Zeitpunkt für eine bestimmte Gesamt-Biozidkonzentration die zugehörigen Konzentrationen in der flüssigen und in der Gasphase angegeben werden (Abb. 3). Der konvektive Massenfluß ergibt sich damit aus der Fließgeschwindigkeit und der Konzentration in der flüssigen Phase.

Neben der Bewegung mit dem Wasserstrom und der Diffusion spielt auch die Dispersion eine Rolle bei dem Biozid-Transport im Boden. Der durch Dispersion induzierte Biozidfluß ist abhängig vom Konzentrationsgradienten und von der Fließgeschwindigkeit des Wassers. Da letztere in den Versuchen konstant gehalten wurde, kann die Dispersion formal als Diffusion behandelt werden und wirkt sich wie eine Vergrößerung des Diffusionskoeffizienten aus (vgl. SCHEIDEGGER).

Die geschilderten Versuchsbedingungen sind so angelegt, daß das Biozid in gelöster Form nicht den Bodenzylinder verläßt, d.h. der konvektive Anteil in der flüssigen Phase des Biozid-Gesamtflusses durch die Oberfläche ist gleich Null.

Analytische Lösungen für derartige Transportprobleme sind in der Regel recht kompliziert, falls sie überhaupt existieren. Eine Möglichkeit, solche Schwierigkeiten zu umgehen, ist die Benutzung der Programmiersprache IBM S/360 CSMP, die für die Behandlung von Transportproblemen im Boden sehr gut geeignet ist (vgl. deWIT et al.)

Abb. 7 zeigt das Ergebnis eines Versuchs mit Lindan (SPENCER und CLIATH, unveröffentlicht) entsprechend der Versuchsvariante 2 (Abb.1). Er war so angelegt, daß durch wechselnde Wasserdampfsättigung des Luftstromes die Wasserbewegung in der Bodensäule zeitweise unterbunden war, zu anderen Zeiten jedoch durch Evaporation an der Oberfläche induziert wurde. Wassernachlieferung durch die untere Begrenzung der Bodensäule war gewährleistet, der Wasserfluß wurde während der Zeitintervalle mit Evaporation als konstant angenommen. Die durchgezogenen Säulen in Abb. 7 geben die gemessenen Flußraten für die einzelnen Zeitintervalle wieder. Daneben wird der mit CSMP berechnete Zeitverlauf der Flußrate gegeben, und zwar als Kurve mit hoher Zeitauflösung (Punkte) bzw. zum besseren Vergleich auf die Meßintervalle

des Versuchs umgerechnet (Kreuze).

Abb. 8 zeigt das CSMP-Programm für diese Berechnungen mit einigen Erläuterungen.

Die Übereinstimmung der berechneten mit den gemessenen Werten läßt erwarten, daß sich bei Kenntnis von physikalisch-chemischen Parametern (Diffusionskoeffizienten, Adsorptionsisothermen usw.) sowie der äußeren Bedingungen (Windgeschwindigkeit, Wasserbewegung) die Bewegung eines Biozids im Boden und seine Verflüchtigung an der Bodenoberfläche mit guter Sicherheit voraussagen läßt.

L i t e r a t u r

CARSLAW, H.S. und J.C. JAEGER:

Conduction of heat in solids, Oxford 1959

EHLERS, W., J. LETEY, W.F. SPENCER und W.J. FARMER:

Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 33 (1969), 501-508

MAYER, R., J. LETEY, W.J. FARMER:

Soil Sci. Soc. Amer. Proc. (1973), im Druck

SCHEIDEGGER, A.E.:

The Physics of Flow Through Porous Media
University of Toronto Press (1960)

SPENCER, W.F. und M.M. CLIATH:

Soil Sci. Soc. Amer. Proc. (1970), 574-578

de WIT, C.T. und H. v. KEULEN:

Simulation of transport processes in soils
Wageningen 1972

Abb. 8

CONTINUOUS SYSTEM MODELING PROGRAM

*** VERSION 1.3 ***

ERLÄUTERUNGEN

/	DIMENSION CONC(20),TFLUX(20),FLUX(21),XENG(20),AXENG(20)	Dimensionierung
/	DIMENSION DCOMP(20),DIFD(20),TIEFE(20)	der
/	DIMENSION DRCK(20),ACONC(20),FLUXP(21)	
/	EQUIVALENCE (AXENG1,AXENG(1)),(XENG1,XENG(1)),(TFLUX1,TFLUX(1))	Variablen
	STORAGE ACONC(20)	
	FIXED I,N	
	INITIAL	Anfangsbedingungen
PARAMETER	RITCOM=1.2	Faktor für d. Progression der Schichtdicke
PARAMETER	HDEHE=11.	Länge der Bodensäule (vgl. de WIT-et-al.)
PARAMETER	N=20	Zahl der Schichtelemente
PARAMETER	DIFF=0.01768	Diffusionskoeffizient
PARAMETER	V=37211.2	Luftgeschwindigkeit
PARAMETER	SDRCK=1.571	Sättigungsdruck v. Lindan
PARAMETER	SCONC=18760.	Sättigungskonzentration von Lindan
PARAMETER	KONST1=77600.	Steigung der Adsorptionsisothermen
FUNCTION	FLWR=(0.042,0.01),(0.0625,0.01),(0.0839,0.01),(0.0839,0.01),(0.0839,0.01),...	Tabellenfunktion für
	(0.1049,0.01),(0.105,0.01),(0.1259,0.01),(0.126,0.01),(0.1469,0.01),...	die zeitliche Veränderung
	(0.147,0.01),(0.1669,0.01),(0.167,0.01),(0.1669,0.01),(0.167,0.01),...	des Wasserflusses
	(1.0999,0.01),(2.0,0.01),(2.999,0.01),(3.0,0.01),(3.999,0.01),(4.0,0.01),...	
	(4.0999,0.01),(5.0,0.01),(5.999,0.01),(6.0,0.01),(7.9999,0.01),(8.0,0.01),...	
	(9.0999,0.01),(10.0,0.01),(20.0,0.01)	
TABLE	ACONC(I-20)=20*14600.	Anfangskonzentration im Boden
NO SORT		
	DCOMP(I)=(HDEHE*(1.-RITCCM))/(1.-RITCCM**N)	Definition der Schichtdicken
CO 5 I = 2,20		für jedes
	DCOMP(I)=RITCCM*DCOMP(I-1)	einzelne
5 CONTINUE		Schichtelement
	DIFD(I)=0.5*DCOMP(I)	Berechnung des Diffusionsweges
	TIEFE(I)=DIFD(I)	
CO 6 I = 2,20		
	DIFD(I) = 0.5*(DCOMP(I-1)+DCOMP(I))	
	TIEFE(I)=TIEFE(I-1)+DIFD(I)	
6 CONTINUE		
	WRITE(6,100) TIEFE	Befehl zur Erstellung einer
100 FORMAT (1H,5HTIEFE/13F10.6/7F10.6)		Tabelle mit Angabe der Tiefenlage
CO 1 I = 1,20		der einzelnen Schichtelemente
	AXENG(I)=ACONC(I)*DCOMP(I)	Berechnung der Anfangsmengen
1 CONTINUE		

1
2
3
4

Abb. 8 (Fortsetzung)

DYNAMIC	WFLWR=AFGEN(FLWR,TIME)	Dynamischer Teil Berechnung der Wasserflussrate
NOSORT		
	CO 2 I = 1,20	
	CONC(I) = XENGI(I)/DCOMP(I)	Berechnung der Konzentrationen
	RDRCK(I)=CONC(I)/KONST1	Ber. d. relat. Dampfdruckes
	WCNC(I)=RDRCK(I)*SCONC	Ber. d. Konzentration in d. flüssigen Phase
2	CONTINUE	
	DRCK=RDRCK(I)*SDRCK	Ber. d. absolut. Dampfdruckes
	FLUX(I)=V*DRCK	Biozidfluss durch Oberfläche
	FLUXM(I) = C ₀	Fluß durch Oberfläche in flüssiger Phase
	CO 3 I = 2,20	
	FLUX(I)=(CONC(I)-CONC(I-1))*DIFF/DCOMP(I)	Biozidflüsse innerhalb der Bodensäule
	FLUXM(I)=WFLWR*WCNC(I)	Massenfluß
3	CONTINUE	
	FLUX(21) = C ₀	
	FLUXM(21)=C ₀	Flüsse durch den Boden der Säule
	CO 4 I = 1,20	
	TFLUX(I) = FLUX(I+1)-FLUX(I)+FLUXM(I+1)-FLUXM(I)	Berechnung der Gesamt-Biozidflüsse
4	CONTINUE	
	XFNG1 = INTGRL(AXENGI,TFLUX1,20)	Berechnung der Biozidmengen für jedes Schichtelement durch Integration der Flüsse
METHOD SIMP		
	C1=CONC(1)	Schreibbefehle
PRTPLT	C1	
	C15=CONC(10)	
PRTPLT	C10	
	C20=CONC(20)	
PRTPLT	C20	
	FD1=FLUX(1)	
PRTPLT	FC1	
TIMER	FINTIM=1.5,DELT=C.01,CL1DEL=C.05	Wahl der Integrations Schritte u. -intervall
CONTINUE		
TIMER	FINTIM=2.0,DELT=C.01,CL1DEL=C.5	2. Lauf für andere Parameter
END		
PARAMETER	DIFF=C.02652	
ENC		
PARAMETER	DIFF=C.02536	
ENC		
STOP		

ZUR ÄNDERUNG DER PARAMAGNETISCHEN EIGENSCHAFTEN EINES HUMINSTOFFSYSTEMS
GEGENÜBER LICHT UND TEMPERATUR^{*)}

von
B. Kreis^{**)}

1. Vorbemerkung

Huminstoffe werden im wesentlichen über radikalische Mechanismen gebildet und Huminstoffe sind Radikale (z. B. 1, 2).

Eine solche Auffassung, Huminstoffe als Radikale, wird in unserer Arbeitsgruppe seit 1958 vertreten und wesentliche Aspekte davon für das Verständnis der Huminstoffe hergeleitet (3): Kein regelmäßig höherstrukturiertes Material, kein bestimmter Reaktionsort bei der Bildung, runde Teilchen, begrenzte Teilchengröße usw., Systemcharakter.

Wie verhält sich nun ein Material, wenn von außen Energie einwirkt? Zu welchen Reaktionen kommt es?

Ein massiver Hinweis für Photoreaktionen wurde durch den Nachweis der Halbleitereigenschaft von Huminstoffen gegeben (HELBURG 1970 (4)).

Ziel der Untersuchungen waren die Fragen:

- Reagieren Huminstoffe auf Energieeinwirkungen?
- Wie reversibel ist die Reaktion?
- Wie werden die Wechselwirkungen zwischen Energie und Material stofflich realisiert?

2. Experimente

Untersucht wurde ein Modellhuminstoffsystem aus Hydrochinon: 2 g Hydrochinon, 200 ml H₂O und 1 ml 10%ige NaOH ergaben eine ungefähr 0,1 M Hydrochinon-Lösung; diese wurde unter Luftzufuhr 10 Stunden gerührt, und nicht umgesetztes Hydrochinon mit Äther aus dem Reaktionsgemisch entfernt.

^{*)} Für das Bereitstellen der Apparatur, Hilfe bei der Messung und wertvolle Diskussionen habe ich Herrn Dr. Dr. A. STIER vom MPI für biophysikalische Chemie in Göttingen zu danken.

^{**)} Interfakultatives Lehrgebiet Chemie der Universität Göttingen

Es entstand eine schwach hellgelb gefärbte Huminstofflösung, wie man sie im Boden oder in Torfwässern findet.

0,1 ml dieser Huminstofflösung wurden dann in ein Quarzröhrchen eingeschmolzen und daran die Untersuchungen durchgeführt.

In ähnlicher Weise wurden auch andere Lösungen, sowie dann auch Festkörper untersucht.

Die Meßzelle ließ Temperaturänderungen zwischen $+100^{\circ}\text{C}$ (373°K) und -173°C (100°K) zu; die Lichtenergie wurde mit einem 1000 Watt Quecksilberstrahler bereitgestellt.

Die Mikrowellenspektren wurden am Varian-EPR-Spektrometer (L) mit der Frequenz bei 9 GHz und der magnetischen Feldstärke bei 3,2 KGauß aufgenommen.

3. Ergebnisse und Diskussion

Bei Normaltemperatur findet man eine sehr geringe Radikalkonzentration. Dafür gibt es zunächst zwei Erklärungen: Einmal kann es sich um ungepaarte Elektronen handeln, die noch aufgrund von Radikal-Reaktionen im System vorhanden sind (Mesomerie). Zum anderen können dauernd Bindungen aufgehen und wieder neu geschlossen werden, z. B. aufgrund der thermischen Belastung von etwa aus sterischen Gründen verhältnismäßig schwachen Kovalenzen (Abb. 1 Nr. 1).

Bei Normaltemperatur und Licht erhält man durch Photolyse π -Radikale; wahrscheinlich entstehen dabei auch kurzfristig Triplet-Zustände, jedoch sind sie nicht nachweisbar, zumal da im Molekül erhebliche Stabilisierungsmöglichkeiten durch Mesomerie zu erwarten sind; bei Entfernung der Lichtenergie reagieren diese dann sehr schnell wieder zu Kovalenzen.

Die Temperaturerhöhung über den Bereich der Normaltemperatur hinweg (um 360°K) ergibt eine Erhöhung an π -Radikalen; einzige Erklärung: Aufgrund der größer werdenden thermischen Belastung etlicher Kovalenzen kommt es immer mehr zur homolytischen Spaltung derselben.

Lichtenergie bei hoher Temperatur verstärkt die beschriebene Wirkung der Temperaturerhöhung gleichsinnig.

Abkühlung zur Normaltemperatur bzw. Entfernung der Lichtenergie führt jeweils (wenn nicht zu stark erhitzt wird, was ja zur Thermolyse führt) zum alten Gleichgewichtszustand zurück.

Abkühlung unter die Normaltemperatur. Hier können bei Temperaturen von 138°K (was etwa einer Wärmebewegung von $\sim 0,3$ kcal/mol entspricht) Tripletzzustände nachgewiesen werden. Tripletzzustände entstehen, wenn zwei einzelne ungepaarte Elektronen auf verschiedenen Orbitalen aber mit gleichem Spin in Wechselwirkung treten und zum Spin-Vektor gleich 1 koppeln (entsprechend der Multiplizität $2S + 1$); Tripletzzustände werden dann je nach Temperatur in $\dot{\pi}$ -Radikale und/oder Kovalenzen umgewandelt.* (Abb. 2; Nr. 33-35)

Durch Temperaturerhöhung und/oder Wegnahme der Lichtenergie wird wieder der alte Zustand erreicht.

Mit den vorliegenden Experimenten können also für ein Huminstoffsystem $\dot{\pi}$ -Radikale und Tripletzzustände nachgewiesen werden.

4. Zusammenfassung

- Huminstoffe zeigen Photoreaktionen (in Abhängigkeit von der Temperatur).
- Es kann gezeigt werden, daß es ^{**} weitere diskrete Elektronen- (und damit Energie-)Zustände ^{***} für Huminstoffe gibt.
- Das System der Huminstoffe wird als verhältnismäßig reversibel erkannt; bei Normalbedingungen befindet es sich offensichtlich im energieärmsten Zustand.
- Es wird die Annahme, daß es einen ganz bestimmten Teilchentyp, die Huminsäure-Vorstufen (HsV) gibt, welcher ein intermediäres im Humifizierungsprozeß darstellt, durch das Experiment gestützt.

5. Literatur

1. STEELINK, C. u. TOLLIN, G. (1962): Stable free Radicals in soil humic acid. Biochem. et biophys. acta 59, S. 25
2. SCHEFFER, F. u. ZIECHMANN, W. (1967): Huminstoffe als Radikale. Z. Pfl., Dg., Bdk. 116, S. 110
3. ZIECHMANN, W. (1972): Über die Elektronen-Donator- und Akzeptoreigenschaften. Geoderma 8, S. 111-131
4. HELBERG, H. (1970): Über die elektrische Leitfähigkeit von organischen Stoffen. Kolloquium: Organische Stoffe in Böden, Göttingen 1972.

*) Bei der Betrachtung der Zeitachse konnten die Abklingzeiten - das Einstellen des Systems auf den neuen Zustand - bisher nicht ermittelt werden.

**) außer Kovalenzen, n-Elektronen und ϵ -DA-Komplexen.

***) nämlich $\dot{\pi}$ -Radikale und Tripletzzustände.

Zur Erklärung der Abbildungen; es bedeuten die Spalten im Tabellenteil der Abbildungen folgendes:

- Nr. : Die laufende Nummer des jeweils aufgenommenen Signals.
 VF : Ein linearer Verstärkungsfaktor, der die Werte 1, 2 und 4 annehmen kann.
 T : Die Temperatur in Grad Kelvin.
 E_{max} : Der Einfluß von Lichtenergie. In den Spalten wurden folgende Zusatzsymbole verwendet: + und - symbolisieren, ob oder ob kein Lichteinfluß stattfand.
 Signal : Das Signalbild in Wechselstromanzeige

Nr.	VF	T in °K	E_{max}	l	Signal
1	4	295	-		
2	4	295	+	0'	
3	4	295	+	5'	
4	4	295	+	10'	
5	4	295	+	15'	

← ± 7 Gauß

Abb. 1
(siehe Abb. 2)

Nr	VF	T in °K	E_{max}	l	Signal
32	4	105	-	3h 35'	
33	4	105	+	3h 40'	
34	4	105	+	3h 45'	
35	2	105	+	3h 50'	

Abb. 2

Zum Nachweis von π - Radikalen und Triplet-Zuständen bei Huminstoffen.

DAS HUMINSTOFFSPEKTRUM EDNES HARZHOCHMOORES

von
U. Müller-Wegener *)

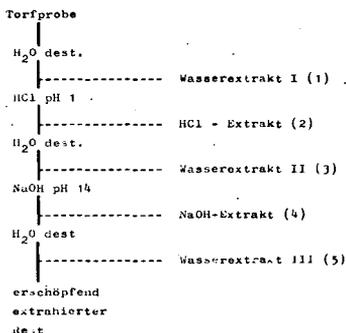
Soll eine totale Analyse eines Huminstoffsystems durchgeführt werden, so ist ein ungeheuer großer experimenteller Aufwand notwendig. Es kann daher durchaus zulässig sein, wenn zu Lasten der Genauigkeit Einschränkungen vorgenommen werden, sofern das gesteckte Ziel der Untersuchung dieses zuläßt.

Sinn der hier referierten Untersuchung sollte sein, einen methodischen Ansatz zu erarbeiten, der Unterscheidungen zwischen verwandten Huminstoffsystemen mit einer hinreichenden Genauigkeit zuläßt.

Es müssen also Experimente gefunden werden, die einerseits durch Einfachheit und möglichst geringen Zeitaufwand der Durchführung von Reihenuntersuchungen entgegenkommen, andererseits aber auch eine genaue und weitstreuende Auswertung zulassen, um auch bei solchen Standorten verwertbare Ergebnisse zu liefern, die in der Beschaffenheit nicht grundsätzlich voneinander unterschieden sind.

In bezug auf die Huminstoffe hat sich folgender Weg als gangbar erwiesen, der am Beispiel von vier Proben des Sonnenberger Moores dargestellt werden soll. Obwohl im Laufe der Untersuchungen deutlich wurde, daß drei der Probeorte sehr ähnlich waren, konnten dennoch die Verwendbarkeit und die Grenzen dieses methodischen Ansatzes geprüft werden.

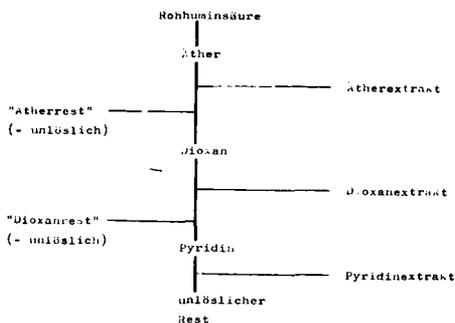
Es wurden Torfproben aus gleichen Tiefen (30 cm unter der lebenden Decke) entnommen und nach dem System von ROCHUS durch aufsteigende Extraktion in Säulen die Huminstoffe gewonnen:



*) Interfakultatives Lehrgebiet Chemie, 34 Göttingen, von Siebold-Str. 2

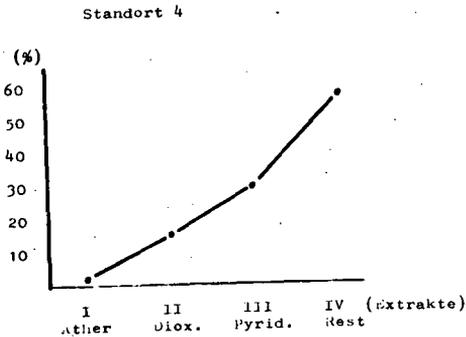
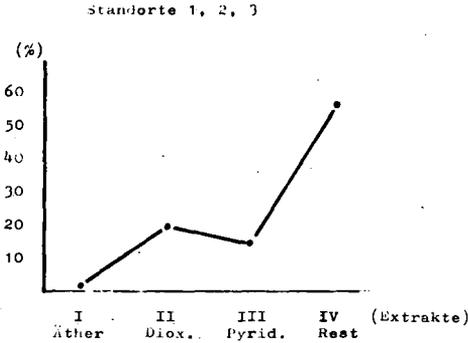
Für die Untersuchung des Huminstoffsystems wurde allein der Extrakt (4), der Natronlaugeextrakt, herangezogen, obwohl auch im Wasserextrakt I mit wasserlöslichen Huminstoffen Substanzen anfallen, die durchaus zur Charakterisierung des Systems beitragen, doch sollte hier ja eine möglichst große Beschränkung vorgenommen werden.

Die aus Extrakt (4) durch Ausfällen mit HCl (bei pH 1) gewonnenen Huminsäuremengen, im folgenden als Rohhuminsäuren bezeichnet, weisen bereits deutliche Unterschiede bei den einzelnen Standorten auf. Da aber die quantitativen Verhältnisse der einzelnen Proben hier allein noch keine befriedigende Charakterisierung der Standorte zulassen, es wird hier ja nur ein Teil der Huminstoffe betrachtet, wurden die gewonnenen Rohhuminsäuren einer Fraktionierung durch Extraktion mit organischen Lösungsmitteln unterworfen. Als Lösemittel fanden in folgender Reihenfolge Anwendung:



Auch die hier erhaltenen Mengen der in den Lösungsmitteln löslichen Anteile der Huminsäuren weisen recht deutlich Unterschiede zwischen den einzelnen Standorten aus:

Werden die extrahierten Mengen in einem Massenverteilungsdiagramm aufgetragen, so zeigt sich auch hier ein signifikanter Unterschied zwischen dem Niedermoor- (1) und den beiden Hochmoorstandorten (2,3) einerseits und dem Probeort aus dem "Fichtenbestandenen Hochmoor" (4).



Sicherlich ist dieser Unterschied bedingt durch eine andersartige Stoffdynamik, wobei zwei Mechanismen zur Erklärung herangezogen werden können:

Durch die Anwendung der organischen Lösungsmittel werden die Rohhuminsäuren in Fraktionen unterschiedlicher Teilchenmasse aufgetrennt, die mit der Abfolge der Lösemittel zunimmt.

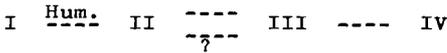
Das ausgeprägte Maximum der Massenverteilungskurve der Proben 1,2 und 3 bei II kann einerseits durch eine erhöhte Anlieferung von Ausgangsmaterial bei gleichbleibender Humifizierungsgeschwindigkeit hervorgerufen werden, was bedeutet, daß der Zufluß zu II größer ist als der Abfluß

zu III.

Die zweite Möglichkeit der Interpretation wäre, daß die diese Standorte prägende Stoffdynamik durch Abbauvorgänge gekennzeichnet ist:

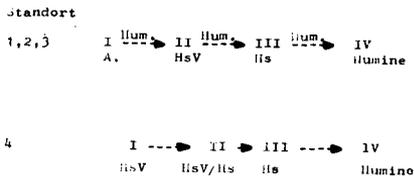
Teilchen der Fraktion III werden zu solchen der Fraktion II wieder abgebaut.

Daß die einzelnen gewonnenen Fraktionen in der hier dargestellten Reihenfolge, also:



mit der Reihenfolge im Humifizierungsprozeß übereinstimmt, konnte durch die Anwendung der Papierelektrophorese, sowie durch Elektronen- und IR-Spektroskopie deutlich gemacht werden. Der Ätherextrakt ist hier den Ausgangsstoffen und Huminsäurevorstufen, der Dioxanextrakt den Huminsäurevorstufen und den Huminsäuren und der Pyridinextrakt den Huminsäuren zuzuordnen. Der nicht lösliche Rest schließlich, wies ein so wenig differenziertes Spektrum auf, daß er zu den weit oxidierten Stoffen, also etwa den Huminen, gerechnet werden muß.

Aber nicht nur die statischen, also quantitativen Verhältnisse bei den beiden Probengruppen wiesen eindeutige Unterschiede auf, sondern auch die dynamischen, aualitativen Verhältnisse, ließen im Vergleich eindeutige Differenzierungen zu.



- I Ätherextrakt
- II Dioxanextrakt
- III Pyridinextrakt
- IV unlöslicher Rest

Es konnte gezeigt werden, daß die untersuchten Teile der Huminsäuren des Fichtenstandortes (4) in der Humifizierung weiter fortgeschritten waren, wobei sich diese Ergebnisse nur auf die in Äther und Dioxan löslichen Fraktionen bezogen. Der Pyridinanteil und der unlösliche Rest zeigten ein weitgehend gleiches Bild in allen Untersuchungen bei den vier Standorten. Es ist hieraus zu schließen, daß das System der Huminstoffe am Fichtenstandort in sofern einen grundsätzlich verschiedenen Aufbau im Vergleich zu den drei anderen Standorten aufweist, als daß die einzelnen Fraktionen hier im Humifizierungsprozeß dichter zusammen lagen.

Die hier durchgeführte Gewinnung, Trennung und Charakterisierung der Huminsäuren zeigt, daß zwei prinzipiell und graduell erheblich zu unterscheidende Huminstoffsysteme vorliegen. Die entscheidenden Faktoren, die zu solch differierenden Ergebnissen führen, dürften nicht nur in den Ausgangsstoffen der Humifizierung, sondern auch in der Dynamik der vorliegenden Systeme zu finden sein.

Unter Berücksichtigung aller, die Humifizierung beeinflussenden Faktoren, weisen die Standorte 1,2 und 3, so geringe Differenzen auf, daß eine Unterscheidung durch die vorgenommenen Untersuchungen allein nicht zu treffen ist. Die Abgrenzung der beiden Gruppen untereinander hingegen ist deutlich geworden.

Es ist somit gezeigt, daß schon die Analyse von Huminstoffsystemen eines räumlich so begrenzten Areals, wie es im Sonnenberger Moor vorliegt, zu aussagekräftigen Ergebnissen führt. Die Genauigkeit der Untersuchung läßt sich ohne weiteres noch steigern, indem beispielsweise bei der Fraktionierung der Rohhuminsäuren noch weitere organische Lösungsmittel eingesetzt werden, wie z.B. Butanol, Aceton und Dimethylformamid, doch steigt damit natürlich auch der experimentelle Aufwand.

Eine Erweiterung in der Aussage finden diese Ergebnisse, wenn neben den Huminsäuren auch die organischen Stoffe im Moorboden in die Betrachtung einbezogen werden, die als Nicht-huminstoffe zu bezeichnen sind. So können hier die Zucker, Phenole und Aminosäuren zur Charakterisierung herangezogen werden, die durch Papierchromatographie, Elektrophorese oder

Gaschromatographie zu bestimmen sind. Doch nicht nur diese bekannten Bodeninhaltsstoffe tragen zur Offenlegung der Stoffdynamik bei, sondern auch etwas abseits liegende, unter diesem Aspekt bisher weniger beachteten Substanzen könnten in eine umfassende Analyse einbezogen werden. Es hat sich ja schon gezeigt, daß die gaschromatographische Analyse der Fettsäuren durchaus in die Lage versetzt, die Aussagen über die einzelnen HS-Spektren zu vervollständigen bzw. von einem anderen Ansatz her zu betrachten (W. Ziechmann, A. Kürig; Mitteilungen der DBG, Band 18).

LANGZEITANALYSE DER PILZPOPULATION EINES GARTENBODENS

von
A. von Klopotek^{*)}

Zwei benachbarte Parzellen eines Gartenbodens - mit und ohne Vegetation (Hafer) - wurden über einen Zeitraum von fast zwei Jahren (19.5.1970 - 10.12.1971) im Abstand von 14 Tagen untersucht. Bodentemperatur, Wassergehalt, Keimzahlen für Pilze und die Zusammensetzung der Pilzflora wurden jeweils bestimmt. Die auftretenden Pilze wurden isoliert und physiologisch getestet betreffend Stärkeabbau, Cellulosezerersetzung, Säurebildung und Proteolyse. Die Untersuchungen knüpfen an eine bereits 1969 durchgeführte Arbeit an Sollingböden an (V.Klopotek 1972) in der mit den gleichen Methoden interessante Unterschiede in der Verteilung der physiologischen Leistungen der Pilzarten zwischen einem Wald- und Wiesenboden gefunden wurden. (siehe "Methoden")

Die Keimzahlen für Pilze bewegten sich während der gesamten Versuchsdauer zwischen 0,250 und 0,500 Mill. Die Werte des bewachsenen und unbewachsenen Bodens liefen teilweise parallel, überschritten sich teilweise oder waren gleich. Weder der sehr lange Bodenfrost im Winter noch die große Trockenheit und Wärme im Spätsommer 1971 beeinflussten die Keimzahlen. Die geringe Schwankungsbreite der Zahlen lag deutlich innerhalb der methodisch bedingten Schwankungsbreite für Keimzahlen nach Koch sodaß bei Beachtung aller berücksichtigten Faktoren wie Temperatur, Wassergehalt, Pflanzenwuchs, Zuführung der Stoppeln nach der Ernte - keine Beziehungen zwischen diesen Faktoren und den Keimzahlen ge-

^{*)} Agnes von Klopotek, Institut für landwirtschaftliche Mikrobiologie,
63 Gießen

funden werden konnten. Alle Abweichungen und Keimzahlbewegungen erscheinen völlig willkürlich.

Aus den Böden wurden insgesamt 85 verschiedene Pilzgattungen bzw. Arten isoliert. Bei den einzelnen Probenahmen traten durchschnittlich 30-40 Arten auf; diese wurden registriert und die Auswertung der so entstandenen Pilzlisten ergab eine Aufteilung der Pilze in drei Gruppen.

Die erste Gruppe umfaßt diejenigen Pilze, die während der beiden Jahre regelmäßig und meist auch in großer Zahl auftraten. Diese Gruppe umfaßt 26 Pilze und wird angeführt von Fusarium-Arten, Trichoderma sp., Aspergillus fumigatus, Penicillium frequentans u.a.

Die zweite Gruppe wurde nur in den Monaten Mai bis September/Mitte Oktober nachgewiesen. Sie umfaßt wiederum 26 Arten, angeführt in der Häufigkeit von Verticillium tenebrum, Trichurus terrophilus, Paecilomyces carneus und Acremonium rutilum.

Gruppe 3 umfaßt 33 Arten die von September bis Mai gefunden wurden. Dabei waren Fusarium tabacinum, und Hemicolagrisea vorherrschend, in jeder Probe vorhanden waren Monicillium mucidum, Acremonium strictum und Gonytrichum macrocladium.

Die Ergebnisse der physiologischen Tests sind in Tabelle 1 nach Gruppen getrennt eingetragen. Es zeigt sich, daß die Fähigkeit zur Stärkezersetzung in den drei Gruppen keine großen Unterschiede zeigt, daß die Cellulosezersetzung bei den "Winterpilzen" weit geringer verbreitet ist als bei den anderen Gruppen, dafür ist die Fähigkeit zur

Tabelle 1

Prozentuale Verteilung der physiologischen Leistungen in den Pilzgruppen

	Ganzjährige Pilze	Sommer-Pilze	Winter-Pilze
	+ in %	+ in %	+ in %
Stärkeabbau	78	71	82
Cellulosezers.	61	65	34
Säurebildung	28	29	47
Proteolyse	67	88	64

Säurebildung weit stärker vertreten als bei den ganzjährig oder im Sommer auftretenden Pilzen. Zur Proteolyse dagegen sind besonders die im Sommer auftretenden Pilze befähigt. Ohne den Versuch einer Deutung daraus abzuleiten sei darauf hingewiesen, daß der "Artenwechsel" mit dem Anstieg bzw. dem Absinken der Bodentemperaturen auf 6°C zusammenfällt.

Die mitgeteilten Ergebnisse weisen wiederum darauf hin, welche Vorsicht bei der Deutung von Keimzahlen nach Koch anzuwenden ~~sinn~~ ist. Die Schwankungsbreite der Keimzahlen war in dem hier untersuchten bewachsenen Boden nicht größer als in einem ruhenden Boden, über den Ahrens u. Klopotek (1970) früher berichteten. Es wird der Einwand erhärtet, daß Keimzahlen alleine kein Ausdruck für die Aktivität der Pilze sind. Anstieg und Abstieg der Keimzahlen erscheinen auch bei den kurzfristig durchgeführten Probenahmen völlig willkürlich, d.h. ohne jede Korrelation zu den erfaßten Umweltfaktoren Temperatur, Feuchtigkeit und Pflanzenwachs-

tum - andererseits ist die Konstanz der Zahlen über einen so langen Zeitraum und trotz des extremen Wechsels von Feuchtigkeit und Temperatur bemerkenswert. Daher dürfte der beobachtete Wechsel in der Zusammensetzung der Arten von besonderem Interesse sein. Der damit gekoppelte Unterschied in der Verteilung der physiologischen Leistungsgruppen zeigt jedenfalls, daß eine Aktivität vorgelegen hat. Vielleicht lassen sich durch weitere Untersuchungen dieser Art wenigstens einige Fragen aus dem umfangreichen ökologisch-mykologischen Fragenkomplex der Bodenbiologie klären.

Lit.: Ahrens, E. u. A. v. Klopotek, Über das Verhalten verschiedener Mikroorganismengruppen in feucht und trocken gelagerten Böden. Zbl. Bakt. II. 124, 250-262, 1970.

v. Klopotek, A. Vergleichende mykologische Untersuchungen an Wald- und Wiesenböden. Arch. Mikrobiol. 85, 127 - 137, 1972

Pedomorphologische Wirkungen höherer Pilze

von

Brunk Meyer*)

Quantitative Bestimmungen der hypogäischen Menge und boden-metabolischen Aktivität höherer Pilze sind wegen der diskontinuierlichen Flächenverteilung und der "Mycelmigration" nur in seltenen Fällen möglich. Die im folgenden mitgeteilten Beobachtungen zeigen, daß es unter bestimmten Störungen von Wald-, Grasland- und Ackerökosystemen zu Massenvermehrungen bestimmter Basidiomyceten kommen kann. In deren Gefolge treten verstärkter Humusabbau mit gravierenden N-Verlusten, Gefügeveränderungen oder antibiotische Wirkungen auf.

In Mull- und Lehmrandsinen sowie tiefhumösen Basalt-Rankerbraunerden des südniedersächsischen Berglandes wurden seit längerem - insbesondere im Anschluß an Durchforstungsmaßnahmen mit Hormonpräparaten - fleckige Aufhellungen der A-Horizonte beobachtet. In den bis zu 40 cm im Durchmesser betragenden Flecken ist der Humus weitgehend verschwunden. Das ehemals lockere Aggregat- und Schwammgefüge der Mullrandsinen ist in ihnen meist zu einem Grobpolyederggefüge verdichtet. Die Flecken sind häufig mit Pilzmycelien durchsetzt, unter denen die dicken Hyphenstränge von Oudemansiella platyphylla dominieren, die mitunter noch in Tiefen von 35 cm u.O. anzutreffen sind. Als Ursache für diese Erscheinung wurde von uns der Massenangriff herunterbrechenden Holzes in hormondurchforsteten Beständen angesehen. Dieses wird zumindest an den genannten Standorten neben anderen Fungi rasch von Oudemansiella angegriffen, unter Ligninabbau in "weißfaulen" Zustand überführt und wieder von den Hyphensträngen verlassen. Auf diese Weise kann es zur Ausbildung von bis zu 1 a großen Hyphenstrangnetzen kommen, in die die Holzstücke "eingeknüpft" sind, die sich mit dem

*) Institut für Bodenkunde, Göttingen

Mycel herausheben lassen. In den Endphasen dieses "Weißfäuleprozesses" scheint dann der Pilz auf den Boden überzugreifen und hier mit Hilfe von Phenoloxidasen in kurzer Zeit den beschriebenen letalen Humusabbau herbeizuführen.

Hinweise auf die Geschwindigkeit dieses Prozesses bekamen wir an Dauerbeobachtungsstandorten auf Mullrendsinen des Göttinger Waldes. Im Gefolge eines Manövers, bei dem große Mengen an zu Tarnungszwecken eingeschlagenem Ast- und Zweigholz durch Kettenfahrzeuge in den Buchen-Waldboden eingepreßt worden waren, kam es im August 1971 zu einer Massenvermehrung von *Oudemansiella platyphylla*, allerdings ohne Fruchtkörperbildung. Dies hatte zur Folge, daß innerhalb von 4-5 Wochen in einer ca. 2 ha großen Fläche zahlreiche bis zu 10 m² große Flächenstücke auftraten, in denen die Mullrendsinen bis zur Basis des A-Horizontes, d.h. bis zum in 25-30 cm Tiefe anstehenden Muschelkalk hellbraun aufgehellert waren. Sigmoidale Restflecken dunklen Mulls deuteten an, daß dieser Aufhellungsprozess konzentrisch von den Hyphensträngen des Pilzes ausgehend erfolgt war. Die Gesamt-Humusgehalte waren in diesem Zeitraum an den Beobachtungsstellen von 5.2 bis 6.6 auf 2.8 bis 3.2 % zurückgegangen, die N-Gehalte von ca. 2.7 ‰ auf ca. 1.2 ‰. Dabei zeigte sich, daß die Extrahierbarkeit (z.B. der "Fulvosäureanteil") des Resthumus prozentual etwa auf das Doppelte angestiegen war. Eine Kalkulation des Gesamtverlustes ergab etwa 22 t Humus und ca. 1100 kg N/ha. Aufgrund der Witterungsverhältnisse in der Beobachtungszeit liegt die Vermutung nahe, daß die Mineralisierungsverluste überwiegend gasförmiger Natur waren. Beobachtungen der Bodenvegetation zeigten jedoch eine gewisse "N-Düngungswirkung" nach Verschwinden der Hauptmasse der Pilzhyphen. Weitere Untersuchungen dieses Phänomens an hormondurchforsteten Laubwaldbeständen ohne Holzbeseitigung sind im Gange. Für gewisse Standorte wird in diesem durch Rationalisierungszwänge diktierten Verfahren eine Gefahr für die Bodenfruchtbarkeit gesehen, deren Ursache im Massenanstieg von pilzlich vorzersetztem Holz zu liegen scheint.

In ihren Wirkungen morphologisch ähnliche, jedoch nicht so gravierende Erscheinungen werden auf den Kalkstandorten des südniedersächsischen Berg- und Hügellandes unter Graslandreien beobachtet, die in zunehmendem Maße der "Sozialbrache" anheim fallen. Ausgehend von Kotabsätzen der Wildtiere breiten sich in der nicht mehr in Pflege befindlichen Grasnarbe "Hexenringe" aus, die - wie Detailkartierungen ergaben - mitunter bis zu 80 % der Fläche einnehmen und bis zu 22 m Durchmesser erlangen. In den Mesobrometen der Mullrendsinen und den Glatt-haferwiesen der feuchteren Kalksteinbraunlehme sind diese Hexenringe - in denen Pilzfruchtkörper, abgesehen vom Wiesen-champignon als Begleiter, meist fehlen - durch die üppige N-Versorgung der Gräser im Außenring und das successive Absterben der Grasnarbe innerhalb des Ringes erkennbar. Innerhalb der Ringe ist - besonders bei den Rendsinen - eine deutliche Bodenaufhellung mit C- und N-Verlusten gegenüber den Arealen außerhalb des Ringes nachweisbar. Als Verursacher dieses Phänomens konnte bisher in erster Linie Marasmius oreades nachgewiesen werden, der sich zu dem im Biotest mit Bodenextrakten aus der Innenzone der Ringe als Ausscheider von Biotoxinen zu erkennen gibt ("Marasmin").

Ohne bisher im Ackerbau die Arten der höheren Pilze näher erfassen zu können, die im Gefolge von unsachgemäßer Masseneinbringung grüner Frischsubstanzen (Rübenblatt, Zwischenfrüchte) besonders in schlecht mit Kalk versorgten, strukturlabilen Lößparabraunerden eine Depression der Humusgehalte bewirken, kann zumindest bodenmorphologisch auch hier auf die Zusammenhänge zwischen Nahrungsangebot, Pilzwachstum und Humuszerstörung hingewiesen werden.

Schließlich kann - auch hier zunächst noch ohne nähere Artenkenntnis - aufgrund der Zusammenhänge von Pilzhyphenausbreitung und bodenmorphologischen Phänomenen postuliert werden, daß ein großer Teil der Fleckungen und Pantherungen von Sandböden z.B. mit Kiefern aufgeforsteten Heidepodsolen (oder auch in den Fleckenhorizonten im Altwürm-Pedokomplex mitteleuropäischer Löss) auf pilzliche Tätigkeit im Durchdringungsbereich

der Baumwurzeln (Mykorrhizen, Rhizosphärenpilze) zurückzuführen ist. Dabei dürfte auch hier wieder die Auroxydation von Humus unter Beteiligung von Phenoloxidasen eine wesentliche Rolle spielen.

DER EINFLUSS VERSCHIEDENER FAKTOREN AUF DIE HUMUSGEHALTE VON BÖDEN UNTER GRÜNLAND DER RHÖN

von
D. Puffe *)

Im Zusammenhang mit der pflanzensoziologischen Kartierung des Grünlandes der hessischen Rhön (SPEIDEL) wurden an 218 ausgewählten Standorten bodenkundliche Untersuchungen im Gelände durchgeführt und durch verschiedene Laboruntersuchungen ergänzt. Dadurch ergab sich eine sehr weitgehende Standortcharakterisierung. Über einen Vergleich der pflanzensoziologischen mit den bodenkundlichen Ergebnissen wird an anderer Stelle berichtet (SPEIDEL u. PUFFE).

Humusgehalt und C/N-Verhältnis lassen auf das Ausmaß der Zersetzung von Vegetationsresten im Boden schließen. Beide Größen sind vom Zusammenwirken verschiedener Faktoren abhängig und sind für die Standortbeurteilung sehr nützliche Merkmale. Doch ist für eine richtige Deutung von Untersuchungsergebnissen eine Kenntnis der von den einzelnen Faktoren ausgehenden Einflüsse erforderlich. Darauf soll hier näher eingegangen werden.

Bei den untersuchten Rankern handelt es sich meist um solche auf Basalt, seltener auf Phonolith; hierbei werden auch Ranker-Braunerden einbezogen, da diese den Rankern ökologisch noch sehr nahe stehen. - Die Rendzinen sind meist Mullrendzinen auf Unterem Muschelkalk, doch sind auch einige Verbraunte Rendzinen vertreten und außerdem Böden, bei welchen zwar Verwitterungsmaterial des Muschelkalks vorherrscht, jedoch verstärkt Fremdmaterial vorliegt. - Von den untersuchten Braunerden liegen die meisten auf Basalt, weniger auf Mittlerem Buntsandstein und einzelne auf Phonolith; neben einigen Pseudogley-Braunerden sind es meist typische Braunerden. - Von den Pelosolen auf Verwitterungsmaterial des Oberen Buntsandsteins sind ebenfalls nur wenige pseudovergleyt. - Bei den Pseudogleyen (besonders auf Mittlerem Buntsandstein, aber auch auf Basalt und Phonolith) wurden Braunerde-Pseudogleye und die häufigeren typischen Pseudogleye zusammengefaßt, die Stagnogleye jedoch in der folgenden Tabelle gesondert aufgeführt. - Die Vega kommt entlang der Flüsse und Bäche im Untersuchungsgebiet nicht selten vor, doch wurden nur wenige untersucht. - Eine Unterteilung in Gleye, Naßgleye, Ammoorgleye und Moorgleye erschien erforderlich, da deren Standortverhältnisse graduell sehr unterschiedlich zu bewerten sind.

In der Tabelle werden die Humusgehalte als % C angegeben. Bei diesen und bei den C/N-Verhältnissen ergeben sich zwischen den Mittelwerten unterschiedlicher Böden wesentliche und charakteristische Unterschiede. Bei den Rankern läßt der hohe C-Gehalt sowie das relativ weite C/N-Verhältnis auf einen gehemmten Abbau der Vegetationsreste schließen.

*) Hessische Lehr- und Forschungsanstalt für Grünlandwirtschaft und Futterbau Eichhof in Bad Hersfeld

Das ergibt sich auch aus dem hohen Gehalt an wenig zersetzten Pflanzenresten und aus dem häufigen Vorkommen von Moderauflagen. Ursache für die gehemmte Zersetzung ist einerseits ein oft relativ niedriger Basengehalt, andererseits jedoch die Tatsache, daß die Ranker wegen ihrer Flachgründigkeit und ihres hohen Steingehalts sowie wegen ihrer Lage an Hängen und auf Kuppen in gewissem Maße den Charakter von Trockenstandorten haben. Hinweise in dieser Richtung ergaben auch die Vegetationsaufnahmen. - In den Rendzinen zeigen niedrigere C-Gehalte, engere C/N-Verhältnisse und ein geringerer Anteil an wenig zersetzten Pflanzenresten an, daß die Umsetzungsbedingungen wesentlich günstiger sind als bei den Rankern. Zwar herrschen bei den Rendzinen in der warmen Jahreszeit noch trockenere Bedingungen als bei den Rankern, doch ist der höhere Basengehalt von ausschlaggebender Bedeutung. - Die tiefgründigeren Profile der Braunerden führen zu günstigeren Bedingungen für die Zersetzung von Pflanzenresten. In den meisten Fällen wird die Zersetzung durch einen ausreichenden Basengehalt noch gefördert. Da jedoch zum Teil auch niedrige Basengehalte vorliegen, ist der C-Gehalt im Mittel relativ hoch und das C/N-Verhältnis relativ weit. In einzelnen Fällen, besonders in höheren Lagen, waren sogar geringmächtige Moderauflagen anzutreffen. - Bessere Umsetzungsbedingungen herrschen

C-Gehalte und C/N-Verhältnisse in Böden unter Grünland der Rhön (Mittelwerte im A-Horizont)

	% C (im Feinboden < 2 mm)	C/N
Ranker	9,3	13,6
Rendzina	6,4	12,7
Braunerde	5,9	12,7
Pelosol	3,6	10,8
Vega	3,6	10,6
Pseudogley	6,0	12,9
Stagnogley	9,1	13,5
Gley	4,4	10,4
Naßgley	7,4	10,6
Anmoorgley	10,4	13,2
Moorgley	29,2	32,8
Hochmoor (zum Vergleich)	48,9	30,9

offenbar bei Pelosol und Vega; in beiden Fällen reicht der Basengehalt für eine intensive Zersetzung aus. Bei der Vega wirken außerdem günstige Feuchtigkeitsverhältnisse und eine bemerkenswert tiefreichende biologische Tätigkeit. - Aber auch bei den Gleyen weisen niedrige C-Gehalte und enge C/N-Verhältnisse bei ausreichenden Basengehalten

auf eine intensive Zersetzung hin. - Im Vergleich zu den Gleyen ist bei den Pseudogleyen infolge der zeitweilig auftretenden Staunässe der mittlere C-Gehalt höher und das C/N-Verhältnis weiter. Bedeutsam ist sicherlich auch, daß die untersuchten Pseudogleye vornehmlich auf Mittlerem Buntsandstein liegen und somit verhältnismäßig basenarm sind. In extremen Fällen führte die gehemmte Zersetzung zur Bildung von Humusauflagen. Dies gilt verstärkt für die Stagnogleye, wo auch wesentlich höhere C-Gehalte und weitere C/N-Verhältnisse angetroffen wurden. - Schließlich wird an den ansteigenden C-Gehalten und den sich weitenden C/N-Verhältnissen vom Gley über Naßgley und Anmoorgley bis zum Moorgley sehr deutlich, wie stark der zunehmende Grundwasser-einfluß die Umsetzungsbedingungen verschlechtert. - Zum Vergleich sind noch C-Gehalt und C/N-Verhältnis im oberflächennahen Bereich eines Hochmoors der Rhön angeführt.

Die gefundenen Unterschiede im mittleren C-Gehalt bzw. C/N-Verhältnis zwischen den verschiedenartigen Böden entsprechen zwar den Vorstellungen von den jeweiligen Standortbedingungen, doch mußte untersucht werden, welche Faktoren eine mehr oder weniger große Abweichung von diesen Werten verursachen. Da nach Angaben in der Literatur (SCHEFFER u. SCHACHTSCHABEL) ein Einfluß der Höhenlage zu erwarten war, wurde dieser Einwirkung durch Regressionsrechnungen bei den Rankern, Rendzinen, Braunerden und Pseudogleyen getrennt nachgegangen. Immerhin waren Höhen zwischen 230 und 940 m zu verzeichnen. Nach den Berechnungen ergaben alle vier Bodentypen mit statistisch sehr guter Sicherung einen starken Anstieg der C-Gehalte mit ansteigender Höhenlage. Die etwas größere Streuung der Werte bei den Pseudogleyen ist vermutlich auf bodenbedingte unterschiedliche Einflüsse stauender Nässe zurückzuführen. - Nun liegen von den untersuchten Braunerden nur wenige, von den Rendzinen und Pseudogleyen nur einzelne und von den Rankern keiner unter 500 m. In den Bereich zwischen 500 und 800 m gehören 82 % der hier insgesamt erfaßten 173 Standorte. Vergleicht man in diesem Bereich die vier Bodentypen in Abb. 1,^{*)} dann zeigt sich, daß bei gleicher Höhenlage hinsichtlich der C-Gehalte wiederum die Ranker besonders hervortreten. Aber auch die Pseudogleye heben sich bei Einbeziehung der relativ wenigen Stagnogleye deutlich von den Rendzinen und Braunerden ab. - Dieser eindeutige Zusammenhang zwischen C-Gehalt und Höhenlage läßt in erster Linie auf klimatische Faktoren

*) siehe S. 271

schließen. So sinkt im Untersuchungsgebiet im Bereich von etwa 300 bis fast 1000 m mit ansteigender Höhenlage die mittlere Jahrestemperatur der Luft von 8° auf Werte unter 5° , während die Frosttage von 100 auf 140 und die Niederschläge im langjährigen Mittel von ca. 700 auf über 1000 mm ansteigen. Die Wirkung der Temperatur stellt man sich allgemein so vor, daß mit ansteigender Höhenlage der Abbau von organischer Substanz stärker abnimmt als die Produktion. Obwohl Einflüsse von Temperatur und Niederschlägen schwer voneinander zu trennen sind, spricht vieles dafür, daß bei den Rankern, Rendzinen und Braunerden die abnehmende Temperatur der ausschlaggebende Faktor ist. Wie kämen sonst beispielsweise Rendzinen mit einer Trockenheit anzeigenden Vegetation in höheren Lagen vor. Dagegen dürften bei den Pseudogleyen die ansteigenden Niederschläge eher einen zusätzlichen Einfluß ausüben.

Aus weiteren Berechnungen ergab sich auch eine starke Erweiterung des C/N-Verhältnisses mit ansteigender Höhenlage *). Doch war bei den Rankern, Rendzinen und Braunerden trotz noch sehr guter bis guter statistischer Sicherung bei weitem kein so enger Zusammenhang mit der Höhenlage zu finden wie im Fall der C-Gehalte. Die stärkere Streuung der Werte wird durch andere wesentliche Faktoren hervorgerufen, u.a. den Basensättigungsgrad. Bei den Pseudogleyen jedoch ist der korrelative Zusammenhang sehr eng; es ist anzunehmen, daß hierbei die mit der Höhenlage zunehmenden Niederschläge eine sehr wesentliche Rolle spielen.

Nach den Untersuchungen von SPEIDEL geht im Untersuchungsgebiet mit zunehmender Höhe der Anteil reicher Pflanzengesellschaften sehr stark zurück. Dafür treten verstärkt magere Gesellschaften mit viel Rot-schwingel, besonders jedoch arme Gesellschaften mit viel Borstgras auf. Dieser Trend entspricht einer Ausweitung der von Natur aus basenarmen Areale. Doch wirkt verstärkend die geringe Bewirtschaftungsintensität in höheren Lagen. Da die Basenarmut auch die Zersetzung der Vegetationsreste vermindert, führt dies im allgemeinen zu erhöhten C-Gehalten und erweiterten C/N-Verhältnissen in den Böden dieser armen Gesellschaften, besonders jedoch bei den Borstgrasrasen, wo sich auch am ehesten Humusaufgaben gebildet haben. Doch ist auch ein Einfluß der Beschaffenheit des Pflanzenmaterials zu erwarten.

In welchem Maße der Basensättigungsgrad auf die Zersetzung einwirkt, wurde wiederum durch Regressionsrechnungen ermittelt. Danach steigt der C-Gehalt mit abnehmendem Basensättigungsgraden bei den Rendzinen und

*) Auf eine Wiedergabe der zugehörigen Abbildung wird aus Platzgründen verzichtet.

auch bei den Rankern wesentlich stärker an als bei den Braunerden ^{**}). Doch ergaben sich hierfür trotz noch sehr guter bis guter Sicherung wesentlich größere Streuungen als für die Beziehung zur Höhenlage. Bei den Pseudogleyen jedoch konnte keine Beziehung zwischen C-Gehalt und Basensättigungsgrad gefunden werden.

Die Rendzinen, Ranker und Braunerden zeigten ferner eine noch sehr gut bis gut gesicherte Beziehung zwischen C/N-Verhältnis und Basensättigungsgrad (Abb.2).^{*)} Die Korrelationskoeffizienten liegen etwas höher als bei der Beziehung zwischen C-Gehalt und Basensättigungsgrad.-Aus den gefundenen Koeffizienten resultiert außerdem, daß bei diesen drei Bodentypen wechselnde C/N-Verhältnisse eher einem unterschiedlichen Basensättigungsgrad zuzuschreiben sind als einer unterschiedlichen Höhenlage. Zudem wirkt der Basensättigungsgrad bei der Beziehung zur Höhenlage in gewissem Maße mit, da die Böden höherer Lagen, wie schon erwähnt, oft stärker basenverarmt sind.-Die Kurve für die Pseudogleye in Abb. 2 zeigt zwar auch einen Anstieg, doch ließ sich dies statistisch nicht sichern. So deuten alle Anzeichen darauf hin, daß bei den Pseudogleyen der Faktor Niederschläge die Zersetzung entscheidend beeinflußt.

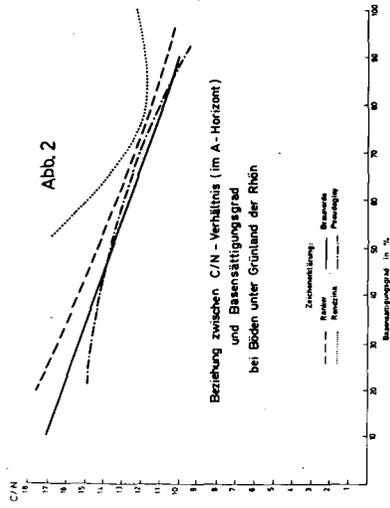
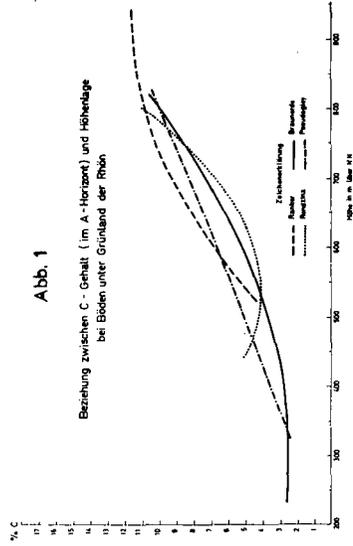
Weiterhin zeigte sich an Beispielen von Rankern und Rendzinen, daß auch die Exposition hinsichtlich der Zersetzungsintensität von Bedeutung ist. Jeweils auf dem Nordhang waren die C-Gehalte höher und die C/N-Verhältnisse weiter als auf dem Südhang. Vermutlich sind niedrigere Bodentemperaturen auf dem Nordhang die Ursache, denn hinsichtlich Pflanzenbestand, Basensättigungsgrad, Höhenlage und Hangneigung lagen annähernd gleiche Bedingungen vor.

Die Zusammenhänge sind somit zum Teil sehr komplexer Natur, doch tragen die vorliegenden Untersuchungsergebnisse wesentliches zu einer besseren Beurteilung unterschiedlicher Grünlandstandorte bei.

Literatur

- SCHEFFER, F., und SCHACHTSCHNABEL, P.: Lehrbuch der Bodenkunde. 6. Aufl., Verlag F. Enke, Stuttgart 1966, S. 79.
- SPEIDEL, B.: Das Wirtschaftsgrünland der Rhön
Bericht d.Naturwissenschaftlichen Gesellschaft
Bayreuth 14, 201 - 240 (1970/72)
- SPEIDEL, B., und PUFFE, D.: (in Vorbereitung)

*) siehe S. 271



Humusabbau und -regeneration im Ap-Horizont
ackerbaulich genutzter Lössböden

von

K.-W. Becker^{*)}

Einleitung:

Die Humusgehalte in der Ackerkrume von Lössböden unterliegen im Jahresablauf erheblichen Schwankungen. Die Abbauverluste innerhalb der Vegetationszeit können mehrere t/ha betragen (1).

Hohe, innerhalb kurzer Zeit eintretende Humusverluste sind dabei eher glaubhaft und leichter zu interpretieren, als die wiederholt mitgeteilte Erscheinung, daß diese z.T. gewaltigen Verluste in relativ kurzer Zeit wieder ausgeglichen werden sollen. Die Tatsache, daß die Fröhsommerverluste an Humus im Sommer und Herbst wieder ausgeglichen werden, wirft die alte und bislang nicht gelöste Frage nach der Wurzelmassenproduktion der ackerbaulichen Nutzpflanzen auf. Nach bisheriger Kenntnis reicht die Produktion nicht aus, um das Boden-C-Defizit zu decken. Es gibt jedoch bislang keine zuverlässige Methode, die eine vollständige Erfassung der gesamten Wurzelproduktion eines Pflanzenbestandes während der Vegetationszeit erlaubt. Die zahlreichen, von mehreren Autoren durchgeführten Wurzelauswaschungen liefern nur Momentaufnahmen. Es ist bekannt, daß fortlaufend Teile des Wurzel-Netzwerkes absterben, wobei sie zur Humusbildung beitragen können und fortlaufend neue Wurzeln gebildet werden.

^{*)} K.-W. Becker, Institut für Bodenkunde, 34 Göttingen,
v. Siebold-Str.4, Direktor: Prof. Dr. B. Meyer

Material und Methoden:

Bezugsgefäße

30 PVC-Rohrstücke (25 cm \varnothing , 30 cm Länge) wurden in 30 cm tiefe Bodenlöcher eingesetzt, so daß sie unten offen auf dem lößbür-tigen Unterboden standen. Sie wurden mit Löß-Ap-Material bis zur Oberfläche des umgebenden Bodens aufgefüllt und mit Sommergerste, nach deren Ernte mit Lupinen eingesät. Die Hälfte der Gefäße blieb unbestellt.

Zu 4 Terminen zwischen Saat und Ernte der Sommergerste und zu 2 Terminen während des Lupinenwachstums wurden je 2-3 bewachse-ne und unbewachsene Rohre entnommen und in 5 cm-Schichten zer-legt. Die gesamte Bodenmasse dieser Schichten wurde homogeni-siert und in mehrfachen Parallelmessungen auf Ges.-C analysiert.

Gasentnahme-Gefäße

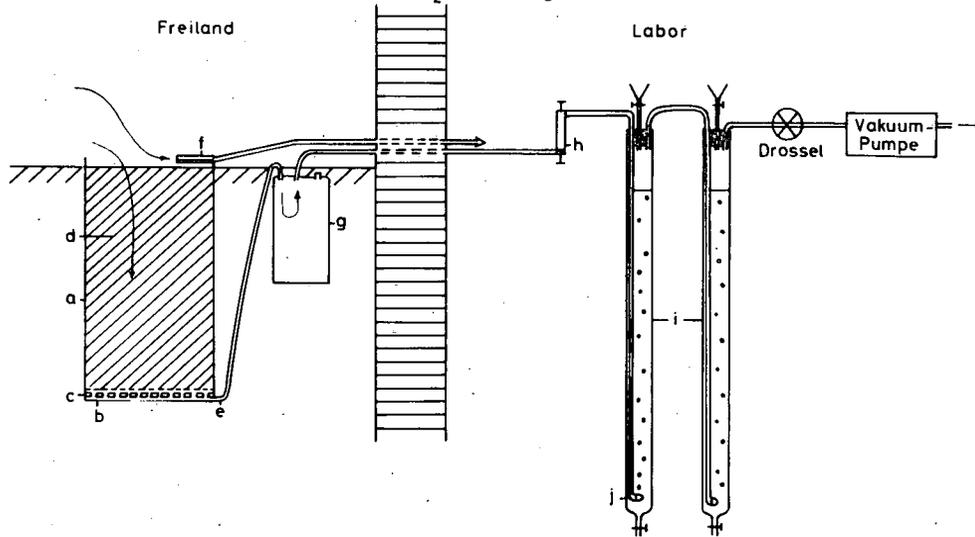
Eine zweite Gefäß-Serie war so konstruiert, daß eine kontinuier-liche Erfassung des den Boden während der Vegetationszeit ver-lassenden CO_2 möglich wurde (Abb. 1).

Diese Gefäße waren unten geschlossen. Zwischen unterem Deckel und einer in 1 cm Abstand darüber liegenden Siebplatte war ein Schlauchstutzen angebracht, durch den fortlaufend soviel Boden-luft abgesaugt wurde, daß ein Rücktausch von CO_2 aus dem Gefäß in die Atmosphäre unterbunden war. Diese Grenzzraten des Luft-durchsatzes wurden von Zeit zu Zeit durch Steigerungsversuche bei gleichzeitiger CO_2 -Bestimmung ermittelt. Sie betragen 3-5 mm/Minute innerhalb des Bodengefäßes.

Nach Passieren einer Waschflasche zur Abscheidung flüssigen Wassers wurde die abgesaugte Luft dem Labormessplatz zugeführt. In Gas-Waschrohren wurde das in der Bodenluft enthaltene CO_2 durch definierte NaOH-Lösung abgefangen und durch Titration der Lösung in wöchentlichen Abständen quantitativ bestimmt. Gleiches geschah mit der nicht durch den Boden gesaugten Außen-luft. Es wurde die CO_2 -Differenz beider Luftströme ermittelt.

Die Meßeinrichtung erwies sich als gut brauchbar. Die Parallel-messungen stimmten sehr gut überein. Gelegentliche Undichtig-

Abb. 1: Gasentnahme - Gefäße und CO₂ - Messanlage



keiten der Anlage äußerten sich bei der wöchentlichen Titration in einer Erniedrigung der CO₂-Mengen und konnten behoben werden. Die Meßeinrichtung wurde über 2 vegetationsperioden hinweg mit bewachsenen und unbewachsenen Gefäßen betrieben. Im zweiten Versuchsjahr wurden zusätzlich Gefäße mit geglühtem, also C-freiem Bodenmaterial verwendet.

Ergebnisse:

Bezugsgefäße

Die unbewachsenen Bezugsgefäße zeigten während der Versuchsdauer, wie zu erwarten war, eine fortlaufende Abnahme ihres C-Gehaltes. Bei der folgenden Berechnung wurden für die bewachsenen Gefäße gleiche Abbauraten des vorgegebenen Bodenhumus zugrunde gelegt, wie für die unbewachsenen Gefäße. Der Gang der Wurzel-C-Anreicherung wurde durch die fortlaufende C-Analyse der Gefäße verfolgt (Tab. 1).

Im oberen Abschnitt zeigt Tab. 1 die fortlaufenden Veränderungen des Kohlenstoffvorrats in den bewachsenen Gefäßen. Die sowohl positiven wie auch negativen Entwicklungen der C-Mengen bedeuten, daß Wurzelmasse in den einzelnen Tiefenabschnitten aufgebaut und wieder abgebaut wurde.

Der mittlere Teil der Tabelle zeigt eine Summierung der Wurzel-C-Metabolik in den einzelnen Tiefenabschnitten, aufgeteilt in die wachstumszeit der Sommergerste und der Lupinen.

Der untere Teil zeigt die Wurzel-C-Bilanz über das Versuchsjahr hinweg. Zur besseren Vergleichbarkeit sind die Daten zusätzlich auf ein ha Ackerfläche umgerechnet. Danach würde die Produktion an Wurzel-C 16 g/Gefäß bzw. 3.4 t/ha betragen. Es ist dabei zu berücksichtigen, daß mit kleinerem Abstand der Meßzeitpunkte die Werte für die Wurzel-C-Gesamtproduktion nur größer werden können. Von der Gesamt-Produktion werden 2.8 g Wurzel-C bereits während der vegetation abgebaut. Nach Auffüllung des Verlustes vorgegebenen Humus-C in Höhe von 6.3 g verbleibt ein Netto-Kohlenstoff-Gewinn von 6.9 g/Gefäß.

Tab. 1: Kalkulation des Humusauf- und -abbaues in den bewachsenen Bezugsgefäßen

Gewinn (+) bzw. Verlust (-) an Wurzel-C (g/Gefäß) in der Zeit vom ...

	20.4. bis 27.5.	27.5. bis 24.6.	24.6. bis 13.7.	13.7. bis 28.7.	Gerstenernte	28.7. bis 1.9.	1.9. bis 29.9.
0 - 10 cm	+ 2.8	- 1.4	+ 1.6	+ 2.4		+ 0.6	+ 0.8
10 - 25 cm	+ 0.1	+ 1.3	- 0.2	+ 3.2	- 1.2	+ 3.2	

Wurzel-C-Aufbau und Wurzel-C-Abbau in g/Gefäß während der Versuchszeit:

		Sommergerste	Lupinen	Vegetationszeit
Wurzel-C-Aufbau	0 - 10 cm	6.8	1.4	8.2
	10 - 25 cm	4.6	3.2	7.8
	0 - 25 cm	11.4	4.6	16.0
Wurzel-C-Abbau	0 - 10 cm	1.4	-	1.4
	10 - 25 cm	0.2	1.2	1.4
	0 - 25 cm	1.6	1.2	2.8

Insgesamt errechnen sich für die fünf Sommermonate (Gersten- + Lupinenwachstum:

	C in g/Gefäß	C in t/ha
Ausgangsmenge vor der Gersteneinsaat	141.5	29.7
a) Gesamtproduktion an Wurzel-C	>16.0	>3.4
b) C-Entbindung aus abgestorbenen Wurzeln	2.8	0.6
c) Anreicherung von wurzelbürtigem C	13.2	2.8
d) Verlust von Humus-C, das vor der Gerste vorhanden war	6.3	1.3
e) Netto-C-Gewinn	6.9	1.5

Die Verminderung der vor der Gerstenaussaat vorhandenen Humus-C-Menge in den unbewachsenen Gefäßen könnte teilweise auf Auswaschung, teilweise auf gasförmige CO₂-Entbindung zurückzuführen sein. Der gleichzeitig laufende Gasentnahme-Versuch gibt dazu folgende Hinweise:

Tab.2: C-Bilanz der unbewachsenen Gasentnahme-Gefäße

<u>Zeitpunkt</u> Zustand	Tiefe cm	g C/Gefäß (25 kg Boden)	g C/Gefäß als CO ₂ abgesaugt	g C/Gefäß als org. Substanz ausgewaschen
16.4.71 (Ausgangs- zustand)	0 - 10	52		
	10 - 20	52		
	20 - 30	52		
	30 - 40	52		
	40 - 45	26		
	0 - 45	234		
23.12.71	0 - 22.5	117	(5)	--
	22.5 - 45	112	(5)	
	0 - 45	229	9.6	
Winter- ruhe bis 15.4.72				
24.11.72	0 - 10	50	(4)	(6)
	10 - 20	46		
	20 - 30	46		
	30 - 40	47		
	40 - 45	24		
		0 - 45		

Die Humus-C-Verluste sind im ersten Jahr allein auf Mineralisierung und CO₂-Entbindung zurückzuführen. Eine Durchwaschung der Gasentnahme-Gefäße durch Niederschläge fand in der relativ trockenen Sommerzeit nicht statt.

Die Beschränkung der Verluste auf den Unterboden (22.5 - 45 cm) ist insofern nur scheinbar, als diese im Oberboden teilweise durch das Wachstum von Unkrautwurzeln überdeckt wurden. Im zweiten Jahr ist diese Überdeckung weniger stark, doch immer noch etwas vorhanden. Die gemessenen gasförmigen C-Verluste sind somit als Maximalwerte anzusehen. Immerhin zeigt sich, daß sowohl die am Boden bestimmte Verlustmenge an Humus-C wie auch der gasförmige C-Verlust mit 8 bis 10 g pro Jahr bei 45 cm Tiefe bzw. ca. 6 g bei 25 cm Tiefe etwa in der gleichen Höhe wie die Verlust-Summe in den Bezugsgefäßen liegen. Die bestehenden geringen Unterschiede müssen auf den permanenten Gasaustausch, die gleichmäßige Feuchte und die größere Lockerheit in den Gasentnahme-Gefäßen zurückgeführt werden.

Trotz unterschiedlicher Witterung sind die CO₂-Entbindungssummen in beiden Jahren annähernd gleich. Im zweiten Jahr treten jedoch mit der Sickerwasser-Lieferung der Gasentnahme-Gefäße C-Auswaschungsverluste ein.

Diese Verluste sind offenbar nicht außergewöhnlich. Läßt man im Labor durch Proben des verwendeten Testbodens destilliertes Wasser filtrieren, so lassen sich durch - umgerechnet - 70 mm Niederschlag 2.4 g C/Gefäß mit 25 cm Füllhöhe auswaschen. Solche Versuche wurden an den Proben aller Tiefenabschnitte dieser Tabelle durchgeführt. Sie ergaben durchweg etwa übereinstimmende Werte. Dies weist darauf hin, daß nach Auswaschung der im Boden zu einem bestimmten Zeitpunkt vorhandenen löslichen organischen Anteile durch einen Starkregen immer wieder lösliche organische Substanz nachgeliefert wird.

Bei einer Übertragung dieser Humuslöslichkeit auf natürliche Ackerverhältnisse muß bedacht werden, daß die ausgewaschene organische Substanz nicht verloren zu sein braucht, sondern eventuell durch Wiederaufstieg des Kapillarwassers mit der Evaporation in der Krume zu einem potentiellen C-Verlust-Ausgleich führen kann. In diesem Versuch war das jedoch aufgrund der Anordnung nicht möglich.

Gasentnahme-Gefäße mit C-freiem Bodenmaterial

Aus dem Versuch mit Bezugsgefäßen wurde für eine 25 cm mächtige Ackerkrume unter Sommergerste (ohne Lupinen) eine Gesamtproduktion an Wurzel-C während der vegetationszeit von mindestens 11.4 g C pro Gefäß, entsprechend 2.4 t/ha kalkuliert. Die nachfolgenden Lupinen eingeschlossen, erhöhte sich diese Menge auf 16 g bzw. 3.4 t/ha.

Eine Bestätigung für diesen noch immer mit kalkulatorischen Ungenauigkeiten behafteten Ansatz liefert der 1972 mit geglühtem, also C-freiem Bodenmaterial unter Hafer mit nachfolgender, allerdings sehr schlecht wachsender Lupine durchgeführte Gasentnahme-Versuch:

Tab. 3: C-Bilanz des humusfreien Testbodenmaterials;
Versuchsbeginn 17.4.72

Termin Zustand	Tiefe cm	Gesamt-C in g/Gefäß(22.5 kg Boden)	davon Wur- zel-C in g/Gefäß	C als CO ₂ gasförmig freigesetzt
8.9.72 Hafer ge- erntet, Lu- pinen auf- gelaufen	0 - 10	6.6	n.b.	
	10 - 20	0.9		
	20 - 30	0.9		
	30 - 40	0.9		
	40 - 45	0.4		
	0 - 45	9.7		7.0
27.11.72 Lupinen geerntet	0 - 10	6.6		
	10 - 20	0.8		
	20 - 30	0.8		
	30 - 40	1.0		
	40 - 45	0.6		
	0 - 45	9.8	3.3	1.5

Am Ende der Versuchszeit lassen sich in dem ehemals humusfreien Boden 9.8 g org. Kohlenstoff nachweisen. Das entspricht 2.1 t/ha an Wurzel-C, die bereits vom Hafer allein erzeugt worden sind. Werte, die den in den Bezugsgefäßen unter Sommergerste ermittelten durchaus entsprechen.

Dieses sind Mindestwerte, denn es ist nicht zu unterscheiden, ob die abgesaugten CO₂-Mengen allein der "Atmung" lebender Wurzeln oder aber auch der Mineralisierung abgestorbener Wurzeln entstammen.

Die im November durchgeführte WurzelAuswaschung zeigt, daß nur rund ein Drittel des insgesamt gebildeten Wurzel-C als sichtbare Wurzeln vorlag.

Zusammenfassung:

Es wurde versucht, das Ausmaß der fortgesetzten Bildung von Wurzelmasse unter stehenden Pflanzenbeständen zu erfassen und dabei die quantitativen Möglichkeiten der Humusbildung aus postmortaler Wurzelsubstanz abzugrenzen.

Die Untersuchungen, die im Freiland an in Gefäße eingefülltem Ap-Horizont-Material einer Löß-Parabraunerde durchgeführt wurden, bringen dazu folgende Ergebnisse:

Die von Mai bis Dezember ermittelten Humus-Verluste betragen - soweit eine Umrechnung auf Ackerflächen zu rechtfertigen ist - bis zu 2 t Kohlenstoff pro ha. Dieser Wert kann sich durch Auswaschungsverluste der organischen Substanz um 0.5 t C/ha und mehr erhöhen.

Die für Sommergerste kalkulierte, für Hafer an geblühtem Boden gemessene Anreicherung an wurzelbürtigem C im Boden betrug ca. 2.1 t/ha. Bei Einbeziehung der Zwischenfrucht Lupine stieg dieser Betrag am Jahresende auf 2.8 t/ha an.

Literatur:

Becker, K.-W. u. B. Meyer, 1973: Verluste und Regeneration von organischem C in Böden unter besonderer Berücksichtigung des wurzelbürtigen Humusersatzes, Göttinger Bodenkundliche Berichte 26, 39-48 (1973)

Untersuchung der durch Kupfermangel hervorgerufenen Gewebeeränderungen
bei Hafer, Mais und Sonnenblumen

von
H.-P. Pissarek *)

Mikroskopische Untersuchungen von Mangelpflanzen lassen sich neben den Makrosymptomen oder der Boden- und Pflanzenanalyse als ein weiteres Verfahren zur Diagnose eines Nährelementmangels heranziehen. Voraussetzung hierfür ist jedoch, daß Gewebeeränderungen gefunden werden, die für das jeweilige Nährelement spezifisch sind.

Erste Untersuchungen über durch Cu-Mangel bedingte anatomische Veränderungen waren von HAGIN (1) und RAHIMI (3) durchgeführt worden. Die Untersuchungsergebnisse dieser beiden Autoren wurden bisher als allgemeingültig für den gesamten Cu-Mangelbereich hingestellt. Wie sich aber herausstellte, treffen sie nur für den extremen Mangel zu. Ziel unserer Untersuchungen war es daher, anhand von in Wasserkultur herangezogenen Hafer-, Mais- und Sonnenblumenpflanzen festzustellen, welche anatomischen Gewebeeränderungen auch noch bei schwächeren Cu-Mangel auftreten, da ein derartiger Mangel im Freiland wesentlich häufiger anzutreffen ist. Eine ausführliche Darstellung der Ergebnisse erfolgt an anderer Stelle.

Nach den bisherigen Untersuchungen an Hafer (1) sollen bei Cu-Mangel in den Halmen Störungen in der Ausbildung der subepidermalen Sklerenchymscheide und der Elemente des Xylems und Phloems auftreten. Darüber hinaus soll eine Verholzung der Festigungselemente des Stengels ganz ausbleiben. Auch bei Querschnitten durch die jüngsten Blätter ließen sich Veränderungen innerhalb des Parenchyms und der Leitbündel beobachten, so daß es schließlich zu einer vollständigen Verschmelzung des Phloems und Xylems kommen soll, und die Gefäßbündel photographisch nicht mehr anschaulich darzustellen sind.

*) Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde der Universität Kiel

Bei den von uns untersuchten Haferpflanzen konnten jedoch die meisten dieser Mikrosymptome trotz deutlicher Makrosymptome (Schlaffheit und Weißspitzigkeit der jüngsten Blätter) nicht beobachtet werden. Es konnte nur festgestellt werden, daß eine Verholzung der subepidermalen Sklerenchymscheide unterblieb, während an den Leitbündeln, abgesehen von einer schwächeren Ausbildung der Leitbündelscheiden, keine sonstigen Veränderungen auftraten. In Querschnitten durch die jüngsten Blätter von Cu-Mangelpflanzen waren zwar stets deutlich deformierte Tracheen zu finden, sonstige Schäden im Xylem und Phloem traten aber nicht auf. Nur die außerhalb der Leitbündelscheide gelegenen Sklerenchymzellen blieben genau wie im Stengel unverholzt.

Die gleichen anatomischen Veränderungen wie bei Hafer konnten auch bei Mais beobachtet werden.

Ebenfalls an Cu-Mangelpflanzen von Dikotylen (so u.a. an Sonnenblumen) waren schon vorher recht eingehend anatomische Untersuchungen durchgeführt worden (3). Dabei war festgestellt worden, daß bei Cu-Mangel die Epidermis-, Kollenchym-, Sklerenchym-, Phloem- und Xylemzellen auffallend dünnwandig sind und eine Verholzung des Xylems und Sklerenchyms nicht eintritt. Anstelle von Netzgefäßen wurden bei diesen Pflanzen nur Ring- und Schraubengefäße ausgebildet.

Bei unseren Untersuchungen an Sonnenblumen konnte jedoch bei Cu-Mangel ein negativer Einfluß auf die Wanddicke der oben angeführten Zellen nicht festgestellt werden. Entsprechend verhielt es sich mit der Ausbildung von Ring- und Schraubengefäßen anstelle von Netzgefäßen. Die einzige Beobachtung, die auch bei schwächerem Cu-Mangel bestätigt werden konnte, ist die, daß eine Verholzung der Sklerenchymkappen nicht erfolgt. Eine Lignifizierung des Xylems unterblieb nur, wenn der Cu-Vorrat der Nährlösung vollkommen aufgebraucht war. - Ein Fall, der im Freiland wohl nur in Extremfällen auftreten dürfte.-

Diese z. T. stark voneinander abweichenden Untersuchungsergebnisse machen deutlich, daß bei derartigen anatomischen Untersuchungen jeweils der Grad des Mangels angegeben werden muß. Die Angabe des Kupfergehaltes in der Trockensubstanz der Pflanzen reicht zur Kennzeichnung des Mangels

wegen des STEENBJERG-Effektes nicht aus. Es sollten noch darüber hinaus jeweils die Makrosymptome und Ertragsdepressionen im Vergleich zu den Kontrollpflanzen angeführt werden.

SCHRIFTTUM

1. HAGIN, M.: Kupfermangel bei Hafer unter Berücksichtigung anatomischer Veränderungen.
Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkde. 90,
37-50 (1960), bzw. Diss. Berlin (1960).
2. PISSAREK, H.-P.: Untersuchungen der durch Kupfermangel bedingten anatomischen Veränderungen bei Hafer und Sonnenblumen.
Z. Pflanzenernähr. u. Bodenkunde (im Druck).
3. RAHIMI, A.: Kupfermangelsymptome und ihre Entwicklung bei höheren Pflanzen.
Diss. Berlin (1972).

UNTERSUCHUNGEN ÜBER DIE URSACHEN VON SALZSCHÄDEN AN KULTURPFLANZEN

von

U. Schleiff *)

Die Sibari-Ebene, in der unsere ökologischen Untersuchungen durchgeführt wurden, liegt am Golf von Tarent in Süditalien. Aride Klimabedingungen und ein hoher Grundwasserstand oberhalb der kritischen Grundwassertiefe während der Sommermonate führen in Teilen der Ebene zu unterschiedlichen Salzanreicherungen in der Wurzelzone. Der Salzgehalt des Grundwassers liegt um 15 o/oo. Seine Zusammensetzung wird vom Ionischen Meer und dem dolomitischen Ausgangsgestein der umliegenden Gebirge, die Ausläufer des Apennin sind, bestimmt, so daß neben Natrium und Kalzium auch hohe Mg-Anteile enthalten sind.

Die Böden können als Solontschak mit hohem Grundwasserstand (= Wiesen-Solot'schak) angesprochen werden. Ihre pH-Werte liegen im Neutralbereich, sie sind alluvialer Herkunft, hinsichtlich ihrer Körnung sind es meist tonige Lehme.

Die Salzakkumulation in der Wurzelzone führt während der Vegetationsperiode zum Auftreten fleckenweiser Salzschäden. Von solchen Feldern wurden Pflanzen- und Bodenproben bei gutem, mittlerem und schlechtem Wachstum entnommen. Es wurden u.a. der Salzgehalt des Bodens im 1:5-Wasserextrakt, der K-, Na-, Ca- und Mg-Gehalt im Boden und in den Pflanzen bestimmt.

*) Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde der
Christian-Albrecht-Universität Kiel

Felduntersuchungen

In der wasserlöslichen Fraktion dominierten bei zunehmender Versalzung Na-Chlorid und Na-Sulfat zu etwa gleichen Teilen, während Mg-Salze meist nur mit 10 - 20 % in der wasserlöslichen Fraktion vorhanden waren. Der Na-Einfluß auf die mineralische Zusammensetzung von Pflanzen soll am Beispiel von Luzerne erläutert werden.

Mit zunehmender Bodenversalzung (bis 7 o/oo Salz) verringerte sich die K-Konzentration in den oberirdischen Teilen von Luzerne des gleichen Standortes von 36 o/oo auf 24 o/oo, die Ca-Konzentration von 12 o/oo auf 8 o/oo, während die Na-Gehalte bis etwa 3 o/oo und die Mg-Gehalte bis etwa 4 o/oo anstiegen.

Durch zunehmende Bodenversalzung ist also grundsätzlich möglich, daß die Mineralstoffversorgung der Pflanzen (hier K und Ca) antagonistisch reduziert wird.

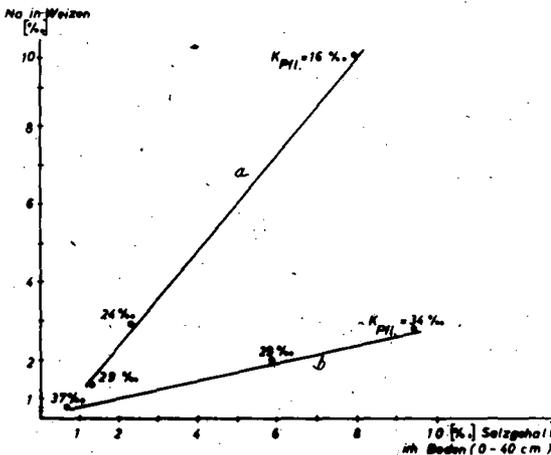


Abb. 1 Na-Gehalte im Weizensproß in Abhängigkeit von der Bodenversalzung und der K-Versorgung

Am Beispiel der K-Ernährung von Weizenproben, die bei gutem Wachstum 60 - 70 cm, bei mittlerem 50 cm und bei schlechtem 30 cm groß waren, aber das gleiche Alter hatten, soll näher auf die Bedeutung der K-Versorgung für die Salzresistenz der Pflanzen eingegangen werden.

Auf Standort a ist das K-Angebot des Bodens gerade ausreichend, um eine optimale K-Ernährung der Pflanzen mit 29 o/oo im Sproß bei relativer Salzfreiheit zu ermöglichen. Die zunehmende Na-Versalzung führt zu induziertem K-Mangel bis auf 16 o/oo bei gleichzeitig starker Zunahme der Na-Konzentration in den Pflanzen.

Auch bei höherer K-Versorgung, wie auf Standort b, wurde der K-Gehalt der Pflanzen antagonistisch verringert. Bei K-Gehalten der Pflanze über 30 o/oo aber stieg ihr Na-Gehalt selbst bei hoher Versalzung nicht über 2,5 o/oo, so daß Na als in der Pflanze toxisch wirkendes Element bei optimaler K-Ernährung möglicherweise ausgeschlossen werden kann. Gleichzeitig führten bei optimaler K-Ernährung erst 4,5 o/oo Salzgehalt des Bodens zur gleichen Wachstumsdepression wie 2 o/oo bei K-Mangel.

Eine optimale K-Ernährung verringerte also die Na-Aufnahme und erhöhte die Salztoleranz des Weizens.

Vegetationsversuche

Als zweiter dominierender Schadfaktor sind toxische Mg-Wirkungen möglich. Mg-Salzen wird im Vergleich zu Na- und Ca-Salzen eine besonders hohe spezifische Toxizität zugeschrieben, die sich in einer größeren Salzschadwirkung als der allgemein osmotischen auswirkt. Zur quantitativen Beurteilung der spezifischen Salzttoxizität ist ein Vergleich der Mg-Salzschäden mit allgemeinen Salzschäden, die durch ein Mischsalz verursacht werden, notwendig.

Folgende Salzsteigerungsversuche in Wasserkultur wurden daher durchgeführt: zu einer halbkonzentrierten Grundnährlösung nach HOAGLAND wurden $MgSO_4$, $MgCl_2$ und ein Vielfaches der Grundnährlösung ohne Spurennährelemente in isoosmotischen Konzentrationen bis 6,3 at gegeben. Bei Mg-Versalzung änderte sich der Gesamtkationengehalt der Pflanzen kaum, der Mg-Gehalt stieg bis maximal 13 o/oo, gleichzeitig wurden die Ca- und K-Gehalte antagonistisch gesenkt. Sie nahmen aber nicht bis in den Mangelbereich ab, so daß K- und Ca-Mangel als Schadfaktoren auszuschließen sind.

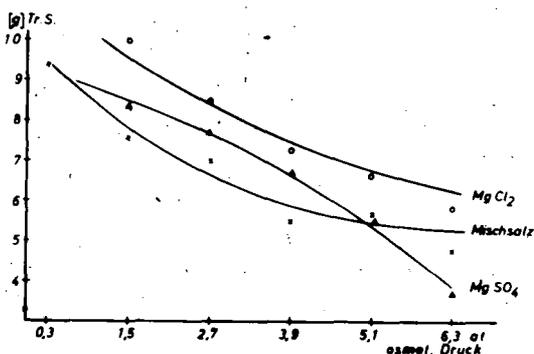


Abb. 2 Ertrag bei zunehmender $MgSO_4$ -, $MgCl_2$ - und Mischversalzung (= Vervielfachung der Grundnährlösung nach HOAGLAND)

Wie Abb. 2 zeigt, waren bis 5,1 at in der Wasserkultur die Mg-Salzschäden bei optimaler Pflanzenernährung nicht größer als der durch das Mischsalz ausgelöste allgemeine Salzscha den.

Dieses Ergebnis steht im Widerspruch zur bisherigen Auffassung, die Einsalzen über ihre allgemeine Salztotoxicität hinaus eine spezifische Toxizität zuschreibt, und nicht durch den Wassermangel als allgemeinem Salzscha den erklärt werden kann. Ca- und Na-Salze werden allgemein für weniger toxisch als Mg-Salze gehalten.

Aufgrund unserer Untersuchungen, die nicht von einem bestimmten Nährstoffangebot bei zunehmender Versalzung, sondern von einer optimalen Nährelementkonzentration in Pflanzen ausgehen, halten wir die Unterteilung eines Salzschadens in einen allgemeinen und spezifischen nicht für notwendig. Bei Berücksichtigung des Ernährungszustandes der Pflanzen schlagen wir folgende Vorstellung für die Beurteilung toxischer Wirkungen von Neutralsalzen vor.

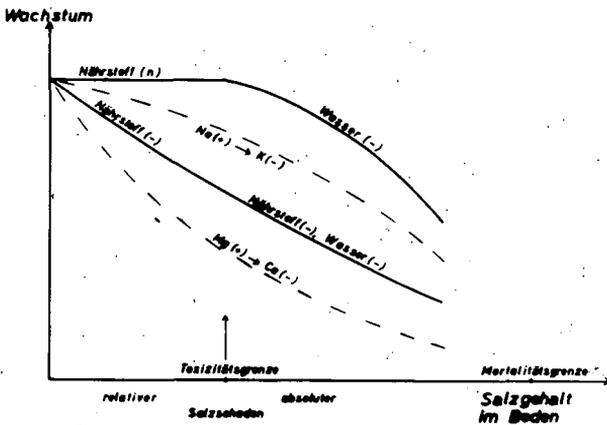


Abb. 3 Der Einfluß steigender Versalzung auf das Wachstum von Kulturpflanzen bei optimaler Nährstoffversorgung (n) und bei salzinduziertem Nährstoffmangel (-)

In diesem Modell ist der Einfluß steigender Versalzung auf das Wachstum von Kulturpflanzen bei optimaler Nährstoffversorgung und bei salzinduziertem Nährstoffmangel aufgetragen. Bei Salzfreiheit ist die Ernährung der Pflanzen durch das Nährmedium gesichert. Durch zunehmende Versalzung kann die Versorgung der Pflanzen mit einem antagonistisch reduzierten Nährelement in den Mangelbereich gedrängt werden.

Bei niedriger Bodenversalzung im "relativen Salzscha­denbereich" kann also Nährstoffmangel als ertragsmindernder Schadfaktor auftreten, der durch gezielte Düngung vollständig behoben werden kann.

Bei einer Versalzung über die Toxizitätsgrenze hinaus im "absoluten Salzscha­denbereich" tritt neben eventuell salzinduziertem Nährstoffmangel zusätzlich Wassermangel als Schadfaktor auf. Durch eine optimale mineralische Ernährung der Pflanzen kann bei Nährstoffmangel das Ertragsniveau soweit angehoben werden, bis der allgemeine Salzscha­den durch Wassermangel als ertragsbegrenzender Faktor wirkt.

Darüber hinaus ist in diesem Modell der Versuch gemacht worden, toxische Na- und Mg-Salzwirkungen zu unterscheiden. Bei optimaler Ernährung der Pflanzen wirken Mg-Salze grundsätzlich nicht toxischer als Na-Salze. Mg-Salze können aber durch induzierten Ca-Mangel toxischer als Na-Salze durch induzierten K-Mangel wirken.

Ein Beispiel: Die Ca-Versorgung von Getreide kann mit 5 o/oo Ca während des Schossens als optimal angesehen werden. Durch antagonistische Erniedrigung um wenige o/oo auf 2 - 3 o/oo entsteht starker Ca-Mangel, der das Wachstum erheblich einschränkt.

Na ist primär Antagonist zu K. K-Gehalte um 25 - 30 o/oo wurden erst als optimal beurteilt. Na ist damit Antagoist zu einem Element, das in sehr hoher Konzentration als Element vorliegt. Eine Erniedrigung der K-Konzentration um wenige o/oo zeigt im Gegensatz zu Ca nur eine geringe Wachstumsbeeinflussung, zumal Na teilweise auch K in seinen allgemeinen Ionenfunktionen ersetzen kann.

Bei normalem Nährstoffangebot können daher toxische Mg-Salzangebote durch induzierten Ca-Mangel sehr viel stärkere Ertragsminderungen verursachen als toxische Na-Konzentrationen durch induzierten K-Mangel.

Literatur:

Gauch, H.G. und Wadleigh, C.H.

Effects of high salt concentrations on growth of bean plants.
Bot. Gaz. 105, 379 - 387, 1944

Schleiff, U.

Untersuchungen über die Ursachen von Salzschäden an Kulturpflanzen in Südtalien mit besonderer Berücksichtigung der Mineralstoffversorgung und toxischer Magnesium-Wirkungen.
Diss., Kiel 1973

Ein Beitrag zur Theorie der traditionellen und
der numerischen Bodenklassifizierung

von

D. SCHROEDER und J. LAMP *)

Bodenklassifizierungssysteme können auf zwei prinzipiell verschiedenen Wegen aufgestellt werden (Abb.1, s.a. MANIL 1959, SCHELLING 1970). Der **d e d u k t i v e** (descendente, analytische) Weg geht vom a priori-Wissen über die Genese

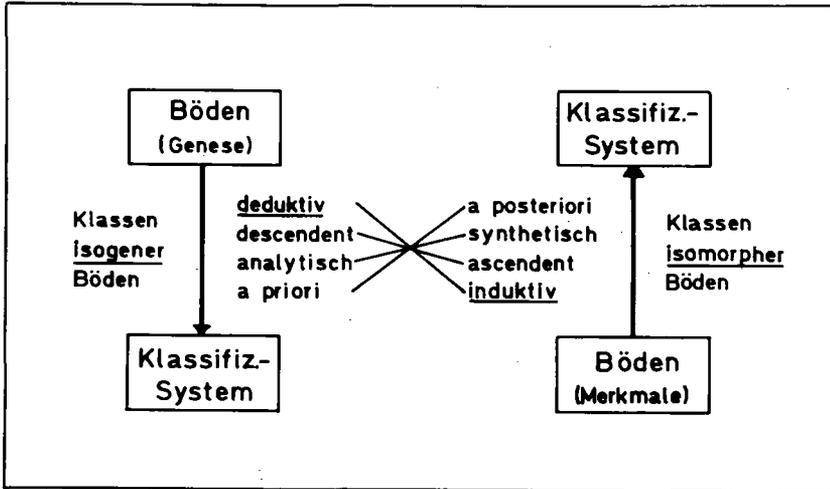


Abb. 1: Schema der möglichen Wege zur Aufstellung eines Klassifizierungssystems

der zu klassifizierenden Böden aus und führt zur Zusammenfassung von Böden gleichen Entwicklungszustandes in Klassen

*) Prof. Dr. Diedrich SCHROEDER, Dr. Jürgen LAMP, Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde der Christian-Albrechts-Universität Kiel, 23 Kiel, Olshausenstr.40/60

isogener Böden. Beim induktiven (ascenden, synthetischen) Weg wird ohne a priori-Vorstellungen über die Pedogenese nur von objektiv feststellbaren Bodenmerkmalen ausgegangen; die Zusammenfassung von Böden gleicher Merkmalsprägung in Klassen isomorpher Böden führt zu a posteriori-Erkenntnissen über Entstehung und Entwicklung der Böden.

Beide Wege müßten zu gleichen Ergebnissen führen, da wegen der kausalen Verknüpfung von Faktoren, Prozessen und Merkmalen isogene Böden auch weitgehend isomorph sein müssen und umgekehrt. Wird die Kausalkette der Pedogenese (Abb.2) hinsichtlich der Funktion der Böden im Ökosystem (Nutzung oder Effekt im Sinne SCHLICHTINGS, 1970) erweitert, so läßt sich ableiten, daß isogene und isomorphe Böden auch isofunktional sein müssen. In einem idealen

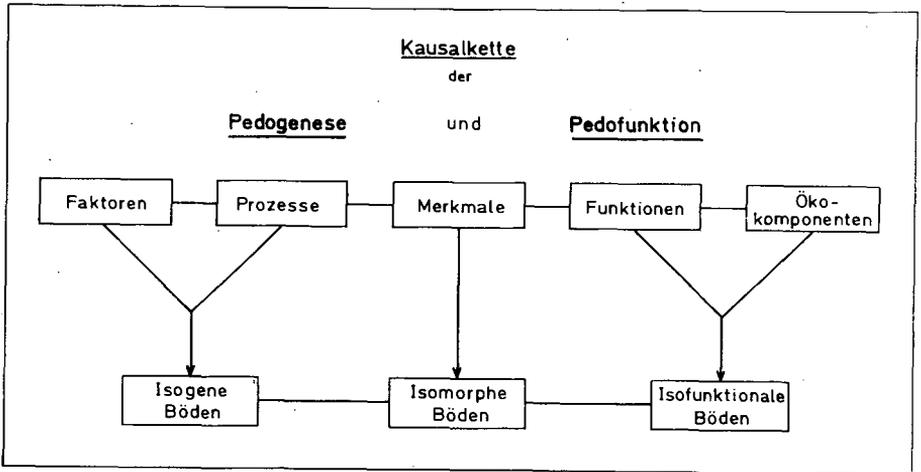


Abb. 2: Kausalkette der Pedogenese und Pedofunktion

Klassifizierungssystem müßten Böden einer Klasse gleich entstanden sein (isogen), gleiche Merkmalsprägung aufweisen (isomorph) und gleiche Funktionen und Reaktionen bei ihrer Nutzung zeigen (isofunktional).

Bei den t r a d i t i o n e l l e n intrinsischen (natürlichen, wissenschaftlichen) Systemen wurden entweder auf vorwiegend deduktivem Wege Systeme mit Klassen isogener Böden (Faktorensysteme) oder auf vorwiegend induktivem Wege Systeme mit Klassen isomorpher Böden (Merkmalssysteme) gebildet oder beide Wege gemeinsam beschriftet (kombinierte Systeme, z.B. SCHROEDER 1970), während bei den extrinsischen (angewandten, technischen) Systemen auf deduktivem oder induktivem Wege nach Klassen isofunktionaler Böden gesucht wurde.

Bei der n u m e r i s c h e n Bodentaxonomie (IAMP, 1972) wird der induktive Weg mit der Bildung von Klassen extrem isomorpher Böden am konsequentesten durchgeführt. Da die gebildeten isomorphen Klassen im Prinzip auch isogen und isofunktional sein müssen (Abb.2), können numerische Gruppierungen sowohl pedogenetisch als auch unter Aspekten praktischer Anwendung ausgewertet werden.

SHELLING (1970) hat dargelegt, wie traditionelle und numerische Bodenklassifizierungssysteme konstruiert werden können. Von seinen Vorstellungen ausgehend und sie weiterentwickelnd ist in Abb. 3 in einem Diagramm ein allgemeines Modell der Systembildung aufgestellt worden, das sowohl für das traditionelle als auch für das numerische Verfahren Gültigkeit besitzen soll, und das die Verknüpfung des deduktiven mit dem induktiven Weg aufzeigt.

Die vorbereitenden Schritte der Zielsetzung (z.B. pedogenetisch oder regional-geographisch), der Festlegung der Rand- und Grenzbedingungen (Umfang der zu klassifizierenden Bodengesamtheit), der Definition der zu klassifizierenden Objekte (Pedon, Pedotop), der Stichprobenwahl (zufällig, systematisch, gezielt auf Grund von Vorinformationen), der Merkmalsauswahl (nach Zahl und Art) und der Datenerhebung (mit Festlegung der Bestimmungsmethoden) sind beim traditionellen und beim numerischen Verfahren im Prinzip gleich.

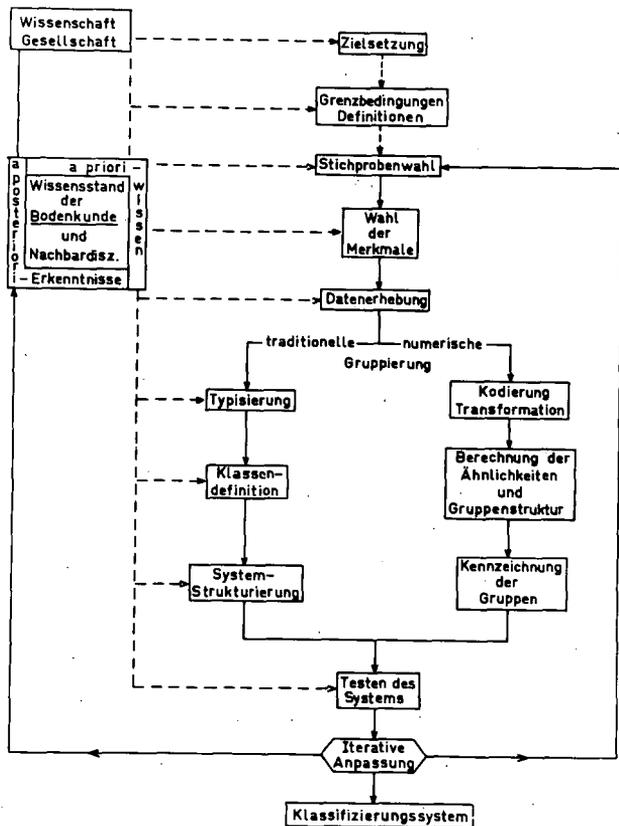


Abb. 3: Allgemeines Modell der Aufstellung traditioneller und numerischer Bodenklassifizierungssysteme (— = induktiver Weg, --- = deduktiver Weg)

Bei der eigentlichen Gruppierung trennen sich die Wege. Die traditionelle Systembildung versucht durch "Probieren und Korrigieren" die Böden zunächst zu typisieren, so daß Böden einer Klasse möglichst viele Merkmale gemeinsam haben und Böden verschiedener Klassen sich in möglichst vielen Merkmalen unterscheiden. Die Klassen werden dann durch ein zentrales Klassenkonzept oder durch Klassengrenzen oder durch beides definiert. Schließlich wird die Systemstruktur

festgelegt (polykategorisch-hierarchisch, monokategorisch-nicht hierarchisch, koordinativ). Hinsichtlich der Schritte bei der numerischen Gruppierung siehe LAMP, 1974 (in diesem Band).

Beiden Wegen gemeinsam ist das Testen des Systems am allgemeinen Wissensstand und entsprechend der Zielsetzung. Auf Grund der Testergebnisse wird das System in einer schrittweisen, iterativen Anpassung verbessert, wobei - mit der Stichprobenwahl beginnend - alle folgenden Schritte erneut durchlaufen und gegebenenfalls Änderungen vorgenommen werden müssen. Daraus resultiert ein Klassifizierungssystem, das dem jeweiligen Wissensstand möglichst optimal entsprechen soll.

Mit Hilfe des Diagramms können bestehende Systeme auf ihre theoretischen Grundlagen durchleuchtet und gegebenenfalls verbessert werden.

L i t e r a t u r

- LAMP, J.: Untersuchungen zur numerischen Taxonomie von Böden. Dissertation Kiel 1972
- MANIL, G.: General considerations on the problem of soil classification. *J. Soil Sci.* 10, 5-13 (1959)
- SHELLING, G.: Soil genesis, soil classification and soil survey. *Geoderma* 4, 165-193 (1970)
- SCHLICHTING, E.: Bodenklassifikation nach Genese oder Effekt. *Mitt. DBG* 10, 13-16 (1970)
- SCHROEDER, D.: Ein Vorschlag zur Klassifizierung von Böden unter morphogenetischen Aspekten. *Mitt. DBG* 10, 280-281 (1970).

ZUR ANWENDUNG DER NUMERISCHEN TAXONOMIE BEI DER KLASSIFIZIERUNG VON
BÖDEN

von
J. LAMP *)

Der Anspruch der Numerischen Taxonomie, ausgehend von einer detaillierten Merkmalserfassung zur Kennzeichnung der Bodenmorphologie objektive und reproduzierbare Grundlagen bei der Errichtung von pedogenetischen oder funktionalen Klassifikationssystemen zu liefern (SCHROEDER und LAMP, 1974, in diesem Band), wurde an einem überschaubaren Beispiel überprüft (LAMP, 1972). Anhand einiger Ergebnisse dieser Arbeit werden die wichtigsten Schritte und Verfahren der Numerischen Taxonomie vorgeführt, wobei zu den vorbereitenden Schritten einer Systembildung von der Zielsetzung bis zur Datenerhebung nur noch kurz die durchgeführten Maßnahmen präsentiert werden (s. Abb. 3 und Ausführungen in SCHROEDER und LAMP, 1974) und auf mathematische Einzelheiten und Probleme nicht näher eingegangen wird (siehe z.B. JARDINE and SIBSON, 1971; SOKAL and SNEATH, 1973).

Untersuchungsobjekte

Nach vorhandenem Kartenmaterial wurde ein überschaubares Gebiet von 16 ha Fläche in der Hohen Geest Schleswig-Holsteins westlich von Neumünster ausgewählt, in dem Podsole mit Übergängen zu Braunerden, Pseudogleyen und Gleyen vorherrschen. Es diente als Wald-, Grünland- und Ackerstandort und ist geomorphologisch durch eine querverlaufende Senke zwischen zwei flachen Hügeln gekennzeichnet (s. Abb.1). Dieser eng begrenzte, künstliche Ausschnitt aus der Pedosphäre stellt die lokale Boden- G r u n d g e s a m t h e i t dar, die taxonomisch in K l a s s e n zu untergliedern

*) Dr. Jürgen LAMP, Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde der Christian-Albrechts-Universität Kiel, 23 Kiel, Olshausenstr. 40/60

und für die ein Klassifizierungssystem "en miniature" zu erstellen war. Die stichprobenartige möglichst repräsentative Kennzeichnung dieser Gesamtheit durch elementare

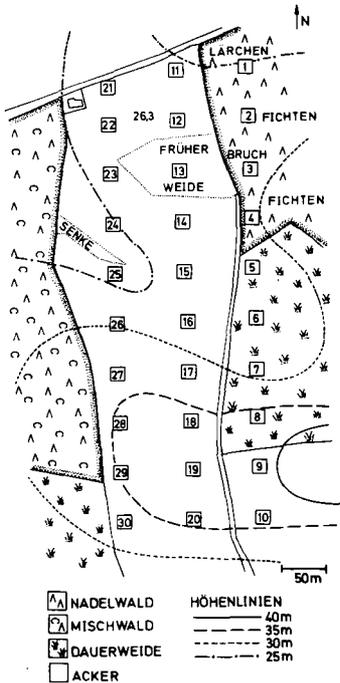


Abb.1: Nutzung, Höhenlinien und Lage der 30 Bodenprofile im Untersuchungsgebiet

O b j e k t e erfolgte als sogenannte systematische Wahl mit Zufallsstart nach einem vorgegebenen Raster, an dessen insgesamt 30 Punkten in 3 Reihen a 10 jeweils etwa 1 qm große Profilgruben angelegt wurden (s. Abb. 1). Zur Festlegung der Punktabstände von 60 x 80 m wurden Vorinformationen über die Bodenbeschaffenheit nur in beschränktem Ausmaß aus vorliegenden Karten und einer extensiven Bohrstockkartierung verwendet.

Die 30 Profile wurden in jeweils 3 - 5 morphologisch unterscheidbare H o r i z o n t e gegliedert und an diesen zunächst die Feldmerkmale wie Bodenart, Farbe, Gefüge und ähnliches möglichst umfassend und quantitativ festgestellt. An Bodenproben wurden später umfangreiche Laboruntersuchungen

zur Kennzeichnung von Körnung, Struktur, Humus, Austauschkomplex und anderen pedogenen und ökologischen Merkmalen vorgenommen. Mit der Ansprache und Bestimmung dieser insgesamt 17 (quantitativen) F e l d - und 33 L a b o r m e r k m a l e, die das gesamte Repertoire der bodenkundlichen Standardmethoden weitgehend erschöpften und die den Boden umfassend, ausgewogen und zweckgerichtet kennzeichnen sollten, war die D a t e n - e r h e b u n g abgeschlossen und die t a x o n o m e - t r i s c h e G r u p p i e r u n g konnte beginnen.

Taxonomische Gruppierungsverfahren

Die Zusammenstellung der ursprünglichen Daten zu einer großen, geordneten Datenmatrix, in der die Merkmalswerte aller Horizonte enthalten sind, läßt ein Problem deutlich werden, das - wie die Auswahl geeigneter Merkmale - nur a priori vom Bodenkundler und nicht durch die Numerische Taxonomie gelöst werden kann: die Berücksichtigung der Anisotropie des Bodens. Diese ergibt sich aus der ausgeprägten Merkmalsdifferenzierung in der Vertikalen des Bodens und resultiert in der Ausgliederung von Horizonten und der damit verbundenen Mehrfachbestimmung der Merkmale je Profil. Bei der Auswertung muß diese Datenmenge (123 Horizonte x 50 Merkmale) stark reduziert werden (30 Profile x Gruppenkennzahl), wozu es im Ablauf einer taxonomischen Gruppierungsanalyse verschiedene, bodenkundlich nicht gleichwertige Möglichkeiten gibt (s. Abb. 2, Horizontreduktion, Horizontsequenzen), die zu stark unterschiedlichen Ergebnissen führen können (LAMP, 1972).

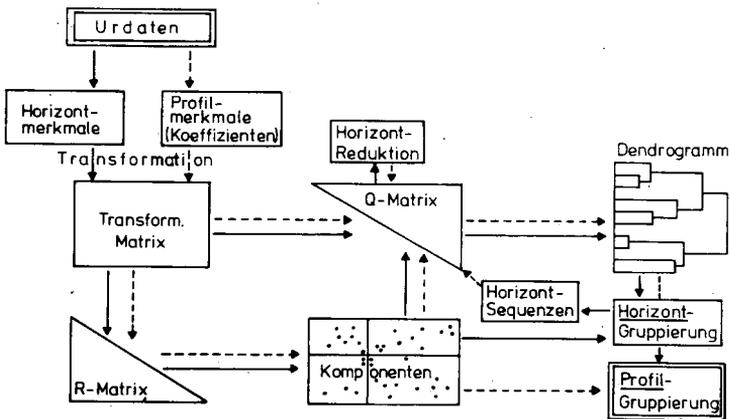


Abb. 2: Ablaufschema der numerischen Gruppierungsanalyse von Böden

Gruppierungsablauf und -ergebnisse werden im folgenden aber nur anhand von 79 P r o f i l m e r k m a l e n dargestellt, die als ausgewählte Merkmalswerte des Oberbodens sowie als Mittel- und Streuungswerte von Merkmalen des Unterbodens das gesamte Bodenprofil kennzeichneten und die aus den Horizontdaten berechnet wurden.

Durch Standardisierung werden die Merkmale zu dimensionslosen, miteinander vergleichbaren Variabilitätsskalen transformiert. Aus den Werten der transformierten Matrix läßt sich direkt die sogenannte Q-Matrix berechnen, in der die Ä h n l i c h k e i t e n zwischen sämtlichen Objekten erhalten sind. Rechenaufwendiger, aber weitaus informativer ist es, zunächst die sogenannte R - M a t r i x zu berechnen. Sie umfaßt die K o r r e l a t i o n e n zwischen sämtlichen Merkmalen und liefert so wertvolle Aussagen über die Merkmalszusammenhänge. Hieraus lassen sich dann die sogenannten H a u p t k o m p o n e n t e n ermitteln, indem die Achsen des ursprünglichen $m(=79)$ -dimensionalen Merkmalraumes nacheinander so rotiert werden, daß die erste Hauptkomponente ein Maximum der Variabilität erfaßt und die folgenden Hauptkomponenten jeweils die verbleibende Variabilität maximal erfassen und dabei aufeinander senkrecht stehen. Durch eine Projektion der Punkte auf jeweils zwei der ersten Komponenten werden dann Streudiagramme mit hohem Informationsgehalt erhalten. Sie erlauben aufgrund der sichtbaren Punktkonfigurationen und -wolken eine a n s c h a u l i c h e G r u p p i e r u n g und A b g r e n z u n g der Objekte.

Weiterhin kann aus den Komponentenwerten die Q - Ä h n l i c h k e i t s m a t r i x der Objekte berechnet werden. Als Maß für die Ähnlichkeit von zwei Objekten wird der Abstand der Punkte im Raum als euklidische Distanz aus den m Merkmalen berechnet. Aus den Ähnlichkeitswerten bzw. Abständen können dann Dendrogramme mit den sog. C l u s t e r a n a l y s e n erstellt werden. Nach diesen Verfahren werden aus der Q-Matrix jeweils die ähnlichsten Objekte mit dem geringsten Abstand ausgesucht und mit dem gegebenen Ähnlichkeitswert der Klassenbildung zu einer Gruppe zusammengeschlossen. Die Q-Matrix wird dann

umgeformt und der Vorgang bis zur Fusion aller Objekte zu Gruppen und dieser zur Gesamtheit wiederholt. Aus dem Dendrogramm können dann die Ähnlichkeiten zwischen den hierarchisch gegliederten Klassen aus den nebenstehenden Ähnlichkeitsskalen abgelesen werden.

Ergebnisse

Die Projektion der 30 Profile auf die Ebene der Hauptkomponenten 1 und 2 ergab ein Streubild (Abb.3), in dem die Bodentypen gehäuft in bestimmten Regionen auftreten. Die vorgenommene Aufteilung mit den verschiedenen Signaturen stammte von einer Gruppenbildung auf ausgewähltem Niveau eines Dendrogrammes (Abb. 4), das die hierarchische Gruppierung der 30 Profile nach einem Ähnlichkeitsmaß - die Intra-Klassen-SAQ (= Summe der Abweichungsquadrate) der Profilverkmale in Summenprozent, variierend von 0% für die 30 Klassen mit je einem Profil bis 100 % für die eine Klasse mit 30 Profilen - darstellt und das mittels der Clusteranalyse nach WARD ermittelt wurde. Diese Gruppierung bestätigte und differenzierte das vorangehende Komponenten-Diagramm und wies auch eine schwerpunktmäßige Zuordnung der Bodentypen auf (vgl. im Detail Abb. 4 und 5).

Hiermit wird der Schritt: Berechnung der Ähnlichkeiten und der Gruppenstruktur abgeschlossen (s. Abb. 3, SCHROEDER und LAMP, 1974). Über den nächsten Schritt, die Kennzeichnung der Gruppen, wird zu einem späteren Zeitpunkt und mit mehr Daten als Grundlage zu berichten sein. Zum abschließenden Schritt einer Systembildung, dem Testen der Gruppierungsergebnisse und der iterativen Anpassung der bestehenden Klassifizierungssysteme, sollen verschiedene numerische Gruppierungen der 30 Bodenprofile mit den traditionellen Klassifikationen nach dem Westdeutschen System (s. Abb. 5) und der numerischen "7th Approximation" (nicht dargestellt) quantitativ verglichen werden.

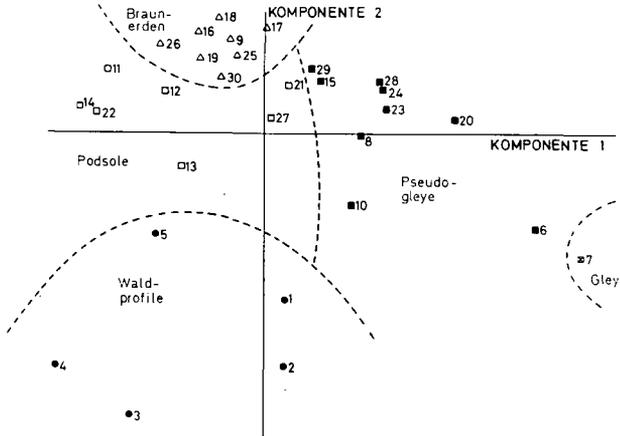


Abb. 3: Projektion der 30 Profile auf die Hauptkomponenten 1 und 2

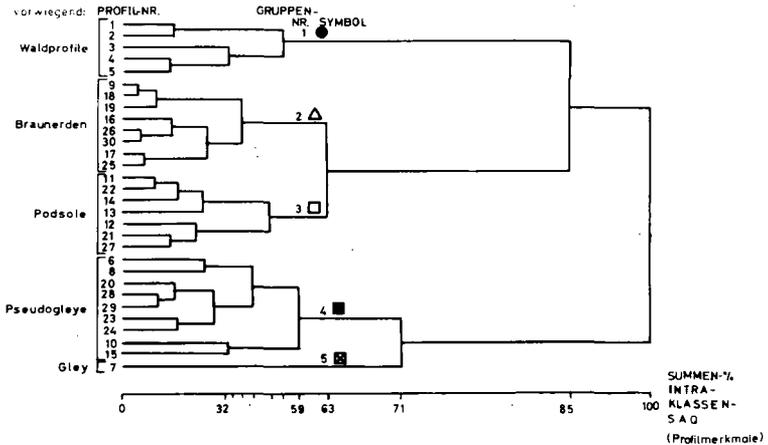


Abb. 4: Dendrogramm der 30 Profile aufgrund einer Clusteranalyse nach WARD

Für die Klassenbildungen jeder Kategorie wurde analog zur WARD'schen Clusteranalyse ein Ähnlichkeitswert auf der Grundlage der 79 Profilmerkmale berechnet. Einen direkten Vergleich der traditionellen Klassifikationen mit verschiedenen numerischen Gruppierungen erlaubt die Auftragung der Ähnlichkeitswerte gegen die Anzahl der Klassen auf den einzelnen Ähnlichkeitsniveaus bzw. Kategorien der hierarchischen Systeme (Abb. 6). Aus einer Kurve läßt sich die gefundene Merkmalsvariabilität und damit der Isomorphiegrad der Klassifikationen auf dem einzelnen Niveau ablesen. Je weiter die Kurven dabei von der Diagonalen (theoretische Zufallsverteilung der Merkmalswerte) abweichen, um so größer ist die Isomorphie der Klassen und um so zutreffender und informativer sind die Systeme, da sie die Variabilität der Merkmale in möglichst wenige Klassen möglichst vollständig zusammenfassen. Danach sind die numerischen Gruppierungen insgesamt besser als das Westdeutsche System und dieses ist besser als die "7th Approximation", wenn dieser Vergleich wegen des geringen Stichprobenumfanges auch nur eine eingeschränkte Aussagekraft besitzt. Die wichtigsten Ursachen für die Unterschiede zwischen der numerischen Gruppierung und der Klassifikation nach dem Westdeutschen System liegen in der stärkeren Bewertung des Oberbodens unter Wald und der größeren Berücksichtigung der lithogenen, mit Körnung und Schichtung verbundenen Merkmale durch die numerischen Gruppierungen.

Ein endgültiges Urteil über die Eignung der taxonometrischen Verfahren wird erst die weitere Anwendung erbringen. Ihr sinnvoller Einsatz in der Bodenkartierung für praktische Zwecke zur Bewältigung der stark anwachsenden Datenfülle kann schon jetzt vorausgesagt werden. Für die Bildung pedogenetischer Systeme wäre die geeignetere Berücksichtigung und Verrechnung der Anisotropie des Bodens noch wünschenswert.

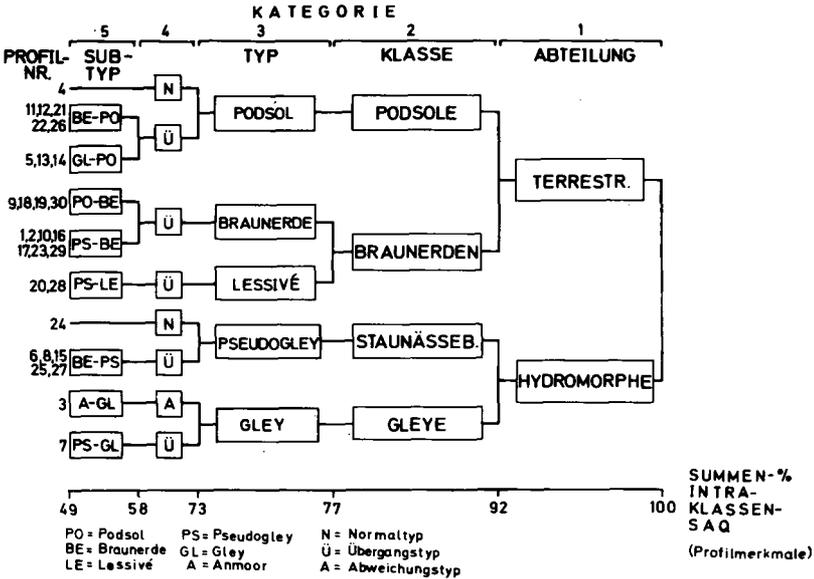


Abb. 5: Klassifikationen der 30 Profile nach dem westdeutschen System mit dem Klassen-Isomorphiegrad der 5 obersten Kategorien

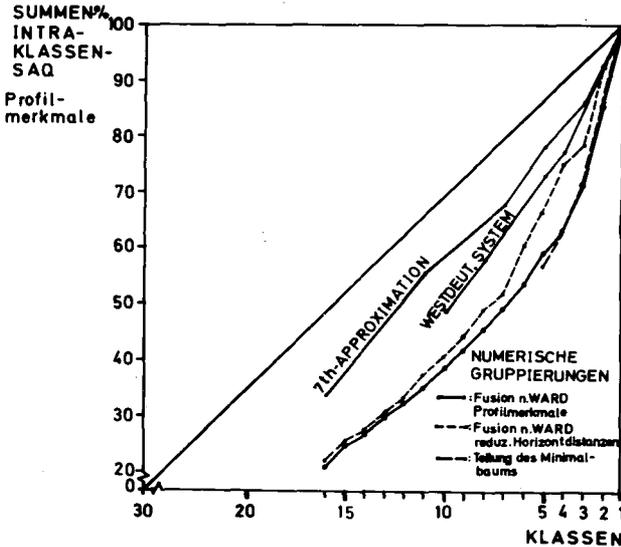


Abb. 6: Verteilung der Klassen-Isomorphiegrade über gegebene Kategorien der "7th-Approximation, des Westdeutschen Systems und verschiedener Numerischer Gruppierungen

Literatur

JARDINE, N. and SIBSON, R.: Mathematical Taxonomy.
Wiley, London 1971

LAMP, J.: Untersuchungen zur Numerischen Taxonomie von
Böden. Diss., Kiel 1972

SCHROEDER, D. und LAMP, J.: Ein Beitrag zur Theorie der
traditionellen und numerischen Klassifizierung.
Mitt. Deutsch. Bodenkundl. Gesellschaft. Dieser
Band

SOKAL, R.R. and SNEATH, P.H.A.: Principles of Numerical
Taxonomy. 2. Aufl., Freeman, San Francisco 1973

Anwendung von geologisch-bodenkundlichen Stoffverteilungsmustern bei der Darstellung und Interpretation der Kationenverteilung einer Marschlandschaft (Schleswig-Holstein)

von
H. Dümmler *)

Zusammenfassung

Marschlandschaften sind Beispiele für Gebiete mit komplexer geopedologischer Entwicklung. Die Struktur ihrer Bodendecke kann nur in holistischer Betrachtungsweise, d.h. unter Beachtung der Landschaftsentwicklung, verstanden werden.

Im Anschluß an die Aufnahme einer Bodenkarte 1 : 25000 wurden 44 Profile der kartierten Marschlandschaft unter Beachtung geologischer Zusammenhänge entnommen und nach bodenphysikalischen und bodenchemischen Methoden untersucht.

Die Profile wurden zu schematischen Landschaftsschnitten zusammengefaßt und dazu mit Hilfe von Geländebefunden (Torfzwischenlagen, fossile Horizonte) und Körnungsanalysen (Grobschluff in % des Gesamtschluffs) stratigraphisch eingeordnet. Dabei ergab sich eine gute Übereinstimmung mit vegetationsgeschichtlichen Untersuchungen (4) des gleichen Gebietes.

Die Landschaftsschnitte dienten als Datenmatrix zur Aufnahme der Analysenergebnisse (z.B. Tongehalte, austauschbare Kationen). Anhand der Matrix wurden Stoffverteilungsmuster in Form von IsoPLEthen gezeichnet.

Ein durch 12 Profile repräsentiertes Beispiel zeigt:

1. Die Tonverteilung (Abb. 1) hat deutlichen Bezug zur geologischen Schichtung. ^(ausgezogene Linien) innerhalb der Schichten nimmt der Tongehalt i.a. von unten nach oben zu.
2. In den Verteilungsmustern der Kationensättigung tritt die geologische Schichtung stark zurück. Die Auswirkungen der fossilen und rezenten Bodenbildung werden sichtbar.

*) Dr. H. Dümmler, Institut für Bodenkunde der Technischen Universität, 1 Berlin 33, Englerallee 19-21

3. Die H^+ -Sättigung (Abb. 2) in der Bodendecke nimmt von oben nach unten ab. Mit zunehmender Bodenentwicklung steigen die Werte von z.B. 11 - 15 % in den A-Horizonten der Kalkmarschen auf 27 - 50 % in den gleichen Horizonten der Knickmarschen und der geringmächtigen Kleimarschen über Knickmarsch. Neben der rezenten Bodenbildung werden fossile Bodenbildungen durch hohe bzw. leicht erhöhte H^+ -Sättigung (z.B. 3 - 4 % im Bereich kalkführender Sedimente) sichtbar.
4. Die Ca-Sättigung (23 - 89 %) zeigt ein der H^+ -Sättigung weitgehend entgegengesetztes Verteilungsmuster (Abb. 3). Es treten jedoch Bereiche auf, in denen einer Ca^{++} -Abnahme keine H^+ -Zunahme gegenübersteht. In diesen Bereichen ist Ca durch andere Kationen (vorwiegend Mg) ausgetauscht worden.
Fossile Bodenbildungen lassen sich z.T. aufgrund geringer bzw. verringerter Ca-Sättigung erkennen.
5. Die Mg-Sättigung (7,7 - 38 %) bildet ein am ehesten der Ca-Sättigung entgegengesetztes Verteilungsmuster (Abb. 4). Hohe Werte für die Mg-Sättigung treten auf in Gebieten mit intensiver fossiler Bodenbildung. Sie bilden geschlossene Zonen zwischen Bereichen hoher H^+ - und hoher Ca^{++} -Sättigung. Dabei umfassen sie auch die dichten Horizonte. Die Maxima liegen jedoch meist unterhalb dieser Horizonte, z.T. unterhalb der Entkalkungsgrenze. Sie dürften auf einer relativen Mg-Anreicherung bei der Karbonatverwitterung beruhen.
6. Die Na-Sättigung (0,4 - 15,3 %) bleibt i.a. unter 2 %. Werte < 1 % finden sich in Oberböden landwärts gelegener Profile (Abb. 5). Mit zunehmender Tiefe steigt die Na-Sättigung leicht an. Werte > 2 % kommen nur in bestimmten Landschaftsbereichen vor. Das Verteilungsmuster deutet darauf hin, daß die Na-Belegung von oben erfolgt ist bzw. noch erfolgt (z.B. durch Salzwasserüberflutung, Na-Aerosol) und daß Unterschiede in Intensität und Zeitpunkt der Belegung und der Wasserbewegung in der Bodendecke zur heutigen Na-Verteilung geführt haben.

7. Die K-Sättigung (0,6 - 4,1 %) steigt i.a. mit der Tiefe leicht an, wobei nur ein relativ geringer Zusammenhang mit der Na-Sättigung besteht.

Am Beispiel der Kationenverteilung in der Bodendecke der Marschlandschaft zeigt sich die Möglichkeit und Notwendigkeit einer bewussten Einbeziehung der Schichtigkeit von Landschaften in bodenkundliche Untersuchungen. Erst aus der lateralen Verknüpfung einzelner Profile zu einem Landschaftsquerschnitt werden die Strukturen der Bodendecke deutlich und als Folge der geo-pedologischen Landschaftsentwicklung interpretierbar. In der untersuchten Landschaft erwiesen sich Unterschiede in den Tongehalten im wesentlichen als geogen, während Unterschiede in der Kationensättigung vorwiegend auf fossiler und rezenter Bodenbildung beruhen.

Literatur

- 1) Brümmer, G.: Untersuchungen zur Genese der Marschen. Diss. Kiel 1968.
- 2) Dümmler, H.: Bodenkarte 1 : 25000, Blatt 1620 Friedrichstadt. (Manuskript).
- 3) Dümmler, H. und Menke, B.: Der Einfluß der Holozänentwicklung auf Landschaft und Böden der Broklandsauniederung (Dithmarschen). *Meyniana*, 20, 9-16 (1970).
- 4) Menke, B.: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen und Radiocarbon-Datierungen zur holozänen Entwicklung der schleswig-holsteinischen Westküste. Eiszeitalter u. Gegenwart, 20, 35-45 (1969).

Abb.1: Tongehalte in der Bodendecke einer Marschlandschaft

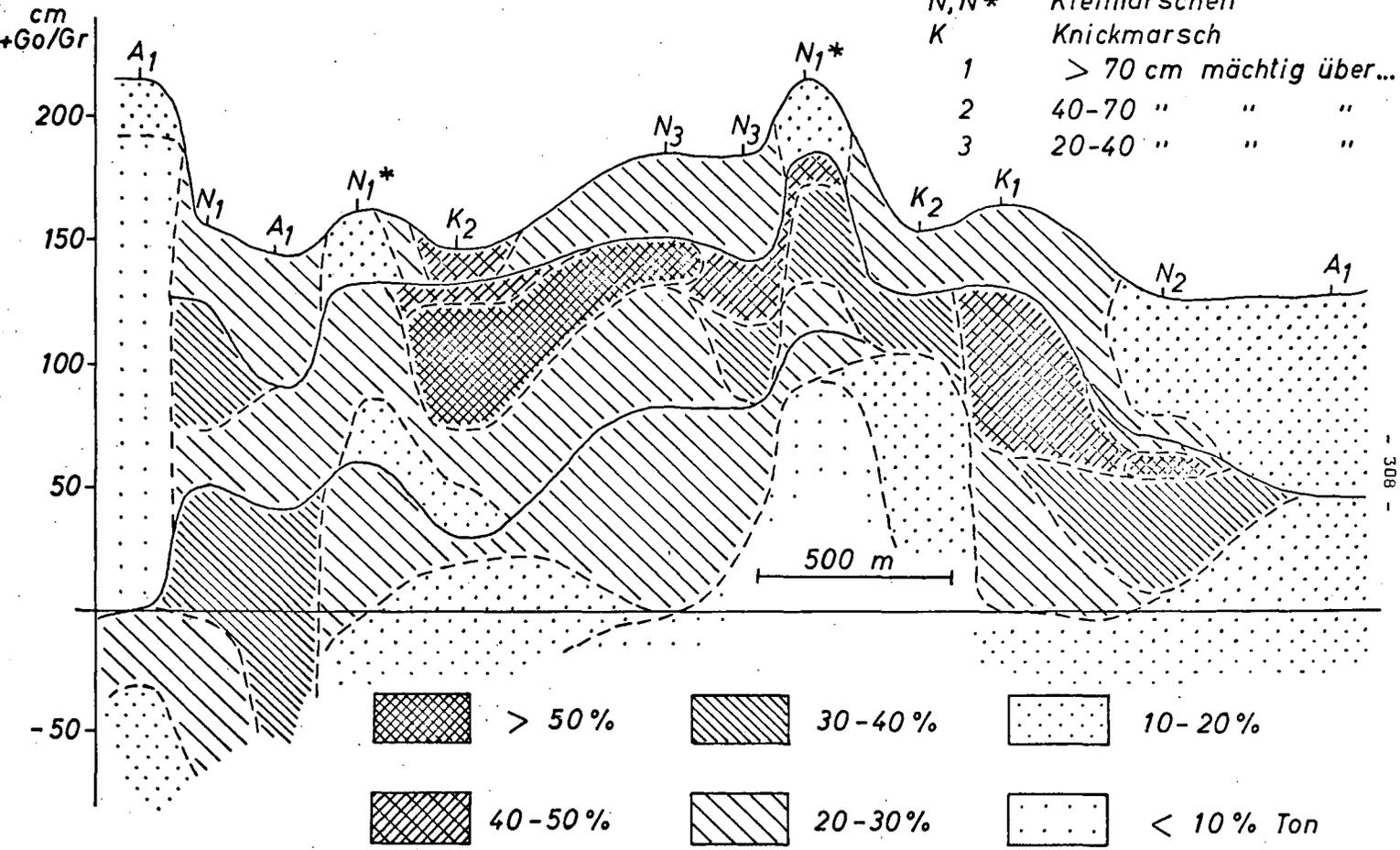


Abb. 2: H_a^+ in % der AK

- A Kalkmarsch
- N, N* Kleimarschen
- K Knickmarsch
- 1 > 70 cm mächtig über...
- 2 40-70 " " "
- 3 20-40 " " "

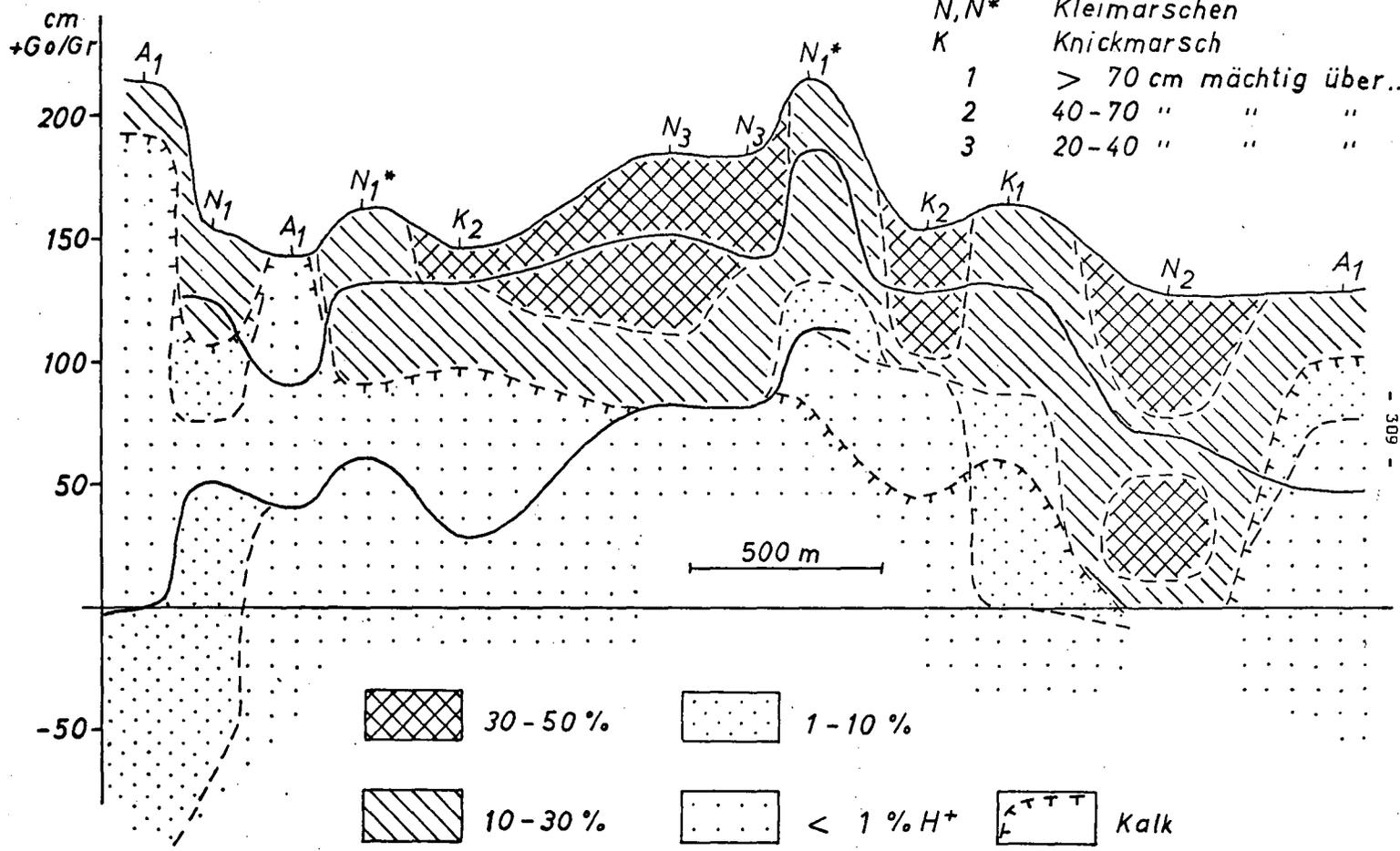


Abb. 3: Ca⁺⁺ in % der AK

A	Kalkmarsch
N, N*	Kleimarschen
K	Knickmarsch
1	> 70 cm mächtig über...
2	40-70 " " "
3	20-40 " " "

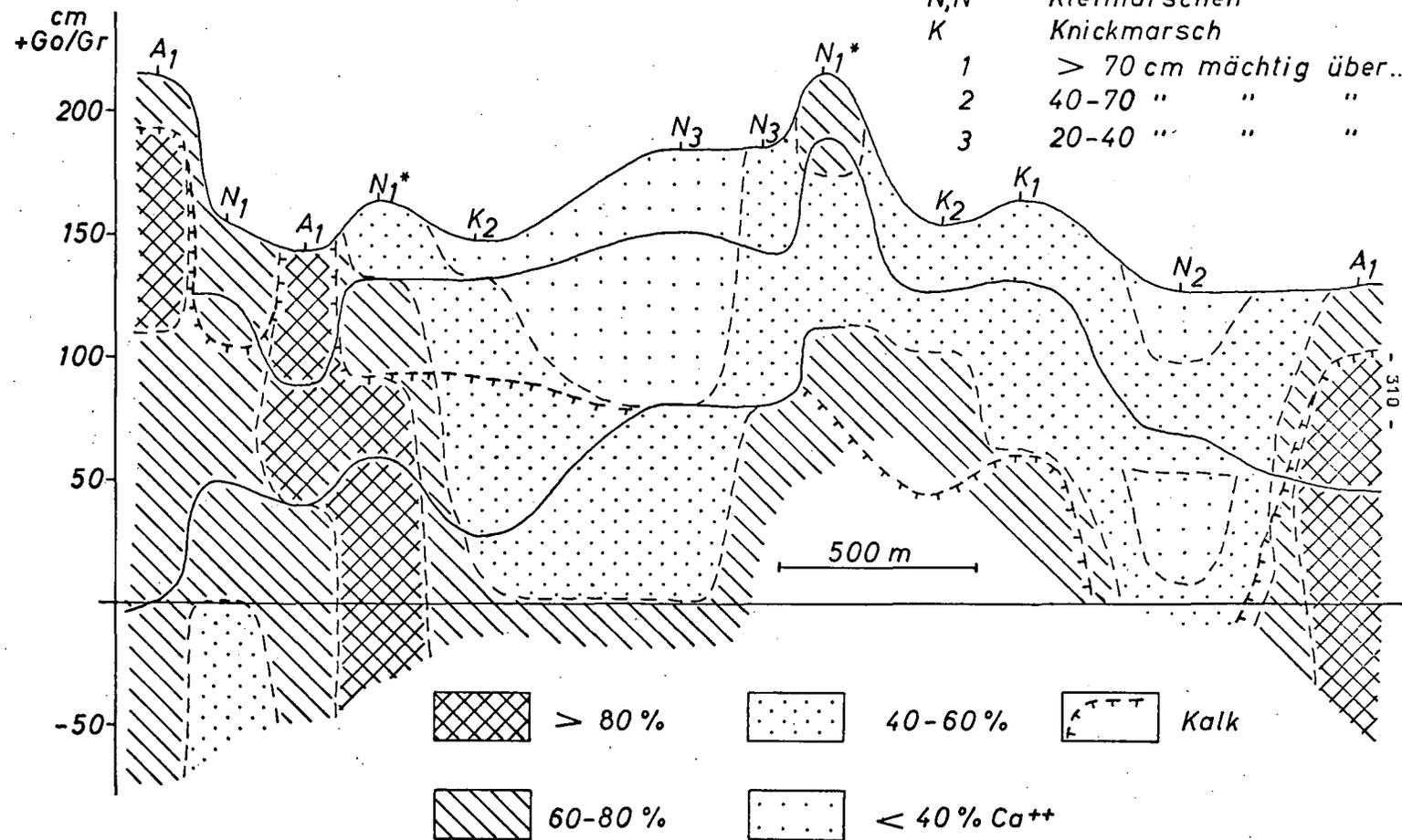


Abb. 4: Mg⁺⁺ in % der AK

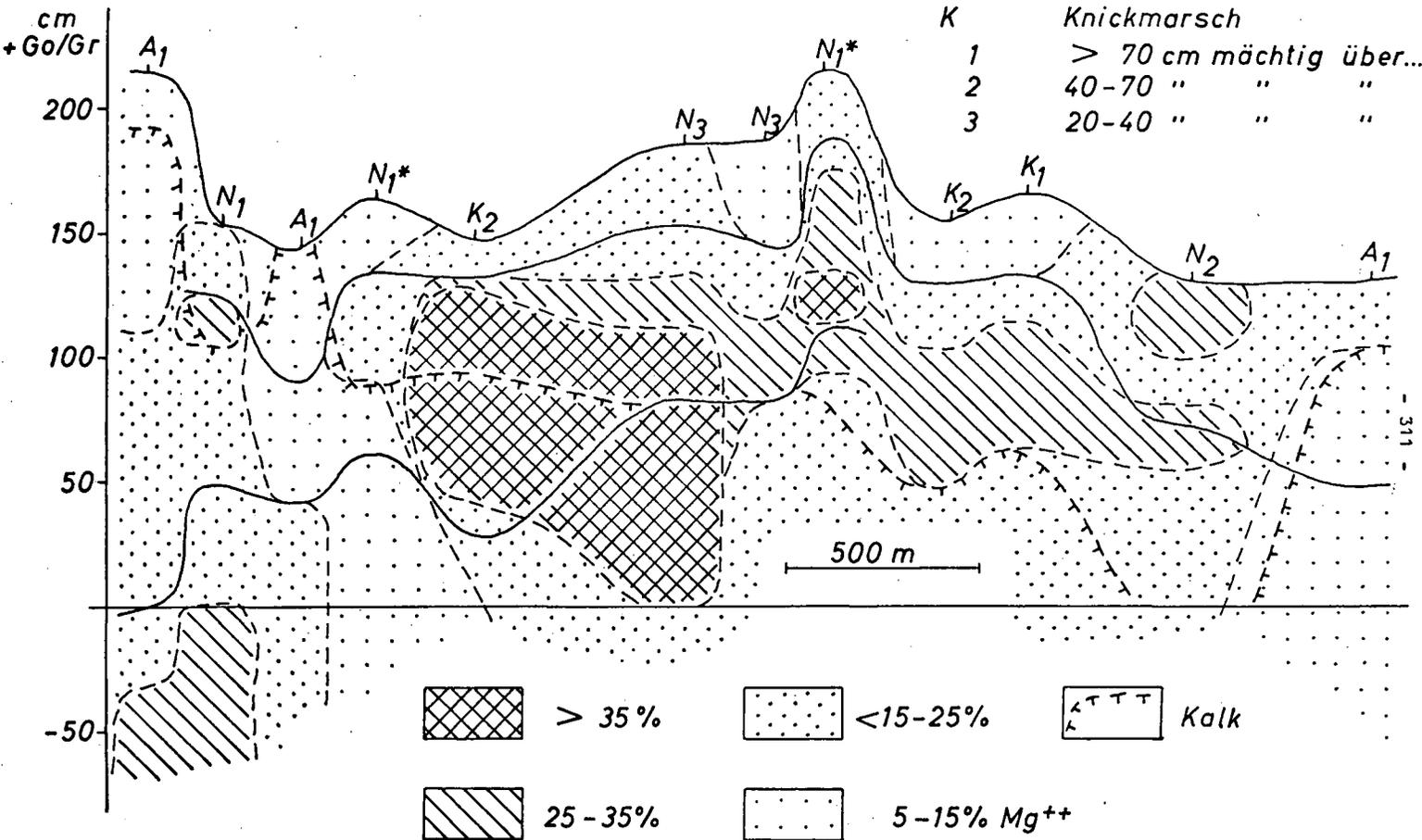
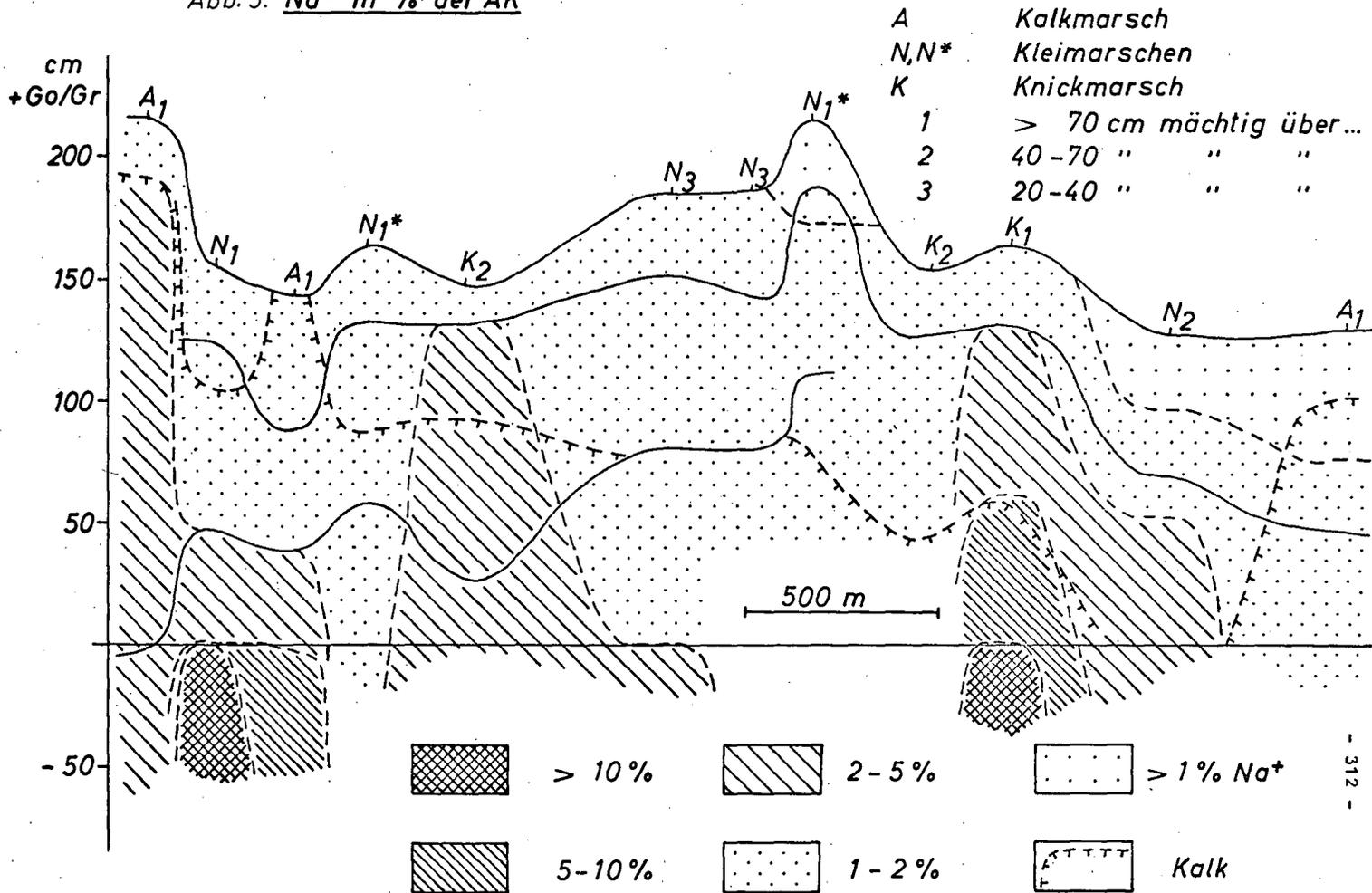


Abb. 5: Na^+ in % der AK



Bimstuffminerale in hessischen Böden

von
T. Poetsch *)

1. Einleitung

In einigen älteren und jüngeren Arbeiten (zusammenfassende Literaturangaben bei FRECHEN (1971)) wurden Bimsvorkommen im hessischen Raum nachgewiesen. Das deutet darauf hin, daß dieses Gebiet - wie auch viele andere Gebiete Deutschlands - im Sedimentationsbereich der in der Mittelallerödzeit geförderten Laacher See-Pyroklastika lag. Ein wahrscheinlich wesentlicher Teil dieser terrestrisch sedimentierten vulkanischen Produkte wurde anschließend wieder abgetragen, ein anderer Teil dagegen nach verschiedenartiger Umlagerung vor allem den postallerödzeitlichen Sedimenten beigemischt. Deswegen erhebt sich bei den mikroskopischen Untersuchungen von Bodenprofilen - nicht nur in der Giessener Umgebung, sondern auch in den weiteren Gebieten Hessens - immer wieder die Frage nach einer möglichen Bimstuffbeimengung im Solum. Wichtige Voraussetzung für die Beantwortung dieser Frage ist die möglichst vollständige Kenntnis der Bimstufte selbst, wie sie in dem Untersuchungsraum primär abgelagert worden sind.

2. Ein Leitprofil für Mittelhessen

Als ein günstiger Ausgangspunkt für solche Untersuchungen erweist sich ein Bimstuffprofil in einem ehemaligen Basaltsteinbruch am Schiffenberg in der Nähe von Giessen (Abb.1).

*) Dipl.Geol. T. Poetsch, Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung der Justus Liebig-Universität Gießen, 63 Gießen, Ludwigstr. 23

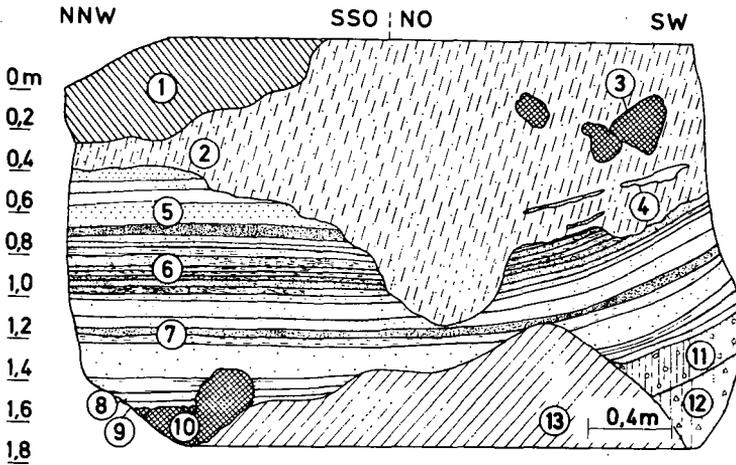


Abb. 1 : Bimstufprofil Schiffenberg

In einer Delle folgt unter etwa 0,50 m Abraum ein bis ca. 1,80 m mächtiges Bimstufpaket mit feinerdearmen und stellenweise feinerdereichen Basaltschutt an der Basis, weiter unterlagert von lehmigem Sand und lehmigem Schluff mit Basaltsteinen. Das Bimstufpaket setzt sich aus zwei Teilen zusammen, einem umgelagerten, mit Basaltsteinen und Fetzen aus Untergrundmaterial durchsetzten Komplex im Hangenden und einem durch ausgezeichnete Schichtung charakterisierten Komplex im Liegenden, der vermutlich in primärer Lagerung vorliegt.

Die Beobachtung im Feld wird durch die mikroskopische Analyse eindeutig bestätigt. Die örtlich umgelagerten Bimstufte (Schichten 1 + 2) enthalten neben zahlreichen sandgroßen Basaltstückchen auch Titanaugite und Iddingsite als Indikatoren von Basalt-Verwitterungsprodukten, ferner neben anderen Fremdkomponenten auch grobschluffgroße Quarze aus umgelagertem Lößlehm. Dagegen enthalten die Tuffe in den Schichten 5 bis 9 - von geringen Beimengungen an ihrer Ober- und Untergrenze abgesehen - keine lokalen Basaltminerale sowie keine Lößkomponenten und stellen damit die reinen Tuffe dar.

3. Mineralogisch-petrographischer Charakter der Bimstufte

Diese Pyroklastika sind aus Glas- und Bimskörnern mit gelegentlichen Kristalleinsprenglingen, Einzelkristallen und Kristallsplittern sowie Gesteinsbruchstücken zusammengesetzt. Diese Gesteinsbruchstücke - überwiegend Grauwacken und Tonschiefer - wurden durch die Wirkung der vulkanischen Kräfte aus den durchbrochenen paläozoischen Sedimentschichten gefördert. Deswegen sind sie als Bestandteil der Tuffe und nicht - wie häufig angenommen wird - als Fremdstoffe anzusehen. Somit fügen sich die untersuchten Pyroklastika ihrer stofflichen Zusammensetzung nach in das für die Tuffe allgemein gültige Dreieckdiagramm gut ein (Abb.2).

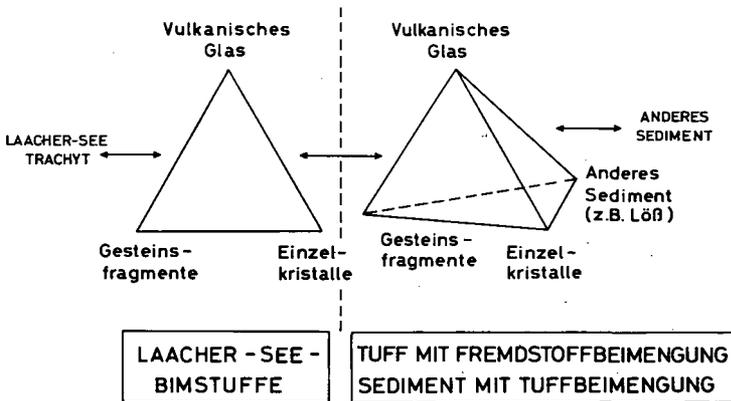


Abb. 2 : Schema der stofflichen Zusammensetzung der Bimstufte und ihrer Beziehung zu anderen Gesteinen (Dreieckdiagramm zur Klassifikation der Tuffe nach Pettijohn, 1957)

Aus dem Diagramm ist auch ersichtlich, warum die übliche verkürzte Bezeichnung Bims für den gesamten Bimstoff häufig zu Mißverständnissen geführt hat; in Wirklichkeit sind die Bimskörner, insbesondere in den weiter vom Laacher See entfernten

Gebieten, nur ein, wenn auch charakteristischer Bestandteil der Bimstufe.

So ist z.B. in den nicht umgelagerten Pyroklastika im Profil Schiffenberg zwischen den überwiegenden vitroklastischen Tuffen mit Glas-Dominanz und den lithoklastischen Tuffen mit Sedimentbruchstücken als Hauptkomponente zu unterscheiden. Darüber hinaus sind aus dem ganzen Schema die allgemein möglichen Übergänge von den Glas- und Bimskörnern zu den Trachytstücken einerseits und von den Tuffen zu den übrigen Sedimenten andererseits ersichtlich.

4. Unterscheidung der Bims-Mineralparagene von anderen ähnlichen Mineralgesellschaften

Weiterhin ist dem Diagramm zu entnehmen, wie sich mikroskopisch in einem Substrat die Bimsbeimengung darstellt, wenn die Glassubstanz durch Verwitterungsvorgänge vollständig umgewandelt wird; es sind dann lediglich die restlichen resistenten Bestandteile, die eine Bimsbeimengung anzeigen.

Wie sind solche Bims-Verwitterungsreste, insbesondere in einem geologischen Gebiet mit ähnlichen Komponenten, von diesen zu unterscheiden und eindeutig zu identifizieren? Dazu ist eine genauere Kenntnis der einzelnen Bimsbestandteile notwendig. Vor allem liefert die Schwermineralanalyse der Substrate wertvolle Hinweise, wobei in erster Linie folgende Punkte zu beachten sind:

- a) Der größte Teil der bimsbürtigen Pyroxene sind keine gewöhnlichen Augite, sondern Minerale der Ägirinaugit-Reihe. Sie sind nicht nur durch ihre besonderen äußeren Merkmale gekennzeichnet, sondern vor allem durch die Form und Lage der Indikatrix und unterscheiden sich somit durch die extrem große Auslöschungstiefe (z'/c) von allen anderen Pyroxenen.
- b) Die sogenannte braune Hornblende weist, wie alle Amphibole, eine vollkommene Spaltbarkeit nach $\{110\}$ und damit im Streupräparat eine bevorzugte Orientierung (auf 110 aufliegend) auf. Die Messungen der Auslöschungswinkel (z'/c) bezogen auf diese Spaltflächen ermöglichen objektive Vergleiche von Amphibolen und gegebenenfalls auch ihre Zuordnung zum Bims.
- c) Auch die bimsbürtigen Titanite sind durch einige Charakteristika gekennzeichnet, so vor allem durch Zeichen magmatischer Korrosion und zahlreiche Apatitnadeln als Einschlüsse. Manche Individuen zeigten - als Hinweis auf ihre Na-reiches Entstehungsmilieu - prismatischen Habitus auf.

Ebenfalls sind für die verschiedenen Komponenten der Leichtmineralfraktion eindeutige mikroskopische Merkmale feststellbar. Somit führt die Kombination der Leicht- und Schwermineralanalyse zu einer sicheren Erkennung einer möglichen Bimstoffbeimengung im Substrat.

Mineralogische Untersuchungen an zahlreichen Profilen in den hessischen Mittelgebirgen ergaben, daß viele Profile im Oberboden - meistens in Spuren - Bimsbestandteile enthalten. Das gleiche gilt für die untersuchten sogenannten A_1 -Horizonte der Parabraunerden im Lößgebiet der Wetterau und seinen Randzonen. Damit wird die Auffassung gestützt, daß - quartärgeologisch gesehen - die Substrate der A_1 -Horizonte der Parabraunerden und der B_V -Horizonte der Braunerden postallerödzeitliche Sedimentdecken darstellen. Abgesehen von jüngsten fluviatilen Sedimenten und kolluvialen Ablagerungen bleibt die Bimsbeimengung im wesentlichen auf das Decksediment beschränkt; dies läßt sich auch bei variierenden Decksediment-Mächtigkeiten beobachten. Aus diesem Grund scheint die Bimsbeimengung mehr sedimentär als durch biologische Mischvorgänge bedingt zu sein. Folglich ist die Bimsbeimengung als ein wichtiger lithostratigraphischer Bestandteil anzusehen, das die Datierung solcher Substrate als postallerödzeitlich zuläßt.

5. Postallerödzeitliche Verwitterung

Da die Bimsbestandteile erst seit dem Alleröd der Verwitterung in der Pedosphäre ausgesetzt sind, ergibt die Analyse ihres Verwitterungszustandes wichtige Ansatzpunkte für die Beurteilung der postallerödzeitlichen Verwitterungsbedingungen - unterschiedlich, insgesamt aber, und in den Lockerbraunerden aus Bims insbesondere, erscheinen außer Glas und Phyllosilikaten die restlichen Komponenten auffallend wenig verwittert. Nicht nur die als instabil angesehenen Amphibole und Pyroxene, sondern sogar die als sehr leicht verwitterbar angesehenen Olivine erscheinen in den Bims-Verwitterungshorizonten z.T. völlig intakt. Ebenfalls frisch sind die Sanidine und unter den Plagioklasen sogar ihre intermediären bis basischen Glieder mit mehr als 20% An-Komponente. Wenn auch ein Teil der Minerale durch Glas- oder Allophanhüllen vor der Verwitterung geschützt werden konnte, so trifft dies mit Sicherheit nicht für alle Bimsbestandteile zu.

Aus den Beobachtungen ergibt sich daher, daß die gesamte postallerödzeitliche Verwitterungsenergie nicht ausreichte, um die bimsbürtigen Pyroxene, Amphibole, Feldspäte, Tonschiefer- und Grauwackenbruchstücke wesentlich anzugreifen. Daraus ist weiter-

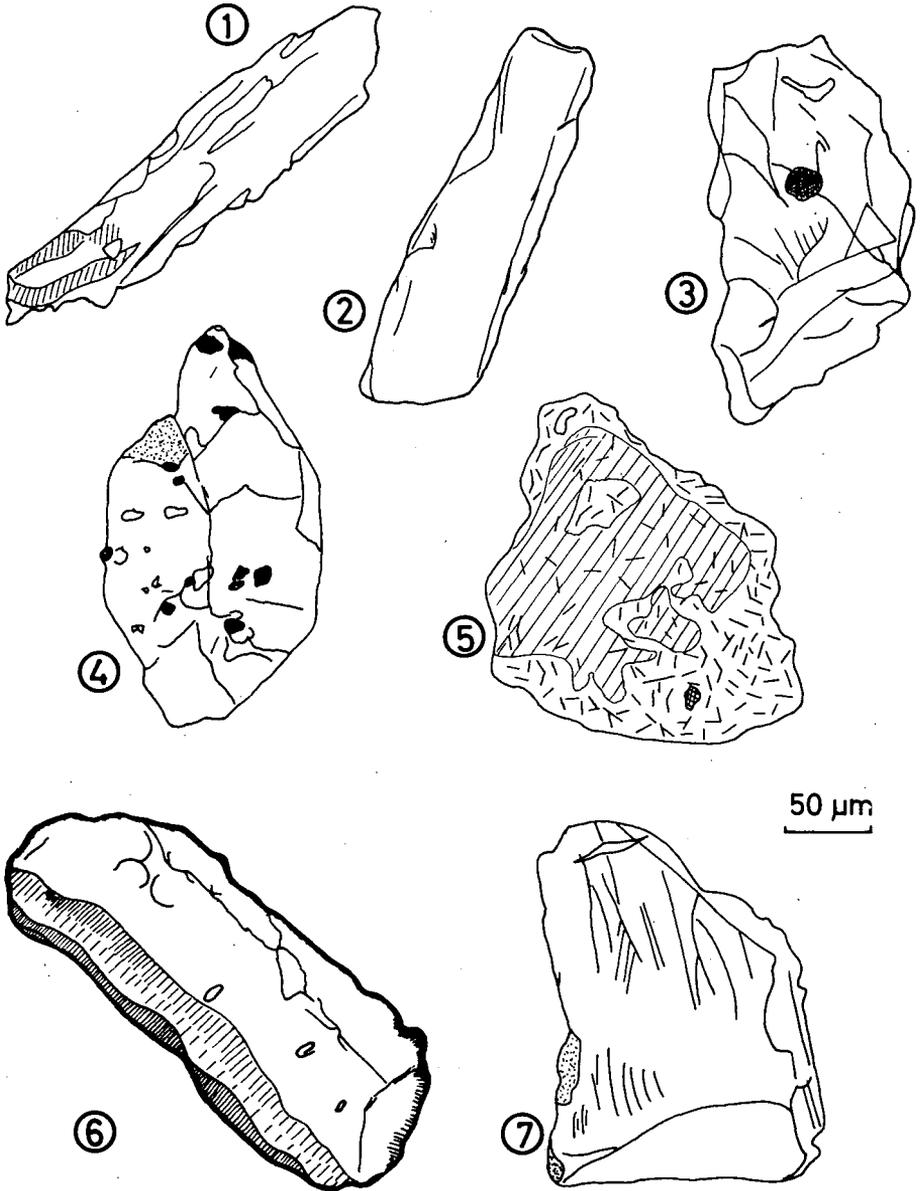


Abb. 3 : Einige charakteristische Bimsminerale

1-2. Braune Hornblenden, 3. Pyroxen der Ägirinaugit-Reihe
4. Olivin (Spuren !) mit kleinen Magnetitkristallen,
5. Sedimentbruchstück m. phyllosilikatreicher Matrix und nadelförmigen Rutilen, 6. Titanit, 7. Sanidin-Bruchstück.

hin zu schließen, daß dieser Verwitterungszeitraum zur Bildung von feinerdereichen Verwitterungsdecken aus Festgestein oder Schutt i.e.S. nicht ausreichte, wie dies auch durch andere Ergebnisse der mineralogischen Bodenuntersuchung bestätigt wird.

6. Tonminerale der Bimstufte

Abschließend seien noch einige Ergebnisse der tonmineralogischen Untersuchungen mitgeteilt. Schon die frischen Bimstufte enthalten als einen wesentlichen Bestandteil beträchtliche Mengen von Schichtsilikaten. Diese stammen aus der bei der vulkanischen Explosion mitbeförderten und zerriebenen phyllosilikatreichen Matrix von Tonschiefern und Grauwacken. Es sind vor allem Drei- und Vierschichtsilikate, von denen besonders die hitzebeständigen sogenannten "echten" Chlorite hervorzuheben sind. Somit treten neben den auf die Glasverwitterung zurückgehenden Allophanen und Mineralen der Kaolinit-Gruppe die sogenannten 10Å- und 14Å-Mineralen auf, die den Bimstufte - auch gegenüber den üblichen Lössen-tonmineralogisch charakterisieren. Durch die im Profil variierende Bimstuftebeimengung können in Böden ungewöhnliche Tonmineralgarnituren (mit Mg-Chloriten) und widersprüchliche Gradienten in der Zusammensetzung der Tonfraktion angetroffen werden.

7. Literatur

- EMMERMANN, K.-H.: Mineraluntersuchungen zur Charakterisierung einiger Böden aus dem Bereich des Pfälzer Sattels. - Mitt. DBG 6, 196-197, 1967
- FRECHEN, J.: Siebengebirge am Rhein-Laacher Vulkangebiet - Maargebiet der Westeifel. - Sammlung Geologischer Führer, Gebr.Borntraeger, Berlin, Stuttgart 1971
- GEHARDT, H., HUGENROTH, P. u. MEYER, B.: Pedochemische Verwitterung und Mineral-Umwandlung im Trachyt-Bims, Trachyt-Tuff und in den Tuff-Mischsedimenten der Laacher Eruptionsphase. - Göttinger Bodenkdl.Ber.11, 1-83, 1969
- HEIDE, H.: Tephrochronologische Untersuchung der pleistozänen Terrassenschotter im Mittelrhein-Gebiet. - Diss. Bonn 1966
- PETTIJOHN, J.: Sedimentary Rocks. - Harper & Broth, New York 1957
- PLASS, W.: Braunerden und Parabraunerden in Nordhessen. - Notizbl. hess.L.-Amt f.Bodenforschung 114, 12-27, Wiesbaden 1966
- SCHÖNHALS, E.: Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens. - Eiszeitalter u. Gegenwart 8, 5-17, Öhringen 1957
- SEMMELE, A.: Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. - Notizbl.hess.L.-Amt f.Bodenforschung 92, 275-285, Wiesb.1964
- STÖHR, W.Th.: Der Bims (Trachyttuff), seine Verlagerung, Verlehmung und Bodenbildung (Lockerbraunerden) im südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge. - Notizblhess.L.-Amt f.Bodenforschung 91, 318-337, Wiesbaden 1963
- TRÖGER, W.E.(Hrsg.): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. -E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchh., Stuttgart 1971
- WEYL, R.(Hrsg.): Geologischer Führer durch die Umgebung von Giessen. - Mittelhess.Druck-und Verlagsges. Gießen 1967.

Kritische Bemerkungen zur Genese und
Systematik der "Verwitterungsböden"

von

T. Harrach *)

Einleitung

Die genetisch konzipierte Bodensystematik gliedert die Böden prinzipiell nach Merkmalen, die durch pedogenetische Prozesse in der Regel autochthon entstanden sind. Die große Vielfalt der Böden, die eine systematische Ordnung notwendig macht, und die Mannigfaltigkeit ihrer Eigenschaften ist jedoch oft weniger durch autochthon-pedogenetische Prozesse bedingt, sondern viel häufiger auf geologische Umlagerungsvorgänge und auf das Substrat der Umlagerungsprodukte zurückzuführen. In besonderem Maß trifft das für die sogenannten Verwitterungsböden zu.

Unter "Verwitterungsböden" werden hier die nicht hydromorphen Böden im ehemaligen Periglazialgebiet, die mit präpleistozänen Festgesteinen in Verbindung stehen, verstanden. Hierzu gehören die wichtigsten, meist braunen Böden des Mittelgebirgsraumes, die gewöhnlich als Braunerden, Parabraunerden, Ranker, Rendzinen oder Plastosole usw. angesprochen werden. Die hydromorphen Böden sollen hier der Einfachheit halber ausgeklammert bleiben.

Im Verbreitungsgebiet dieser "Verwitterungsböden" bereitet der eingangs skizzierte Widerspruch besonders große Schwierigkeiten, namentlich dann, wenn man bei der Bodenkartierung bzw. Bodenansprache die neueren quartärgeologischen Erkenntnisse mit berücksichtigen will.

*) T.Harrach, Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung der Justus Liebig-Universität, 63 Gießen, Ludwigstraße 23

Das Decksediment

Aus einer ganzen Reihe von Veröffentlichungen (BARGON et al. 1971, EHWALD und SCHILLING 1969, PLASS 1968, ROHDENBURG 1968, SCHÖNHALS 1973, SEMMEL 1968 u.a.) und eigener Kartiererfahrung geht die eindeutige Aussage hervor, wonach das Decksediment, das als die Fließerde bzw. sommerlicher Auftauboden der Jüngerer Tundrenzeit angesehen wird, den größten Teil des ehemaligen Periglazialgebiets überzieht und das Substrat des oberen Profilabschnitts der Böden darstellt. Dies gilt u.a. auch für die Lößgebiete. Ausnahmen bilden praktisch nur die zwischenzeitlich abgetragenen Böden und die durch jüngere Sedimente (z.B. Hochflutlehm und Kolluvium) bedeckten Flächen.

Das Decksediment kann im Verbreitungsgebiet von Festgesteinen aus folgenden Komponenten bestehen:

1. Lößlehm
2. Verwitterungsprodukte des Laacher See-Bimstuffs
3. Unterschiedlich stark zersetzter bis unzersetzter Festgesteinsschutt
4. Verwitterungslehm von Festgesteinen.

Der Anteil der einzelnen Komponenten kann sehr unterschiedlich sein. Dementsprechend ändern sich auch die Eigenschaften des Bodens. Lößlehm ist, abgesehen von \pm reinen Bimsprofilen, meistens vorhanden, während der Anteil der übrigen Komponenten sehr unterschiedlich ist und oft auch fehlen kann. In ebenen Lößlandschaften z.B. besteht das Decksediment meist nur aus Lößlehm.

Das Liegende des Decksediments

Das Liegende des Decksediments wird meist aus einem der folgenden Gesteine gebildet:

1. äolische Ablagerungen (Löß, Flugsand, Bims)
2. fluviatile Ablagerungen
3. pleistozäne Hangsedimente (Fließerden und andere Gehängebildungen), die i.a. aus folgenden Komponenten bestehen können¹⁾:
 - a) Lößlehm

1) Ähnlich wie beim Decksediment, aber der Lößlehmanteil kann zurücktreten und der Laacher See-Bimstuff fehlt immer.

- b) Gesteinsschutt (unterschiedlich stark, häufig nur wenig verwittert)
 - c) Gesteinsverwitterungslehm
4. autochthones präpleistozänes Gestein unterschiedlichen Verwitterungsgrades:
- a) wenig verwittert
 - b) zersetzt (vergrust)
 - c) verlehmt

Bodenbildung im Decksediment und im Liegenden

Bodengenetisch wäre nun die Frage zu beantworten, welche Merkmale der hier zu behandelnden Böden, die aus dem Decksediment und dem Liegenden hervorgegangen sind, autochthon und rezent durch pedogenetische Prozesse entstanden und welche Merkmale reliktsicher Natur sind, wobei letztere wiederum von autochthonen Zersatz- und Verlehmungshorizonten abgesehen - sowohl autochthon als auch allochthon sein können. Eine befriedigende Antwort auf diese Frage ist sehr schwer, gar unmöglich (PLASS 1968, BARGON et al. 1971), einige Aussagen bieten sich dennoch an.

Die wichtigsten Eigenschaften der Böden aus periglazialen Fließerden werden in erster Linie durch die petrographische Zusammensetzung dieser Umlagerungssedimente bestimmt, während rezente, autochthone pedogenetische Prozesse meist von geringerer Bedeutung sind, obgleich z.B. Podsolierung, Tondurchschlammung oder Hydromorphie im Holozän keinesfalls zu bezweifeln sind. Besonders gering scheint die Intensität der Verwitterung zu sein (HARRACH 1968).

Aus verschiedenen Beobachtungen, wie z.B. aus der Tatsache, daß im Decksediment oft völlig unverwitterte Skelettbestandteile vorkommen können und im Liegenden desselben gelegentlich ganz frische Festgesteine angetroffen werden, kann gefolgert werden, daß eine rezente Verwitterung von Festgesteinen höchstens in einem minimalen Umfang stattfindet. Dies trifft nicht nur für verwitterungsresistente Gesteine sondern auch für leicht verwitterbare, z.B. Schalstein, zu. Es wird oft angenommen, daß Tonschiefer in vertikaler Lagerung stärker verwittern. Im Rheinischen Schiefergebirge findet man jedoch häufig

Stellen, an denen das Decksediment über völlig unverwittertem Tonschiefer liegt - auch im Falle vertikaler Lagerung. Wo das Gestein zersetzt oder verlehmt ist, muß angenommen werden, daß die Verwitterung reliktsch ist. Es gibt allerdings Hinweise auf gewisse rezente Verwitterungsvorgänge, so z.B. die deutliche Beeinflussung der Trophie durch basischen Skelettanteil. Es kann dennoch ausgeschlossen werden, daß durch holozäne Verwitterung von Festgesteinen nennenswerte Mengen an Feinerde gebildet werden. Mikroskopische Untersuchungen von POETSCH (1974) weisen auch in der Feinerdefraktion von Böden eine nur sehr geringe postallerödzeitliche Mineralverwitterung nach.

Probleme der Profilansprache

Bodenprofile mit einem Tonanreicherungshorizont unter dem Decksediment werden gewöhnlich als Parabraunerden mit der Horizontfolge $A_h - A_1 - B_t$ oder $A_h - A_1 - II B_t$ bezeichnet. Wird jedoch unter einem gleichartigen Decksediment z.B. ein Zersatzhorizont angetroffen, dann wird der Boden Braunerde genannt. Die Horizontfolge ist dann $A_h - B_v - II C_v$ oder $A_h - B_v - II f C_v$. Auf diese Diskrepanz wurde von PLASS (1966) hingewiesen und von BARGON et al. (1971) die Verwendung der Horizontbezeichnung B_u anstelle von A_1 und B_v vorgeschlagen. Bei diesem an sich gut begründeten Vorschlag sollte jedoch berücksichtigt werden, daß häufige Namensänderungen für die Benutzer bodenkundlicher Unterlagen verwirrend sind. Unumgänglich ist jedoch eine neue Definition der betreffenden Horizonte bzw. die gleichzeitige Bereinigung auch der übrigen Nomenklaturprobleme.

Sehr problematisch ist weiterhin die Horizontansprache in Fließerden mit einem \pm hohen Anteil an Gesteinsverwitterungslehm, das allochthones, reliktsches Plastosolssubstrat mit unbekannter autochthoner Genese darstellt. In ihren Eigenschaften unterscheiden sich solche Horizonte deutlich von denen, die in lößlehmreicheren Fließerden entstanden. Sind nun diese Unterschiede pedogen oder lithogen? Sollen sie in einer genetischen Bodensystematik berücksichtigt werden?

Im Gießener Exkursionsführer der DBG (Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 17, 1973, S. 126 ff. und S. 182 ff.) wurden plastosolartige Horizonte nur mit einem ? als Horizontsymbol versehen. In Betracht käme in solchen Fällen die Bezeichnung als B-Horizont ($B_v?$), evtl. auch als C-Horizont, aber auch die Einführung von neuen Symbolen wäre denkbar.

Ein ? erhielten auch solche Horizonte, die einen hohen Skelettanteil ohne nennenswerte Verwitterung (also C_n -Charakter) und einen geringeren Feinerdeanteil mit z.B. eindeutigen Braunerde-Charakter aufwiesen.

Die Tondurchschlammungsmerkmale werden in plastosolartigen oder in skelettreichen Böden meistens wenig berücksichtigt. Täte man dies - schließlich ist die Toneinwaschung auch in diesen Böden oft das einzig sichere autochthone pedogenetische Merkmal -, so müßten die gewöhnlich als Braunerden, Ranker, Plastosole usw. bezeichneten Böden als Parabraunerden ausgewiesen werden. Eine solche konsequente genetische Arbeitsweise, die von BARGON (1969) auch praktiziert wurde, erscheint allerdings wenig zweckmäßig.

Einige Schlußfolgerungen

1. Die gewöhnlich als Braunerden und Ranker bezeichneten Böden sind nicht aus Festgesteinen, sondern ausschließlich aus Lockersedimenten (z.B. Fließerden) entstanden.
2. Wenn in der morphogenetischen Klassifizierung (SCHROEDER 1969) Bodentypen nach dem vorherrschenden Wirkungsfaktor zu grösseren Gruppen zusammengefaßt werden, so sollten neben den Rankern auch die Braunerden der Abteilung der lithomorphen Böden zugeordnet werden, da ihre wichtigsten Eigenschaften (Textur, Trophie, "Entwicklungstiefe", Podsolierungsgrad usw.) überwiegend durch das Substrat, d.h. meistens die petrographische Zusammensetzung und Beschaffenheit der Fließerden und deren Liegenden, bestimmt werden.
3. Ranker über Festgesteinen (Horizontfolge $A_h - II C_n$ oder $A_h - II C_v$ bzw. $A_h - II f C_v$) befinden sich entgegen der weit verbreiteten Auffassung nicht im Übergangsstadium der

Bodenbildung, sondern sie müssen nach dem Zeitmaßstab des Holozäns als Klimaxbildungen angesehen werden. Demgegenüber sind solche Ranker, deren C-Horizont sich in einem Lockergestein, wie z.B. Flugsand, befindet (Horizontfolge meist $A_{11} - C$), keine klimaxböden. Diese Unterschiede sollten bei der Ansprache der C-Horizonte und in der Bodensystematik berücksichtigt werden. Denkbar wäre die Trennung der Ranker bereits auf Typenebene in zwei selbständige Einheiten - analog der Unterscheidung zwischen Lithosol und Regosol.

4. Da grundsätzliche Fragen hinsichtlich der rezenten bzw. autochthonen Genese der Böden aus periglazialen Fließerden und aus autochthonen fossilen Verwitterungsprodukten nicht beantwortet werden können, sind für die Bodensystematik Konsequenzen zu ziehen (EHWALD 1969). Der genetische Anspruch, der oft gar nicht erfüllbar ist und der bei konsequenter Handhabung die Bodenkartierung und die Benutzung bodenkundlicher Unterlagen u.U. stark belasten kann, sollte zugunsten der Zweckmäßigkeit bewußt reduziert werden. Die Eigenschaften der Böden sind schließlich wichtiger als genetische Hypothesen.

Schlußbemerkungen

In den kurz gefaßten Ausführungen konnten pauschale Formulierungen und Vereinfachungen stellenweise nicht vermieden werden, so daß manche Teilaspekte der Problematik unberücksichtigt blieben. Es wurden weniger die Sonderfälle, sondern vielmehr die immer wiederkehrenden Probleme bezüglich der Genese und Systematik der aus periglazialen Fließerden entstandenen Böden diskutiert. Dies aber sind die vorherrschenden Böden des Mittelgebirgsraumes.

Schrifttum

- BARGON, E.: Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1 : 25000, Blatt Nr. 6217 Zwingenberg. Wiesbaden 1969
- BARGON, E., W. FICKEL, W. PLASS, H. REICHMANN, A. SEMMEL u. H. ZAKOSEK: Zur Genese und Nomenklatur braunerde- und parabraunerdeähnlicher Böden in Hessen.- Notizbl.hess.L.-Amt Bodenforschung. 99, 361-372, Wiesbaden 1971

- EHWALD, E.: Zur Systematik der Böden der DDR unter Berücksichtigung rezenter und reliktsicher Merkmale. Tagungsbericht Nr. 102. Beiträge zur Bodensystematik, S. 9 - 32, Berlin 1970
- EHWALD, E. und W. SCHILLING: Zur ökologischen und bodengenetischen Bedeutung der Forschungsergebnisse über quartäre Umlagerungsdecken in den mitteleuropäischen Mittelgebirgen. Solurile Muntilor Bucegi - Lucrarile Conferintei nationale de pedologie Azuga, septembrie 1969. Editura Academiei Republicii Socialiste Romania
- HARRACH, T.: Bodenerhaltung als Aufgabe der Raumordnung. - Ergebnisse landwirtschaftl. Forschung an der Justus Liebig-Universität, H. X, S. 23 - 33, Gießen 1968
- PLASS, W.: Braunerden und Parabraunerden in Nordhessen. - Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenk., 114, 12 - 26, Weinheim 1968
- PLASS, W.: Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1 : 25000, Blatt Nr. 4729 Waldeck, Wiesbaden 1968
- POETSCH, Th.: Bimstufminerale in hessischen Böden. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 18, Göttingen 1974
- ROHDENBURG, H.: Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa. - Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung. - Göttinger Bodenkundliche Berichte, 6, 3-107, 1968
- SCHROEDER, D.: Bodenkunde in Stichworten. - Kiel 1969
- SCHÖNHALS, E.: Zur Landesnatur Mittelhessens. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 17, 11- 62, Göttingen 1973
- SEMMEI, A.: Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. - Frankfurter geogr. Hefte 45, 133 S., Frankfurt 1968

Bodenentwicklung aus lößhaltigen Hang-Fließerden des Sandstein-Odenwaldes

von
M. Eaquib *)

An s_m -Steilhängen des Odenwaldes treten Braunerden und Podsole hangparallel miteinander vergesellschaftet auf, die sich aus Sandstein-Fließerden gebildet haben. Die Auswertung von Schwermineral- und Körnungsanalysen (Picotit und Almandin bzw. Grobschluff als Maß für Löß) ergab, daß die pleistozänen Decken Löß enthalten, wenngleich in recht unterschiedlichen Anteilen. Eine Rinnenfüllung erwies sich als relativ lößreich, aus der sich eine saure Braunerde entwickelte. Aus benachbarten steinreichen Fließerden entwickelten sich demgegenüber Braunerde-Podsole und bei Lößanteilen der Feinerde unter 10 % auch Podsole. Die A-Horizonte der 3 untersuchten Böden waren tonärmer als die B-Horizonte, was auf Tonverlagerung zurückgeführt werden konnte. Der verlagerte Ton wurde dabei teilweise 1 bis 2 m tief in Form dünner Bänder akkumuliert. In der Braunerde wurde nur Mn, in den Podsolen auch Al und Fe umgelagert. Über weitere Ergebnisse wird ausführlich an anderer Stelle berichtet (1,2).

1) Blume, H.-P. und M. Eaquib:

Hang-Fließerden im Sandstein-Odenwald. Z. Pflanzenernähr. u. Bodenk., z. Druck eingereicht.

2) Eaquib M. und H.-P. Blume:

Soil development on sandstone solifluction deposits with varying contents of loess. J. Soil Science, in press.

*) Dr. M. Eaquib, Agricultural Univ., Mymensingh, Bangladesh;
z. Zt. als Humboldt-Stipendiat im Institut für Ökologie - Bodenkunde -
der Technischen Universität Berlin, Berlin 33, Engler Allee 19-21

Holozän-Chronostratigraphie der Auensedimente der Leine im Bereich
des Leinetalgrabens

von
H. Wildhagen *)

Aufgrund einer Bohrnetzkartierung wurden für den 20 km langen, südlichen Abschnitt des Leinetalgrabens 77 Querschnittsprofile und mehrere Verbreitungskarten der einzelnen Ablagerungen und Bodenbildungen im Bereich der Leineau und ihrer Randbereiche erstellt. Neben der Profilsprache im Gelände wurden je nach spezieller Fragestellung Laboruntersuchungen der einzelnen Sedimentkörper durchgeführt, deren Ergebnisse in Karten festgehalten wurden.

Die Talgeschichte der Leine läßt sich danach in drei Abschnitte gliedern (Übersicht 1):

1. Das Spätglazial bis zum Beginn des Holozäns mit ersten Torfbildungen, verschwemmten Bimsakkumulationen und Schwemmlehmdeckenbildung,
2. den Abschnitt vom Präboreal bis ca. 500 v. Chr. mit verschiedenen alten Torfbildungen, humosen Deck-Horizonten und Deckschichten, entweder als Schwarzerde-Bildungen aus Löß und Schwemmlehm oder als Umlagerungsprodukte dieser A-Horizonte. Im Randbereich der Aue verzahnen sich die Auensedimente mit den Kalksinterbildungen der Seitenbäche.
3. Die Zeit von 500 v. Chr. bis heute ist der Abschnitt der eigentlichen Auenlehm-Sedimentation, die hier je nach Alter und Herkunft in vier verschiedene Phasen untergliedert werden konnte.

Als Basis der Untersuchungen wurde der pleistozäne Schotterkörper herangezogen, auf dem sich geringmächtige Lößdecken abgelagert hatten. Im direkten Aktivitätsbereich des Flusses wird während des gesamten Zeitraumes etwas Schotter und mehr oder weniger viel Kies und Sand transportiert. In verlassenem Flußschlingen bilden sich bereits Torflager; im Alleröd wird in einigen Rinnen Laacher Tuff-Misch-Sediment akkumuliert, worauf sich vereinzelt jungtundrenzeitlicher Schwemmlehm legt.

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

Der Abschnitt vom Präboreal bis ca. 500 v. Chr. ist durch weit verbreitete Schwarzerde-Bildungen gekennzeichnet, die entweder aus Löß oder jungtundrenzeitlichem Schwemmlehm als 'in situ' Bildungen hervorgegangen sind oder aber als fluviale Umlagerungsprodukte der beiden Bodenbildungen aufzufassen sind. Bei beiden handelt es sich überwiegend um kalkfreie, humose Horizonte bzw. Schichten. Die Unterscheidung der Löß-Schwarzerde-A-Horizonte und derer Umlagerungsprodukte von den A-Horizonten des jungtundrenzeitlichen Schwemmlehms, die ebenfalls z.T. umgelagert wurden, gelang nur aufgrund des höheren Tongehaltes des Schwemmlehms. In der Regel liegen diese humosen Decken mit scharf ausgeprägter Untergrenze direkt auf den älteren Sedimenten ohne eingeschaltete B- und C-Horizonte, so daß eine Unterscheidung allochthoner oder autochthoner Bildungen nicht überall gelang.

Eine besondere Form sedimentärer Aufhöhung humoser Decken wurde im Zwischenrinnen-Bereich von Leine und Weende angetroffen, die als holozän eolisch entstanden gedeutet wurde. Stellt man sich die nacheisenzeitlichen eigentlichen Auenlehm-Decken abgeräumt vor, so bietet sich der Talgrund der Leine in folgender Weise dar:

Abb. 1 zeigt die Ausmaße der heutigen Leineaue; die weißen Flächen geben die Verbreitung der oberflächlich anstehenden Auenlehm-Sedimente wieder; bei den schwarzen, die Aue umgebenden Flächen handelt es sich meistens um Lößböden.

Abb. 2 zeigt die präeisenzeitlichen Bodenbildungen und Sedimente im Bereich der heutigen Leineaue.

Die relativ ebenen Boden- und Sediment-Decken werden von schmalen Aktivitäts-Bändern der Leine durchzogen, die seit Ende des Pleistozäns weitgehend festliegen. In ihnen findet bevorzugt Feinkies, Sand und Schlick-Transport statt.

Der Oberflächen-Formungs-Prozeß vom ausgehenden Pleistozän bis ins Jungholozän läßt sich als fortschreitender Nivellierungs-Prozeß interpretieren. Eingeleitet wird die Nivellierung bereits im Spätglazial durch allerödzeitliche Torfe

und Laacher Tuff-Misch-Sedimente sowie durch jungtundrenzeitliche Schwemmlehm-Decken, die im Zuge späterer Umlagerungen z.T. wieder erodiert wurden. Die in zahlreichen Depressionen während des Präboreals und Boreals gebildeten Torfe werden vom Atlantikum an in zunehmenden Maße von den humosen Deck-Schichten fossilisiert und nivelliert.

Die Gesamtheit der Formungs-Prozesse, die bis kurz vor der Zeitwende abgelaufen waren, beschränkt sich praktisch nur auf eine vertikale Aktivitätsmächtigkeit von weniger als 120 cm. Deswegen kann eine Ausgliederung klimatisch oder anthropogen bedingter Aktivitäts- und Stabilitätsphasen mit Hilfe der angestellten Untersuchungen nicht durchgeführt werden. Vergleichsuntersuchungen aus den Seitenbachtälern zeigen jedoch, daß eine Aktivitäts-Belebung während des Atlantikums stattgefunden hat, die allerdings von zunehmender Kalksinterbildung begleitet wird.

Das Ende dieser im Ganzen relativ ruhigen Phase der spät-glazial-holozänen Tal-Formung wird durch die anthropogene Aktivierung in der Eisenzeit gesetzt. Sie äußert sich in einer erneuten Rinnen-Bildung und fluvialen Unterschneidungen im Auenbereich sowie in einer Bodenerosion in den angrenzenden Gebieten, welche den Prozeß der jungholozänen Auenlehm-Bildung einleitet.

Mit der eisenzeitlichen Besiedlung tritt ein markanter Sprung in der Morphogenese des Talgrundes ein; es beginnt jetzt die fortschreitende Überdeckung der älteren Bodenbildungen durch Auenlehme. Insgesamt können 4 Phasen starker Lehmakкумуляtion festgestellt werden.

Die Lehme der Phasen 1 und 3 stoßen als sog. Bach-Schwemmungen aus den Seitentälern in die Leineau hinein vor, während die Lehme der Phasen 2 und 4 Hochflutakkumulationen der Leine selbst darstellen. Die Ausscheidung und Abgrenzung dieser 4 verschiedenen Auenlehm-Sedimentations-Phasen erfolgte aufgrund:

- a) der jeweiligen materialmäßigen Beschaffenheit des Sediments
- b) aufgrund der Unterschneidung und Überlagerung der älteren Sedimente durch alle jüngeren Bildungen
- c) sowie aufgrund direkter Datierungen und stratigraphischer Konnektierungen.

Die nacheisenzeitliche Ablagerung von Schwemmlen in der Aue hat in den vergangenen zweieinhalb Jahrtausenden insgesamt eine Erhöhung des Auen-Niveaus um durchschnittlich 125 cm, maximal um 210 cm gebracht. Das entspricht etwa einem Lehm-Import von 25 Millionen cbm für den Kartierungs-Abschnitt. Etwa 70 % dieser Menge sind während der Phasen 2 und 4 der Leine-Auenlehm-Sedimentation aus dem oberen Einzugs-Gebiet der Leine angeliefert worden. Etwa ein Drittel des gesamten Auenlehm-Körpers entstammt den Seitenbächen der Leine und findet sich in Form mehr oder weniger ausgedehnter Bach-Schwemm-Zungen im Mündungs-Bereich dieser Bäche wieder.

Geomorphologische Aktivitätsphasen mit tief greifender Rinnen-erosion lassen sich im wesentlichen nur jeweils zu Beginn der Bach-Schwemm-Zungen-Bildung ausmachen. Die Leine selbst wird im Zuge der fortschreitenden Auenlehm-Sedimentation immer mehr in einen schmalen Strom-Schlauch gepreßt. Später mäandriert der Flußlauf dann mehr oder weniger stark, wobei ältere randliche Lehmdecken unterschritten werden. Morphologisch ausgeprägte Auenlehm-Terrassen fehlen im Leinetalgraben völlig, der jüngere Auenlehm überdeckt meist konkordant alle die älteren Sedimente.

Die Verbreitung der 4 verschiedenen Auenlehm-Körper wird auf den Abbildungen 3-6 dargestellt.

Phase 1 : Bei den älteren Bach-Schwemm-Zungen handelt es sich um graue, stark kalkhaltige, Kalksinter-Geröll führende Bach-Auenlehme, die überwiegend als Erosions-Produkte der in der Eisenzeit besiedelten Löß-Böden der Bach-Auenränder aufzufassen sind. Ihre Entstehung kann dem Zeitraum von 500 v.Chr. bis maximal 600 n.Chr. zugeordnet werden. Aus ur- und frühgeschichtlichen Grabungen geht hervor, daß das Maximum der äl-

teren Bach-Schwemm-Zungen-Bildung in der vorrömischen Eisenzeit liegt.

In der Phase 2 wird der ältere Leine-Auenlehm sedimentiert. Dieses schwere, mäßig kalkhaltige, rötlich-braune Sediment bildet die erste echte zusammenhängende Auenlehmdecke. Es ist das Erosionsprodukt aus dem oberen Eichsfeld, dem Einzugsbereich der oberen Leine. Zeitlich ist dieser Lehm der recht abrupt einsetzenden Siedlungsepoche des 1. inneren Landausbaues von 600-900 n.Chr. zuzuordnen, der durch Gründung der Orte mit der Endung "-hausen" charakterisiert ist. In diesen 300 Jahren wurden ca. 25 % der Gesamtfläche des oberen Eichsfeldes entwaldet.

Die Phase 3 ist durch die jüngeren Bach-Schwemm-Zungen gekennzeichnet. Sie sind als Produkt der Schlucht- und Hohlweg-Erosion an den Randstufen des Leinetalgrabens unterhalb der neu erschlossenen Muschelkalk-Hochflächen anzusehen. Die gelb-braunen, nach der Erosionsfolge pedostratigraphisch gut gliederbaren Bach-Auenlehme sind in der Zeit der 2. Periode des Landausbaus, der sog. Rodungs-Periode mit Ortsnamen-Endungen auf "-rode" entstanden.

Aufgrund mehrerer Scherben-Datierungen konnte der Sedimentationszeitraum etwa auf die Zeit von 950-1450 n.Chr. eingengt werden. Während dieser Zeit tritt wider Erwarten keine Leine-Auenlehm-Deckenbildung ein, allerdings ist im oberen Teil des Lehmkörpers aus dieser Zeit bereits eine Verzahnung mit dem jüngeren Leine-Auenlehm festzustellen.

Phase 4 : Der auffällig rotbraune, kalkhaltige Auen-Lehm dieser Phase bedeckt heute weite Teile rechts und links des Leinelaufes. Seine auffällige Färbung deutet bereits auf seine Herkunft aus den Buntsandstein-Hochflächen des oberen Eichsfeldes hin, auf denen sich nach 1500 die landwirtschaftliche Nutzfläche im Anschluß an die Wüstungsperiode wieder stark ausdehnte. Als auslösende Ursachen für die starke Erosionstätigkeit sind die Realteilung und die Anlage von Wölbäckern in Verbindung mit starker Schluchterrosion anzusehen. Der Ent-

stehungsbeginn dieser mächtigsten Auenlehmdecke kann aufgrund mehrerer Münzenfunde und der stratigraphischen Lagebeziehung zu einigen Wällen der Göttinger Landwehr auf etwa 1500 n.Chr. festgelegt werden. Das Ende der Auenlehm-Bildung in diesem Tal-Abschnitt wird durch die ab 1910 einsetzende Kanalisierung der Leine gesetzt.

Literatur:

Wildhagen, H. u. Meyer, B., 1972: Holozäne Boden-Entwicklung, Sediment-Bildung und Geomorphogenese im Flußauen-Bereich des Göttinger Leinetal-Grabens, I: Spätglazial und Holozän bis zum Beginn der eisenzeitlichen Auenlehm-Ablagerung, Göttinger Bodenkundliche Berichte 21, 1 - 75 (1972)

Wildhagen, H. u. Meyer, B., 1972: Holozäne Boden-Entwicklung, Sediment-Bildung und Geomorphogenese im Flußauen-Bereich des Göttinger Leinetal-Grabens, II: Die Auenlehm-Decken des Subatlantikums, Göttinger Bodenkundliche Berichte 21, 76-158 (1972)

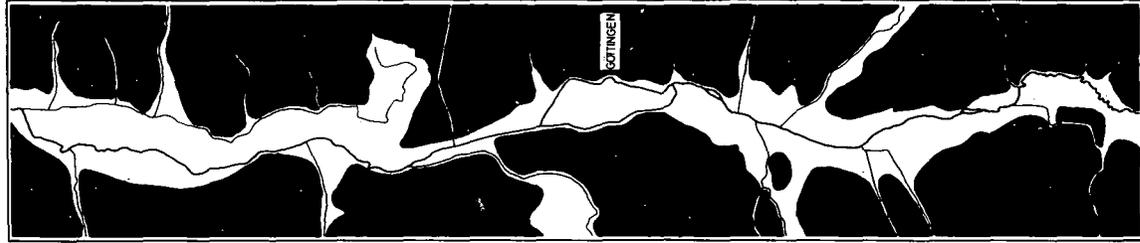
Übersicht 1: CHRONOSTRATIGRAPHIE DER LEINEAUEUEN-SEDIMENTE

Leine	Seitenbäche	
jüngerer Leine-Auenlehm		1000 n.Chr.
älterer Leine-Auenlehm	jüngere Bach-Schwemm-Zungen	
	ältere Bach-Schwemm-Zungen	Chr. Geburt

	Tor f	
	Kalksinter	SUBBOREAL
humose Deck-Horizonte u. Deck-Schichten		ATLANTIKUM
	Tor f	BOREAL
		PRÄBOREAL

Schwemmlehm		jüngere
Tuff-Misch-Sed.		TUNDRENZEIT
	Tor f	ALLERÖD
Kies, Sand		
	Löß	
	Schotter	

1



zu Karte: 2

AH-HORIONTE SEDIMENTE aus:

Löß

Kalksinter

Schwenmlehm

unverfestigtes

Ah-Hor-Material

Torf

Tuff-Misch-Sed.

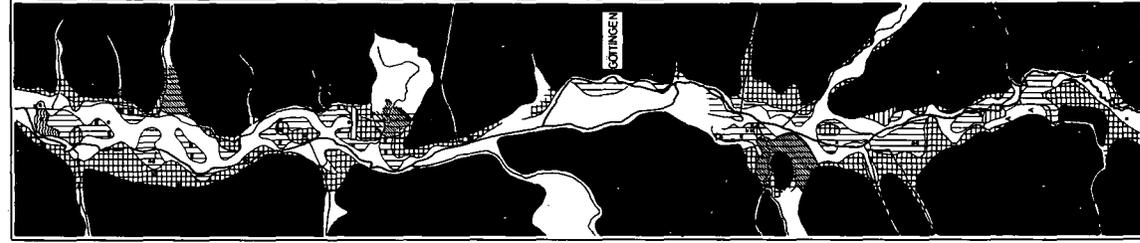
Schotter/Kies

A

Auhschüttung

0 1 km

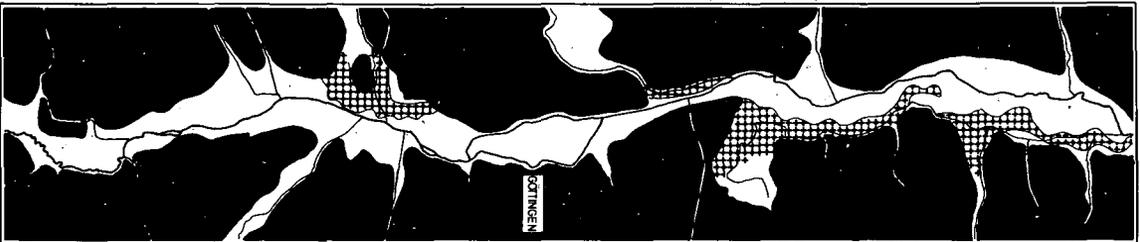
2



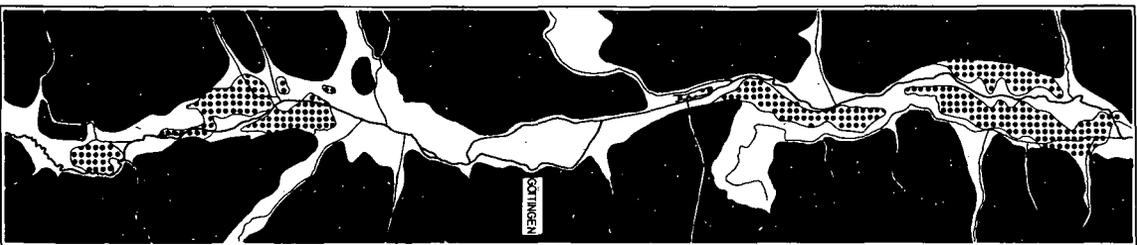
352

5702
356

3



4

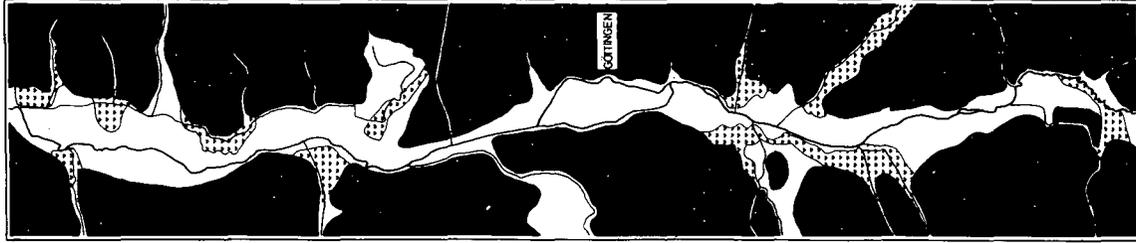


↑
Altere
Bach-Schwamm-Zungen

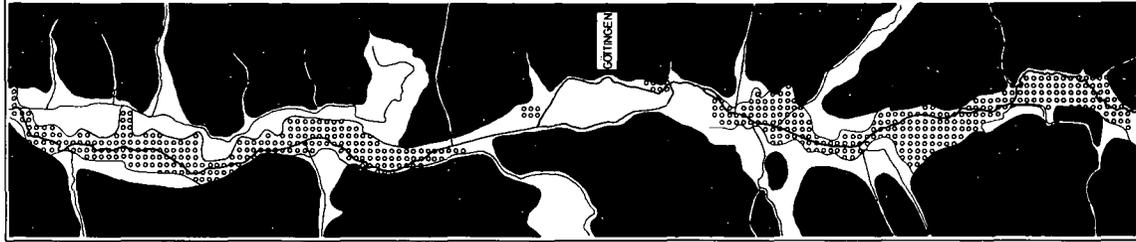


↓
Alterer
Leine-Auenlehm

5



6



↑
Jüngerer
Leine-Auenlehm

↓
Jüngere
Bach-Schwemm-Zungen

0 1 km

Deutung des Bodenmusters einer Kleinlandschaft auf jungpleistozänem Talsand

von
F. Neumann *)

Die Arbeit, aus der die hier vorgestellte Problematik stammt, hat den Zweck, durch Detailkartierungen die Kenntnisse über hydromorphe Bodenlandschaften zu vervollständigen um Gesetzmäßigkeiten der Vergesellschaftung solcher Böden aufzudecken.

Das untersuchte Gebiet, ein ca. 18 ha großes Moor mit seinen semiterrestrischen Randbildungen liegt im Warschau-Berliner Urstromtal (Spandauer Forst TK 3445). Das Ausgangsmaterial der Bodenbildung ist ein weichselzeitlicher, gutsortierter Sand, der zu 80 % aus Feinsand besteht, jedoch nur 2-3% der Tonfraktion enthält. Im Norden und Westen sind morphologisch deutliche Dünenzüge ausgebildet. Die Senke, in der das Moor entstand, ist Teil eines subglazialen Rinnensystems. Zu diesem gehören zahlreiche kleinere, durch Talsandschwellen und Dünen getrennte Moore, die sich zwischen der Havel im Osten und den Ausläufern des Havelländischen Luches im Westen ausgebildet haben. Zur Havel ist das große Moor heute durch eine Sandbarriere abgegrenzt.

Als typische Landböden treten Rosterden auf. Es sind stark und bis in größere Tiefen versauerte Formen kornpodsoliger Braunerden mit Aeh - Bev - C Horizonten ohne ausgeprägten Ae. Die typischen Senkenböden sind sandstreifige Moore, die in den kleinen Senken stark, in der Hauptsenke schwach sauer sind. Zwischen diesen Endgliedern finden sich mit engem Reliefbezug eine Vielfalt verschiedener hydromorpher Böden (s. Abbildungen 1 und 2, S. 343 und 344), in deren reliefbezogener Abfolge syngenetisch und aus der heutigen Dynamik nicht erklärbar Unregelmäßigkeiten auftreten.

Besonders auffällig ist die unterschiedliche Bodenentwicklung der Randzonen des großen Hauptmoores und der benachbarten kleineren Moorflächen, die auch durch Vegetationsunterschiede zum Ausdruck kommt.

Die Abb. 1 und 2 stellen die beiden unterschiedlichen Moorrand Situationen gegenüber. Schnitt AB (Abb. 1) zeigt den Nordrand des Hauptmoores. Dessen Basis bildet eine schluffreiche Mulde, die sich bis zum Hengfuß erstreckt.

*) Institut für Bodenkunde der Techn. Universität Berlin,
Berlin 33, Engler Allee 19-21

Am Rande dieses die ehemalige Ausdehnung des Gewässers aufweisenden Sedimentes liegt unmittelbar unter demselben eine Schicht kalkreichen Sedimentes, das seiner Verbreitung und Ausbildung nach als Seekreide (Seemergel) anzusehen ist. Sie ist morphologisch durch ihre weißgraue Farbe, ihr schichtig-plattiges Gefüge, unregelmäßig nesterartige Verteilung mit scharfen bzw. deutlich feinschichtigen Übergängen zum darüber lagernden Sediment gekennzeichnet.

Oberhalb dieses Seekreidegürtels findet sich nun im flachen Hangfußbereich eine zweite Zone von Kalk-Akkumulationen. Ungefähr 30 cm mächtig, verläuft sie horizontal vom Ah-Horizont der (Kalk-)Gleye bis in die Randzone der Bsv-Horizonte der Rosterde-Gleye, d. h. ältere Bodenhorizonte sind von ihr überprägt worden. Die Kalkfällung ist im Wurzelraum als Verkrustung rezenter Baumwurzeln ausgebildet, weist aber keinerlei Bezug zum derzeitigen Grundwasserniveau auf.

Schnitt C-D (Abb. 2) zeigt die andersartige Situation an einem der unmittelbar benachbarten kleineren Moore. Es grenzt unmittelbar an einen Dünenhang (Neigung ca. 15°), d. h. es fehlt die flache Randzone mit der Seekreide.

Die Basis des Torfes bildet ebenfalls eine minerogene Schluff-Feinsandmudde, die zusammen mit einer darüber lagernden schmalen Torflage einige Meter unter den Dünenfuß streicht, also noch vor Abschluß der Dünenbewegung entstanden sein muß. Darauf folgt eine Torfschicht, die von einem 30 - 60 cm mächtigen, leuchtend braungelb gefärbten Sandpaket überlagert ist. Dieser untere Torf und der Sand reichen seitlich an eine verschüttete Steilkante heran. An dieser Kante findet sich ein hangaufwärts auskeilender, leuchtend kaffeebrauner Beh-Horizont eines Feuchtpodsols. Das Torfprofil setzt sich über dem Sandpaket fort.

Der gesamte bisher beschriebene Teil des Hangprofils ist frei von Rostflecken. Ein Go-Horizont findet sich erst oberhalb des Bsh-Horizontes des Feuchtpodsols, eineinhalb Meter oberhalb des gegenwärtigen Grundwasserstandes.

Zum Verständnis dieser Befunde seien hier einige für die Landschafts- und Bodengenese wichtige Ereignisse der spätglazialen und holozänen Entwicklung dieser Region aufgeführt:

Bis zum Ende der Pommerschen Eisrandlage war das Warschau-Berliner Urstromtal noch von Schmelzwässern durchflossen. Nach Abzug dieser Schmelzwässer fielen die Wasserstände der Flüsse und Seen stark. Wie Beschoren mitteilt, wurde bei Tiefbohrungen im Bett der Havel, Spree und Elbe festgestellt, daß in ihnen 8 - 10 m Alluvium gebildet worden ist, d.h. das Entwässerungssystem lag zu Beginn des Holozän bedeutend tiefer. Während des Holozän erfolgte dann die Aufschlickung des Havelbettes mit entsprechender Hebung des Flußspiegels und Grundwasserniveaus im Einzugsgebiet. So konnten sich im Laufe der Jahrtausende die bis zu fünf Meter mächtigen Torfe des Teufelsbruchs und anderer Moore aufbauen.

Die Tendenz der ständigen Anhebung des Grundwassers fand ihren Höhepunkt im 12. Jahrhundert n. Chr., als die Havel künstlich aufgestaut wurde, was eine Spiegelerhöhung um 1 - 2 m bewirkte. Seit 1897 befindet sich das Moor im Einzugsbereich des Wasserwerks Spandau, das etwa 3,5 km südwestlich errichtet wurde. Dadurch fiel der Wasserstand 10 - 40 cm unter den Havelpegel.

Aus diesen Daten und den Geländebeobachtungen läßt sich für die Entstehung der karbonathaltigen Schichten bzw. Horizonte folgende Vorstellung ableiten:

Die Seekreide ist als biogene spätglaziale Kalkschlammausfällung im damaligen See abgelagert worden, wobei bicarbonatlieferndes Havelwasser eine Rolle gespielt haben wird. Erheblich höhere Schluffanteile (35 %) gegenüber den Talsanden (6 %) bestätigen ihren limnischen Charakter.

- Bei der oberen Karbonatanreicherung weisen dagegen die Befunde darauf hin, daß es sich um einen jungen pedogenetischen Prozeß handelt. Die Kalkausfällung durchsetzt verschiedene ältere Bodenhorizonte und weist durch ihre Verteilung im Wurzelraum der Bäume auf bis vor kurzem ablaufende Gleydynamik in diesem Niveau hin. Die Bedingungen für die Entstehung dieses Horizontes waren durch den vom künstlichen Aufstau der Havel bewirkten Grundwasseranstieg gegeben.

Aus der Seekreide stammendes Bicarbonat wurde vom Moorrand weg in den Bereich des Hangfußes verlagert und überprägte die dort entwickelten Böden (Gleye bis Rosterde-Gleye). Die Verlagerung erfolgte also dezentrisch vom Moor weg, so daß bereits stark versauerte Bodenhorizonte der Rosterden recarbonatisiert und damit in ihren Eigenschaften stark verändert wurden. Es entstanden Rosterde-Kalkgleye bzw. Kalkgleye.

Aufgrund dieser Vorstellung ist anzunehmen, daß die Rosterden bereits vor 700 Jahren gebildet waren, also nicht erst Bildungen antropogener Kiefernkulturen darstellen.

Die gegenwärtigen Grundwasserstände sind wegen der immer stärkeren Beanspruchung für die Wasserversorgung Berlins und wegen der trockenen Witterung der letzten Jahre um ca. 1 1/2 m unter diesem Carbonat-Horizont, so daß hier jetzt wieder perkolierende Bedingungen herrschen.

Auch das Niveau der maximalen Rostfleckung korrespondiert nicht mit den gegenwärtigen Grundwasserverhältnissen, sondern liegt unmittelbar unterhalb des Kalkausfällungsbereiches, was auf eine gleichzeitige Bildung hinweist.

Das überraschende Fehlen der Kalkbildungen bei den benachbarten kleinen Mooren ließe sich damit erklären, daß die kleineren flacheren Hohlformen schon seit ihrer Entstehung von der Hauptrinne durch Talsandbarrieren getrennt waren und somit von der Havel kaum noch beeinflusst wurden. Es scheint aber auch denkbar, daß sie überhaupt erst während der Dünenbildung als deren Ausbläsungszonen ihre endgültige Form bekamen. Dadurch hat die Bodenbildung der Randzonen dieser Moore eine andere, durch die holozäne Feuchtpodsolbildung geprägte Entwicklung genommen. Diese Entwicklung wurde dann durch anthropogen bedingte Erosion des steileren Dünenhanges unterbrochen.

Mit dem vom künstlichen Havelstau verursachten Grundwasseranstieg entstand dann der obere Torf und der Gleyhorizont über dem erodierten Feuchtpodsol.

Das Beispiel soll zeigen, wie die Unterschiede des Reliefs und der Sedimente im Zusammenwirken mit den Schwankungen des Grundwassers auf kleinstem Raum zu einer starken Differenzierung der

Pedosphäre mit entsprechenden Unterschieden der Standortbedingungen geführt haben.

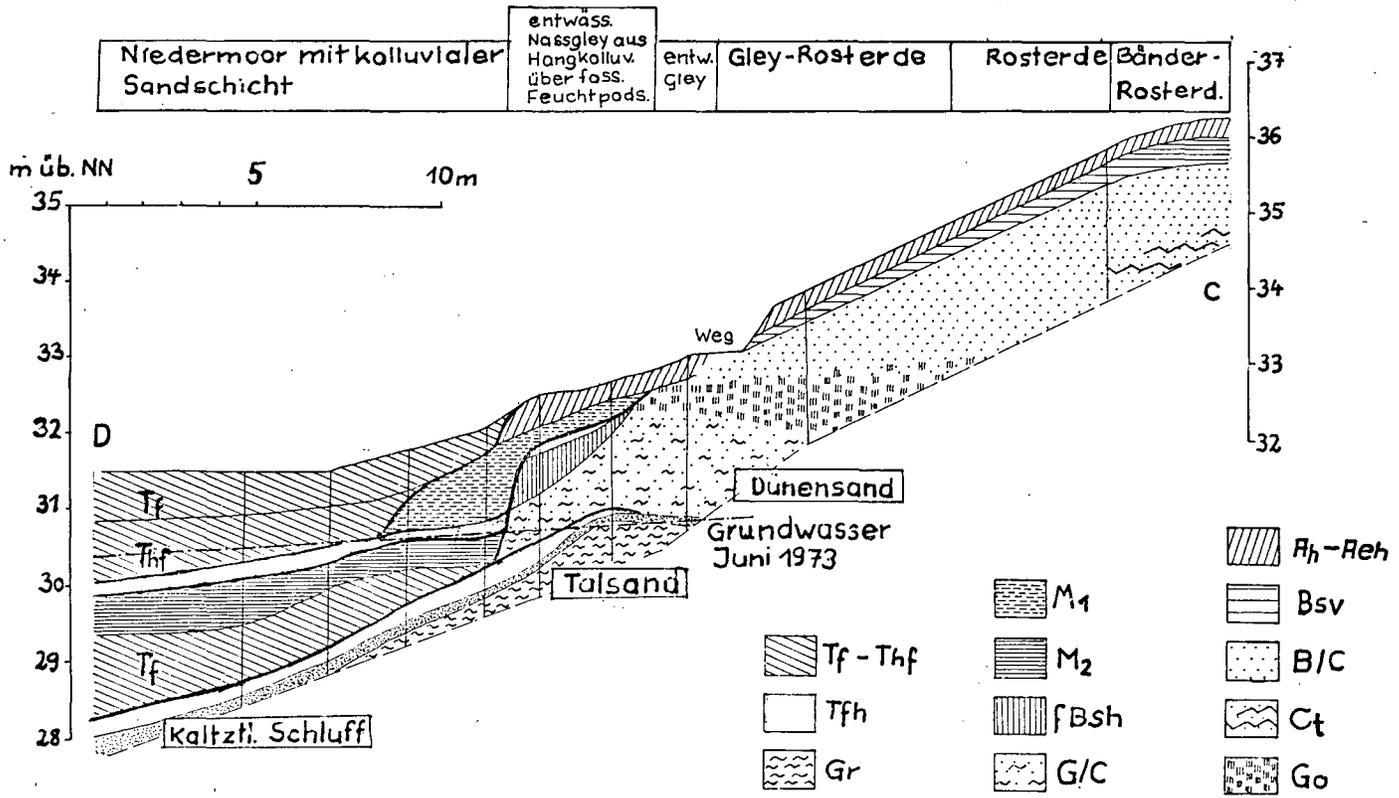
Solche kleinräumigen, genetisch aufschlußreichen Bodengesellschaften mit aufgrund ihrer großen ökologischen Diversität hohem Erholungswert lassen sich nur durch Detailkartierungen erfassen. Sie müßten trotz geringer Flächenanteile auch bei zusammenfassender Darstellung auf kleinmaßstäblichen Bodengesellschaftskarten wegen ihrer besonderen Bedeutung für die Erholungsnutzung als unterscheidbare Einheiten erkennbar bleiben, bzw. in der Legende charakterisiert werden.

Literatur

- Beschoren, B.: Über alluviale Neubildungen in historischer Zeit im Gebiet von Elbe und Havel.
Jb. Preuß. Geol. Landesanst. 1934, S. 395-428.
- Franz, H.-J., Schneider, R., Scholz, E.: Erläuterungen für Kartenblätter Berlin-Potsdam und Frankfurt-Eberswalde der Geomorphologischen Übersichtskarte 1 : 200 000. VEB Hermann Haack 1970, Gotha/Leipzig.
- Sukopp, H.: Das Naturschutzgebiet Teufelsbruch in Berlin-Spandau. Sitzungsberichte der Gesellschaft Naturforschender Freunde zu Berlin (N.F.) 2, Heft 1, 1962, S. 38-49.

Teufelsbruch Berlin-Spandau

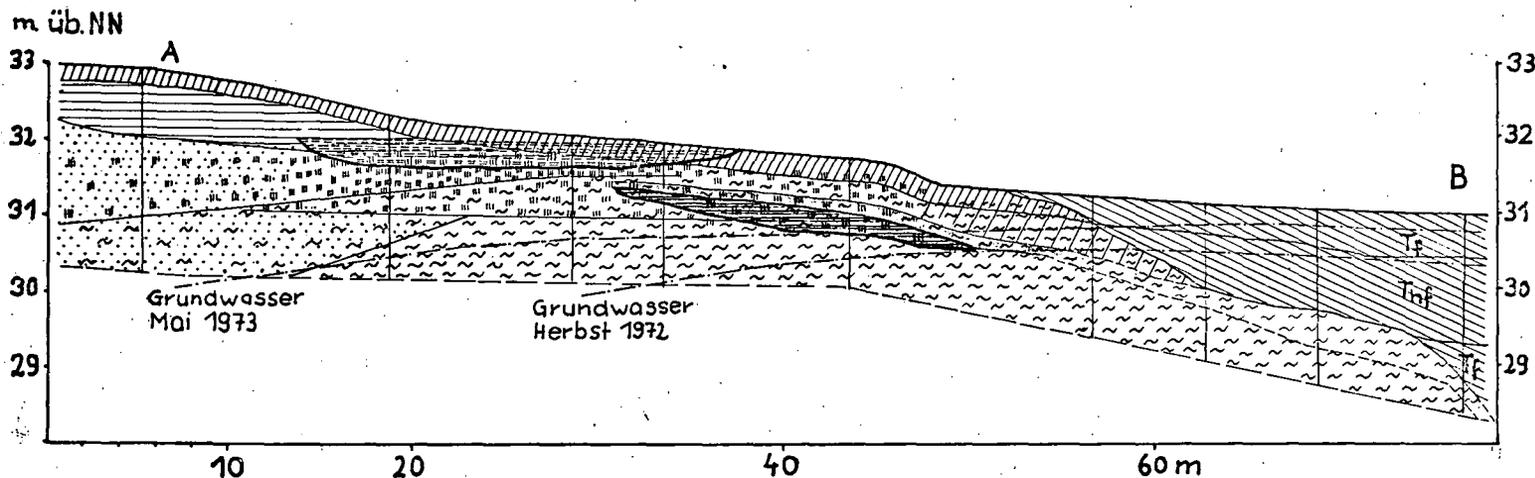
Schnitt C - D



Teufelsbruch Berlin-Spandau

Schnitt A-B

Rosterde vergleyt	Rosterde- Kalkgley	entwäss. Kalkgley	entwäss. Kalkgley mit Seekreide	entwäss. eutroph. Gley bis Nassgl. mit Seekreide	Anmoor	Niedermoor
----------------------	-----------------------	----------------------	--	--	--------	------------



Ah-Aeh

Gr/C

Gor

Seekreide

Bv-Bsv

Go

Fh/Gc bzw.
B/Gc

± hum. Feinsd.

Go/C

Gr

Sand. Schluff

Tf-Thf

Die Podsolierungsstadien von Braunerden aus Schieferschutt

von

E. v. Zezschwitz, U. Schwertmann und B. Ulrich^{*)}Zusammenfassung

Eine 6gliedrige Pedosequenz von Braunerde bis Braunerde-Podsol aus Schieferschutt des Rhein.-Westfälischen Berglandes wird beschrieben und analysiert. Entlang dieser Sequenz verändert sich die Humusform vom Mull zum Rohhumus. Im Mineralbodenprofil treten zusätzlich A_e - und B_s -Horizonte auf.

Das silicatische Fe nimmt ab. Dadurch sowie durch Bioakkumulation wird der Verlust an mobilem Fe (z. B. Fe_o) im A_e , das im B_s angereichert wird, überkompensiert. Während des Fe_d -Maximum im stärkst podsolierten Glied (Braunerde-Podsol) liegt, treten die Maxima der mobilere Fe-Fractionen (Fe_{KCl} , Fe_{py} und z. T. auch Fe_o) sowie auch des mobilen Kohlenstoffs (C_o) bereits in den stark podsolierten Braunerden auf. Innerhalb der Profile zeigen überdies die labileren Fe-Fractionen ihr Maximum am Ort der Mobilisierung (A_e), die der weniger labilen am Ort der Immobilisierung (B_s). Die differenzierte Fe-Fraktionierung vermag darüber hinaus die Horizontansprache zu präzisieren und die untersuchte Pedosequenz als Kontinuum zu erkennen.

Die ökologischen Veränderungen der Böden lassen sich an sinkenden P-Vorräten besser erkennen als denen des C und N. Der Ionenbelag verändert sich mit Ausnahme von Fe (zunehmend) und Mn (abnehmend) nur wenig. In der Gleichgewichtsbodenlösung nehmen H, Al und Fe zu, Ca sehr stark ab. Der Ca-Umsatz zwischen Boden und Bestand sinkt stark. Die räumliche Verteilung der verschiedenen Formen der Sequenz wird vermutlich vor allem durch Inklinatation, Exposition und Bestandesgeschichte bestimmt.

Entstehung von Decklehmen auf Lias α -Schichtflächen in SW-Deutschland

von
F. Alaily und K.-H. Papenfuß *)

Auf den Lias α - Schichtflächen des SW-deutschen Stufenlandes sind Decklehme verbreitet, die sich von Löß durch höheren Ton- und fehlenden Kalkgehalt unterscheiden. Bisherige Annahmen waren, es handele sich dabei um autochthonen „Verwitterungslehm“ der schluffig-tonig-kalkigen Lias α - Gesteine (Bräuhäuser 1927, Gradmann 1931, Huttenlocher 1934), um „Lößlehm“ aus äolisch sedimentiertem Staub (Müller 1951, 1959) oder um einen kryoturbatsolifluidalen „Fließerde-Lehm“ aus Verwitterungs- und Lößlehm (Ströbel 1952).

Geländeuntersuchungen in 4 typischen Kleinlandschaften zeigen, daß „Lößlehm“ nur in Plateaulage vorkommt, und zwar über „Fließerde-Lehm“ mit Eiskeilen. „Fließerde-Lehm“ kommt an Flachhängen vor, während „Verwitterungslehm“ auf Steilhängen beschränkt ist (siehe Abb. 1).

Spezielle Untersuchungen an drei Profilen aus „Lößlehm“ über „Fließerdelehm“ und an unverwitterten Lias α - Gesteinen sowie an Lössen aus benachbarten Landschaften ergaben folgendes:

In „Lößlehm“ und „Fließerde-Lehm“ treten dieselben marinen Mikrofossilien auf wie in Lias α - Tonen und -Kalksteinen.

Lösse und Lias-Gesteine unterscheiden sich charakteristisch in ihren Gehalten an fgU, T, fs-Quarz, Feldspat, Zr und Ti im Feinboden sowie an Quarz und Kaolinit im Ton. Die „Decklehme“ stehen dazwischen, wobei „Lößlehme“ den Lössen und „Fließerde-Lehme“ den Lias-Gesteinen ähnlicher sind. Es sind also offenbar Mischungen.

*) Abt. Allgem. Bodenkunde und Gesteinskunde und Bodenminerale, Universität (LH) Hohenheim, D. 7000 Stuttgart 70

Nach den Gehalten an den charakteristischen und stabilen Bestandteilen $< 2 \mu\text{m}$ -Kaolinit(Ka), $15\text{-}32 \mu\text{m}$ -Quarz(Qu), $63\text{-}125 \mu\text{m}$ -Quarz(Qg), Titan(Ti) und Zirkonium(Zr) im $< 2\text{mm}$ -Material der Ausgangskomponenten Löss(L), Lias-Ton(T) und Lias-Schluffstein(U) erklären sich die Gehalte der Decklehme(Dl) auf Grund einer Mischungsrechnung wie folgt aus den summierten Produkten „Gehalt x Komponenten-Anteil (LA, TA bzw. UA)“:

$$\begin{aligned} \% \text{ Ka im Dl} &= 1.3 \times \text{LA} + 14.6 \times \text{TA} + 2.5 \times \text{UA} \\ \% \text{ Qu} &= 21.0 \text{ " } + 2.6 \text{ " } + 3.9 \text{ " } \\ \% \text{ Qg} &= 1.0 \text{ " } + 0.4 \text{ " } + 22.1 \text{ " } \\ \% \text{ Ti} &= 3.8 \text{ " } + 6.5 \text{ " } + 2.8 \text{ " } \\ \% \text{ Zr} &= 0.41 \text{ " } + 0.17 \text{ " } + 0.30 \text{ " } \end{aligned}$$

Löst man diese Gleichungen nach den Komponenten-Anteilen auf, so ergeben sich die folgenden, voneinander weitgehend unabhängigen Gleichungen für die Ermittlungen der Zusammensetzung der Decklehme:

(I)	(II)
UA = 4.6 Qg - 0.2 Qu - 0.1 Ka	TA = 20.3 Ti - 188.2 Zr - 0.02 Qg
TA = 7.1 Ka - 9.2 Qg + 1.9 UA	UA = 4.7 Qg + 0.001 TA - 11.4 Zr
LA = 100 Qg - 0.4 TA - 22.1 UA	LA = 100 Qg - 0.4 TA - 22.1 UA

Die Abweichungen der \sum LA+ TA+ UA vom theoretischen Wert (D1 = 100) sind bei beiden Berechnungen nicht groß und entsprechen etwa einer Normalverteilung.

Die Endergebnisse für ein typisches Profil sind in Abb. 2 dargestellt. Danach nimmt in mächtigen Lößlehmdecken der Löß-anteil mit der Tiefe kontinuierlich ab, während der Lias-Anteil zunimmt. Der Lias-Anteil besteht im „Lößlehm“ völlig aus Tonstein und nur im „Fließerde-Lehm“ auch aus Schluffstein.

Die Abwesenheit von Pedoturbationsmerkmalen im Lößlehm und das einen Wassertransport ausschließende Relief führen zu dem Schluß, daß sowohl der ferntransportierte Löß als auch das lokale Lias-Material äolisch umgelagert und synsedimentär gemischt wurden. Höchstwahrscheinlich wurde das Tonmaterial als „Ton-Sand“ über kürzere Strecken verfrachtet und mit allochthonem Feinstaub sedimentiert.

Die kontinuierliche Zunahme des „Löß : Lias“ - Verhältnisses mit zunehmender „Lößlehm“ - Mächtigkeit kann nicht auf eine absolut verstärkte Feinstaubzufuhr, sondern muß auf eine ständige Abnahme des Areals exponierter Lias-Gesteine in der Landschaft und des Lias-Anteils im bereits sedimentierten Decklehm zurückgeführt werden.

Literatur

- Bräuhäuser, M.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Württemberg 1 : 25 000, Blatt Böblingen, Stuttgart (1927).
- Gradmann, R.: Süddeutschland. Stuttgart, Tl. II, 166-183 (1931).
- Huttenlocher, F.: Filder, Glemswald und Schönbuch. Erdgesch. u. Landesk. Abh. aus Schwab. u. Frank., H. 15, 151 S. (1934).
- Müller, S.: Schwarzerderelikte in Stuttgarts Umgebung. Jh. geol. Abt. d. Württ. Statist. L.A., 1, 79 (1951),
- " " : Erläuterungen zur Geologischen Karte von Stuttgart und Umgebung 1 : 25 000. Herausgeg. v. Geol. L.A. Württ., Freiburg i. Br. (1959).
- Ströbel, W.: Zur Landschaftsgeschichte der Filder. Jh. geol. Abt. Württ. Statist. L.A., 118 (1952).

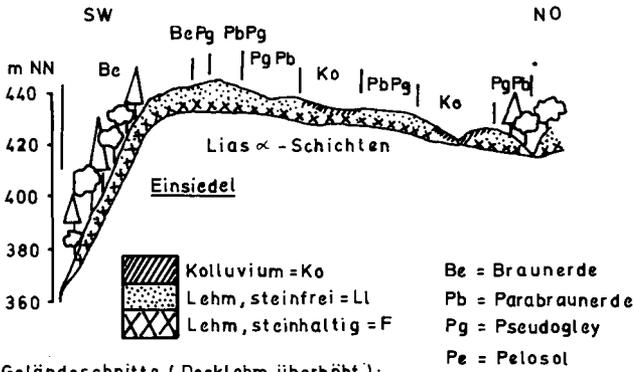
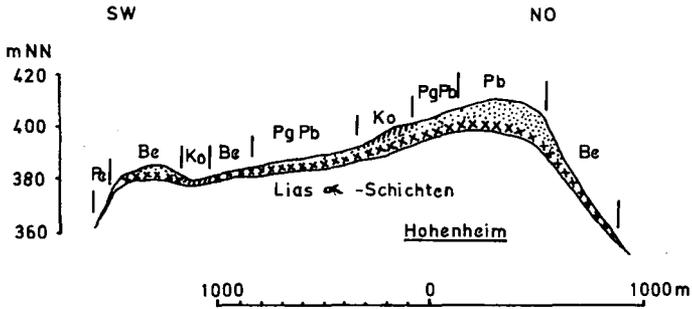


Abb.1 Geländeschnitte (Decklehm überhöht);

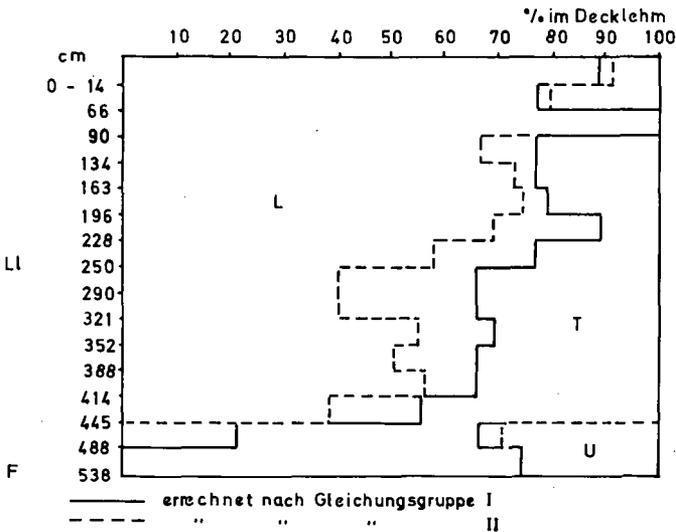


Abb.2 Tiefenfunktion der Anteile von Löß(L) u. Lias α-Gesteinen (Tu.U)

Veränderung von Decklehmen auf Lias-Plateaus in
SW-Deutschland durch Bodenbildung

von

E. Schlichting u. F. Alaily *)

Auf den „Decklehm“-Plateaus treten verbreitet pseudovergleyte Böden mit rel. tonreichem B auf. Es war zu prüfen, ob das mehr auf a) tiefgründige Lessivierung eines mächtigen Sediments, b) ursprüngliche Sedimentunterschiede, c) Verlehmung oder d) Lessivierung von älteren Landoberflächen aus zurückzuführen ist. Die Beantwortung wird an 2 Profilen (P 1 und P 3, jeweils A_h bzw. A_p abgetragen) demonstriert.

1. Profilaufbau (s. Abb.1): Die Tongehalte durchlaufen bei allgemeiner Zunahme nach unten (bei Profil 3 3-). 4 Minimum-Maximum-Abfolgen (spricht gegen a). Der Mineralbestand im (vorwiegend lösbürtigen) Grobschluff läßt keine wesentliche Feldspatverwitterung und keine Korrespondenz zwischen Tonmaxima und Glimmerminima erkennen (spricht gegen c). Der Mineralbestand im (vorwiegend liasbürtigen) Ton zeigt keine wesentliche Kaolinitanreicherung nach oben, wohl aber 4 mit den Tongehalten korrespondierende Minimum-Maximum-Abfolgen bei den Montmorillonitgehalten (spricht für d). P 1 ist also sicher, P 3 vermutlich 4-stöckig. Die Etagengrenzen sind aber aus der Lage der Eluviationsmaxima nicht sicher zu erschließen.

Dafür wurden die Gehalte labiler Elemente im Nichtton sowie das Verhältnis $K(\text{labil}): Zr(\text{stabil})$ im feineren Grobschluff ermittelt (letztere Größe weniger von lithogenen Differenzen beeinflußt und weniger pädogen reversibel als erstere). Mit Ausnahme schwer erklärbarer K- und Al-Maxima in 10 cm und -Minima in 150 cm bei P1 sowie der oft im Verwitterungsmaximum maximalen Mn-Gehalte (Konkretionen!) deuten die Ergebnisse auf die in Abb.1 eingetragene Lage der Etagengrenzen. Dabei sind die Pakete I und III jeweils deutlicher abzugrenzen als die Pakete II und IV

*) Abt. Allgem. Bodenkunde, Universität (LH) Hohenheim, D. 7000 Stuttgart-70

2. Rekonstruktion der Bodenbildung (s. Abb. 2): Um c) und d) sicherer unterscheiden und den Einfluß von b) abschätzen zu können, war angesichts des Fehlens echter C-Horizonte die Rekonstruktion der ursprünglichen Verteilung diagnostisch verwertbarer Stoffe erforderlich (vgl. Alaily u. Papenfuß). Obschon diese bei Fe tendenziell etwas zu niedrig ausfallen und schwer erklärbare Glimmerverwitterungsminima in 80 cm sowie bei Pl in 150 cm auftreten, zeigt der Ist-Soll-Vergleich doch allgemein folgendes: Innerhalb der Pakete folgt auf Glimmerverwitterung unter K-Verlust eine Feintonbildung und -verlagerung unter Fe-Umlagerung. Die Umlagerung greift über die Pakete hinaus, wenn diese < 1 m sind (erst > 1 m begrabene Böden werden also fossilisiert). Gleich ist auch die Ähnlichkeit analoger Pakete sowie eine allgemeine Zunahme der Sollwerte für Feinton nach unten.

Die den Wasserstau begünstigenden Tongehaltszunahmen sind also durch b) + d) innerhalb der Pakete **sowie über diese hinaus** zu erklären. Die aktuelle Differenzierung der Bodendecke in Parabraunerde- und Pseudogley-Areale ist angesichts der Ähnlichkeiten in der Etagengliederung nicht auf Unterschiede im Alter, sondern der Mächtigkeit der Lösspakete sowie auf Relief- und Klimadifferenzen zurückzuführen.

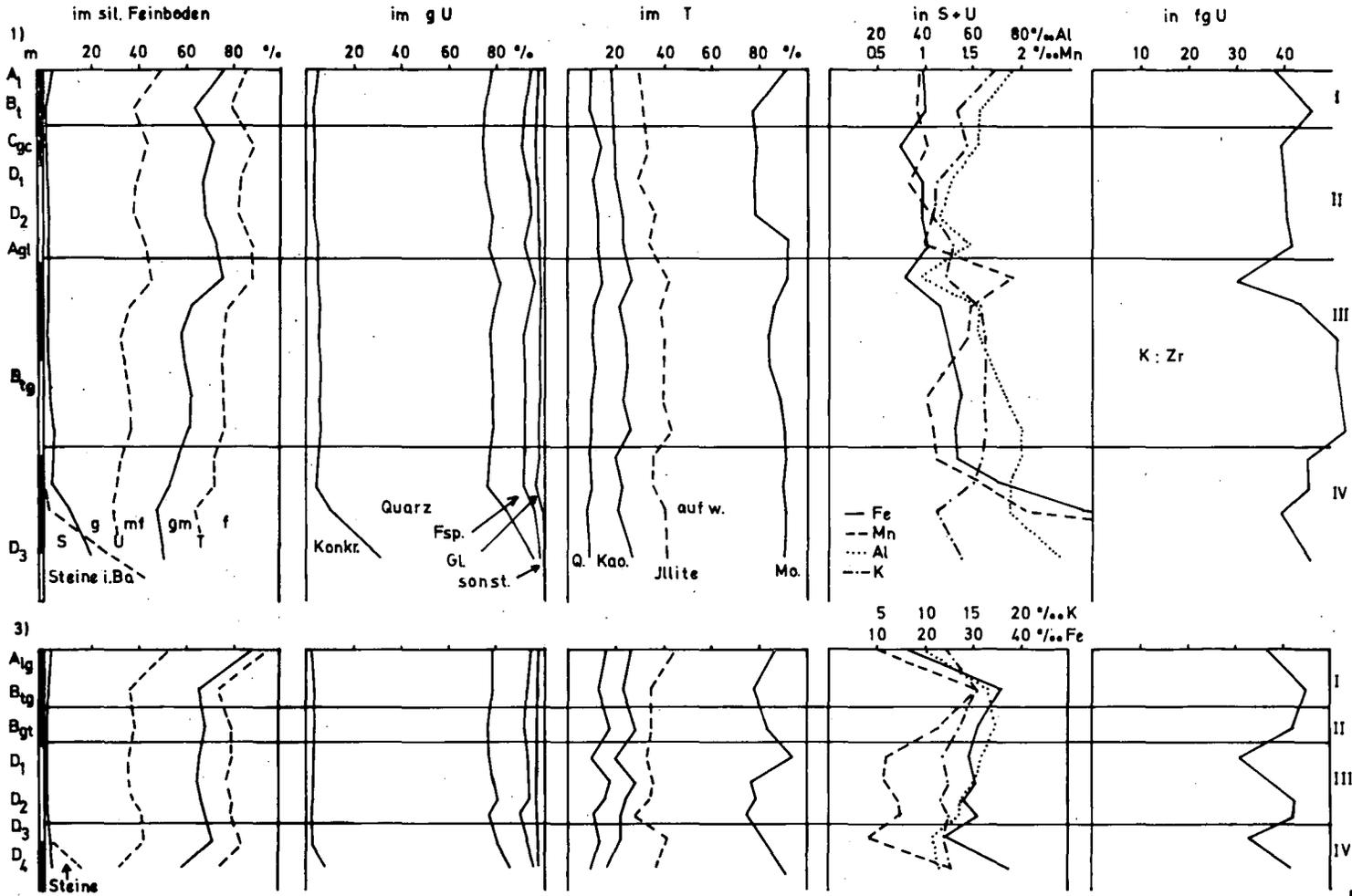


Abb. 1 Pedologische und lithologische Gliederung von 2 Decklehm - Profilen

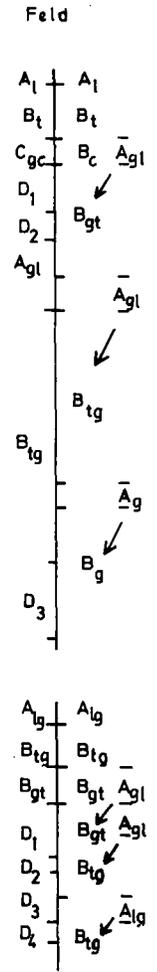
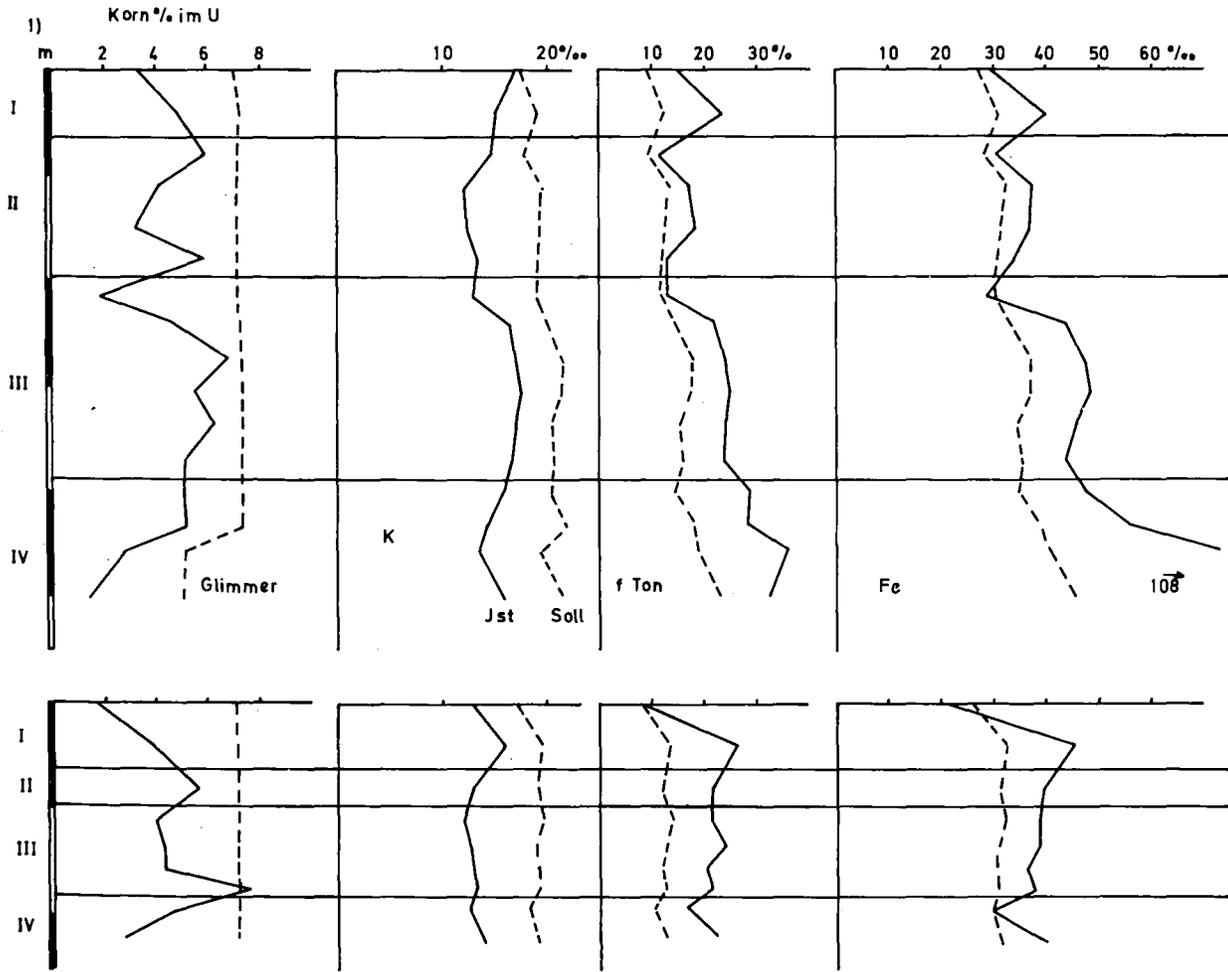


Abb. 2 Rekonstruktion der Bodenbildung in 2 Decklehm - Profilen

Paläoböden und Bodenrelikte im Mainzer Becken und ihre Umformung durch

das Periglazialklima im Pleistozän

- Ein Beitrag zur Quartärgeo-Pedologie -

von

W. Th. Stöhr*)

Schon lange sind aus dem Oberrheintal und Mainzer Becken Relikte von Terra fusca und Terra rossa aus der Postmiozänzeit bekannt, welche in Dolinen und Spalten der Kalksteine vorkommen. Neuerdings konnten sie auch unter und zwischen jungpliozänen Ablagerungen des Rheins auf dem sogenannten Rhein Hessischen Ostplateau im Bereich des Ober - Olmer Waldes nachgewiesen werden. Als Ostplateau bezeichnet man ein Gebiet, das sich SW von Mainz bis zum Selztal hin erstreckt und vom Rheintal (90 m NN) bis etwa 245 m über NN ansteigt.

Für die erdgeschichtliche Entwicklung (Stöhr und Agsten 1970, Tab. 1, S. 70/71) waren folgende Ereignisse von Bedeutung. Mit dem Ende der marinen Sedimentation in der Miozänzeit begann die Anlage eines Flußsystems. Gleichzeitig setzten Verwitterungs- und Bodenbildungsprozesse auf den Kalksedimenten ein. Der Urrhein, dessen Quellflüsse damals in den Vogesen und im Schwarzwald entsprangen, durchfloß das nördliche Oberrheintal und hinterließ bereits in der Plio-zänzeit Terrassenschotter als Wegmarkierungen. Er nahm zunächst seinen Weg von Worms direkt nach Bingen. Unter dem Einfluß der Corioliskraft schwenkte er langsam nach rechts (Osten) ab. Im Ober- oder Jungpliozän hinterließ er im Bereich des Ober - Olmer Waldes tonhaltige, kiesige Sande, die Arvernensis Schotter. Mit der Anwehung von Lössen im Pleistozän vollzogen sich die letzten Sedimentationsphasen im Untersuchungsgebiet, das im eisfreien Periglazialbereich lag. Mit mehr oder weniger großen Zeitlücken überlagerten und konservierten jüngere Sedimente die älteren und deren Bodenbildungen. Durch die ebene Lagerung auf dem Plateau waren sie vor raschem Abtrag geschützt. Heute ergibt sich bei ungestörter Lagerung die in Übersicht 1 aufgezeigte Schichtfolge und Boden-gliederung.

Die unterschiedliche Bodenentwicklung wurde neben den Besonderheiten der Ausgangsgesteine auch ganz entscheidend vom Klima beeinflusst, welches in den letzten 50 Millionen Jahren im Umland von Mainz herrschte. Nach Fossilfunden (Schwarzenbach 1950, S. 135 ff und anderen) dürften hier am Beginn des Tertiärs die Jahresdurchschnittstemperaturen bei über 20°C gelegen haben. Heute werden

*) Geol. Landesamt Mainz, Flachemarktstr. 9

Pleistozän (stellenweise)	Decksediment aus Lößlehm Lößlehm über LÖB	Parabraunerde und Braunerde ²⁾
Pliozän (stellenweise)	toniger Sand bis kiesiger Sand (Basis)	rezent: Parabraunerde und Braunerde ²⁾ fossil: Latosole
Tertiär (Miozän)	Tone, Mergel und Kalksteine	rezent: Rendzina Kalk-Pelosol fossil: Terrae calcis

2) Merkmals-Braunerden, weil der Bt-Horizont meist erst in Spalten usw. der tieferen Schichten nachweisbar ist.

Übersicht 1: Gesteine und Bodentypen im Ober - Olmer Wald

9,5°C ermittelt, nachdem in den Hochglazialen Werte um oder unter 0°C erreicht waren. Das bedeutet, daß das Mainzer Becken im Tertiär und Quartär globale Klimazonen durchlaufen hat, die vom mediterran - subtropischen Bereich bis zur Tundra reichten. Diese Klimaverschiebungen haben sich sowohl auf die Bodenentwicklung als auch auf die Profilmorphologie ausgewirkt.

Aus den uns überlieferten Schichtlagerungsverhältnissen kann gefolgert werden, daß auf den im Jungmiozän und Altpliozän vorhandenen Kalkgesteinen Terrae calcis entstanden. Die Frage ob zugleich oder nacheinander konnte noch nicht eindeutig geklärt werden. Im Jungpliozän kamen örtlich die Terrassensande des Urrheins hinzu. Die Bodenentwicklung auf den oberflächlich anstehenden Kalken lief in dieser Zeit sicher kontinuierlich weiter, während auf dem kalkfreien Sand eine besondere Entwicklung einsetzte. Sie führte zur Bildung intensiv gelber, roter und graufleckiger Böden. Diese Farben unterscheiden sich deutlich vom Gelb und Rot der Terrae calcis. Auch das Bodengefüge ist erdig gegenüber dem Lehmgefüge der Terrae. Ein weiteres Merkmal ist die extreme Verhärtung bei der Austrocknung.

Die Böden auf dem Sand wurden deshalb in die Gruppe der Latosole eingeordnet, weil sie viele der in der Literatur angeführten Merkmale besitzen (A. Finck 1963, W.L. Kubiena 1953, E. Mückenhausen 1962).

%	Decksediment		Latosol		Terra	
	Al-	Bt-Horizont	gelb	rot	fusca	rossa
Probe Nr.	1039	1041	1044	1033	870	871
Entnahme Tiefe in cm	5 - 25	40-50	90-105	80-100	130-160	160-180
Ton	11	40	23	31	78	81
Schluff	53	20	16	10	19	17
Sand (Feinsand)	36(12)	40(12)	61(18)	59(7)	3(<1)	2(<1)
Grobboden	4	4	2	0	0	0
pH-Wert	6,7	4,7	4,6	4,5	>7,5	>7,5
CaCO ₃	0	0	0	0	1,0	0,6
CaO aust.mg%	100	168	68	92	555	584
MgO aust.mg%	5,37	17,55	9,35	- ³⁾	17,98	20,06
V-Wert	68	55	44	-	-	-
ges. Fe ₂ O ₃	2,07	6,03	6,35	8,60	-	-
ges. Al ₂ O ₃	8,54	18,4	19,4	24,7	-	-
SiO ₂	78,8	60,3	66,7	54,0	-	-
KI-Wert nach Harrasowitz	9,2	3,3	3,4	2,2	-	-
ges. K ₂ O	1,92	1,34	0,23	0,50	2,74	3,37
ges. P ₂ O ₅	0,04	0,18	0,14	0,19	0,045	0,015
ges. Na ₂ O	1,12	0,53	0,03	0,12	1,12	1,32

³⁾ Werte nicht bestimmt.

Tabelle 1: Analysendaten rezenter und fossiler Böden aus dem Ober-
Olmer Wald (Analytiker J. Bor und K.H. Emmermann)
(Die Proben Nr. 1039, 1041 und 1044 sind dem Profil
Abb. 10 und Nr. 1033 dem Profil Abb. 4 in Agsten und
Stöhr 1972 entnommen.)

Der gelbe und der rote Horizont dieses fossilen Bodens werden wegen ihrer sehr deutlichen Fleckung als Teil des Fleckenhorizonts der klassischen Latosole angesehen. Das würde bedeuten, daß der hangende Pisolith-Horizont (Bohnerze) und die Eisenkruste hier abgetragen wurden. Bohnerze als Reste des Pisolith-Horizonts wurden

KV: CuK α 36 mA: 26

Präparation: Fraktion $< 2 \mu$, Glycerin ges.

Probe Nr.	Horizont	Haupt-	Nebenbestandteile	Spuren
1039	Lößlehm Al 5 - 25cm	Kaolinit	Illit	Chlorit, Gibbsit
1041	Lößlehm Bt 40 - 50 cm	Kaolinit	Gibbsit	Chlorit, Illit
1044	Latosol gelb 90 - 105 cm	Kaolinit	Gibbsit	Chlorit, Illit
1033	Latosol rot 80 - 100 cm	Kaolinit		Chlorit, Gibbsit

Bemerkungen: Die Latosole zeigten im Röntgendiagramm keine kristallisierten Fe-Verbindungen.

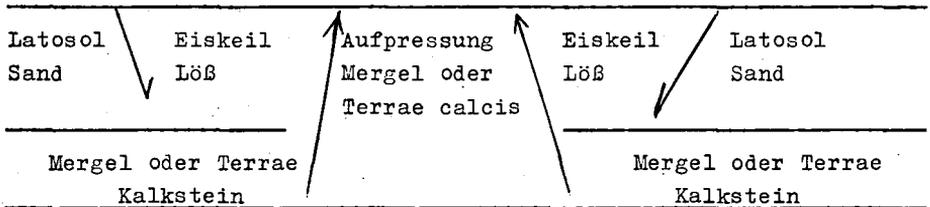
Tabelle 2: Ergebnisse tonmineralogischer Untersuchungen von Bodenproben aus dem Ober-Olmer Wald (Für die Durchführung der Untersuchungen dankt Verfasser dem Institut für Bodenkunde in Bonn - Röntgenabteilung -.)

in einzelnen Bodentaschen gefunden. W. Pläß hat inzwischen auf das Vorkommen aller Latosolhorizonte in anderen Profilen des Mainzer Beckens hingewiesen (Vortrag vom 25.6.1973 in Frankfurt/Main).

Herr Professor Mückenhausen weist darauf hin (Brief vom 17.8.1973), daß der hohe Kaolinitgehalt und der Gibbsit im Bt-Horizont für ein Decksediment aus Lößlehm in unserem Klima nicht zu erwarten sind. Damit bestätigt die Tonmineralanalyse die Feldbeobachtungen und einige analytische Ergebnisse (Korngrößen usw.), die besagen, der Bt-Horizont des Decksediments liegt bereits im fossilen Latosol. Auch die obersten Lagen (Ah- und Al-Horizont) sind vom Pliozän stark beeinflusst worden. Sie stellen einen Lokallöß mit Staublehmeffekt dar (Stöhr 1964). Bimsminerale wie Augit, Hornblende, Titanit, Magnetit und Feldspat (Sanidin) konnten als Spuren nur in den Proben 1039 und 1041 nachgewiesen werden. Zur äolischen Umlagerung und Substratmischung kamen noch die Solimixtion und die Bioturbation. Die Solifluktion blieb in dem ebenen Gelände bedeutungslos.

Nach den Seiten geht das schluffreiche Decksediment meist kontinuierlich in Lößlehm über, welcher bei Mächtigkeiten von 50 - 70cm die Horizontmerkmale der Parabraunerde (Ah-, Al-, Bt- und meist auch Cv-Horizont) aufweist. Der kalkreiche LÖB ist nesterweise unter dem Bt-Horizont vorhanden. Er ist dann meist in Eiskeilen bis in größere Teufen zu verfolgen. Diese Frostbodenerscheinungen häufen sich an den Flanken kryodynamischer Aufpressungen (Stöhr und Agsten 1970, Abb. 3,4, S. 76/77 und Anlage; Agsten und Stöhr 1972, Abb. 5), welche früher als tektonische Erscheinungen gedeutet wurden. An der Oberfläche ergibt sich diese Schichtfolge im Bereich einer Aufpressung:

Braunerde bis Parabraunerde, örtlich Rendzina oder Kalk-Pelosol
± durchgehend Decksediment aus Lößlehm usw.



Übersicht 2: Schematischer Schnitt durch die Schichtfolge einer kryodynamischen Aufpressung im Ober-Olmer Wald

Durch kryodynamische Erscheinungen wurde die horizontale Schichtlagerung erheblich gestört. Umfang und Ausmaß dieser Lagerungsänderungen, die in einem Wasserleitungsgraben beobachtet wurden, sind bereits in den beiden zitierten Arbeiten von Agsten und Stöhr an Hand von Abbildungen beschrieben und erläutert worden.

Zusammenfassung:

Im Ober-Olmer Wald bei Mainz sind unter dem Einfluß stark wechselnden Klimas in der Tertiär- und Quartärzeit auf unterschiedlichen Substraten sehr verschiedenartige Bodentypen entstanden. Es werden einige Analysendaten der Parabraunerde auf pleistozänem Decksediment, der Latosole auf pliozänem tonigen Sand und der Terrae calcis auf miozänem Kalkstein mitgeteilt. Durch kryodynamische Vorgänge wurden im Pleistozän die Lagerungsverhältnisse der Sedimente und der Böden stark verändert.

Literatur:

- Agsten, K. und Stöhr, W. Th.: Geologisch-bodenkundliche Untersuchungen im Bereich des Ober-Olmer Waldes bei Mainz; 2. Mitteilung: Beitrag zur Kenntnis der pliozänen und pleistozänen Schichtfolge am Südrand des Waldgebietes.- Mz. Naturw. Archiv, 11, S. 239 - 256, 11 Abb., 2 Tab., 1 Anlage, Mainz 1972.
- Finck, A.: Tropische Böden.- Verl. Paul Paray, Hamburg und Berlin 1963.
- Kubiena, W. L.: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas.- Ferd. Enke Verl., Stuttgart 1953.
- Mückenhausen, E.: Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland.- DLG Verl., Frankfurt/Main 1962.
- Schwarzbach, W.: Das Klima der Vorzeit.- Ferd. Enke Verl., Stuttgart 1950.
- Stöhr, W. Th.: Die Bimseruptionen im Laacher-Seegebiet, ihre Bedeutung für die Quartärforschung und Bodenkunde im Mainzer Becken und in den südlichen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges.- Z. deutsch. geol. Ges., 116, 3. Teil, S. 994 - 1003, 2 Abb., 1 Tab., Hannover 1964.
- und Agsten, K.: 1. Mitteilung: Vorläufige Ergebnisse der Untersuchungen über Ausmaß und Entstehungsgeschichte von Periglazialerscheinungen.- Mz. Naturw. Archiv, 9, S. 66 - 82, 6 Abb., 2 Tab., 1 Anlage, Mainz 1970.

Klima- und altersabhängige Bodenentwicklung von Vulkanascheböden derSierra Nevada de México

von
G. Miehlich *)

Im Rahmen des Mexiko-Projekts der Deutschen Forschungsgemeinschaft werden Bodenuntersuchungen in der Sierra Nevada de México durchgeführt, von denen hier erste Ergebnisse zur klima- und altersabhängigen Bodenentwicklung vorgelegt werden.

Die Sierra Nevada de México liegt im Bereich der Randtropen in etwa 20° n. Br.; ca 50 km östlich von Mexiko-Stadt. Sie wird aus einer S-N verlaufenden Kette unterschiedlich alter Vulkane gebildet (Popocatépetl, 5400 m; Iztaccihuatl, 5400 m; Telapon, 4000 m; Tlaloc, 4000 m ü. NN), die die östlich und westlich angrenzenden Becken - das Tal von Puebla (2200 m) und das Tal von Mexiko (2400 m) trennt.

Die Klimadaten (Darst. 1 nach LAUER u. STIEHL, 1973) zeigen die typischen Bedingungen der Randtropengebirge mit einem etwa halbjährlichen Wechsel von Regen- und Trockenzeit. Innerhalb der Sierra Nevada verändern sich vor allem die Jahresdurchschnittstemperatur und die Zahl der Frosttage streng höhenabhängig. Sie variieren im Untersuchungsgebiet stark zwischen 15°C - 5°C und 65 - 250 Tagen. Die Jahresniederschläge liegen bei 800 bis mehr als 1200 mm mit einem Maximum zwischen 3100 und 3600 m ü. NN.

Die Ausgangsgesteine für die Bodenbildung sind quartäre Pyroklastika des Popocatépetl. Sie lassen sich in mehrere Eruptionsphasen gliedern, die jeweils aus einer Aschen- und Bimslage zusammengesetzt sind. Sie werden bei der jüngsten Eruptionsphase beginnend mit 1C (jüngste Aschenlage), 1P (jüngste Bimslage), 2C, 2P, 3C, 3P und c (ältere Pyroklastika) bezeichnet. Schwermineraluntersuchungen, Dünnschliffuntersuchungen und Gesamtanalysen zeigen, daß der Mineralbestand der Aschenlagen sehr ähnlich ist.

*) Ordinariat für Bodenkunde der Universität Hamburg

Dagegen ist das Alter der Pyroklastika sehr verschieden. ¹⁴C-Analysen (Datierung der 1P-Lage durch das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung Hannover, Leiter Dr. M. A. Geyh, der 2P-Lage vgl. HEINE, 1973, der 3P-Lage vgl. MOOSER, 1967 u. HEINE, 1973), die Verzahnung der Pyroklastika mit Moränen unterschiedlichen Alters (WHITHE, 1962; HEINE, 1973) und historische Daten (nach YARZA De La TORRE, 1971) ergaben für die Aschenlagen folgende Alter vor heute: 1C: ca. 400 Jahre, 2C: mindest. 1000 max 4.500 Jahre, 3C: mind. 4500 max. ca. 12.000 Jahre, c: ca 25.000 Jahre.

Die Kartierung der Böden und die Untersuchung ihrer bodenbildenden Ausgangsgesteine (KNEIB u. a., 1973; KNEIB, 1973, MIEHLICH u. a.) zeigt, daß die Förderprodukte der Eruptionsphasen unterschiedliche Areale bedecken, so daß für die verschiedenen Aschenlagen etwa mit folgender Entwicklungsdauer zu rechnen ist: 1C: seit ca. 400 Jahren, 2C: Beginn vor max. 4.500 Jahren, seit 1.000 Jahren von 1P und 1C überdeckt; 3C: seit ca. 10.000 Jahren; c: Beginn vor ca. 25.000 Jahren, Überdeckung vor ca. 12.000 Jahren mit 3P und 3C. Unter diesen Voraussetzungen lassen sich Profile auswählen, an denen sich die überwiegend klima- und altersabhängige Differenzierung der Bodenbildung untersuchen läßt, da Substrat, Vegetation, Relief, und menschlicher Einfluß nur untergeordnet variieren.

Systematisch gehören die untersuchten Böden zu den Andosolen, einschließlich der Rohböden aus Vulkanaschen. Sie umfassen nach der FAO-Klassifikation (W.S.R.R. 33 und 37) vitric andosols, humic andosols und ochric andosols. Außerdem tritt in 3C-Aschen der unteren Lagen eine Form auf, die nach AEPPLI (1973) als Barroboden bezeichnet wird.

In den folgenden Darstellungen sind für die verschiedenen Aschenlagen (1C, 2C, 3C, c) die Abhängigkeit der Eigenschaften von der Höhenlage (und damit vom Klima) aufgetragen. Die Gesamtzahl der hier untersuchten Proben beträgt 50. Es wurden die Mittelwerte aller Proben einer Aschenlage innerhalb einer Höhenstufe berechnet. Die Mittelwertbildung läßt sowohl die kleinräumliche Varianz als auch die Horizontdifferenzierung unberücksichtigt. Diese Streuungen sind jedoch bei Andosolen - mit Ausnahme der Tiefenvarianz von Humus und Stickstoff in der mächtigen 3C-Lage - sehr gering und insgesamt deutlich geringer als die hier interpretierte Klima- und Altersvarianz.

Die Humusgehalte (Darst. 2, C-Bestimmung konduktometrisch) zeigen für 1C, 2C und 3C eine steile Maximumskurve mit Höchstwerten zwischen 3.200 - 3.600 m und starkem Abfall sowohl zu den Höhen- wie zu den Tiefenregionen. Die Humusanreicherung, die von der Streuzufuhr und der Humusmineralisierung gesteuert wird, ist in Höhen von mehr als 4.000 m wegen der geringen Streuzufuhr, in den Tiefenlagen jedoch bei sehr hoher biologischer Produktion wegen der starken Zersetzung unter warm-trockeneren Bedingungen verringert.

Die enge Scharung der Kurven zeigt, daß die altersmäßige Differenzierung für die Eigenschaft Humusgehalt nicht sehr deutlich ausgeprägt ist. Die Humusanreicherung ist in Abhängigkeit von der Dauer

der Bodenbildung nicht linear, sondern erreicht schon nach wenigen Jahrhunderten eine beträchtliche Höhe und steigt danach auch über mehrere Jahrtausende nur noch asymptotisch. Die geringen Gehalte in der Aschenlage c sind auf die frühe Überdeckung der mehr als 1 m mächtigen 3C-Lage zurückzuführen.

Die Stickstoffgehalte (Darst. 3, Gesamtstickstoff im Kjeldahl-Aufschluß) verhalten sich parallel zu den Humusgehalten (Darst. 2). Die C/N-Verhältnisse schwanken mit 11 - 22 um den von QUANTIN (1972) mit C/N = 15 angegebenen Mittelwert für Andosole.

Der pH-Wert (Darst. 4) schwankt ohne größere klima- oder altersabhängige Differenzen zwischen pH 4.8 und 6.0 (1nKCl). Dieser enge pH-Bereich ist typisch für Andosole mit hohem Allophangehalt, dessen isoelektrischer Punkt bei ca. pH 5.5 - 6.5 liegt. Die geringen altersabhängigen Unterschiede lassen darauf schließen, daß auch in den älteren Aschen noch Allophan zu finden ist.

Der Schnelltest auf Allophan (FIEDES und FERROT, 1966) bestätigt diese Annahme. Es ergibt sich jedoch eine alters- und klimaabhängige Differenzierung. Die jüngste Asche 1C hat unter den kalt-trockeneren Klimabedingungen über 4.000 m nur wenig Allophan bilden können; sie zeigt eine deutliche Reaktion auf den Test in den kühl-feuchten Mittelregionen und hat im warm-trockenerem Gebiet bei 2.500 m kein Allophan gebildet. 2C-Aschen haben in allen Höhenlagen viel Allophan. In den Aschen 3C deutet eine Abnahme des Allophangehalts in den tieferen Regionen eine stärkere Kristallisierung des Allophans zu Halloysit an, die sich bei den Aschen c verstärkt.

Zur Charakterisierung der Aluminium- und Siliziumfraktionen allophanhaltiger Böden wurde in Anlehnung an MEYER und SAKR (1970) eine stufenweise Extraktion mit Dithionit und 0,5 n NaOH durchgeführt (Darst. 5 und 6).

Eine flankierende Untersuchung ergab, daß es sich bei dem dithionit-löslichen Silizium und Aluminium (Si_d , Al_d) um eine Teilfraktion des laugelösllichen Siliziums und Aluminiums (Si_{NaOH} , Al_{NaOH}) handelt. Extrahiert man nämlich zunächst mit NaOH und anschließend mit Dithionit, so zeigt sich, daß nur Spuren von Si und Al in der Dithionitfraktion zu finden sind, während der NaOH-lösliche Anteil von Si und Al dieser Extraktion genau der Summe aus $Si_d + Si_{NaOH}$ bzw. $Al_d + Al_{NaOH}$ der Extraktion nach MEYER und SAKR entspricht.

Die Fraktion Al_{NaOH} (Darst. 5) ist ein Maß für das in Allophan, Gibbsite und amorphen Al-Hydroxiden gebundene Aluminium. Es dürfte sich entsprechend der SiO_2/Al_2O_3 -Verhältnisse (meist zwischen 1,0 und 2,0) überwiegend um Allophan handeln. Wir finden neben einer deutlichen Klimaabhängigkeit, die mit steigendem Alter zunimmt, eine ausgeprägte Altersabhängigkeit der amorphen Anreicherungsprodukte.

Wie bei den Untersuchungen von MEYER und SAKR (1970) an saueren Lockerbraunerden, zeigt sich in diesen reinen Vulkanascheböden, daß bei hohen Anteilen an Al_d kaum Si_d extrahiert wird (Darst. 5 und 6). Bei den hohen pH-Werten kann eine größere Beteiligung von PAHAK-Ionen (ULRICH, 1966) ausgeschlossen werden. Es ist daher anzunehmen, daß es sich hierbei um Si-ärmere Al-reiche Oberflächenbereiche handelt (MEYER und SAKR). Auffällig ist, daß das Verhältnis von Al_d zu Al_{NaOH} altersabhängig von 0,6 auf 0,15 bei absolut steigenden Gehalten sinkt; ein weiterer Hinweis darauf, daß es sich bei den mit Dithionit extrahierten Anteilen von Aluminium um Oberflächenbereiche handelt, da die Oberfläche mit steigendem Gesamtvolumen relativ abnimmt.

Das natronlaugelöslliche Silizium (Darst. 6) als ein Maß für die röntgenamorphen Siliziumanteile, v. a. des Allophans, zeigt wie das Al_{NaOH} eine deutliche Altersabhängigkeit, jedoch eine relativ geringere Klimavarianz. Lediglich die sehr geringen Werte für 2C-Aschen in > 4.000 m Höhe zeigen an, daß hier eine Klimagrenze der Bodenbildung erreicht ist.

Zwischen den Ergebnissen des Allophantests (Darst. 4) und den Al_{NaOH}^- und Si_{NaOH}^- -Werten ergibt sich der Widerspruch, daß für die tieferen Lagen in 3C-Aschen und c-Aschen wenig oder kein Allophan angezeigt wird, obwohl die Si_{NaOH}^- und Al_{NaOH}^- -Werte hoch sind. Es kann, neben anderen Erklärungsmöglichkeiten, nicht ausgeschlossen werden, daß unter den gewählten Extraktionsbedingungen (0,5nNaOH, 1/2 Stunde Extraktion bei 60°C) auch Anteile des aus Allophan gebildeten Halloysits angegriffen wurden.

Die Eisenfraktionierung zeigt eine starke Abhängigkeit sowohl vom Klima als auch vom Alter der Aschen. Die Gehalte an dithionitlöslichem Eisen (Fe_d , Darst. 7) ergibt für die Aschenlage 1C bei geringen Gehalten zwischen 1,5 und 3% ein schwaches Maximum in der Höhenstufe 3.200 - 3.400 m. Die 2C-Asche hat unter den Klimabedingungen der Region über 4.000 m ü. NN nur unwesentlich höhere Fe_d -Gehalte, während in den Mittelregionen - mit einem Maximum bei 3.200 - 3.400 m - die altersabhängige Eisenfreisetzung in 2C rund 2,5 mal höher ist als in 1C. Es zeigt sich auch hier, daß durch die Klimabedingungen in mehr als 4.000 m Höhe die Eisenfreisetzung (als ein Maß für die Verwitterung) extrem verlangsamt wird, während unter den kühl-feuchten Bedingungen ein Maximum erreicht wird.

Die Fe_d -Gehalte der Aschenlage 3C liegen insgesamt deutlich höher als die der 2C-Aschen, wobei die Eisenfreisetzung bis in die Tiefenregion zunimmt, eine Tendenz, die - bei absolut höheren Werten - auch für die Asche c gilt.

Die Eisenfreisetzung ist im Gegensatz zur Humusanreicherung über den betrachteten Zeitraum von ca 10.000 Jahren ein ungefähr linear altersabhängiger Prozeß, was sich in der gleichmäßigen Höhenstaffelung der Fe_d -Kurvenzüge in Darst. 7 ausdrückt. Diese Abhängigkeit ist in Andosolen besonders deutlich, da hier die Eisenverlagerung keine Rolle spielt. Die altersabhängige Varianz übertrifft hier bei weitem die Klimadifferenzierung in den verschiedenen Höhenstufen. Unter diesen Voraussetzungen konnte der Fe_d -Gehalt zur Stratigraphie der jüngeren Eruptionsphasen des Popocatépetl herangezogen werden, bei der Schwermineralanalysen wegen der geringer Unterschiede in der Mineralzusammensetzung versagen (MIEHLICH u. a.).

Die Aktivitätsgrade (oxalatlösliches Eisen : dithionitlösliches Eisen) sind bei der Aschenlage 1C mit 0,3 - 0,6 deutlich geringer als bei der 2C-Asche mit ca. 0,9. Da die Kristallisationshemmung durch Humus bei den hohen Kohlenstoffgehalten in 1C und 2C für beide Aschen ähnlich sein dürfte, können die extrem hohen Fe_0 -Gehalte in 2C-Aschen auf eine Kristallisationshemmung durch Adsorption an Allophan zurückzuführen sein (MEYER und SAKR, 1970). Auch in der Aschenlage 3C bleibt der Aktivitätsgrad humusreicher und allophanhaltiger Profile hoch, er nimmt jedoch in den tiefsten Lagen entsprechend der günstigeren Kristallisationsbedingungen bei geringeren Humus- und Allophangehalten stark ab, was in verstärktem Maße auch für die Asche c gilt. Insgesamt zeigt sich, daß für jede der untersuchten Eigenschaften besondere klima- und altersabhängige Entwicklungsbedingungen gelten.

Literatur

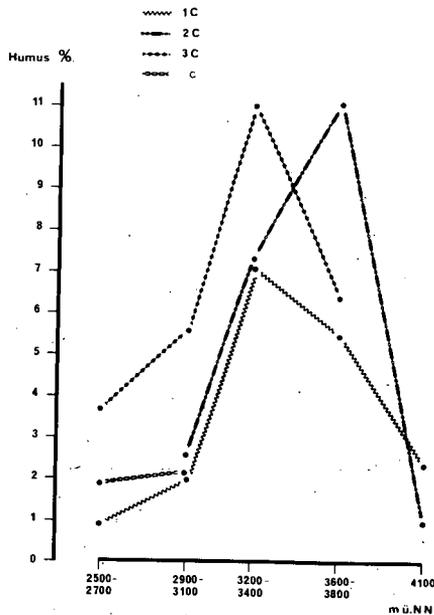
AEPPLI, H.: Barroböden und Tepetate. Diss. Giessen (1973) -
FAO: World Soil Resources Reports 33, 37, Rom (1968, 1969) -
FIELDES, M., PERROT, K. W.: The Nature of Allophane in Soils, 3. N. Z. Jl. Sci. 9, 623 - 629 (1966) - HEINE, K.: Zur Glacialmorphologie und präkeramischen Archäologie des Mexikanischen Hochlandes während des Spätglazials (Wisconsin) und Holozäns. Erdkunde 27, 161 - 180 (1973) - KNEIB, W.: Versuch einer Bodengeographischen Gliederung der Sierra Nevada de México. Unveröff. Diplomarbeit Hamburg 1973 - KNEIB, W., MIEHLICH, G., ZÖTTL, H. W.: Clasificación Regional de los Suelos de la Sierra Nevada de México. Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala 7, 11 - 13 (1973) - LAUER, W., STIEHL, E.: Hygrothermische Klimatypen im Raum Puebla-Tlaxcala (Mexiko). Erdkunde 27, 230 - 234 (1973) - MEYER, B., SAKR, R.: Menge, Sitz und Verteilung der extrahierbaren Fe-, Al-, SiO_2 - und Humusanteile und ihr Einfluß auf die Austausch-Eigenschaften von typischen sauren Lockerbraunerden. Göttinger Bodenkundliche Berichte 14, 49 - 83 (1970) - MIEHLICH, G., KNEIB, W., HEIDE-WEISE, H.: Características y ubicación de los materiales de partida para la formación de los suelos en la región Sierra Nevada de México. Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala (in Vorbereitung) - MOOSER, F. H.: Tefracronología de la Cuenca de México para los últimos treinta mil años. Bol. INAH 30, 12 - 15 (1967) - QUANTIN, P.: Les andosols - Revue bibliographique de connaissances actuelles. Cah. O.R.S.T.O.M. sér. Pédol. 10, 273 - 301 (1972) - ULRICH, B.: Kationenaustausch - Gleichgewichte in Böden. Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde 113, 141 - 159 (1966) - WHITE, S. E.: El Iztaccihuatl. INAH, Serie Investigaciones 6, México (1962) - YARZA DE LA TORRE, E.: Volcanes de México, México 1971.

Klima

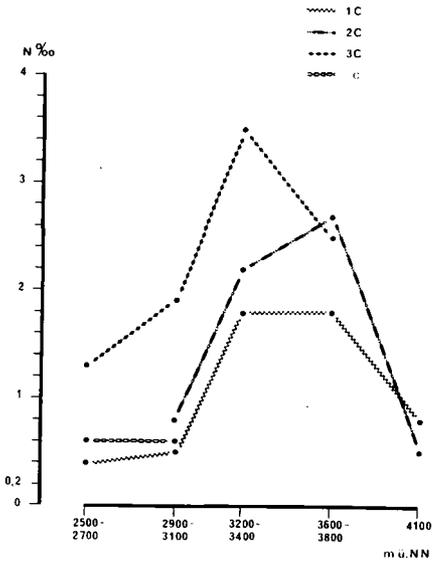
klimatische Höhenstufe (m ü. NN)	2400 - 2700	2700 - 3100	3100 - 3600	3600 - 4000	4000 - 4800
pedologische Höhenstufe (m ü. NN)	2500 - 2700	2900 - 3100	3200 - 3400	3600 - 3800	4000 - 4200
mittlere Jahrestemperatur (°C)	15 - 13	13 - 10	10 - 7	7 - 5	5 - 1
Niederschläge m/JAHR	800 - 1200	800 - 1200	> 1200	800 - 1200	800 - 1200
Frosttage	65 - 120	115 - 170	165 - 240		240 - 300
Feuchtmonate	6	7	7	7	7

nach Lauer v. Stiehl, 1973, teilweise interpoliert

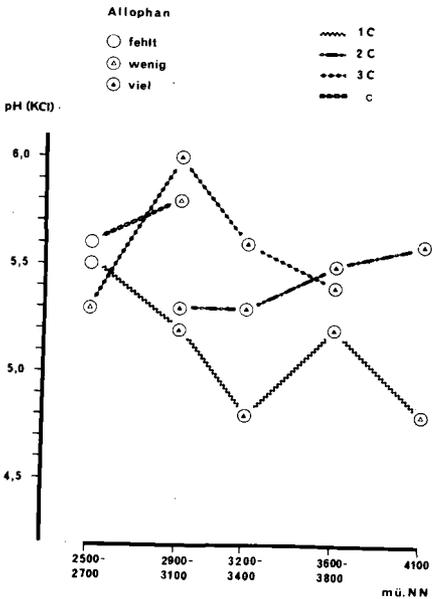
Darst. 1: Klimadaten der Sierra Nevada de México



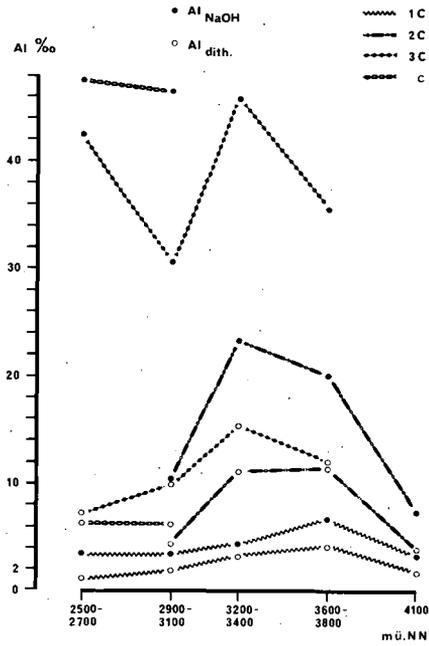
Darst. 2: Humusgehalt (% der Feinerde)



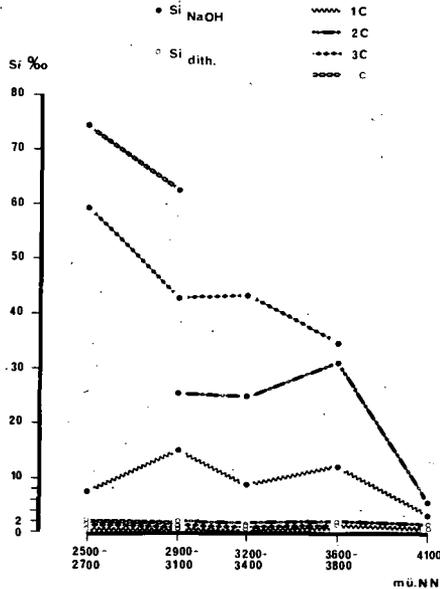
Darst. 3: Stickstoffgehalt (%o der Feinerde)



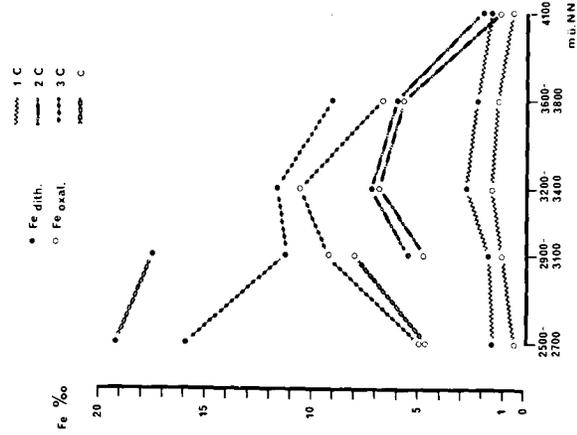
Darst. 4: pH-Wert (nKCl) und Allophangehalt



Darst. 5: dithionit- und natronlaugelöstliches Aluminium (% der humusfreien Feinerde)



Darst. 6: dithionit- und natronlaugelöstliches Silizium (% der humusfreien Feinerde)



Darst. 7:
dithionit- und oxalatlösliches Eisen
(% der humusfreien Feinerde)

Earthworm Activity in a Brown Forest Soil
in Thrace-Türkey

von
I. Akalan *)

Introduction

The Lumbricidae is the characteristic oligochaete family of the Palaearctic region. It comprises about 220 species and is a recent and dominant group possessing great powers of adaptation to new surroundings. About 19 species are common over the greater part of Europe and have been carried by man to many parts of the world (Satchell, 1967).

On agricultural land earthworms are often the most conspicuous group and may constitute from half to three quarters of the total weight of the fauna.

In soils of medium to heavy texture and where vegetation is of a type that is appetizing to them earthworms are very active in converting raw vegetable matter to humus and mixing the humus with the mineral portion of the soil.

Darwin estimated deposits of earthworms castings at rates of 7.5-18 ton per acre per year. A. C. Evans and W. J. Guild found up to 11.5 tons of castings per acre per year in pasture land, in a clay soil at Rothamsted Experimental Station (Thorp, 1967).

The earthworms not only mix mineral matter with humus at the surface, but they also carry organic matter deep into the subsoil horizons.

Sokolov (1956) and Chakanowskaya (1960) did much special research concerning the role of rainworms in soil formation and also generalized the extensive literature on the subject.

*) Professor, Soil Dept. Fac. of Agri. Ankara-Turkey

This role is many sided. Earthworms, by making traks in the soil, increase its porosity and aeration.

Sokolov (1956) and Chekonovskaya (1960) stress the positive influence of earthworms upon soil fertility. They described ways and means of artificially increasing the numbers of rainworms.

Rainworms may transform up to 5-30 ton/decar of soil per year. They enrich the soil with organic matter from litter fall, and perform a primary humification of much of the plant residues (up to 500 kg/Decar per year), as well as activating the soil microorganisms. A soil which has passed through the intestine of worms is enriched with organic matter, mobil forms of nitrogen, absorbed bases. The worms contribute to a lowering of acidity of soil solutions in acid soils; the excreta of earthworms contain calcium crystals.

Material and Methods

1. Material

The profile were examined in an abandoned football play ground. Earthworm casts were collected from the heaps on the ground and the soil samples were taken from each horizon of the profile under the earthworm casts heaps.

2. Methods

Texture	: Hydrometer method (Bouyoucos, 1951)
CaCO ₃	: With Scheibler calcimeter (Caglar, 1958)
pH	: pH meter with glass electrode (Jackson, 1958)
Organic matter	: Walkley-Black wet combustion (Jackson, 1958)
ECx	: With solubility bridge (Richards, 1954)
C.E.C.	: (Mehlich, 1948)
Total N	: (Russel, 1950)
Available P	: (Olsen, 1954)
Soluble and amonium acetate extractable K	: (Chapman, 1961).

Table - 1

The Climatological Data From Edirne Province

Months	Mean Temperature C°	Mean Precipitation mm	Mean Relative humidity	Days with snow
December	4.5	79	83	3.8
January	2.0	61	81	7.4
February	3.5	50	77	4.2
Winter	3.3	190	80	15.4
March	6.8	45	73	1.4
April	12.5	47	68	0.1
May	17.7	49	68	-
Spring	12.3	141	70	1.5
June	21.9	51	64	-
July	24.6	33	57	-
August	24.2	21	56	-
Summer	23.6	105	59	-
September	19.7	31	63	-
October	14.4	58	73	-
November	9.3	72	81	0.2
Autumn	14.5	161	72	0.2
Annual (Mean)	13.5	597	70	17.1

Brown Forest Soil Profile

Place and date of sampling: Edirne Province, Lalapasa County,
Demirköy Village, 300 m North of the
Village on an abandoned football playground
April 22, 1972

Classification	: Brown Forest Soil
Native Vegetation	: Short grasses
Climate	: Subhumid, mesothermal with warm dry summers and mild winters
Parent material	: Micashist
Physiography	: Highland plain
Relief	: Normal
Slope	: 1-2 % North-east
Erosion	: None
Drainage	: Well drained
Ground water	: Deep
Permeability	: Moderately rapid
Moisture	: Moist
Salt and alkali	: None
Stoniness	: None
Root distribution	: Plenty in upper 10 cm and few thick roots along the earthworm burrows.
Remarks	: Many earthworm burrows filled by organic matter and mineral soil mixtures. On the surface there were earthworm casts as heaps about 10-15 cm in diameter and 2,5 cm in high. Some of the casts were destroyed by the beating rain drops.

There were also some pockets richer in organic matter in the B horizon.

Profile Description

- A₁₁ 0-5 cm Light yellowish brown (10 YR 6/4) and dark brown (10 YR 4/3 moist) sandy loam, low in organic matter; strong medium granular; loose, friable, nonsticky and nonplastic; plenty of macro and meso pores; smooth and distinct boundary.
- A₁₂ 5-30 cm Yellowish brown (10 YR 5/4) and brown to dark brown (10 YR 4/3 moist) sandy loam; weak, medium, subangular blocky; hard, friable, slightly sticky and slightly plastic; plenty of macro and meso pores and earthworm burrows; surface materials with organic matter in the earthworm burrows; smooth, gradual boundary.
- B 30-55 cm Brown (7,5 YR 5/4) and dark brown (7,5 YR 4/4 moist) sandy loam; medium coarse subangular blocky; hard, friable, slightly sticky and slightly plastic; some macro and mesopores, plenty of earthworm burrows partly filled by surface soil materials and organic matter mixtures; distinct wavy boundary.
- C 55 cm + Partly weathered micashist.

Results and Discussion

On an abandoned football playground where plenty of earthworm casts existed as heaps, a pit (1,0 x 0.60 x 0.70) meters in dimensions was dug to observe the soil profile characteristics.

According to the Soil Survey Service reports, this soil belonged to the Brown Forest Great Soil Group. The profile was about 55-60 cm deep. Micashist parent rock limited the earthworm activity to the upper 0-60 cm.

The same material also limited percolation of water and helped to conserve moisture in the profile. Organic matter content was low because of overgrazing and trampling of the ground by livestock.

Solumn showed a sandy loam texture with increasing clay content down to the parent rock. There was very little CaCO_3 (% 0.52) throughout the profile. Soil reaction was neutral (pH 7.1-7.3). Cation exchange capacity was somewhat low being between 11-15 me/100 gr. Colloidal surfaces was saturated with about % 90 of $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$.

Available phosphorus content was medium and available potassium was high being 0.800-1.462 Kg P /decar and 857-1075 Kg K/decar respectively.

Thirteen earthworms were counted, most found in a depth of 30-40 cm, removed from the soil after it was taken out of the profile pit. This could be calculated as about 26 000 worms in one decar of land.

An average of 176 gr. of casts were collected from one square meter of land surface. This could be calculated as 176 kg. casts per decar.

Analytical data obtained from the analyses of the casts and the soil samples taken from the soil profile are given in Table 2.

According to the results the sand fraction in the casts was found to be 16 percent higher than that in the original surface soil and 21 percent higher than that in the average of the profile. Contrary to this, clay and silt fractions were considerably lower in the casts. In spite of this the textural classes were within the same range. The reason for the higher sand content of the casts might be due to the mechanical sieving of the clay fraction during transportation and mechanical breakdown of the casts, while handling in the containers in the laboratory.

The calcium carbonate content was found higher than that of the original surface soil and the average of the soil profile at the rate of % 94 and % 38 respectively. This shows that the casts has been enriched by CaCO_3 excreted from the calciferous glands of the worms.

The organic matter content is higher in the casts at the rate of % 57 and % 170 when compared to the original surface and the average for the profile respectively.

It is assumed that the worms have not added any new material to the soil, but it is obvious that they have facilitated the conversion of raw organic matter to humus and have been instrumental in mixing the humus with soil minerals.

The pH of the casts in 1: 2.5 soil water ratio was a little lower than that of both the surface soil and the average of three horizons. This might be due to the humic substances in the casts.

Electrical conductivities were about the same in the soil samples and the casts.

Cation exchange capacity was lower in the casts than that in the soil samples. This might be due to the lower clay content of the casts. Exchangeable bases were also found to be low in the casts related to the cation exchange capacity.

Water soluble and acetate extractable K^+ were found to be less in the casts than those in the soil samples, % 17 and % 5 respectively. The explanation of this is unknown.

Available phosphorus determined by the Olsen method was higher in the casts, at the rate of % 406 and % 173 respectively.

Total nitrogen and organic C were also higher, related to the organic matter content.

Summary

Original soil samples from a Brown Forest soil profile and earthworm casts on the surface of this soil were analysed and compared each other. It was found that the organic matter, $CaCO_3$, total nitrogen and available phosphorus contents were higher and exchangeable bases, clay fraction, available potassium contents were lower in the earthworm casts than that in the original soil samples.

Table - 2

Analysis of the original soil samples and the earthworm casts collected from the surface of the Brown forest soil

Samples		original surface soil horizon		average of the profile		earthworm casts
Sand	%	69.8	+ % 15.9	66.5	+ % 21.6	80.9
Silt	%	14.1	- % 30	18.6	- % 47.3	9.8
clay	%	16.1	- % 42	14.9	- % 57.5	9.3
Texture		SL		SL		SL
CaCO ₃	%	0.37	+ % 94	0.52	+ % 38	0.72
Organic matter	%	1.80	+ % 57	1.05	+ % 170	2.84
pH (1:2.5) water		7.10		7.30		6.75
pH (1:2.5) KCl		6.60		6.30		6.30
ECx (mmhos/cm)		0.200		0.230		0.230
C.E.C (me/100 gr)		9.05	- % 9	12.68	- % 35	8.18
Exch. Na ⁺ (me/100 gr)		1.14	- % 11.4	1.18	- % 14	1.01
" Ka ⁺ " "		0.95	- % 29	0.68	- % 1.4	0.67
" Ca+Mg " "		6.86	- % 6	10.82	- % 40	6.42
" H ⁺ " "		0.56		0		0.58
water soluble K ⁺ (me/100 gr)		0.23	- % 17	0.20	- % 5	0.19
Acetate extractable K ⁺ (me/100gr)		1.18	- % 27	0.88	- % 3	0.86
Available P (ppm)		3.20	+ %406	5.93	+ %173	16.20
Total N	%	0.091	+ % 38	0.052	+ %142	0.126
Organic C	%	0.93	+ % 50	0.59	+ %137	1.40

References

- Akalan, İ. 1973 - Trakya'da yaygın Kireçsiz Kahverengi toprakların kil mineralleri üzerinde bir araştırma-TBTAK No: 23
- Barley, K.P.- 1961- The abundance of earthworms in agricultural land and their possible significance in agriculture-Advances'in Agronomy Vo 13 p 249-268.
- Bouyoucos. G.J- 1951 A recalibration of hydrometer for making mechanical analyses of soils-Agronomy Journal 43: 9
- Chapman, H.D.- Pratt P.F.- 1961- Methods of analysis for soils, plant and water. Univ. of Calif. Division of Agricultural Science.
- Chekanovskaya. O.V. 1960- Rainworms and soil formation-Moskva-Leningrad, Izdatel'stva AN. SSSR.
- Çağlar, K.Ö.- 1958 - Toprak İlimi. Z. Baskı. A.U.Ziraat Fakültesi Yayınları.
- Graff, O. 1969 - Regenwurm-tätigkeit im Ackerboden unter verschiedenen Bedeckung-material, gemessen an der Losungsablage-Pedobiologia Bd. 9 p. 120-127.
- Jackson, M.L- 1958 - Soil Chemical analyses-Prentice Hall.
- Mehlich, A. 1948 - Pflanzenernahrung, Dung. Bodenkunde, Vol. 66 p. 429.
- Olsen, S.R. et. al- 1954 - Estimation of available phosphorus in soils by extraction with sodium bicarbonate-U.S.D.A. Cir. No:939
- Richards, L.A. 1954 - Diagnosis and improvement saline and alkali soils. U.S.D.A. Agr. Handbook No: 60
- Russel, D.A.1950-A laboratory manual for soil fertility students.
- Sokolov A.A.1956-Importance of Rainworms in Soil Formation-Alma-Ata, Izdatel'stva AN Kazakhskoi SSR.
- Thorp, J- 1967-Effects of certain animals that live in soils-Selected papers in soil formation and classification.
S.S.S.A. Special Publication No: 1

Neuere Ergebnisse der Standortkartierung im Weinbau

von

H. Zakosek *)

Die Ergebnisse, über die nachfolgend kurz berichtet wird, wurden in den hessischen Weinbaugebieten (Rheingau und Bergstraße) gewonnen. Sie sind aber - von einigen Einschränkungen abgesehen - für den ganzen mitteleuropäischen Weinbau repräsentativ.

Schwerwiegende bodenkundliche Probleme kamen im europäischen Weinbau erst mit dem Pfropfrebenanbau auf. Weinbau mit der alten, wurzelechten Europäerrebe (Viniferasorten) war einfach, weil diese eine gute Bodenverträglichkeit besitzt. Die bodenempfindlichen amerikanischen Unterlagsorten (Überwiegend Arten aus der Gattung Vitis) hingegen zwangen den Winzer zur bodenangepaßten Unterlagenauswahl. Das war bis vor wenigen Jahren noch schwer, weil einmal die spezifischen Ansprüche der einzelnen Unterlagsorten unbekannt waren und zum anderen nur vage Vorstellungen vom Aufbau und der Verbreitung der Böden in den Weinbaugebieten herrschten. Erst durch die großmaßstäbliche Bodenkartierung (Maßstab 1:2.500) und die planmäßige Anlage von Adaptionsversuchen auf den wichtigsten Böden wurde eine optimale Unterlagenauswahl möglich. Die bis dahin noch regelmäßig aufgetretenen empfindlichen Ertragsausfälle infolge falscher Unterlagenauswahl waren damit beseitigt.

Das erhöhte Qualitätsbestreben im deutschen Weinbau und die Ganzheitsbetrachtung der Rebe machten jedoch eine Weiterentwicklung der Kartierung notwendig. Aus diesem Grunde wurde auch das gesamte hessische Weinbaugebiet kleinklimatisch kartiert. Dabei wurden vor allem die Klimaelemente Temperatur, Frost, Strahlung und Bewindung erfaßt. In den durch die Boden- und Kleinklimakartierung ermittelten Wuchsräumen schließlich legten wir zahlreiche mit Riesling bestockte Testparzellen an, in denen u.a. langjährige phänologische Beobachtungen sowie quantitative und qualitative Ertragsermittlungen vorgenommen wurden.

*) Prof. Dr. H. Zakosek, Regierungsdirektor am Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9, BR Deutschland.

Die Ergebnisse der langjährigen, großmaßstäblichen Boden- und Kleinklimakartierung und der damit eng verbundenen pflanzenbaulichen Versuche fanden jetzt in einem großmaßstäblichen Kartenwerk ihren Niederschlag. Das erste Blatt wurde im Rheingau erstellt, es hat den Maßstab 1:5.000 und das Blattgebiet ist 400 ha groß. Die topographische Unterlage der Karte ist die "Deutsche Grundkarte", die die Geländegegebenheiten einschließlich Parzellen sehr genau wiedergibt. Auf dieser Unterlage sind Wuchsräume und Böden farbig und übersichtlich dargestellt. An Wuchsräumen sind solche mit "langer" (Riesling) und "kurzer Vegetationszeit" (Müller-Thurgau) sowie "weinbaulich nicht geeignete" Flächen ausgehalten. Aus der dazugehörenden Randaufstellung (Legende) sind Einzelheiten über den Aufbau und die Eigenschaften der Böden, Meliorationshinweise, Sorten- (einschließlich Unterlagen) und Anbauempfehlungen stichwortartig und übersichtlich zu ersehen.

Zusammenfassung: Für das hessische Weinbaugebiet Rheingau wurde zum ersten Male eine Weinbau-Standortkarte vorgelegt, die auf großmaßstäblicher Boden- und Kleinklimakartierung sowie auf pflanzenbaulichen Versuchen basiert. Aus der Karte und Legende sind u.a. die unterschiedliche weinbauliche Eignung der Flächen, Sorten-, Anbau- und Meliorationsempfehlungen zu entnehmen.

Summary: For the first time, a large-scaled map showing habitats of viticulture in a section of the Rheingau-District of Hesse is published. The mapping of both, soil and microclimate, as well as test vineyards were its basis. The wine-growers are enabled to gather from this map and its legend, if a vineyard is suited for viticulture, what kind of graft is promisingly combined to what vine, and what amelioration of soil is recommended.

Résumé: Pour des études de la répartition par zones de la culture de la vigne, un travail de relevé et de représentation graphique a été effectué dans la région viticole du Rheingau (Hesse) portant sur des cartes de sol et de microclimat à l'échelle grande et les résultats des essais au champ. Pour favoriser la viticulture par la carte et sa légende on peut recommander les terroirs exercés, les sortes des porte-greffes et ses clones et l'amélioration des sols.

Anthropomorphe Auftragsböden in Schleswig-Holstein

von

M. DEPPENBROCK und D. SCHROEDER *)

Anthropomorphe Böden werden im Gegensatz zu Kulturböden, die meist nur im Oberboden durch die Entstehung eines Pflughorizontes gering verändert sind, durch menschliche Eingriffe völlig neu geformt oder aufgebaut. Durch Aufbringen von Bodenmaterial entstehen Auftragsböden, durch Durchmischung vorhandener Bodenhorizonte Mischböden. Diese Arbeit befaßt sich mit Verbreitung, Eigenschaften und Gliederung anthropomorpher Auftragsböden in Schleswig-Holstein.

Das Untersuchungsgebiet liegt im Nordwesten von Schleswig-Holstein und umfaßt die Geestkerne der Inseln Sylt, Amrum und Föhr sowie den Altmoränenzug Stapelholm in der Eider- und Treeneniederung (Abb. 1).

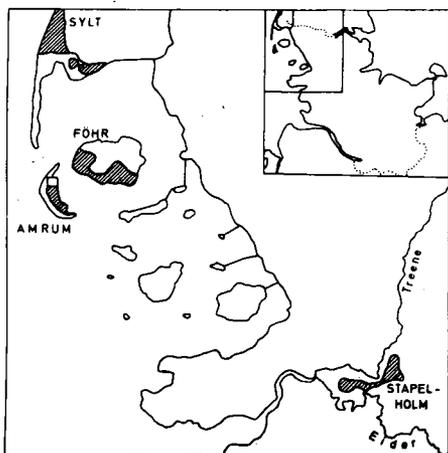


Abb. 1: Untersuchungsgebiet

*) Dipl.Ing.agr. Meinhard DEPPENBROCK, Prof.Dr.Diedrich SCHROEDER, Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde der Christian-Albrechts-Universität, 23 Kiel, Olshausenstr.40-60

Außer den bereits bekannten Auftragsböden auf Föhr (JOHANNSEN und STREME 1954) und auf Sylt (WENK) sind durch eigene Kartierungen zwei kleinere Verbreitungsgebiete auf Amrum und dem Stapelholm nachgewiesen worden.

Abb. 2 zeigt als typisches Verbreitungsbeispiel die Amrumer Auftragsböden, die bei Norddorf eine Fläche von 40 ha einnehmen. Abgesehen von kleinräumigen und durch Abtragung sowie Überformung entstandenen Mächtigkeitsschwankungen der Auftragsböden westlich des Marscheneinschnittes sind größere Mächtigkeitsabstufungen von den mächtigsten Auftragsböden unmittelbar westlich des Marscheneinschnittes bis zu den nördlich und westlich anschließenden Flächen zu erkennen, die durch schrittweise Ausweitung der Auftragsflächen oder durch unterschiedliche Intensität des Bodenauftrages entstanden sind. Eingewelter grobsandiger Dünensand ist lediglich in der westlichen Randzone des Verbreitungsgebietes enthalten.

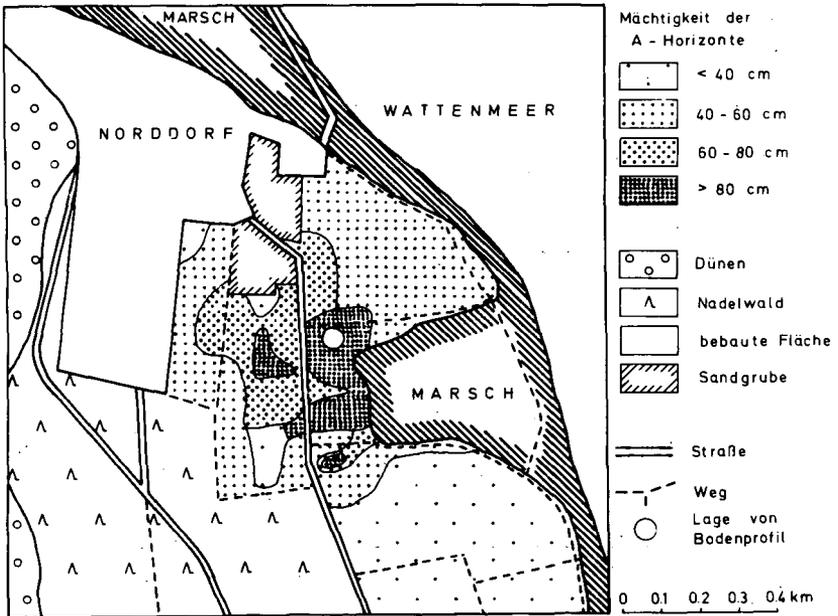


Abb. 2: Auftragsböden bei Norddorf auf Amrum

Für den B o d e n a u f t r a g wurde abweichend von den bekannten Verfahren aus Nordwestdeutschland (NIEMEIER und TASCHENMACHER 1939) und aus den Niederlanden (DOMHOF 1953) nicht nur Plaggenmaterial (Gras- und Heidesoden) von der Geest vermischt mit Stalldung, sondern in erheblichem Umfang auch Klei aus der naheliegenden Marsch verwendet. Die Böden werden daher als SODEN-PLAGGOSOLE bzw. als KLEI-PLAGGOSOLE bezeichnet (s.u.), um aus dem Hinweis auf das verwendete Auftragsmaterial Rückschlüsse auf die Eigenschaften der Auftragsböden zu ermöglichen.

Die als lehmige Sande bis sandige Lehme einzustufenden kleihaltigen Auftragsböden weisen wesentlich günstigere Standorteigenschaften auf (Bodengefüge, Wasserkapazität, Nährstoffversorgung), als sie von Auftragsböden aus Nordwestdeutschland (FASTABEND und RAUPACH 1961) bekannt sind.

Von verschiedenen B o d e n k e n n w e r t e n (Austauschkapazität, Basensättigung, pedogene Oxide, Phosphorgehalte) kommt den Gesamtphosphorgehalten ein besonderer diagnostischer und differenzierender Wert zu, da sie die Unterteilung der Auftragsböden und ihre Abgrenzung sowohl zu den Natur- und Kulturböden, als auch zu Kulturschichten (aus Plaggosolen der Archsumer Geest auf Sylt) ermöglichen (Tab. 1).

Horizont	Natur - boden	Kultur - boden	Soden - Plaggosol	Klei - Plaggosol			Kultur - schicht
	A _h	A _p	A _{an}	A _{an}	A _{an}	A _{an} (über Ku)	Ku
Anzahl	7	11	27	43	11	5	13
< 2 μ (%)	< 8	< 8	< 8	8-16	> 16	> 8	> 8
$\bar{\mu}$ < 2 μ (%)	3,7	5,1	5,3	12,1	18,4	15,1	14,4
ppm P _{lact}	77	126	130	226	237	264	270
ppm P _{ges}	435	780	757	1763	2020	2434	2566

Tab. 1: Laktatlösliche und Gesamt-Phosphorgehalte in A-Horizonten

Da in Natur- und Kulturböden auf der Geest des Untersuchungsgebietes Tongehalte von unter 8 % auftreten, können erst Tongehalte über 8 % in den A_{an} -Horizonten*) auf Kleibeimengungen zurückgeführt werden. Die niedrigsten Gehalte an ppm $P_{lact.}$ und an ppm $P_{ges.}$ entfallen auf die Naturböden, die höchsten auf die Kulturschichten, die neben Klei auch phosphorreiche Siedlungsabfälle enthalten. Bei den Plaggosolen ergibt sich eine deutliche Abhängigkeit der P-Gehalte von den steigenden Tongehalten; sie ist beim Gesamtphosphor stärker ausgeprägt als beim laktatlöslichen Phosphor. Wesentlich höhere P-Gehalte als in den Pflughorizonten der Kulturböden treten aber erst in den kleihaltigen A_{an} -Horizonten auf. Die höchsten P-Gehalte in A_{an} -Horizonten finden sich unmittelbar über phosphorreichen Kulturschichten und können zum Teil durch ihren Tongehalt und zum Teil durch eine Vermischung mit den Kulturschichten erklärt werden.

Hinsichtlich **N o m e n k l a t u r** und **G l i e d e r u n g** können die anthropomorphen Böden unterteilt werden in Auftragsböden, die man auch als "Akkusole" bezeichnen könnte, und in Mischböden, die entsprechend als "Mixosole" zu bezeichnen wären. Die Auftragsböden lassen sich weiter untergliedern in Plaggosole, die durch **f o o r t g e s e t z t e n** Bodenauftrag sowie Bearbeitung entstanden, und in Kultosole, die durch **e i n m a l i g e**, zumeist technische Maßnahmen aufgetragen wurden (Abb. 3). Abweichend von der bisherigen Bezeichnung Plaggensch (MÜCKENHAUSEN 1962) wird der Typennahme Plaggosol vorgeschlagen, ohne den flurgeographischen Begriff Esch zu verwenden, da in Schleswig-Holstein Plaggosole in Gebieten ohne Eschsiedlungen vorkommen. Dagegen haben Plaggen neben anderem Bodenmaterial in Schleswig-Holstein wie auch in Irland (CONRY 1971) Verwendung beim Bodenauftrag gefunden. Die Plaggosole können daher je nach vorherrschendem Auftragsmaterial in Soden-, Erd-, Klei- und Seesand-Plaggosole unterteilt werden.

*) Horizonte, die durch **anthropogene** Tätigkeit, insbesondere Bodenauftrag, entstanden sind

AUFTRAGSBÖDEN

(Akkusole)

<u>PLAGGOSOL</u>	<u>KULTOSOL</u>
Soden -	(Aufschiebung)
Erd -	(Aufspülung)
Klei -	
Seesand -	

Abb. 3: Gliederung der Auftragsböden

Literatur

- CONRY, M.J.: Irish Plaggen-Soils - Their distribution, origin, and properties. Journal of Soil Science 22, 401-416, 1971
- DOMHOF, J.: Stroiselwinning voor Potstallen in Verband met de Profielbouw van Heide en oude Bouwlandgronden. Boor en Spade 4, 192-204, 1953
- FASTABEND, H., und v. RAUPACH, F.: Zur Kenntnis der Plaggenböden in Nordwestdeutschland. Geol. Jb. 78, 139-172, 1961
- JOHANNSEN, H., und STREMMER, H.E.: Plaggenböden auf Föhr. Z. Pflanzenern., Düng., Bodenk. 65, 170-185, 1954
- NIEMEIER, G., und TASCHENMACHER, W.: Plaggenböden. Beiträge zu ihrer Genetik und Typologie. Westf. Forsch. 2, 29-64, 1939
- MÜCKENHAUSEN, E.: Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. Frankfurt 1962
- WENK, H.G.: Humusmächtigkeitskarte der Archsumer Geest auf Sylt. Geograph. Inst. Kiel, nicht veröffentlicht.

R u d e r a l s t a n d o r t e

von
M. Runge *)

Zu der Gruppe der anthropogenen Böden müssen auch die sogen. Ruderalböden gezählt werden. Es sind Böden aus aufgeschüttetem "anthropogenen, meist kalkreichem Gestein", die trotz ihres jungen Alters schon eine deutliche Prodifferenzierung aufweisen können.

Untersucht wurden Ruderalstandorte innerstädtischer Freiräume Westberlins, die sich aus umgelagertem Trümmerschutt des letzten Krieges entwickelten und heute eine ausdauernde Krautvegetation (Poa-Tussilagonetum) bzw. das Robinia-Gebüsch Initialstadium aufweisen.

Nach der Färbung der Matrix wurde eine Untergliederung des Bauschuttes in Mörtelschutt (M), Ziegelschutt (Z) und ein Gemisch (EMZ) aus natürlichen (E) und künstlichen Substraten (M, Z) vorgenommen:

	Feinerde		Skelett	
	Zusammen- setzung	Farbe	Zusammen- setzung	in % G.b.
Ziegelschutt	Z	rot	Z	25-65
Mörtelschutt	M	hellgrau	M+Z	20-40
EMZ	E+M	braun	M+Z	5-25

Die Ruderalschuttböden sind nicht nur aus unterschiedlichem Ausgangsgestein in cm bis dm starken Schichten aufgebaut, sondern sind auch innerhalb der Schichten außerordentlich heterogen. Trotzdem sollte untersucht werden, ob die Einteilung in M-, Z- und EMZ-Substrate zu rechtfertigen ist, welche Eigenschaften sie haben und ob sich genetische Prozesse nachweisen lassen können.

Die statistische Auswertung der Körnungsanalysen von 56 Proben aus Z, 158 Proben aus M und 66 Proben aus EMZ erbrachten folgende, auf einem Signifikanzniveau von 99,5 % gesicherten Unterschiede:

*) Institut für Ökologie - Bodenkunde - der Technischen Universität Berlin, 1 Berlin 33, Engler Allee 19-21

mS:	M > Z, EMZ
fS:	EMZ > Z
T, U, fS:	EMZ > m
T, U :	Z > M
gS:	Z > M, EMZ

Diese Unterschiede sind um so ausgeprägter, je oberflächennähere Schichten miteinander verglichen werden. Sie sind im Falle des EMZ-Substrates dadurch begründet, daß der Bauschutt durch die Beimengungen natürlicher Substrate eine feinkörnigere Komponente enthält. Bei Z und M ist diejenige Fraktion gegenüber den anderen erhöht, die als das stabile Endprodukt bei dem Zerfall der Ziegel- bzw. Mörtelbrocken betrachtet werden muß: Der Mörtelschutt zerfällt bei der Lösung und Fortfuhr der Karbonate direkt in die Sande (mS), aus denen er ehemals hergestellt wurde und der Ziegelschutt zerfällt (sehr schnell) solange in immer kleinere Teile, solange Eis- und Salzkristalle noch eine Sprengwirkung ausüben können.

Ökologisch ist das EMZ-Substrat am günstigsten zu beurteilen, da es im Gegensatz zu den beiden anderen nicht nur mit lang- und kurzfristig verfügbarem K, Ca und Mg, sondern auch mit P noch ausreichend versorgt ist. Entscheidend dürfte jedoch der Wasserhaushalt sein, dessen Untersuchung noch aussteht. Pauschal gesehen müssen die Ruderalschuttböden als trockene, mesotrophe Standorte bezeichnet werden.

Die Folgen der intensiven, max. 20 Jahre andauernden Verwitterung im Stadtklima äußern sich, neben den Körnungsunterschieden, in der Zunahme des Karbonatgehaltes mit zunehmender Bodentiefe (bis ca. 10 cm) um ca. 3-5 in % der F.e., der des pH-Wertes um ca. 0,5 Einheiten und der Abnahme des Gehaltes an organischem Kohlenstoff von ca. 4,0 auf 0,5 in % F.e.

Die Bodeneigenschaften und die sie verursachenden Prozesse gleichen jenen der Pararendzina aus Lockergestein. Daher wird vorgeschlagen, diese Ruderalschuttböden als Xero- oder Lockerpararendzina aus Mörtel- bzw. Ziegelschutt zu bezeichnen.

Rekultivierung von Moor- und Muddel-Böden

- Ein praktisches Beispiel -

von
H. Finnern *)

Im Zuge einer größeren Straßenbaumaßnahme in Schleswig-Holstein war wegen der bis zu 17 Meter mächtigen Torf- und Muddelagen vorgesehen, die Niederungsflächen durch eine Brückenkonstruktion oder durch Vollsanierung im Spülverfahren zu überqueren. Wirtschaftliche Überlegungen gaben den Ausschlag, die Vollsanierung im Spülverfahren mit dem Bodenaustausch vorzunehmen.

Zur Beweissicherung, zur Prüfung, ob der Boden für eine Aufspülung geeignet, und wie das Spülgut beschaffen, waren Bodenkartierungen, bodenphysikalische und bodenchemische Untersuchungen erforderlich.

Die Flächen liegen in einer Niederung; die Stauchmoränen im Norden und der tiefere Untergrund der Niederung sind als Randlagen der Werthe anzusprechen. Über den Sanden stehen Kalk- und Torfmudden unterschiedlicher Mächtigkeit und Konsistenz, die im Eeem entstanden, an. Darüber lagern jüngere Sande wechselnder Mächtigkeit, die von holozänen Torfen - Übergangsmoor und Hochmoor - bedeckt sind.

Der gesamte nicht tragfähige Boden mußte aus der Spülbaggergrube - etwa 3,5 ha groß - auf benachbarte Flächen, die als Grünland genutzt wurden, aufgespült werden. Für die Baumaßnahmen, speziell für Spülflächen, standen etwa 25 ha Gesamtflächen zur Verfügung, zum Bodenaustausch war mit rd. 400 000 cbm Boden gerechnet worden.

Die Bodenverhältnisse im Bereich der Spülfelder waren gekennzeichnet durch Niedermoor-, Übergangsmoor- bzw. Hochmoortorf, stark zersetzt

*) Geol. Landesamt Schleswig-Holstein, 23 Kiel, Mercatorstr. 7

und weich, teilweise von Torfmudden unterlagert und von weicher Konsistenz, zwischengeschaltet Holzlagen, humose Tone und Sandstreifen. Hohe Grundwasserstände und eine starke Verockerung kennzeichneten diesen Bereich, der zudem stellenweise eine stark zertretene Grasnarbe aufwies und ein nur mittleres bis geringwertiges Grünland darstellte. Der Befund aus über 100 Grabungen und Bohrungen bis maximal 7,50 Meter unter Flur und den bodenphysikalischen und bodenchemischen Untersuchungsergebnissen von über 100 ungestörten und gestörten Bodenproben wurde in Karten - Bodenkarte und Karte der Mächtigkeit oberflächennaher Weichschichten - niedergelegt.

Die Bodenverhältnisse im Bereich der Spülbaggerorube - d. h. das auszuspülende Bodenmaterial - war durch Tiefbohrungen zweier Bohrfirmen, im tiefsten Bereich der Rinne bis über 40 Meter unter Flur, und durch einige zusätzlich - lagemäßig genau festgelegt - in Auftrag gegebene Kernbohrungen bis 20 Meter unter Flur erkundet. Die Untersuchungen erstreckten sich auf Bodenart und Mächtigkeit, org. Substanz, pH, Pflanzennährstoffe, CaCO_3 , Kf, Wassergehalt, Substanz- und Porenvolumen, Raumgewicht und Dichte.

Aus den so gewonnenen Kenntnissen konnten Angaben zur Einrichtung der Spülfelder gemacht werden. Für die aufzuschüttenden Dämme (Neigung 1:1) - Begrenzung der Spülfelder - konnte das anstehende Bodenmaterial Verwendung finden, auch war eine zusätzliche Abdichtung gegen das Spülgut nicht erforderlich, wenn sorgfältig gearbeitet und der Boden nicht in unmittelbarer Nähe des Dammes selbst entnommen wurde, da andernfalls ein Grundbruch unterhalb des Dammfußes nicht auszuschließen war.

Hier empfiehlt sich in der Regel, für den Aufbau der die Spülfelder begrenzenden Dämme eine gesonderte und exakte Ausschreibung vorzunehmen. Da einerseits große Wassermengen, andererseits sehr schluffiges Material aufgespült wurde, war für eine geregelte Ablagerung des Spülgutes derart Sorge zu tragen, daß vom Einlauf bis zum Ablauf des Wassers bei den Mönchen ein möglichst langer Weg besteht. So wurden mehrere Einpumpstellen aufgezeigt, auch im Hinblick darauf, daß die z. T. mächtigen

organischen Ablagerungen bei Belastung - Aufspülen - zu nicht unerheblichen Setzungen neigen, die unter Abwägung verschiedener Faktoren wie Belastung, Steifeziffern des Torfes und Wassergehalt zwischen 10 und 65 cm betragen. Darüber hinaus war damit zu rechnen, daß ein nicht unerheblicher Teil des Spülgutes in den weichen und wasserreichen Untergrund verschwindet und damit nicht zu der beabsichtigten Aufhöhung der Flächen zur Verfügung stehen würde. Daher sollten vor Einrichtung eines Spülfeldes einige Pegel gesetzt werden, um einen genaueren Überblick der Aufspülung und der nachfolgenden Setzungen zu haben.

Aus den Laborwerten war zu ersehen, daß das Material für eine Aufspülung geeignet, ein Auftreten von pflanzenschädlichen Stoffen nicht zu erwarten. Das Spülgut aus der Spülbaggergrube wurde mit einem Schneidkopfbagger, einem sogenannten Cutter, auf die Spülfelder gepumpt. Da für die spätere Rekultivierung bedeutungsvoll ist, wieviel Wasser auf die Spülfelder gebracht wird - im Hinblick auf eine raschere Abtrocknung - war angeraten, beim Spülbetrieb mit einem Boden:Wasserfaktor zu arbeiten, der beim Sand bei 1:10, in den Weichschichten (Moor, Torf- und Kalkmulde) bei etwa 1:7 liegen sollte.

Die weiteren Empfehlungen betrafen den Einsatz des Schneidkopfbaggers, der zunächst in der Spülbaggergrube bis 8 Meter Tiefe ausspülen sollte. Dem lag die Erwägung zugrunde, daß es auf diese Weise möglich sein müßte, in den Spülfeldern eine oberflächennahe Bodenschicht aus sandig-schluffigem Material mit Torfkomponenten zu erhalten. Für die spätere Rekultivierung würden sich die Arbeiten insofern auch wesentlich erleichtern, wenn im gesamten Bereich der Spülfelder die oberste Bodenschicht aus etwa gleichem Bodenmaterial aufgebaut sein würde.

Die Arbeiten für das Bauvorhaben begannen 1972, der Spülvorgang war im Sommer 1973 beendet. Danach zeigte sich folgendes: Im rauen Spülbetrieb war es nicht möglich - bzw. es wurde dem nicht die geforderte Aufmerksamkeit geschenkt - die Einpumpstellen für das Spülgut mehrfach zu wechseln. Dadurch entstand einerseits eine stärkere Sortierung des abgelagerten Materials mit den feinsten Bodenbestandteilen an den Mönchen - am Auslauf - und dem Sand an den Einpumpstellen, zudem eine nicht unerhebliche Höhendifferenz in der Fläche. An den Einlaufstellen

türmten sich große Sandberge, die per LKW abgefahren wurden und für die Trasse Verwendung fanden. Zudem zeigte sich erst beim Ausspülen, daß die Mudden teilweise sehr stark verfestigt und damit schwer und mit mehr Wasser ausgespült werden konnten.

Die ersten Maßnahmen zur Rekultivierung der Spülfelder waren daher die Abfuhr des Sandes und die Einplenierung im Bereich des Einlaufes. Im tiefer gelegenen Teil der Spülfelder, wo das feinere Material zum Absatz gelangte, war die Abtrocknung der Fläche geringer, eine starke oberflächennahe Verschlammung zu erkennen und nach den ersten Entwässerungsmaßnahmen durch Anlage kleiner Gräben, das Auftreten von Schrumpfrissen zu beobachten.

Die weiteren Maßnahmen sehen zunächst die Entwässerung der tiefliegenden Bereiche, die Einebnung, Zerstörung des aufkommenden Schilfrohes und eine flache Bearbeitung vor. Nach den Ergebnissen chemischer und bodenphysikalischer Untersuchungen können Hinweise zur Düngung und Bearbeitung gemacht werden. Nach der Rekultivierung können die Flächen wieder in landwirtschaftliche Bewirtschaftung genommen werden und stellen dann einen besseren Standort für die Pflanzen dar.

LITERATUR

1. Arbeitsgem. Bodenkunde: Kartieranleitung. Anleitung und Richtlinien zur Herstellung der Bodenkarte 1:25 000
2. Auflage, Hannover 1971
2. Finnern: Bauvertragsrecht in der Praxis, Teil 1,
Werner-Verlag GmbH, Düsseldorf 1972
3. Finnern: Bauvertragsrecht in der Praxis, Teil 2,
Werner-Verlag GmbH, Düsseldorf 1973
4. Finnern, H. u. Scharafat, S.: Bodenverhältnisse und Rekultivierung von Spülfeldern ..., GLA S.-H., Kiel 1972
(unveröff.)

Bericht über die Kartierung der Hanglabilität in der
Alpenregion des Landkreises Miesbach *)

von
W. Grottenthaler **)

Auf einem Großteil der Fläche des Bayerischen Alpenraumes befinden sich die Böden und Schuttdecken nur unter dichter Waldbestockung in einem mehr oder weniger labilen Gleichgewicht. Das schützende Vegetationskleid kann durch unpflegliche Formen der Alm- und Forstwirtschaft sowie durch große Schalenwilddichten so geschwächt werden, daß Hangabtragsvorgänge weit über das natürliche Ausmaß hinaus gefördert werden.

In der gesamten Alpenregion des Landkreises Miesbach wurde mit einer Gefährdungskartierung aufgezeigt, auf welchen Flächen durch bestimmte Formen des Hangabtrags Schaden entstehen kann. Die Aufnahme im Maßstab 1 : 25 000 ist eine Gemeinschaftsarbeit von Prof. W. Laatsch (Leiter der Arbeitsgruppe), H. Dalhäuser, K. Först und W. Grottenthaler. In den Erläuterungen zur Karte werden für die labilen Hänge Wirtschafts- und Sanierungsmaßnahmen vorgeschlagen, die den Boden weitgehend schützen.

Grade der Hanglabilität sind durch Flächenfarben gekennzeichnet:
Stufe 1 (grün) = stabile Flächen. In der Regel sind keine Schäden zu erwarten; Grünland- oder Waldwirtschaft ist möglich.
Stufe 2 (gelb) = mäßig labile Flächen. Es können leichte bis mittlere Schäden auftreten; Grünlandwirtschaft ist nur bedingt möglich, Waldbestockung empfehlenswert. Jede unpflegliche Maßnahme (wie z. B. der Kahlschlag) muß vermieden werden.

*) Kurzfassung der Arbeit von W. LAATSCH u. W. GROTTENTHALER: Labilität und Sanierung der Hänge in der Alpenregion des Landkreises Miesbach, mit einer Karte im Maßstab 1 : 25 000, Herausg. Bayer. Staatsministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten, München 1973

**) Inst. f. Bodenkunde d. Forstl. Forschungsanstalt, 8 München 40, Amalienstr. 52, jetzt: Bayer. Geol. Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28

Stufe 3 (rot) = sehr labile Flächen. Da mit schwersten Schäden gerechnet werden muß, ist eine dauernde schutzwirksame Waldbestockung erforderlich, um das labile Gleichgewicht einigermaßen zu erhalten.

Buchstabensymbole auf den Flächen der Stufen 2 und 3 weisen darauf hin, in welcher Form die Gefahr der Bodenzerstörung vorliegt. Folgende Formen des Massenverlustes wurden ausgeschieden: Gleit-schneescurf (= G), d. i. Erosion durch langsam gleitende Schneedecken; Bodenlawinenschurf (= L), d. i. Erosion durch Lawinen, die auf dem Boden abgleiten; Humusschwund (= H), d. i. Abnahme des Humusvorrates flachgründiger Rendzinen nach Verlust der Waldbestockung; Narbenversatz (= N), d. i. Durchtreten und talseitiges Abschieben der Grasnarbe durch Weidevieh; Rutsch (= R), d. i. schnelles Abgleiten von Hangteilen auf einer Gleitfläche; Tiefenerosion (= T), d. i. tiefgreifende Wassererosion (oft mit Erd-rutschen kombiniert). Als Folge des Massenabtrages können talwärts gelegene Flächen durch verstärkte Massenzufuhr gefährdet sein, in Form von Steinschlag (= S) oder Überschüttung (= Ü) mit Geröll durch Wildbäche und Lawinen. Zu einer weiteren Labilitätsgruppe gehören Flächen, die zwar selbst stabil sind, jedoch als Wassereinzugsgebiete (= E) oder Abrißgebiete von Oberlawinen (= L) talwärts liegende Flächen gefährden. Schließlich weist die Karte mit dem Buchstaben F noch Felswände u. a. unproduktive Flächen aus. Spezielle Wasserhaushaltszeichen dienen zur weiteren Standortskarakteristik.

Zur Silikatverwitterung sowie Entstehung und Umwandlung von Ton-
mineralen in Lössböden

von

A. Bronger, E. Kalk und D. Schroeder *)

Zur Aufklärung der bei der Silikatverwitterung sowie bei der Entstehung und Umwandlung von Tonmineralen in Lössböden wirksamen Bildungsmechanismen - frostmechanische Grobtonbildung ($2 - 0,6 \mu$) und/oder pedochemische Tonbildung ($0,6 - 0,2 \mu$ und besonders $< 0,2 \mu$) - dienten acht ausgewählte Lössböden aus dem Karpathenbecken: vier rezente Böden - ein primär carbonathaltiger Tschernosem, ein Braunerde-Tschernosem und zwei Braunerden (ohne Tonverlagerung) - sowie vier fossile Böden - ein jungwürmzeitlicher Syrosem, ein altwürmzeitlicher degradiertes Tschernosem, eine letztinterglaziale Braunerde und ein mittelpleistozäner rubefizierter erdiger Braunlehm. Untersucht wurden jeweils die drei Schluff-Fraktionen $2 - 6,3 \mu$, $6,3 - 20 \mu$ und $20 - 63 \mu$ phasen- und polarisationsoptisch sowie röntgenographisch, wenn notwendig auch die Fraktionen $63 - 100 \mu$ und $100 - 200 \mu$. Der Tonmineralbestand der drei Fraktionen $2 - 0,6 \mu$, $0,6 - 0,2 \mu$ und $< 0,2 \mu$ wurde nach ihrer quantitativen Gewinnung röntgenographisch ermittelt (5, 6). Dabei interessierte vor allem auch die Frage, in welchem Ausmaß Phyllosilikate und Feldspäte $> 2 \mu$ zur Tonmineralbildung beitragen. Die oben genannten Böden wurden aus einer großen Anzahl rezenter und fossiler Böden ausgewählt, da sie nach mehreren Kriterien eine sedimentäre Homogenität erwarten ließen (3, 4). Die Ergebnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

*) Dr. A. BRONGER, Geographisches Institut, Dr. E. KALK und Prof. Dr. D. SCHROEDER, Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde der Christian-Albrechts-Universität, 23 Kiel, Olshausenstr. 40-60

1. In keinem der acht untersuchten Böden konnte eine nennenswerte frostmechanische Verschiebung der Mineralarten-Korngrößenspektren in den Schluff-Fraktionen, vor allem keine Grobtonbildung durch kryoklastischen Zerfall nachgewiesen werden, auch nicht im jungwürmzeitlichen, syndimentär entstandenen Syrosem. Dabei müßten gerade hier die klimatischen Bedingungen, vor allem häufiger Frostwechsel, für eine frostmechanische Grobtonbildung, wie sie aus NW-Mitteleuropa bekannt wurde (8, 9), besonders günstig gewesen sein. Lediglich in der rezenten Schwarzerde von Stillfried könnte die beträchtliche Abnahme des Grobschluffs vom C- zum A-Horizont, die deutlich die Zunahme des Gesamttongehaltes übertrifft, auf eine Beteiligung der Frostverwitterung deuten, zumal die Anteile des Fein- und Mittelschluffs ansteigen. Eine solche frostmechanisch erklärbare Korngrößenverschiebung fast ausschließlich innerhalb der Schluff-Fraktionen ist aber schon seit langem bekannt (s. u.a. 1).
2. Für den Mechanismus der pedochemischen Entstehung und Umwandlung der Tonminerale spielt die Verwitterung und Umwandlung der Phyllosilikate $> 2 \mu$ mengenmäßig eine dominierende Rolle (s.a. 7, 8, 9, 10). Sie kommen allerdings auch meistens häufiger vor als die Feldspäte. Prozentual nehmen die Phyllosilikate im allgemeinen etwa 1,3 - 2 mal so stark ab wie die Feldspäte, unabhängig vom Bodentyp bzw. von der Verwitterungsintensität (vgl. Abb. 2-4, 6-8); in einem Fall der rezenten Schwarzerde ist die Abnahme der Feldspäte prozentual gleich groß, absolut genommen höher als die der Glimmer (Abb. 1). Ein Einfluß der Korngröße, speziell eines größeren oder kleineren bzw. fehlenden Sandanteils auf das Ausmaß der Feldspatverwitterung (7) ließ sich bei unseren Untersuchungen nicht feststellen. - Immerhin beträgt die Abnahme der Feldspäte in der letztinterglazialen Braunerde gut 30 % und ist damit deutlich höher als in den rezenten Braunerden; im mittelpleistozänen, rubefizierten, erdigen Braunlehm beträgt sie gut 40 % gegenüber der Abnahme der Phyllosilikate von 45 % in der Braunerde bzw. 75 % im erdigen Braunlehm (Abb. 3, 4, 7, 8).

3. Bei der pedochemischen Entstehung und Umwandlung der Tonminerale entfällt der weitaus größte Teil auf die Bildung von Illiten mit ca. 25 - 40 % und besonders von Montmorilloniten mit ca. 50 - 60 % (vgl. Abb. 1-4, 6-8). Geht man von der Annahme aus, daß sich die Illite aus den Phyllosilikaten bilden und berücksichtigt man, daß der Abbau der Phyllosilikate stets $\frac{1}{2}$ deutlich geringer ist als die Zunahme der Illite und Montmorillonite, so muß gefolgert werden, daß ein nicht geringer Teil der Montmorillonite Neubildungen aus den Zerfallprodukten der Feldspäte darstellen. Ein anderer Teil der Montmorillonite - aber meistens nicht der größere - muß aus den Verwitterungsprodukten der Glimmer, wahrscheinlich als Umwandlung über das Illitstadium entstanden sein.
4. Gegenüber den Montmorilloniten und Illiten treten die übrigen Minerale bei der pedochemischen Tonmineralbildung und -umwandlung stark zurück. Das gilt auch für die Vermiculite, die lediglich in der Grob- und Mitteltonfraktion (2 - 0,6 bzw. 0,6 - 0,2 μ) auftreten, nicht mehr dagegen in der (mengenmäßig stets dominierenden) Feintonfraktion. Daraus und aus früheren Untersuchungen an ca. 20 weiteren fossilen Lössböden (3, 4), wo bei nahezu der Hälfte der Paläoböden überhaupt keine Vermiculite zu finden waren (s. auch Abb. 6, 7), muß gefolgert werden, daß Illite (vielfach < 0,2 μ) und Vermiculite (immer > 0,2 μ) nicht stets nacheinander, sondern nebeneinander im Boden entstehen.
5. In keinem der hier untersuchten Lössböden ließ sich eine weitergehende Mineralumwandlung zum Bodenchlorit feststellen, auch nicht im besonders intensiv verwitterten mittelpleistozänen rubefizierten Braunlehm.

Literatur

1. ARNAUD, R.J., and WHITESIDE, E.P.: Physical breakdown in relation to soil development. J. Soil Sci. 14, 267-281, 1963
2. BRONGER, A.: Zur Mikromorphogenese und zum Tonmineralbestand quartärer Lössböden in Südbaden. Geoderma 2, 281-320, 1969/70
3. BRONGER, A.: Zur Mikromorphologie und zum Tonmineralbestand von Böden ungarischer Lössprofile. Eiszeitalter u. Gegenwart 21, 122-144, 1970
4. BRONGER, A.: Zur Genese und Verwitterungsintensität fossiler Lössböden in Jugoslawien. Paleopedology, Origin, Nature and Dating of Paleosols, Symposium Amsterdam 271-281, 1971
5. BRONGER, A., GRAF von REICHENBACH, H., und SCHROEDER, D.: Über den Tonmineralbestand des Lössprofils von Heitersheim, Südbaden. Z. Pflanzenern., Düng., Bodenkd. 113, 193-203, 1966
6. DÜMLER, H., und SCHROEDER, D.: Zur qualitativen und quantitativen röntgenographischen Bestimmung von Dreischicht-Tonmineralen in Böden. Z. Pflanzenern., Düng., Bodenkd. 109, 35-47, 1965
7. GEBHARDT, H.: Bilanzanalytische Untersuchungen zur Silikatverwitterung und zum Stofftransport in feuchten und nassen Holozänböden aus Löss mit besonderer Berücksichtigung der Feldspatverwitterung. Diss. Göttingen 1964
8. ROHDENBURG, H., und MEYER, B.: Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lössprofilen. Mitt. DBG 5, 1-137, 1966
9. SCHEFFER, F., MEYER, B., und GEBHARDT, H.: Pechochemische und kryoklastische Verlehmung (Tonbildung) in Böden aus kalkreichen Lockersedimenten (Beispiel Löss). Z. Pflanzenern., Düng., Bodenkd. 114, 77-89, 1966
10. SCHROEDER, D.: Untersuchungen über Verwitterung und Bodenbildung an Lössprofilen. Habilitationsschrift Hannover 1954

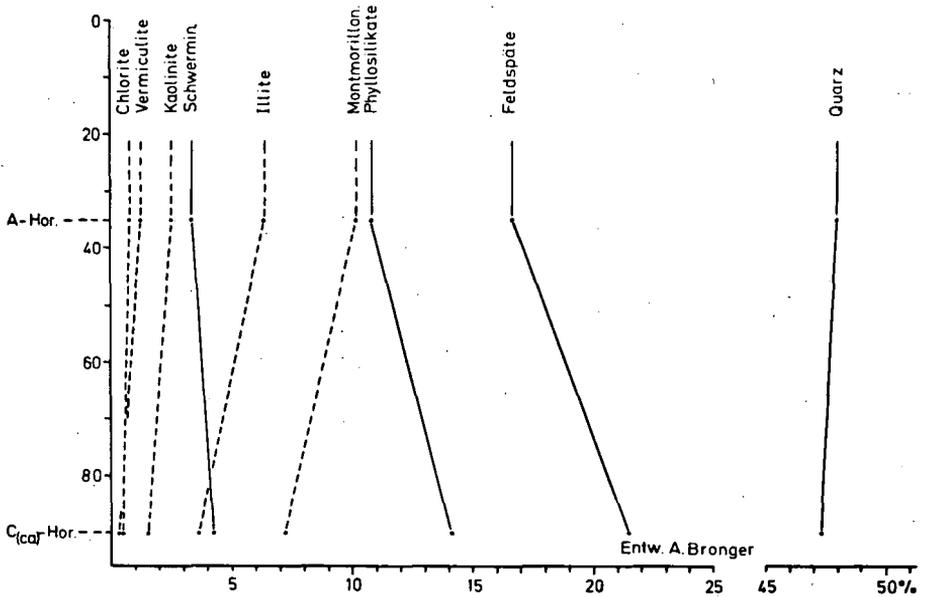


Abb. 1 Mineralzusammensetzung des rezenten Tschernozems von Stillfried

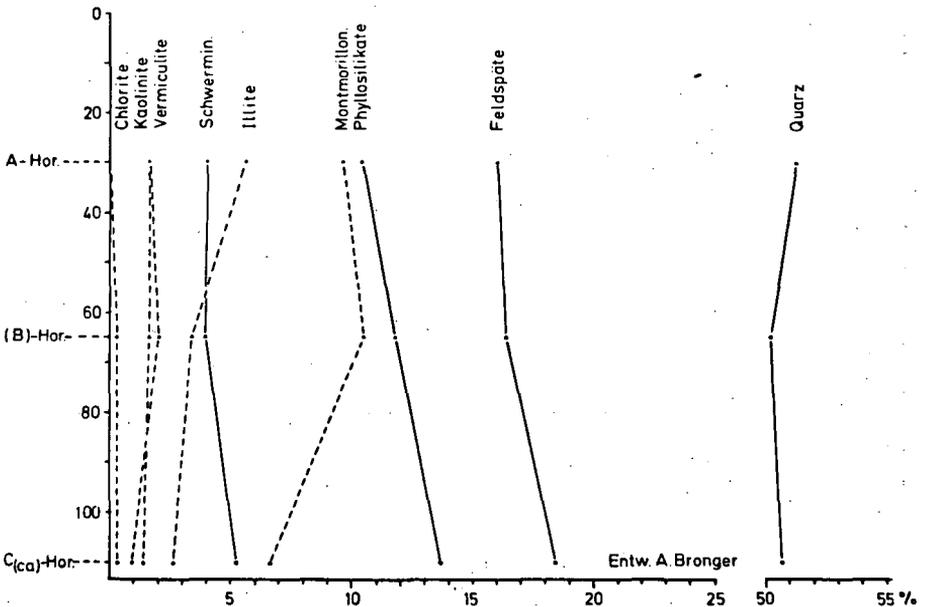


Abb. 2 Mineralzusammensetzung des rezenten Braunerde-Tschernozems von Tapiosüly

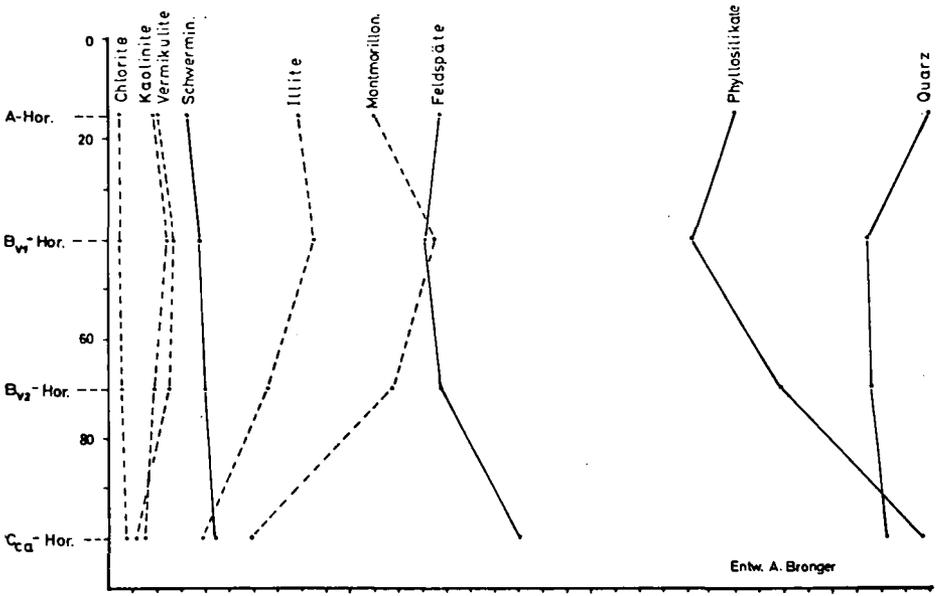


Abb.3 Mineralzusammensetzung der rezenten Löß-Braunerde von Somogyvár

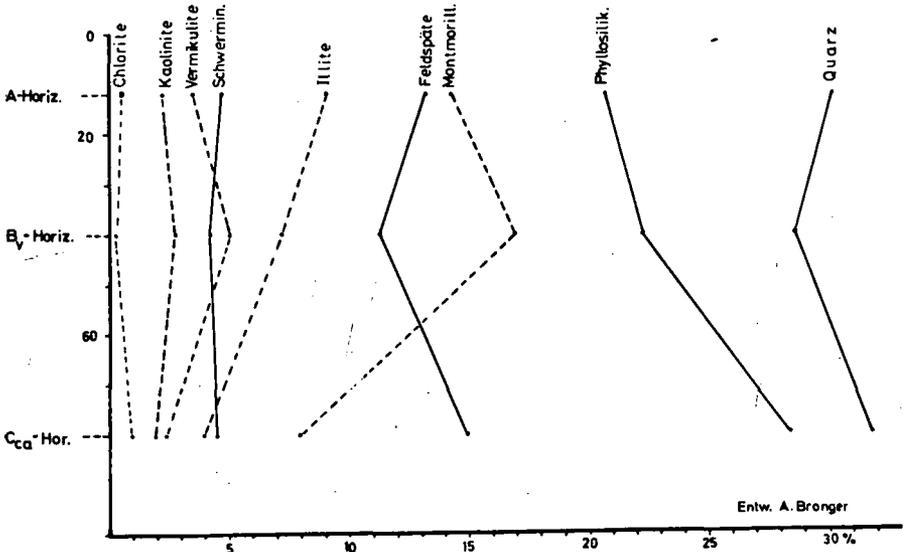


Abb.4 Mineralzusammensetzung der rezenten Löß-Braunerde von Banovo Brdo

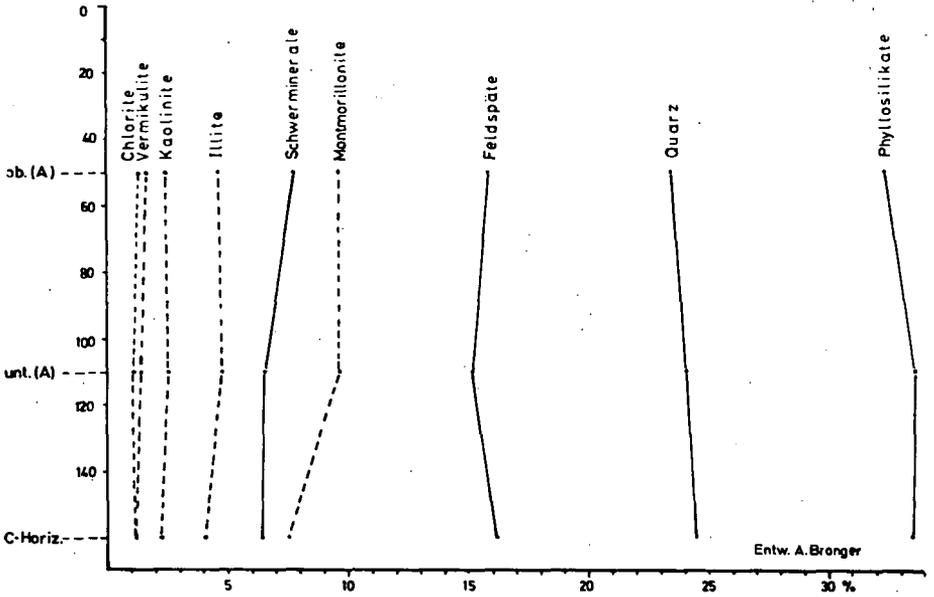


Abb. 5 Mineralzusammensetzung des fossilen Löss-Syrosems ("F₁") von Erdut

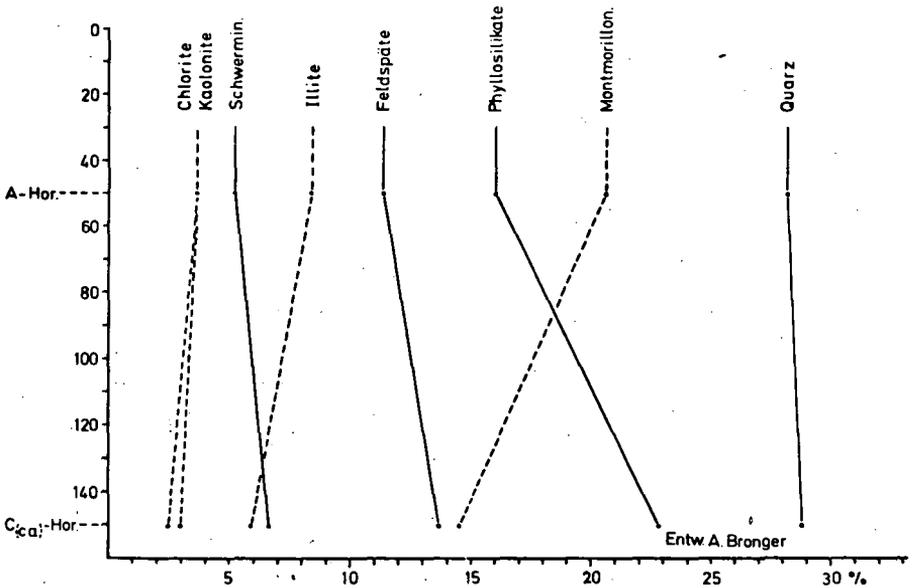


Abb. 6 Mineralzusammensetzung des degradierten Tschernosems ("F₄") von Stari Slankamen

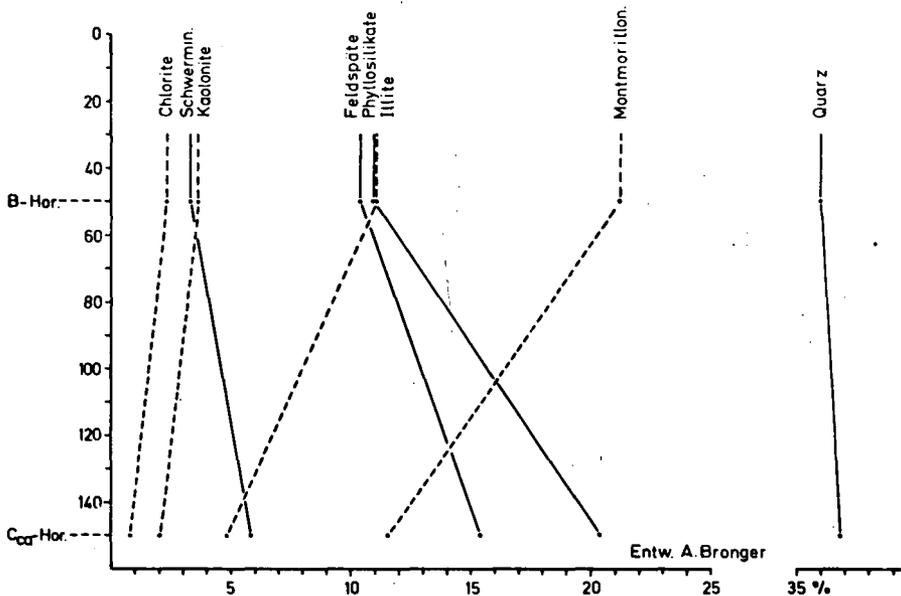


Abb. 7 Mineralzusammensetzung der Braunerde ("F₅") von Stari Slankamen

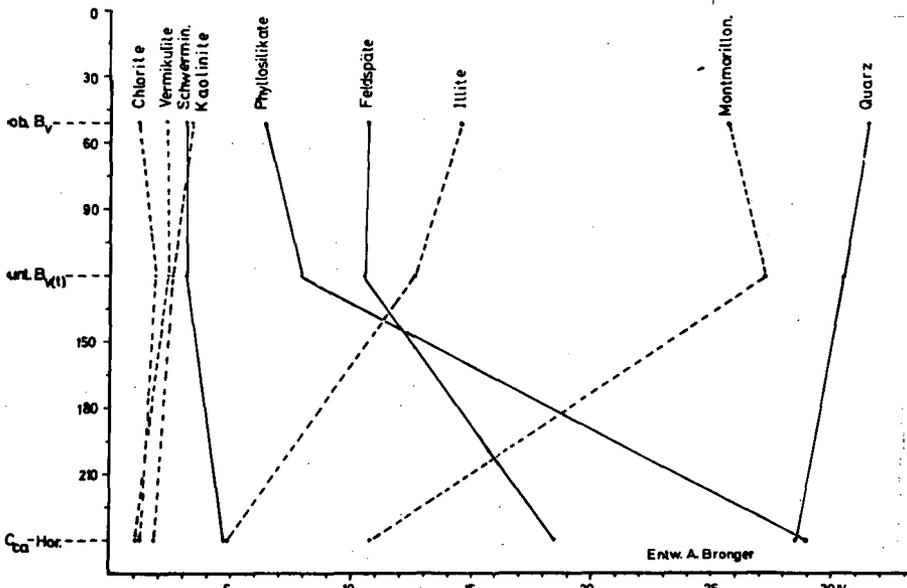


Abb. 8 Mineralzusammensetzung des fossilen Löß-Braunlehms (F₆) von Stari Slankamen

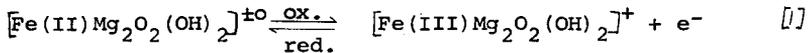
Mechanismen des Ladungsausgleiches bei Oxydation und Reduktion

oktaedrischen Eisens in biotitischen Vermiculiten

von
J. Veith*) und M. L. Jackson

Zusammenfassung

Oxydation und Reduktion sind bodenkundlich bedeutsam, da u.a. Vermiculite teilweise aus Biotiten entstehen, wobei das oktaedrische Fe(II) zu Fe(III) übergeht:



Bei der Oxydation bzw. Reduktion von Eisen nimmt die Gitterladung pro Fe um je eine Einheit zu bzw. ab (Gl. 1). Die Frage, wie der Ladungsausgleich bei der Oxydation bzw. Reduktion von strukturellem Fe erfolgt, wird in der Literatur noch immer widersprüchlich behandelt. Gruner (1934) nahm an, daß bei der Fe-Oxydation die Schichtladung und somit die Austauschkapazität (AK) abnimmt und bei einer Reduktion die Schichtladung größer wird. Gruners Hypothese wurde von Ismail (1969, 1970) sowie von Barshad und Kishk (1970) unterstützt, da sich bei ihren Red-Ox-Versuchen die AK signifikant änderte. Dem widersprachen Newman und Brown (1966), Raman und Jackson (1966), Roth et al. (1968, 1969), Farmer et al. (1971) und Robert (1971), die zeigten, daß die Abnahme der Schichtladung bei trioktaedrischem Glimmer immer kleiner war, als die Oxydation des strukturellen Fe erwarten ließ. Farmer et al. (1970) zeigten bei der Fe-Oxydation eine qualitative Freisetzung von Fe und eine Schwächung der OH-Bande, was durch Gilkes et al. (1972) bestätigt wurde.

In dieser Arbeit geht es um den Mechanismus und um den quantitativen Ladungsausgleich bei der Oxydation bzw. Reduktion von oktaedrischem Fe.

Material und Methoden

Es wurden ein Biotit (Herkunft unbekannt) und drei Vermiculite (aus Wisconsin, Montana und Südafrika) der Fraktion kleiner 20 μ verwendet.

*) Dr. J. Veith, Institut für Bodenkunde der Technischen Universität, 1 Berlin 33, Englerallee 19-21

Bei den vier biotitischen Proben wurde das Zwischenschichtkalium größtenteils durch eine mehrfache Behandlung mit Na-Tetraphenylborat bzw. NaCl durch Na ersetzt. Danach wurden alle 4 Proben folgenden Red-Ox-Behandlungen unterzogen:

- a) Reduktion mit $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$ in Anwesenheit von Citrat und Bicarbonat bei pH 7,5 - 8,0 und ca. 80°C . Nach mehrfachem Wiederholen der $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$ -Behandlung wurde von jeder Probe 1/3 getrennt gehalten und die übrigen 2/3 nach b) behandelt.
- b) Oxydation mit 30 % H_2O_2 in Anwesenheit von n NaOAc bei pH 6,5. Nach mehrfacher H_2O_2 -Behandlung wurde von jeder Probe 1/2 getrennt gehalten und die übrige Hälfte einer erneuten
- c) Oxydation unterzogen.

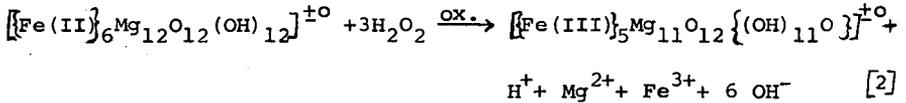
Schließlich lagen alle 4 biotitischen Proben in den vier verschiedenen Zuständen vor: unbehandelt, ox(ydiert), ox-red(uziert) und ox-red-ox.

Anschließend wurden alle Proben je 3mal in n NaOAc (pH 6,5) 1 Std. geschüttelt und danach 2malig mit 0,01 n NaOAc (pH 6,5) gewaschen. Nach dem Zentrifugieren, Wägen und Trocknen bei Raumtemperatur wurde zurückgewogen und aus der Gewichts-differenz das freie Na (< 1 % der AK) bestimmt. Von allen getrockneten Proben wurden 50 mg (mit Parallelen) in HF gelöst und anschließend Na, K (Na + K = Schichtladung bei pH 6,5), Mg, Fe und Al mittels Atomabsorption bestimmt. Daneben wurde Fe(II) nach Wilson (1960) bestimmt.

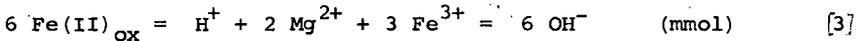
Ergebnisse

Tab. 1 zeigt, daß weder die Oxydation noch Reduktion des oktaedrischen Eisens die Schichtladung signifikant verändert.

Da sich bei den Red-Ox-Behandlungen auch in der Tetraederschicht nichts änderte, wird ein Ladungsausgleich innerhalb der Oktaederschicht erwartet, und zwar bei der Oxydation von strukturellem Fe(II) durch Freisetzung äquivalenter Mengen an Protonen, die von den OH-Gruppen stammen und/oder durch Ausstoß von Metallkationen:



In Gl. [2] wurden 6 Fe(II) durch 3 H₂O₂ oxydiert, wodurch 6 positive Überschlußladungen entstanden, die in Form von H⁺+Mg²⁺+Fe³⁺ ausgeschieden wurden und durch die 6 OH⁻, die aus 3 H₂O₂ entstanden, die Elektroneutralität in der Lösungsphase wiederhergestellt wurde:

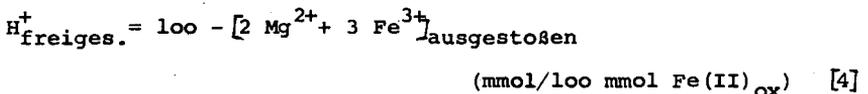


Die sich äquivalent bildende OH⁻-Menge kann mit zur quantitativen Bestimmung der Variablen Mg²⁺ und H⁺+Fe³⁺ herangezogen werden, da dies zur Ermittlung der Verhältnisse der freigesetzten Kationen von Interesse ist.

Findet eine Oxydation im pH-Bereich zwischen 6,4 und 7,3 statt, dann neutralisieren sich H⁺+OH⁻ zu H₂O und Fe³⁺+3 OH⁻ zu Fe₂O₃ · xH₂O + (3-x)H₂O fast vollständig. Das ausgestoßene Mg²⁺ und die äquivalente Menge an OH⁻ (2 OH⁻/Mg²⁺) bleibt dagegen dissoziiert in Lösung unter Anstieg des pH-Wertes.

Abb. 1 zeigt drei verschiedene Fe(II)-haltige, biotitische Proben, von denen je 50 mg in 33 ml H₂O suspendiert und auf genau pH 6,5 eingestellt waren. Danach wurden 2 ml 30 %iges H₂O₂, das mit NaOH auf genau pH 6,5 eingestellt worden war, in die Suspension gegeben. Dabei blieb durch die Zugabe des H₂O₂ das pH selbst unverändert. Im Falle des Na-Vermiculits (WI) blieb das pH auch nach einer Reaktionszeit von 50 min unverändert, dagegen nicht bei den übrigen zwei Proben, bei denen das pH mit der Zeit anstieg und auf eine Mg²⁺-Freisetzung aus dem Oktaeder hinwies.

Das durch die H₂O₂-Behandlung oxydierte Fe(II) wurde analytisch bestimmt und entspricht, wie in Gl. [2] und [3] angenommen wurde, der aus H₂O₂ gebildeten Menge an OH⁻. Bezieht man nun die ausgestoßene Menge an H⁺, Mg²⁺ und Fe³⁺ auf 100 mmol oxydiertes Fe(II), dann verändert sich Gl. [3], nach H⁺ aufgelöst zu:

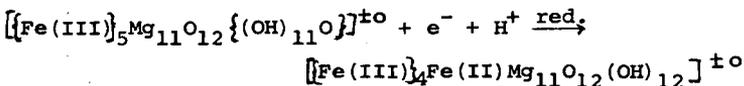


Die Variablen Mg^{2+} bzw. Fe^{3+} lassen sich einfach bestimmen, und zwar Mg^{2+} aus der Rücktitration auf das Ausgangs-pH von 6,5 sowie aus der Gesamtanalyse vor und nach der H_2O_2 -Behandlung; Fe^{3+} aus der Gesamtanalyse vor der H_2O_2 -Behandlung und nach der H_2O_2 -mit anschließender $Na_2S_2O_4$ -Behandlung ($Na_2S_2O_4$ in n NaCl, um den Fe-Niederschlag zu beseitigen).

Tab. 2 zeigt die Zahlenergebnisse: Die unabhängigen Mg-Messungen (Spalten III und IV) stimmen gut überein und deuten auf eine befriedigende Reproduzierbarkeit der Daten hin. Es zeigt sich, daß in allen Fällen die Ladungsänderung durch die Oxydation von strukturellem Fe(II) überwiegend durch die Freisetzung von Protonen (Spalte VI) der oktaedrischen OH-Gruppen und in geringerem Maße durch den Ausstoß oktaedrischer Metallkationen (Spalten III und V) kompensiert wird. Weiterhin ist erkennbar, daß der Ausstoß an Metallkationen vom Grad der Vermiculitisierung abhängt und daher vom Na-Biotit zum Na-Vermiculit (SA) abnimmt. Parallel dazu nimmt auch die Umkehrbarkeit (Reversibilität) der Red-Ox-Reaktionen zu (Spalte VII). Gleichzeitig nimmt jedoch die Reduzierbarkeit des oxydierten, oktaedrischen Fe(III) ab (Spalten II und VIII), da das Fe(III) (überwiegend im Vermiculit) im Gitter thermodynamisch stabiler zu sein scheint als das Fe(II), das sich überwiegend im Biotit befindet.

Schlußfolgerung

1. Die Schichtladung bleibt unbeeinflusst durch die Oxydation oder Reduktion von strukturellem Fe.
2. Bei Fe-Oxydation und -Reduktion erfolgt der Ladungsausgleich innerhalb des Oktaeders, und zwar
 - a) bei der Oxydation durch Diffusion von H^+ , Mg^{2+} und Fe(III)
(Gl. 2)
 - b) bei der Reduktion erfolgt der Ladungsausgleich durch Aufnahme von Protonen unter Abnahme der Reduzierbarkeit von Fe(III).



Literatur

- Barshad, I. und Kishk, F.M.: Factors affecting potassium fixation and cation exchange capacities of soil vermiculite clays: Clays and Clay Minerals 18, 127-137 (1970).
- Farmer, V.C., Russell, J.D., McHardy, W.J., Newman, A.C.D., Ahlrichs, J.L. und Rimsaite, J.Y.H.: Evidence for loss of protons and octahedral iron from oxidized biotites and vermiculites: Miner. Mag. 38, 121-137 (1971).
- Gilkes, R.J., Young, R.C., Quirk, J.P.: Oxidation of ferrous iron in biotite: Nature Physical Sci. 236, 89-91 (1972).
- Gruner, J.W.: The structures of vermiculites and their collapse by dehydration: Am. Mineralogist 19, 557-575 (1934).
- Ismail, F.T.: Role of ferrous iron oxidation in the alteration of biotite and its effect on the type of clay minerals formed in soils of arid and humid regions: Am. Mineralogist 54, 1460-1466 (1969).
- Ismail, F.T.: Oxidation-reduction mechanism of octahedral iron in mica type structures: Soil Sci. 110, 167-171 (1970).
- Newman, A.C.D. und Brown, G.: Chemical changes during the alteration of micas: Clay Minerals 6, 297-310 (1966).
- Raman, K.V. und Jackson, M.L.: Layer charge relations in clay minerals of micaceous soils and sediments: Clays and Clay Minerals 14, 53-68 (1966).
- Robert, M.: Étude expérimentale de l'évolution des micas: Ann. Agron. 22, 43-93 (1971).

Roth, C.B., Jackson, M.L., Lotse, E.G. und Syers, J.K.:
Ferrous-ferric ratio and CEC changes on deferra-
tion of weathered micaceous vermiculite: Israel
J. Chem. 6, 261-273 (1968).

Roth, C.B., Jackson, M.L. und Syers, J.K.: Deferration effect
on structural ferrous-ferric iron ratio and CEC
of vermiculites and soils: Clays and Clay Minerals
17, 253-264 (1969).

Wilson, A.D.: The micro-determination of ferrous iron in sili-
cate minerals by volumetric and colorimetric
methods: Analyst 85, 823-827 (1960).

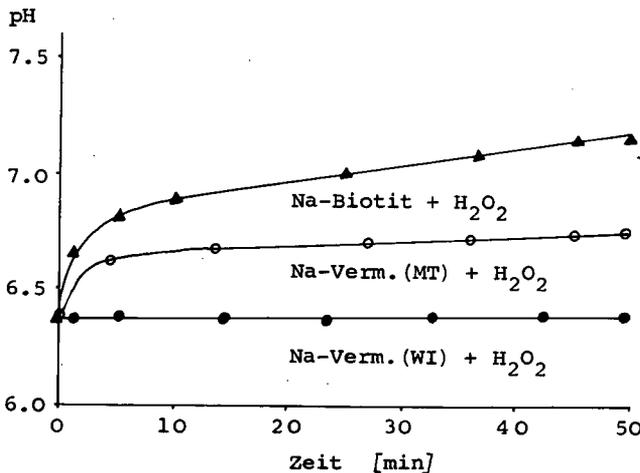


Abb. 1: Funktion zwischen pH und Zeit nach Zugabe
von H₂O₂ zu Fe(II)-haltigen Proben

Probe	Behandlung	Schicht- ladung (bei pH 6,5)	mmol/100 g	
			$\Delta Fe(II)^{1)}$	$\Delta Fe(III)^{1)}$
Na-Biotit	unbehandelt	168	-	-
	<u>red.</u>	167	10	-
	<u>red-ox</u>	167	-	92
	<u>red-ox-red</u>	164	71	-
Na-Verm. (WI)	unbehandelt	142	-	-
	<u>red</u>	145	62	-
	<u>red-ox</u>	143	-	57
	<u>red-ox-red</u>	142	42	-
Na-Verm. (MT)	unbehandelt	155	-	-
	<u>red</u>	159	27	-
	<u>red-ox</u>	155	-	28
	<u>red-ox-red</u>	153	32	-
Na-Verm. (SA)	unbehandelt	163	-	-
	<u>red</u>	165	9	-
	<u>red-ox</u>	155	-	7
	<u>red-ox-red</u>	161	6	-

1) Δ = Veränderung durch die Reduktions- bzw. Oxydations-
behandlung

Tab. 1: Daten von unbehandelten und red-ox-behandelten
biotitischen Vermiculiten

Probe	Fe(II) oxydiert		2 Mg ²⁺ ausgestoßen		3 Fe ³⁺ H ⁺		Fe(II) ⇌ Fe(III) Umkehrbarkeit	
	$\frac{\text{mmol}}{100 \text{ g}}$	%	mmol/100	mmol	Fe(II)	oxydiert	%	$\frac{\text{mmol}}{100 \text{ g}}$
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Na-Biotit	92	39	22 ¹⁾	23 ²⁾	9 ²⁾	69	69	54
Na-Verm. (WI)	57	16	0	2	63 ³⁾	?	?	?
Na-Verm. (MT)	28	22	20	18	0	80	80	23
Na-Verm. (SA)	7	11	0	n.b.	0	100	100	7

1) über Rücktitration, 2) aus Gesamtanalyse, 3) Probe enthält noch freies Fe₂O₃ · xH₂O

Tab. 2: Oxydation von strukturellem Fe(II) und Ausstoß äquivalenter Mengen an Mg²⁺, Fe³⁺ und H⁺

K-Ca-Austauscheigenschaften von Tonen aus Lössen und ihre Bedeutung für
Tonmineralumwandlungen

von
E. A. Niederbudde *)

Da man mit Röntgenbeugungsanalysen allein bekanntlich Mineralumwandlungen geringen Ausmaßes, wie sie in holozänen Lössboden zu erwarten sind, nicht zweifelsfrei ermitteln kann, wurden K-Ca-Austauscheigenschaften zur Deutung des genannten Problems bewertet. Es wurde versucht, die K-Ca-Austauscheigenschaften der Tone so zu ermitteln, wie sie in der Natur auch tatsächlich wirksam sind.

Nach dem "Ratio Law" (Schofield 1947) bleibt der Bereich der Kationen in der diffusiblen Doppelschicht praktisch unverändert, selbst wenn die Zusammensetzung der Bodenlösung in bestimmten Konzentrationsgrenzen verändert wird. Voraussetzung ist, daß das Massenwirkungsgesetz Anwendung findet. Unter diesen Bedingungen ist das Verhältnis der Aktivitäten von zwei Ionen in einer Bodenlösung proportional der Differenz ihrer chemischen Potentiale am Austauscher. Durch Bodenbildung bedingte Veränderung der Austauscher müßten sich durch Variation des Selektivitätskoeffizienten beim K-Ca-Austausch zu erkennen geben.

Es wurden zwei Gaponkoeffizienten berechnet:

$k_G = \frac{\Delta K_s \cdot \sqrt{a_{Ca}}}{C_{as} \cdot a_K}$ (Mol/l)^{-1/2}. Der Gaponkoeffizient nicht K-spezifischer Bindungspositionen (G_{ns}) dürfte bei verschiedenen Tonmineralgemischen nicht sehr stark variieren; der bei A_{Ro} (=Aktivitätenverhältnis der Bodenlösung im Gleichgewicht mit den sorbierten K-Ionen

+) E.A. Niederbudde, Institut für Bodenkunde der TU München
8050 Freising-Weihenstephan

des Bodens) bestimmte Koeffizient (Garo) dürfte für die Deutung von Tonmineralumwandlungen bedeutsamer sein als G_{nsp} . ΔK_s in der Gapongleichung gibt an, wieviel K (wie Cas in $mval/100$ g) mehr in Relation zum ursprünglichen Zustand des Bodens sorbiert oder (bei AR-Werten $< AR_0$) desorbiert wurde.

Die so ermittelten sorptionschemischen Meßwerte wurden mit Gesamtk-Werten (K_t) und Röntgendaten verglichen, die an gereinigten Tonen ermittelt wurden. Zur Untersuchung gelangten Löss und Lößböden (Parabraunerden) aus der mitteldeutschen und niederbayerischen Lößlandschaft. Es wurden nur solche Proben genommen, die nicht durch Mineraldüngung beeinflusst waren.

Die G_{nsp} -Werte variierten zwischen 0,5 und 1,9. Bei der geringen Variationsbreite konnten Tendenzen zur Bodenbildung nicht festgestellt werden. Die $G_{(aro)}$ -Werte dagegen zeigten in den niederbayerischen Profilen eindeutige Tendenzen in Richtung auf kleinere Werte mit zunehmender Dauer der Bodenbildung. In den Lössen wurden Werte um 60 ermittelt, die niedrigsten Werte im Solum lagen bei 10 (A_1 -Horizonte).

Da in den mitteldeutschen Lössen Werte zwischen 10 und 15 ermittelt wurden, waren die Differenzwerte zwischen Sediment und Solum nicht sehr groß, z.T. nicht vorhanden. Röntgenanalytisch konnten hohe Smectitgehalte der niederbayerischen Lössen gegenüber den mitteldeutschen hochsignifikant nach der F-Verteilung gesichert werden. Die Smectitgehalte nehmen in der niederbayerischen Lößlandschaft von den C- über B_t - zu A_1 -Horizonten eindeutig ab.

K_t ist im Grob- Mittel- und Feinton der niederbayerischen Lössen stets kleiner als in den gleichen Fraktionen des Solums. Bei den mitteldeutschen Lößprofilen ist die gleiche Tendenz nur im Feinton ($< 0,1 \mu m$) festzustellen.

Die Röntgenanalyse der fraktionierten Tone brachte folgende Ergebnisse: die niederbayerischen Löss enthalten Smectite in allen drei Tonfraktionen, die mitteldeutschen im wesentlichen nur im Feinton. Weniger als 25 % Illit (Auswertung nach LAVES u. JÄHN 1972) wurde nur im Feinton der niederbayerischen Löss festgestellt. In allen anderen Fraktionen, also auch im Feinton des Solums, waren die Illitwerte beträchtlich höher. Die Vermiculitwerte (häufig um 10 %) liegen so niedrig, daß sinnvolle Deutungen der zuvor erwähnten sorptionschemischen Meßwerte aus Differenzwerten zwischen Sediment und Solum nicht möglich sind.

Eine gemeinsame Tendenz bei der Mineralumbildung deutet sich in beiden Untersuchungsgebieten dadurch an, daß eine Kt-Zunahme im Solum nur in den Tonfraktionen festgestellt werden kann, die im dazugehörigen Sediment größere Smectitmengen (>30 %) enthalten. Dieser Befund muß bei pH-Werten zwischen 5,5 und 7 als eine Illitisierung smectitreicher Tone im Spätpleistozän und Holozän gedeutet werden. In der niederbayerischen Lößlandschaft findet diese Art der Illitisierung daher im Grob- Mittel- und Feinton, in der mitteldeutschen Lößlandschaft fast ausschließlich im Feinton statt. Die Abnahme der G(aro)-Werte von den C- zu den B- bzw. A-Horizonten muß, wie die Kt- und Röntgenwerte, als Illitisierung der Tone in der Nacheiszeit gedeutet werden.

Literatur

SCHOFIELD, R.K.: A ratio law governing the equilibrium of cations in the soil solution. Proc. 11th Intern. Cong. Pure a. Appl. Chem. 3 257-261 (1947).

LAVES, D. u. JÄHN, G.: Zur quantitativen röntgengenographischen Bodenton-Mineralanalyse. Arch. Acker- und Pflanzenb. u. Bodenkd. 16, 735-739 (1972).

Die Umwandlung von Dreischichtmineralen
in Böden aus Löß

von
H. Tributh *)

Geht man davon aus, daß die Verwitterung der wesentliche Faktor der Bodenbildung ist, so müßte die Tonfraktion und auch die Tonminerale im Boden davon beeinflusst werden. Daß ersteres der Fall ist, zeigen uns die Untersuchungen mit Hilfe der erweiterten Tonfraktionierung (Erläuterung der Methode s. TRIBUTH 1972). Wie sich die Korngrößenzusammensetzung innerhalb der Tonfraktion im Boden gegenüber dem C-Horizont (Löß) verändern kann, zeigt die Tab. 1. Sie zeigt die Korngrößenverteilung von drei Profilen polnischer Lößböden, die Herr LEHNHARDT **) im Rahmen einer Dissertation untersucht. Die Homogenität des Ausgangsmaterials Löß ist zufriedenstellend, die Werte der Einzelfraktionen stimmen weitgehend überein.

Der geringe Anteil der Fraktion $2/\mu$ im Oberboden von Profil P I ergibt sich aus einem etwa um 10% höheren Sandanteil. In diesem, als Sandlöß anzusprechenden Ausgangsmaterial liegt das Maximum eindeutig in der Grobtonfraktion $2 - 0,6/\mu$. Da die Werte dieser Fraktion im Oberboden wesentlich höher sind als im C-Horizont, ist hier eine stärkere Nachlieferung durch Kryoklastik aus den Schlufffraktionen denkbar (vgl. dazu SCHEFFER et al. 1966). Die in diesem Profil im geringen Umfang erfolgte Tonverlagerung ist an der Gesamttonfraktion $2/\mu$ noch nicht festzustellen, sie ist nur in den feinsten Fraktionen $0,06-0,02/\mu$ und $0,02/\mu$ durch ein Maxima dicht über dem C-Horizont erkennbar.

Bei den Profilen P II und P IV verschieben sich die Maxima in den Oberböden zugunsten der feineren Fraktionen, woraus ersichtlich wird, daß es sich nicht nur um eine stärkere Ver-

*) Dr. H. Tributh,

**) Dipl.-Ing.agr. F. Lehnhardt,
Zentrum für Kontinentale Agrar- und Wirtschaftsforschung,
Sektion Bodenkunde der Justus Liebig-Universität Gießen,
63 Gießen, Rathenastr. 17/D

Tab.1: Korngrössenzusammensetzung in Abhängigkeit vom Grad der Bodenbildung

Profil P I

Horizont- tiefe in cm	Ton < 2 u %	Tonfraktion < 2 u = 100				
		2 - 0,6 u	0,6 - 0,2 u	0,2 - 0,06 u	0,06 - 0,02	< 0,02 u
2 - 6	5,7	56,8	12,3	12,8	9,4	8,7
6 - 36	5,8	56,9	12,1	12,5	10,5	8,0
36 - 51	5,8	55,5	12,6	12,3	10,6	9,0
51 - 64	8,2	33,4	23,1	16,4	15,3	11,8
64 - 120	8,7	18,5	15,2	23,8	27,7	14,8
< 150	9,2	42,0	26,9	23,6	3,9	3,6

Profil P II

2 - 7	9,0	39,3	18,6	27,3	7,0	7,8
7 - 20	7,4	46,2	22,3	20,0	4,3	7,3
20 - 38	8,2	30,8	37,1	10,7	15,0	6,4
38 - 60	18,6	21,1	12,6	34,6	16,8	15,0
60 - 100	21,4	13,4	10,1	38,9	23,2	14,4
100 - 170	9,3	21,7	14,7	32,3	11,2	20,1
< 170	9,9	44,3	30,2	18,1	2,4	5,0

Profil P IV

0 - 18	5,2	44,2	14,3	24,4	10,7	6,4
18 - 38	5,2	48,4	15,1	19,5	9,7	7,2
38 - 55	5,0	39,4	20,6	14,3	19,1	6,6
55 - 85	16,8	7,0	13,5	22,9	32,3	24,3
85 - 106	14,8	8,3	11,6	23,0	29,2	27,9
< 106	7,7	44,5	31,9	16,2	2,5	5,0

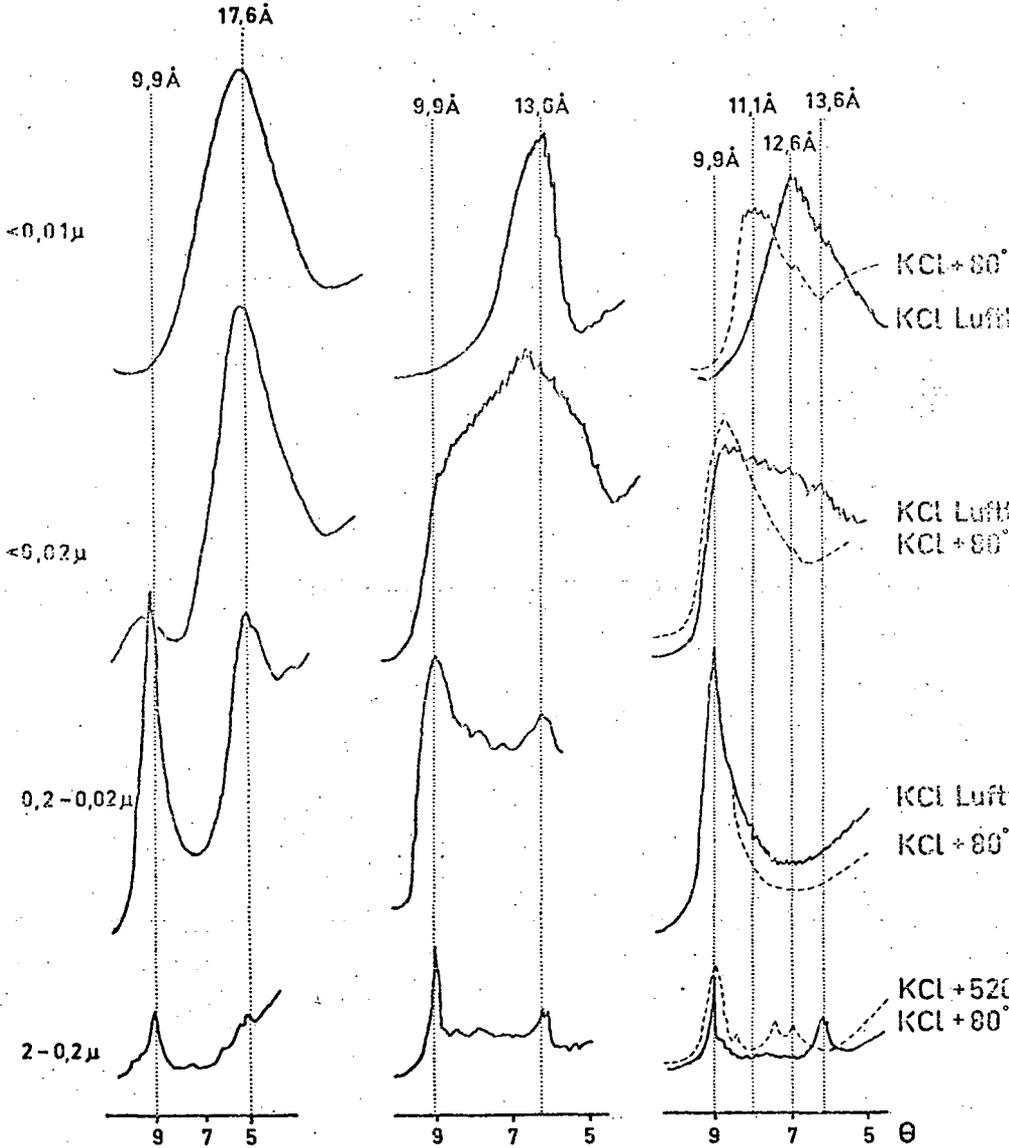
lagerung der im Substrat bereits vorhandenen Korngrößen handelt, sondern im Zuge der Bodenbildung auch die Korngröße abnimmt. Daß es sich bei den Fraktionen $0,06-0,02/\mu$ und $<0,02/\mu$ um Produkte der Bodenbildung handelt, wird aus dem geringen und in allen Profilen konstanten Anteil dieser Fraktionen im C-Horizont ersichtlich. So kann die Zunahme der Fraktion $<0,02/\mu$ dieser drei Profile von 14,8% bei Profil I über 20,1 auf 27,9% bei Profil IV als Gradmesser der fortschreitenden Bodenentwicklung angesehen werden, zumal auch andere Untersuchungen (Fe-,Al-Verlag.) diesen Zusammenhang bestätigen.

Wenn die Bodenentwicklung das Korngrößenspektrum derart verändert, ist zu erwarten, daß auch die Eigenschaften der Tonminerale und die Minerale selbst Veränderungen unterliegen.

Daß sich Eigenschaften wie Quellung und Kationen-Austauschkapazität mit abnehmender Korngröße verändern, wurde bereits früher (TRIBUTH 1970) beschrieben. Bei röntgenographischen Untersuchungen an fraktionierten Tonen eines Tschernosems/Ukraine (TRIBUTH 1971) konnte dann nachgewiesen werden, daß Tonminerale, die sich mit Glycerin auf 18 \AA aufweiten lassen, je nach Korngröße auf KCl-Behandlung und Erhitzung recht unterschiedlich reagierten.

Aus der Abb. 1 wird ersichtlich, daß die Glycerinaufweitung, die nach dem Motto alles oder nichts funktioniert, die gleitenden Übergänge nicht aufzeigen kann, die bei den Aufnahmen von luftgetrockneten Ca-Tonen sichtbar werden. Welche qualitativen Unterschiede vorliegen, zeigt jedoch die KCl-Behandlung am besten. Während die 18 \AA -Minerale der Fraktion $0,2-0,02/\mu$ nach K-Zugabe nahezu vollständig auf 10 \AA kontrahieren, sind die Minerale der Fraktion $<0,02/\mu$ erst nach Erhitzung auf 80° C bereit, auf etwa 10 \AA zu kontrahieren. Die Minerale der Fraktion $<0,01/\mu$ sind auch nach Erhitzung nicht bereit, auf 10 \AA zu kontrahieren, sie verhalten sich wie sogen. Standard-Montmorillonite.

Abb.1: Gegenüberstellung der Röntgendiagramme von Glycerinpräparaten (links), luftgetrockneter Ca-Tone (Mitte) u.d. Behandlung m. KCl und wechselnden Temperaturen (rechts).



Diese sichtbaren Veränderungen, die auch durch Abnahme der Schichtladung gekennzeichnet sind, können m.E. als Umwandlung von Illit zu Montmorillonit gewertet werden.

Die z.Z. noch andauernden Untersuchungen zweier Profilvereihen auf Löß (Donaubene/Rumänien u. Rheinland/Pfalz) zeigen jedoch, daß die Umwandlung der Dreischichtminerale nicht zu einem Maximum an Montmorilloniten in den Oberboden führt. Tonverlagerung und Tonzerstörung verändern die tonmineralogische Zusammensetzung der einzelnen Horizonte, so daß der Gehalt an Montmorilloniten mit fortschreitender Basenverarmung in den Oberböden immer mehr zurückgeht. Aus der relativen Zunahme der Illite eine umgekehrte Tonentwicklung, d.h. Umwandlung der Montmorillonite in Illite abzuleiten, halte ich aus folgenden Gründen nicht für vertretbar:

Aus den Arbeiten von LAGALY und WEISS(1971) wissen wir, daß Glimmer eine Schichtladung von -1 haben (d.h. 1 Kation pro Si, Al_4^{10} -Einheit), Vermikulite 0,6-0,7 und Montmorillonite etwa 0,2-0,5. Eine ähnliche abnehmende Reihenfolge konnten wir auch vom Grobton zum Feinton messen. Jede Änderung der Schichtladung ist mit einer Änderung der Zahl der Kationen im Schichtzwischenraum verbunden. Wenn die Schichtladung im Zuge der mit der Bodenbildung verbundenen Teilchenverkleinerung niedriger wird, werden weniger Kationen für die Kompensierung der Ladung benötigt - sie werden also freigesetzt. Daß von dem auf diese Weise freigesetzten Kalium ein Teil von anderen Mineralen fixiert wird, ändert m.E. nichts an der Entwicklungsrichtung, da dieser Vorgang reversibel ist.

Die Tatsache, daß die Bodenentwicklung mit einer Teilchenverkleinerung (vgl. Tab. 1) verbunden ist und wir in der kleinsten Fraktion ($<0,01$) keine Illite, sondern nur noch Montmorillonite finden, spricht wohl am stärksten für die Tonumwandlung in Richtung Illite \rightarrow Montmorillonite. Hinzu kommt die Tatsache, daß Übergangsmminerale, d.h. randlich oder schichtweise aufweitbare Illite in den C-Horizonten praktisch nicht vorkommen, dagegen nimmt deren Anteil im Oberboden mit fortschreitender Bodenentwicklung zu. Daß in einem Milieu, in dem Illite der Umwandlung unterliegen, auch die schon im Löß vorhandenen

Montmorillonite verändert werden, läßt sich ebenfalls aus Röntgenuntersuchungen ableiten. In Böden bzw. Horizonten, deren Basengehalt stark abgesunken ist, finden wir die Montmorillonite in den feineren Fraktionen mit einem sehr labilen Gitter vor. Proben, die als Ca-Tone einen stärkeren Peak bei 13,8 Å aufwiesen, haben nach der Behandlung mit Glycerin erheblich reduzierte Interferenzen; oft sogar keinen meßbaren Peak mehr bei 18 Å, weil die Schichten unter Glycerin unendlich aufweiten. Es ist nun schwer vorstellbar, daß sich solche labilen bzw. instabilen Montmorillonite eventuell durch Kaliumaufnahme zu Illiten umwandeln könnten. Die in der Abb. 1 sichtbar gewordene geringe Kontraktionsneigung bei noch intaktem Gitter spricht jedenfalls dagegen. Die Umwandlung der Illite ist dagegen auf Grund der festgestellten Veränderungen denkbar, doch soll hier kein abschließendes Urteil über die Umwandlung von Dreischichtmineralen ausgesprochen werden. Die im Rahmen des Schwerpunktprogramms der DFG durchgeführten Untersuchungen sollen dahingehend ergänzt werden, daß auch fraktionierte Standardtone miteinbezogen werden. Außerdem können uns eventuell Röntgenfluoreszenzanalysen Hinweise geben, in welcher Weise sich mit den veränderten Eigenschaften der Illite, wie Aufweitung, Abnahme der Schichtladung, geringe Kontraktionsbereitschaft, auch die elementare Zusammensetzung ändert.

Literatur

- LAGALY, G. u. WEISS, A.: Neue Methoden zur Charakterisierung und Identifizierung quellungsfähiger Dreischichttonminerale. - Z.Pfl.Ernähr.Bodenkde, 130. S.16, 1971
- SCHEFFER, F., MEYER, B. u. GEBHARDT: Pedochemische und kryoklastische Verlehmung (Tonbildung) in Böden aus kalkreichen Lockersedimenten (Beispiel Löß). - Z.Pfl. Ernähr.Bodenkde., 114, s. 77-89, 1966
- TRIBUTH, H.: Die Bedeutung der erweiterten Tonfraktionierung für die genauere Kennzeichnung des Mineralbestandes und seiner Eigenschaften. - Z.Pfl.Ernähr.Bodenkde., 126, S.117-134, 1970
- : Die tonmineralogische Zusammensetzung eines gewöhnlichen Tschernosems bei Novo-Moskovsk/Ukraine. - Giess. Abhandl.z.Agrar-u.Wirtschaftsforsch. des europäischen Ostens, 1971
- : Bedeutung und Methode der erweiterten Korngrößenanalyse.- Mitteilg. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 15, S. 11-17, 1972

Natürliches "amorphes" Eisenhydroxid

von

U. Schwertmann und W. R. Fischer *)

Rostbraune Fällungsprodukte aus bodenbürtigen Wässern (Drängräben, Quellen) von verschiedenen Orten (BRD, Österreich, Australien) bestehen im wesentlichen aus einem C- und wasserreichen Fe(III)-hydroxid. Es enthält bis zu 75 % Fe_2O_3 (dithionitlöslich), das zu 90-100% oxalatlöslich ist. IR-Spektren zeigen keine Fe-OH-Valenz- und Deformationsschwingungen. Im Röntgen- und Elektronenbeugungs-Diagramm treten 2 stark verbreiterte Linien bei 2.5 und 1.5 Å und 3 weitere etwas schärfere Linien bei 2.22, 1.97 und 1.71 Å auf, die das Hydroxid als Ferrihydrit (Name vorgeschlagen von Chukhrov, Zvyagin u.a. 1972) ausweisen. Ferrihydrit (bzw. dessen Vorstufe) entsteht in vitro auch bei der bakteriellen oder H_2O_2 -Oxydation von Fe(III)-citrat-Lösung. Hieraus und aus der Art der natürlichen Vorkommen des Ferrihydrits als Fällungsprodukt bei Luftzutritt zu sauren an niedermolekularen organischen Verbindungen reichen Bodenwässern wird geschlossen, daß das Mineral durch mikrobielle Oxydation der Liganden organischer Fe-Komplexe entsteht. Umwandlungsversuche zeigen, daß aus Ferrihydrit unter gemäßigt feuchtem Klima Goethit werden kann, was jedoch durch sorbierte organische und andere Stoffe stark verzögert wird. Eine Umwandlung zu Hämatit erfolgte bei 70°C innerhalb von 2 Wochen nicht.

Ausführliche Veröffentlichung: Geoderma 10, 237-247, 1973

*) Institut für Bodenkunde, 8050 Freising-Weißenstephan

Mechanismus der Hämatitbildung

von

W. R. Fischer und U. Schwertmann *)

Rufefizierte mediterrane Böden enthalten bis über 10% Fe_d in der Tonfraktion, das als leuchtend rotes Oxid vorliegt. Röntgenanalysen solcher Böden (Lamouroux, 1972) konnten kein kristallines Oxid nachweisen. Es werden Hämatitvorstufen vermutet.

Verlauf und Mechanismus der Hämatitbildung aus amorphen Fe(III)-hydroxid (Ferrihydrit) sind noch unbekannt.

Oxalat-Ionen wirken bei pH-Werten um 6 beschleunigend auf die Bildung von Hämatit aus amorphem Eisen(III)-hydroxid; bei Oxalat-Konzentrationen ab etwa 10^{-3} m wird dabei auch die Bildung von Goethit verhindert. Oberhalb einer Konzentration von etwa 10^{-2} m bewirkt eine weitere Steigerung der Oxalatkonzentration keine Erhöhung der Hämatit-Bildungsgeschwindigkeit mehr.

Während bei Kristallisationsversuchen ohne Oxalatzusatz die grafische Auftragung des Kristallisationsgrades gegen die Zeit formell dem Gesetz einer Autokatalyse gehorcht - Beschleunigung der Reaktion durch zunehmende Keimbildung - ähneln die Kurven bei steigenden Oxalatkonzentrationen mehr und mehr der Darstellung eines Gesetzes 1. Ordnung. EM-Aufnahmen sowie Röntgenanalyse, IR-Spektren und Oxalatextraktion weisen darauf hin, daß die Oxalationen durch einen spezifischen Effekt die Bildung von Hämatitkeimen beschleunigen, so daß bei höheren Oxalatkonzentrationen die Abnahme der Menge des amorphen Hydroxids geschwindigkeitsbestimmend wird.

Die Ergebnisse erlauben Rückschlüsse über die Färbekraft von Hämatitvorstufen im Boden sowie über die Bildung von Hämatit in Böden mit schnellem Abbau organischer Substanz.

*) Institut für Bodenkunde, 8050 Freising-Weißenstephan

Observations on the Iron Oxide Bearing "Resistant"
Heavy Mineral Species in some Soil Materials of a
Pleistocene Terrace in Bangladesh

von

D. H. Khan*) and B. Meyer¹⁾

Introduction

In an earlier communication Khan and Meyer (2) described the profile characteristics of a soil catena located in the southern part of the Madhupur terrace, Brahmaputra-Ganges delta. The catena consisted of the pseudogley, red-latosol and colluvial profiles. A mineralogical study was undertaken on different grain size fractions with an emphasis on the heavy mineral distribution in the fine sand fraction, there being a small amount of the coarse sand grains in the soil samples. The heavy mineral characters were studied in order to examine the uniformity of the soil profiles, parentage of the sediments, stratigraphical relationship with other deposits, and also weathering stage (3).

The observations on the transparent heavy species showed a dominant assemblage of the epidote and kyanite series of minerals in all profiles, the kyanite series including also the fibrolites and sillimanites. This was suggestive of a metamorphic parentage of a considerable part of the sediments. The transparent heavy mineral suite and the relative proportion of the resistant index mineral species indicated a fair amount of soil material uniformity of the catena. The scope of these interpretations was limited because of the presence of a large number of unidentified opaque grains in the heavy fraction. Therefore, the heavy mineral study was extended to the opaque species. A tentative classification of different types of the opaque to semiopaque grains, recorded in the fine sand fraction

*Department of Soil Science, Agricultural University, Mymensing, Bangladesh.

¹⁾Institut für Bodenkunde, 34 Göttingen, v. Siebold-Strasse 4

without chemical pre-treatments, was attempted as follows: (I) dark-black grains, considerably hard, occasionally with altered surface; (II) yellow-brown to red-brown coloured agglomerated grains in a grey matrix, moderately hard with a largely altered surface; (III) blackish grains highly altered to yellow-brown to red-brown patches, fairly soft, often with a vesicular surface; and (IV) yellow-brown to red-brown coloured grains - ferruginous material mostly as a coating on other grains and also as soft individual grains.

During further experiments it was found that the type I dark-black grains were resistant to the Na-dithionite (Merck) treatment, while the other three types of grains largely disappeared during the extraction. In this report, the observations and discussion of the results are restricted to the mineral characters of the type I grains only.

Experimental

A qualitative fractionation of the opaque to semi-opaque grains was made from samples without chemical pre-treatments. The soil-water suspension was shaken overnight in presence of the Na-metaphosphate (Merck). The fine sand grains were separated by sieving and were subdivided into different fractions using a Frantz Isodynamic Magnetic Separator (Model L-1). At 0.4 Amp. with a side slope of 20°, the type I grains were concentrated in the magnetic fraction. With the help of a stereo microscope these dark-black grains were separated from the rest of the magnetic grains. The external morphological features of these grains were studied using an incident source of light.

The polished sections were prepared on the microprobes and the mineral characters were examined in the polarized reflected light. The optical properties were recorded following the standard procedure outlined for ore microscopy.

Results and Discussion

The mineral frequency in the dark-black type of opaque grains is shown in Table 1 on a qualitative basis. The corrosion of grains or exsolved lamellae was indicated from observations on the microstructure, and not based on any chemical evidence (Table 1).

External morphology: The grains were completely opaque in the transmitted light, and dark-black in the incident light with a variable amount of iron-black to pitch-black colour. Some grains showed altered features on the mineral surface and fractured face. The altered areas were yellow-brown to red-brown or whitish in colour. The grains were mostly sub-angular to sub-rounded, sometimes showing sharply outlined elongated crystal form or well rounded shape.

Mineral assemblage: The observations are shown in Table 1. The assemblage was represented by the ilmenite-hematite mixture with exsolved inclusions, some species being free from exsolution phase. A small amount of the magnetite was present, which did not show any trace of exsolution.

Intergrowth microstructure: The notable feature of this study was a considerable amount of exsolution of the hematite and ilmenite in a widely variable proportion. The exsolved bodies of the ilmenite and hematite were not uniformly distributed. In the host ilmenite the exsolution products of the hematite were composed of thin short needle-like bodies or thicker interrupted strips. The exsolved ilmenite lenses occurred in the host hematite as minute long lamellae with pointed ends or as irregular ragged bands. According to Ramdohr (4), the hematite and ilmenite are isomorphous and miscible in all proportions at high temperature, and the formation of ilmenite occurs almost exclusively at a temperature higher than 500°C.

In some grain sections of the host ilmenite, it seemed that the exsolution of the hematite occurred in two generations. This was indicated by the distribution of the finer lenses of

Table 1 : Mineral assemblage and corrosion in resistant dark-black opaque grains (type I)

Mineral species	Frequency	Corrosion
Ilmenite with exsolved hematite	+ + + +	+ (host grain) + + + (exsolved bodies)
Hematite with exsolved ilmenite	+ + + +	+ + (host grain) + (exsolved bodies)
Ilmenite without exsolved bodies	+	+
*Hematite without exsolved bodies	+	+ +
Magnetite without exsolved bodies	+	Hardly traceable

*Small amount of hematite was found embedded in the quartz-limonite mixture (type II grains).

the exsolved hematite in between the thicker ragged strips. A similar exsolution of the ilmenite in two phases was also visible in the host hematite. This type of an intergrowth structure is likely to happen when one of the two exsolution body partners undergoes transformation in a manner which would cause an abrupt discontinuity in the exsolution process resulting in a sudden supersaturation of one of the components (4).

In certain cases the ilmenite grain section showed pinkish-brown areas in two different tints with a clear line of wavy boundary. This may indicate a difference in the chemical composition within the same mineral grain, the more pinkish area containing probably a higher amount of the Ti and the less pinkish area a lower content of the Ti.

Corrosion and alteration: The grain sections of the ilmenite-hematite intergrowth mixture showed occasional corrosion of the exsolved bodies (Table 1). It seems that the corrosion was facilitated when the uninterrupted parts of the exsolved lamellae were exposed on the mineral surface or along the fracture plane. The thin ragged strips or lamellae were probably more susceptible to the flowing solution - petrogenetic and/or pedogenic in origin. This should lead to the release of the iron and titanium in a soluble phase. It was found that the exsolved hematite lamellae were relatively more corroded than the ilmenite lamellae. The edges of the hematite grain sections were also found to be more corroded than those of the ilmenite. The edges of the magnetite grain sections showed hardly any corrosion.

The external morphological features of the dark-black grains occasionally showed altered patches which probably contained ferruginous or leucoxene type of material. It may be assumed that the solution of iron and titanium was followed by precipitation in areas of corrosion. The decomposition of the hematite - especially of a fine grained material - and formation of the goethite in soils is considered possible (5). However,

the alteration of the ilmenite or magnetite in a pedogenic environment has not yet been demonstrated.

In summarizing the observations on the total heavy species, it appears that the mineral assemblage is represented largely by the ilmenite-hematite and epidote-kyanite series of minerals. The intergrowth microstructure of the ilmenite-hematite indicates a high temperature decomposition product - magmatic or probably metamorphic in sequence of formation. However, the epidote-kyanite series of minerals are suggestive of a largely metamorphic origin of the sediments. In addition to this, an appreciable number of the muscovite grains, and also some quartz, showed undulatory extinction which would be possible due to a mechanical deformation under high stress.

The transparent heavy mineral assemblage in the soil catena was found to be similar to that of the Miocene-Pliocene deposits of the Bengal Basin (1). However, a knowledge of the total resistant heavy species - transparent or opaque - recorded in this study on materials of a sedimentary nature, should serve as a proper basis for a stratigraphical correlation.

Acknowledgement

The work was supported by a grant from the Deutsche Forschungsgemeinschaft. Sincere thanks are due to Prof. Dr. S. Koritnig for help in reflected light studies.

References

1. HUIZING, H.G.J.: A reconnaissance study of the mineralogy of sand fractions from East Pakistan sediments and soils.
Geoderma. 6: 109-133, 1971.
2. KHAN, D.H. und B. MEYER: Mineralbestand von Sedimenten und Böden auf der Madhupur-Terrasse im Brahmaputra-Ganges-Delta. I Bodenkundlicher Überblick.
Göttinger Bodenkdl. Ber. 28: 1-12, 1973.
3. KHAN, D.H. und B. MEYER: Mineralbestand von Sedimenten und Böden auf der Madhupur-Terrasse im Brahmaputra-Ganges-Delta. II Transparente Schwermineralarten.
Göttinger Bodenkdl. Ber. 28: 13-53, 1973.
4. RANDOHR, P.: The ore minerals and their intergrowth.
Pergamon Press, Braunschweig, 3rd Ed., 1969.
5. SCHEERTMANN, U.: Transformation of hematite to goethite in soils.
Nature. 232: 624-625, 1971.



Bericht über die Sondersitzung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft mit der Kommission III, Bodenbiologie, am 6. 9. 1973 in G i e s s e n

von
K. D o m s c h
(Vorsitzender der Komm. III)

Von der Sache her ist der Platz der Bodenbiologie innerhalb der DBG wohlbegründet. Tatsächlich aber stagniert in den Grenzbereichen zwischen Bodenkunde und Biologie der Informationsaustausch seit längerer Zeit beträchtlich. Dieses Symptom ist nicht unbedingt typisch für die Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, sondern ist auch jenseits der Grenzen häufig genug zu beobachten. Da trotz dieses Tatbestandes die bodenbiologische Forschung überall in der Welt eine sehr erhebliche "Zuwachsrate" zeigt, sollte anlässlich der Jahrestagung 1973 der DBG der Versuch gemacht werden, über gemeinsame Probleme von Bodenkunde und Biologie eine Aussprache vor dem Forum der Gesellschaft zu führen. Die Vorsitzenden der Kommissionen waren vorbereitet, Fragen an die Bodenbiologie zu stellen, Anregungen zu geben und auf "Nahtstellen" aus der Sicht ihrer Fachgebiete hinzuweisen.

Teilergebnisse dieses ersten, unkonventionellen Versuches werden im folgenden mit Beiträgen der Kommissionen I, II, IV, V und VI belegt. Während auf der Sondersitzung Bodenbiologen die Gelegenheit hatten, zu beantwortbaren Fragen in knapp bemessener Zeit Stellung zu nehmen, sollen an dieser Stelle in erster Linie die Beiträge der genannten Kommissionen wiedergegeben werden. Dies geschieht in der Hoffnung, daß der begonnene Dialog auch künftig fortgesetzt wird.

Kommission I - Bodenphysik

Der Vortrag von Prof. Hartge konzentrierte sich auf bodenzologische Fragen und war unter dem Titel zusammengefaßt: "Der Beitrag der Fauna zur Durchmischung und Lockerung des Bodens". Fragen von besonderem Interesse richteten sich auf das Grabvolumen von Regenwürmern, begrenzende Faktoren für die Grabtätigkeit, Kraftaufwand und Grabtechnik bei Bodentieren. Die Beantwortung durch Prof. Graff und Dr. Wilcke erfolgt in einer gemeinsamen Publikation (Hartge und Graff) in diesem Bande (S.).

Kommission II - Bodenchemie

Der von Prof. Ziechmann für Prof. Ulrich vorgelegte Beitrag stand unter der Überschrift "Abbau ökosystemeigener und ökosystemfremder Stoffe durch Bodenorganismen".

Die Fülle der Einzelprobleme, die sich aus den relativ engen Beziehungen zwischen einer ökologisch orientierten Bodenchemie und einer biochemisch ausgerichteten Bodenbiologie ergeben, lassen sich in folgender Weise kennzeichnen:

Nahrungsketten und Prozeßketten (Humusabbau und Huminstoffaufbau) für typische Humusformen, Ausarbeitung mathematischer Simulationsmodelle.

Messung von Umsatzraten organischer Stoffe und anorganischer Begleitstoffe, N-, P-, S-Mineralisierung als Funktion steuernder Faktoren (Temperatur, Feuchte, pH).

Brutto- und Netto-Umsetzungsraten von N, S und P in verschiedenen Humusformen unter natürlichen Bedingungen.

Messung der Umsatzleistungen verschiedener Tier- und Mikroorganismengruppen als Funktion steuernder Faktoren.

Stoffliche Wechselwirkungen zwischen Humusstoffen und Organismen.

In der Antwort wurde darauf hingewiesen, daß die Simulation und Analyse von Nahrungsketten im Sinne der Hydrobiologie in Böden schwer realisierbar ist (geringe Mobilität, Mikrohabitate, Eingriffe in das System bei der Analyse). Für Prozeßketten ist ein Anfang gemacht mit Nitrifikationsmodellen.

Informationen über Umsetzungsraten für organische Stoffe und steuernde Einflüsse liegen für die meisten Umsetzungen in vitro vor. Quantifizierung und Anpassung an Freilandsituation ist erforderlich.

Ähnliches gilt für Umsatzleistungen von Organismen. Meßbar ist in situ entweder der Prozeß (ohne besondere Beachtung der Organismen) oder die Population ist charakterisierbar (ohne besondere Kenntnis der Umsatzanteile). Versuche zur Zuordnung von Umsatzanteilen zu bestimmten Populationsanteilen laufen.

Kommission IV - Bodenfruchtbarkeit und Pflanzenernährung

Die "Fragen an die Bodenbiologie" wurden von Prof. Finck vorgebracht. Sie umfaßten die folgenden Problemkreise:

I. Mineralstoffversorgung der Pflanzen

1. Stickstoff-Bindung

Während die Leistung der freilebenden N-Binder (Bakterien, Blaugrüne Algen) auf intensiv genutzten Standorten verglichen mit Naturböden eine wesentlich geringere Bedeutung hat, geht die wichtige N-Bindung der Symbiose-Organismen mit steigender N-Düngung leider zurück, und es wären Untersuchungen angebracht, diese bedeutsame Nährstoffgewinnung auch bei hoher Düngung zu erhalten.

2. Mobilisierung von Nährstoffen

Die Nährstoffmobilisierung, z.B. von Phosphat und Kali, aus schwermobilisierbaren mineralischen Bodenreserven dürfte bei intensiver Bodennutzung nur noch eine untergeordnete Rolle spielen. Dafür kommt dem mikrobiellen Abbau von

leichtmobilisierbaren Reserven eine erhebliche Bedeutung zu, insbesondere für die Nährstoff-Freisetzung aus organischer Substanz. Der Leistungsanteil der Mikroben bei der Mobilisierung aus anorganischer Substanz ist allerdings schwieriger abzuschätzen, da hierbei sowohl Pflanzenwurzeln als auch Bodenmikroben beteiligt sind (abgesehen von rein anorganischen Umsetzungen). Ferner wäre die Leistung der Rhizosphärenflora (als durch die Aktivität der Pflanzenwurzel bedingt) dabei wohl als sekundär gegenüber der primären Wurzeleistung einzustufen. Ansatzpunkte für weitere Forschung böte der Versuch einer gezielten Beeinflussung der mikrobiellen Nährstoff-Mobilisierung, vor allem auch unter Berücksichtigung unterschiedlicher Bodeneigenschaften.

Hinsichtlich der Mobilisierung von Nährstoffen aus Düngern interessiert z.B. für die langsam wirkenden N-Dünger der quantitative Einfluß der steuernden Faktoren, wie Temperatur etc. Für die Mobilisierung der nicht wasserlöslichen Phosphate bleibt trotz vieler Einzelstudien über das 'Anätzen' von Phosphatkörnern durch Pilze die Frage offen, welche quantitative Bedeutung dieser Prozess im Rahmen der gesamten Phosphat-Dynamik hat (vor allem im Hinblick auf die Verbesserung des Phosphat-Ausnutzungsgrades).

3. Immobilisierung von Nährstoffen

Während die Bedeutung der Mikroben für die kurzfristige Immobilisierung in organischer Form (Nährstoffsperrung) und langfristige (Aufbau von Dauerhumus) außer Zweifel steht, erhebt sich hinsichtlich der Ausfällung anorganischer Produkte die Frage, ob die Mikroben die Ausfällung verursachen oder einen ohnehin ablaufenden anorganischen Prozeß nur unter Energieausnutzung beschleunigen.

4. Umformung mobiler Nährstoffe

Diese Frage hat durch die mögliche Hemmung der Nitrifikation einen aktuellen Problemkreis ergeben, der erhebliche Auswirkungen auf die praktische Landwirtschaft haben könnte. Auch die Steuerung der Denitrifikation sollte zur Vermeidung von Verlusten stärker in die Untersuchungen einbezogen werden.

II. Wirkstoff-Einflüsse

So eindeutig bodenbürtige Wuchsstoffe die Anfangsentwicklung der Pflanze (vor allem auf das Wurzelwachstum) fördern können, so schwierig ist die Beziehung zum Ertrag aufzuzeigen, was die Beurteilung von mikrobiellen Ausscheidungen dieser Art problematisch macht.

Beim zunehmenden Trend zur Monokultur ist mit verstärktem Auftreten von Hemmstoffen zu rechnen, deren Beseitigung wichtige Aufgaben der bodenbiologischen Forschung ergibt.

Auch auf dem Sektor der Resistenzstoffe gibt es weit mehr offene Fragen als Antworten. Von Bodenpilzen produzierte Antibiotica erhöhen die Resistenz der Pflanzen gegen manche Krankheiten und sind daher sowohl für die Pflanzen selbst als hinsichtlich der Nahrungsqualität bedeutsam, so daß der Forschung auf diesem Sektor erhebliche Bedeutung zukommt.

III. Bodenlebewesen als Indikatoren der Bodenfruchtbarkeit

Es besteht eine Reihe von Ansätzen, die Bodenfruchtbarkeit nach Zahl und Leistung der Bodenorganismen zu beurteilen. Zur Ermittlung der verfügbaren Nährstoffe spielt noch heute die Extraktion mit Pilzen in manchen Ländern eine Rolle, ferner wird auch die Enzymproduktion von Mikroben als Maßstab vorgeschlagen. Diese Verfahren sind jedoch meist umständlicher als die chemischen Methoden und ihnen in empirischem Eich-Test nicht generell überlegen.

Ein Indikatorwert für den gesamten Fruchtbarkeitszustand eines Bodens wäre von erheblichem Interesse, vor allem bei Neulandkultivierungen. Die häufig angeführte Zahl von Bodenorganismen (Bakterienkeime oder bestimmte Bodentiere) ist als Indikator für den Fruchtbarkeitszustand nur sehr bedingt (wenn überhaupt) brauchbar, da das ökologische Optimum für einen Bodenorganismus mit dem ökologischen Optimum für Kulturpflanzen (und speziell Hochleistungs-Kulturpflanzen) nicht übereinstimmen muß. Hinzu kommt die Problematik, die sich aus der großen Variabilität vor allem der Bakterienzahlen ergibt. Sollte bestimmten Bodenorganismen ein Indikatorwert zukommen, so dürfte er vermutlich mehr über ihre Leistung als über ihre Zahl zu messen sein.

IV. Umweltfragen

Im Zuge verstärkter Umweltforschung tauchen neue Fragen an die Bodenbiologie auf, von denen hier vor allem die Belastbarkeit unterschiedlicher Böden mit organischen Abfällen (Beeinflussung der Abbau-Geschwindigkeit etc.) erwähnt sei. Die oft beanstandete Strohverbrennung wird erst wegen zu geringer Verarbeitung organischer Substanz durch die Bodenlebewesen aktuell. Neben der Umsetzungsmenge interessiert auch ihr stofflicher Verlauf im Hinblick auf den Abbau bzw. die Neubildung von toxischen Bestandteilen, wenn Abfallstoffe in größeren Mengen in die Böden gebracht werden.

Ferner ist über die Rolle der Bodenmikroben bei der Immobilisierung von toxisch wirkenden Metallen im Rahmen der Filterfunktion von Böden noch wenig bekannt.

V. Verschiebungen der Bedeutung von Bodenorganismen im Rahmen der Bodenfruchtbarkeit

Die Produktion in der extensiven Landwirtschaft erfolgt weitgehend auf der Basis der Selbstregulierung der als kybernetische Systeme aufzufassenden Böden. Daß die Böden in dieser Hinsicht wie ein Lebewesen reagieren, beruht zu einem wesentlichen Teil auf der Leistung der Bodenorganismen.

Mit der Tendenz zur Verschiebung der auf selbststeuernden, komplexen biotischen Umsetzungen beruhenden, zu einer in immer stärkerem Maße durch gezielte chemische Eingriffe gelenkten Produktion ('Chemiesierung' der Landwirtschaft) ergeben sich zwangsläufig Veränderungen der Bedeutung bodenbiologischer Prozesse. Einige verlieren ihre Bedeutung weitgehend, andere rücken in den Vordergrund, und weitere treten neu in das Blickfeld. Diese Wandlung sollte bei der Beurteilung bodenbiologischer Probleme und bei der Planung künftiger Forschungs- Schwerpunkte berücksichtigt werden.

In der Beantwortung wurde festgestellt:

NH_4 -N und leicht verfügbarer Kohlenstoff hemmen die mikrobielle N-Bindung; freie und symbiontische N-Bindungen sind in großen Teilen der Welt noch sehr wichtig (60 - 80 kg N/ha/Jahr durch Blaualgen in Reiskulturen!); Voraussetzung ist eine gute P-Versorgung (1 mg P für 5 - 10 mg fixierten N), verbesserte Untersuchungstechniken in jüngerer Zeit durch Acetylen-Reduktionsmethode.

Anteil der Pflanzen an Mineralisierungsprozessen im Vergleich zu Mikroorganismen unbedeutend, die Frage der Zuordnung der Rhizosphärenflora ist ohne praktische Bedeutung. Nährstoffaufnahme ist in mikrobiologisch aktiven Böden stets beträchtlich höher (40 - 50 % für P) als in sterilen. Eine gezielte Beeinflussung der Bodenmikroorganismen durch Beimpfen hat nur Aussicht, wenn auf Überlebensfähigkeit selektiert wird (Rhizobium trifolii in Australien!), wenn Energieversorgung über geeignete Substrate gesichert wird, und wenn Kulturpflanzen erstmalig angebaut werden (symbiontische N-Bindung).

Immobilisierung von Nährstoffen ist von Höhe des mikrobiell verfügbaren Kohlenstoffs abhängig. Kritische Relationen, bei denen Immobilisation > Mineralisierung, liegen bei C:N ~ 20-30:1, C:S ~ 50:1, C:P ~ 300:1. Eine anorganische Festlegung durch Mikroorganismen ist bei Eisen möglich.

Denitrifikation ist in ihrem Ausmaß offenbar bisher unterschätzt worden. Bisher bekannte Voraussetzungen waren: anaerobe Bedingungen (NO_3 als H-Akzeptor), hohe NO_3 -Konzentration, hoher Gehalt an organischer Substanz im Boden, hohe Bodenfeuchte und Temperatur. Da das Verhältnis der Denitrifikationsprodukte N_2O und N_2 von 0.06 - 6.0:1 schwankt, müssen beide Gase quantitativ bestimmt werden. Geringe N_2 -Änderungen vor hohem N_2 -Hintergrund sind schwer meßbar. N_2 -Anteile an der Bodenluft sind zudem nicht konstant.

Wuchsstoffproduktion wird nicht als wesentlich angesehen. Für Gibberellin (von Mikroorganismen produziert) ist z.B. bekannt, daß es keinen Einfluß auf Ertrag besitzt. Voraussetzung für Stimulation bei Angebot von außen ist suboptimale Produktion durch die Pflanze selbst.

Hemmstoffwirkungen sind z.B. bei Problem der Bodenmüdigkeit eine mögliche Ursache. Voraussetzung ist allerdings fortlaufende Produktion geringer Mengen oder plötzliches Auftreten großer Mengen toxischer Stoffe (H_2S im Wurzelbereich von Baumwolle!).

Die Resistenzphysiologie zeigt, daß präformierte Stoffe, auch von außen aufgenommen, eine relativ geringe Bedeutung besitzen. Resistenzursachen liegen in weitaus größerem Maße im Stoffwechsel der Wirtspflanzen.

Als Indikatoren für Bodenfruchtbarkeit kommen in erster Linie pflanzenpathogene Organismen in Betracht. CO_2 -Produktion kann bei sinnvollem Einsatz Auskunft über Nährstoffverfügbarkeit geben. Zwischen Organismen-Zahlen und Produktivität eines Standortes besteht keinesfalls ein sicherer Zusammenhang. Qualitative Organismenverschiebungen treten als Anpassungen an (extreme) Standorte auf; jedoch ist es naheliegender, die auslösenden Standortfaktoren direkt zu bestimmen.

Kommission V - Bodengenetik, Klassifikation und Kartierung

Unter dem Titel "Bodenkartierung und Bodenbiologie" trägt Dr. S. Müller in Abstimmung mit der AG Bodenkunde der Geologischen Landesämter folgende Fragen und Anregungen vor:

1. Bodenprofilprägung durch Bioturbation?

Es gibt zahlreiche Deckschichten und Oberböden, bei denen sich im Gelände kaum entscheiden läßt, ob sie allochthone Sedimente etwa äolischer Natur sind, oder ob sie autochthon durch Bioturbation, insbesondere durch die Tätigkeit des Regenwurms, entstanden sind. Es fehlen auf diesem Sektor noch die Maßstäbe zur Abschätzung, z.B. der biogenen Möglichkeiten und des Zeitbedarfs zur Bildung von Deckschichten.

Im Arbeitsgebiet des Verfassers gibt es eine Anzahl prähistorischer Fundstellen, bei denen die Fundstücke in "Parabraunerden" an der Horizontengrenze Al/Bt konzentriert sind, z.B. in der aus der Zeitenwende stammenden Keltenschanze Tomderdingen auf der ebenen Flächenalb bei Ulm (1). Auch biologisch aktive Böden kühl-feuchter Klimazonen bringen ähnliche Probleme, wie z.B. die Terrae fuscae, die als Verwitterungsdecken ebener Weißjura-beta-Schichtflächen in über 900 m Meereshöhe in den Wäldern der Südwestalb vorkommen. In diesen schweren Verwitterungslehmen tritt der Steingehalt in den noch basenreichen oberen 20 - 30 cm des Ah/Bv-Horizontes so auffallend zurück, daß sich ebenfalls für jeden Bearbeiter die Frage stellt, liegt hier eine biogene oder eine äolische Deckschicht vor; wobei nach den übrigen Umständen zunächst die biologische Hypothese näher liegt. Oft dürften auch beide Faktoren kombiniert sein.

An den Bodenbiologen ergehen daher folgende konkrete Fragen und Anregungen zur Zusammenarbeit:

- a) Können Rahmenwerte ermittelt werden für Intensität und Zeitbedarf der Bioturbation in den hauptsächlichlichen Substraten und Bodentypen, getrennt nach den wichtigsten Anbauformen

der Wald-, Wiesen- und Ackerwirtschaft. (Nach Geländebeobachtungen scheint insbesondere die Grünlandnutzung eine intensive Bioturbation hervorzubringen, die oft mit einer lange nachwirkenden Vergrauung der Oberböden verbunden ist (Reduktion unter CO_2 -Einfluß?):

- b) Zur Erfassung des Summeneffekts der oberflächennahen Bioturbation wird ein einfacher Freilandversuch in vielen Varianten angeregt, der von der Annahme ausgeht, daß örtlich starke Bioturbation zum Absinken von Steinen führen kann, die an der Oberfläche liegen: An ungestörten Bodenoberflächen sollte unter den verschiedensten Standortsgegebenheiten geprüft werden, ob einheitlich zu normende Steine oder andere Gegenstände im Laufe von 5 - 10 Jahren bereits eine spürbare Verlagerung im vermuteten Sinne aufweisen. Dieses Experiment wäre gemeinsam von kartierenden Stellen der Bundesrepublik mit Bodenbiologen in gesicherter Weise langfristig anzustellen, dabei wäre auch die Frage der gegensinnigen Bewegung von Steinen im Boden, nämlich ihre Hochbewegung durch die Einflüsse des Bodenfrostes, zu prüfen.
- c) Eine weitere Frage an den Bodenbiologen lautet: Was sagen die verschiedenen Gefügeformen im Zusammenhang mit der Bodentextur für die biologische Aktivität in dem jeweiligen Bodenhorizont aus?
- d) Eine sehr wesentliche Frage der Geländeburteilung bodenbiologischer Prozesse ist die Charakterisierung der Humusform. Die Frage an den Bodenbiologen lautet: Welche biologischen Aussagen ermöglicht eine Freilandcharakterisierung der Humusformen? Insbesondere interessieren dabei die Prozesse der "Verhagerung" und "Oberbodenstörung" in ihrer biologischen Kausalität (2).
- Besteht eine Möglichkeit der Quantifizierung solcher Vorgänge?

2. Qualifizierung biologischer Merkmale

- a) Welche qualifizierbare Aussage ergibt sich für die Biozönose und die biologische Aktivität (im einheitlich festzulegenden Sinn) aus der im Gelände oft leicht festzustellenden Anwesenheit größerer Bodentiere: Maulwurf, Wühlmaus, Regenwurm, Engerling, Drahtwürmer, Ameisen, Spinnen usw?

Gibt es bodenzoologische Leitformen für den Wasser- und Nährstoffhaushalt des Bodens wie es ökologische Zeigerpflanzen gibt? Welche Konstanz haben solche Erscheinungen? Sind die Bodentiere nicht so stark von der jeweiligen vorübergehenden Futterquelle abhängig, daß die ökologische Aussage der Vegetation im allgemeinen umfassender ist?

- b) Es wird angeregt, Daten zu erarbeiten für eine biologische Pauschalbeurteilung von Böden, da für die Praxis einer ökologisch ausgerichteten Bodenkartierung die Möglichkeit der kartenmäßigen Erfassung des biologischen Grundpotentials der Böden in einer zusammenfassenden Größe benötigt wird. Die Standortskartierung in Südwestdeutschland (nach Ellenberg) bedient sich versuchsweise eines derartigen Wertes, der als "potentielle Trophie" oder "Nährkraft" nach einer zehnstufigen Skala aus Gründigkeit, Bodenart, Bodenausgangsmaterial, Humosität, Humusform und Mächtigkeit der Humushorizonte im Gelände relativ eingeschätzt wird (3). Die Frage ist, ob mit Hilfe einer solchen vorwiegend bodenbiologisch orientierten Größe das Speicher- und Transformationsvermögen eines Bodens für Nährstoffe, insbesondere für Stickstoff, qualitativ beurteilt werden kann. Kombiniert mit den Daten für den Wärme- und Wasserhaushalt wäre in dieser Richtung ein brauchbares Maß für das ökologische Potential von Standorten zu suchen.

Literatur

- 1) Fischer - Zürn: Die keltische Viereckschanze von Tomerdingen; in Vorbereitung für "Forschungen und Berichte zur Vor- und Frühgeschichte in Baden-Württemberg".
- 2) Müller, S.: Oberbodenstörungen und Erosionsschäden bei Waldstandorten. Der Forst- und Holzwirt 26, Nr. 11, S. 217-220. Hannover 1971.
- 3) Müller, S., Schreiber, K.F. und Weller, F.: Grundzüge einer Schnellmethode der Standortskartierung im Maßstab 1:50 000 als Grundlage für die Agrar- und Landschaftsplanung in Baden-Württemberg. Mittlg. Dt. Bodenkde. Ges. 16, S. 105-119. Göttingen 1972.

In einer Beantwortung nimmt Prof. Graff zu einigen der Fragen in folgender Weise Stellung:

Turbationen oder Materialumlagerungen entstehen im Boden, wenn Bodenmaterial von Substratfressern aufgenommen und wieder ausgeschieden wird (Regenwürmer, Enchytraeiden). Hierfür kommt überwiegend der A_n -Horizont in Frage.

Umlagerungsvorgänge treten ferner bei der Anlage von Nist- oder Wohnhöhlen, Wohnröhren, Gängen und Gruben durch die Tätigkeit grabender oder scharrender Insekten, Spinnen, Reptilien, Vögel und Säugetiere auf.

Berechnungen über die von Regenwürmern transportierte Bodenmenge sind schon 1881 von Charles Darwin angestellt worden. Nach eigenen Ermittlungen auf einer Parabraunerde unter Gras sind im Zeitraum von 13 Jahren ca. 4.6 kg/m^2 Feinerde durch Regenwurmtätigkeit aufgebracht worden.

In jedem Klimagebiet könnte das Ausmaß dieser Umlagerung ermittelt werden, wenn über längere Zeit ein markiertes Stück Grünland nicht umgebrochen wird.

Über die maximale Größe der von den einzelnen Regenwurmarten (und Altersklassen) aufnehmbaren mineralischen Bodenpartikel gibt es keine verlässlichen Angaben.

Bei der Frage nach der Eignung von Bodentieren als Zeigerorganismen ist zunächst auf Tischler (1949) zu verweisen, der Hilfen für die Beurteilung eines Biotops erarbeitet und entsprechende ökologische Termini eingeführt hat. Allgemein sind Bodentiere als Zeiger für Bodeneigenschaften weniger geeignet als Pflanzen.

Kommission VI - Bodentechnologie

In die Problematik wurde von Prof. Wohlrab mit einem Beitrag "Bodenbiologische Probleme der Bodentechnologie" eingeführt:

Die Bodentechnologie setzt sich bekanntlich mit allen Maßnahmen - oder korrekter gesagt, mit den Wirkungen dieser Maßnahmen - auseinander, die in den Boden eingreifen, seine Eigenschaften mehr oder weniger nachhaltig und tiefreichend verändern. Es handelt sich dabei einmal um Eingriffe, die gezielt zur Verbesserung der Nutzungsbedingungen für den Gartenbau, für die Land- und Forstwirtschaft führen bzw. führen sollen. Das Spektrum reicht bei ihnen von der regelmäßigen Bodenbearbeitung bis zu grundlegenden komplexen Meliorationen. Darüber hinaus handelt es sich aber auch um Eingriffe, die ganz andere Ziele verfolgen und dabei zwangsläufig unmittelbar oder mittelbar den Boden - sein Wirkungssystem - verändern. Als Beispiele hierfür sind zu nennen: Umlagerungen des natürlichen Solums beim Abbau von Bodenschätzen, ferner Störungen des Wasserhaushaltes und damit eines wesentlichen Faktors der Bodenentwicklung und der Bodenfruchtbarkeit.

Bei allen diesen Prozessen ist die Fauna und die Flora des Bodens entscheidend betroffen, und hieraus ergibt sich der Katalog an Fragen und Wünschen der Bodentechnologie an die Bodenbiologie.

Indessen darf aus dieser Beziehung nicht abgeleitet werden, daß es lediglich um eine passive Mitwirkung der Bodenbiologie gehen sollte, beispielsweise um die bloße Feststellung, wie sich Fauna

und Flora in ihrer Artzusammensetzung, in ihrer Population verändert haben. Die Bodenbiologie ist ihrerseits aufgerufen und in der Lage, Maßstäbe für die Beurteilung bodentechnologischer Maßnahmen zu setzen, gemeinsam mit der Bodentechnologie konsequente leistungsfähige Praktiken zu entwickeln.

Aus dem Katalog der Fragen und Wünsche an die Bodenbiologie können hier nur einige herausgegriffen werden:

Die verschiedenen Verfahren der Bodenbearbeitung gaben schon immer Veranlassung, die durch sie ausgelösten biologischen Prozesse zu untersuchen. Noch nicht so intensiv erforscht sind bisher die diesbezüglichen Effekte von Tieflockern und Tiefpflügen mit und ohne Meliorationskalkung bzw. -düngung. Bekannt ist, daß das durch diesen mechanischen Eingriff geschaffene Gefüge einer biogenen Stabilisierung bedarf. Daher stellt sich die Frage, ob es gelingt, anstelle von oder neben den Aussagen mehrerer spezifischer, meist aufwendiger bodenphysikalischer Methoden ein komplexes bodenbiologisches Kriterium zur Beurteilung des Erfolges und vor allem auch der Nachhaltigkeit solcher Meliorationen heranzuziehen.

Ähnliches gilt für alle Hydromeliorationen. Inwieweit können Bodenfauna und -flora nach Artenzusammensetzung und -dominanz zur Kennzeichnung des veränderten Bodenwasser- und Bodenlufthaushaltes, beispielsweise nach verschiedenen Entwässerungsmaßnahmen, herangezogen werden? Dabei sollte es sich möglichst nicht nur um Anzeiger extremer Standortunterschiede handeln, die sich ohnedies mit anderen Methoden einfach und zuverlässig genug nachweisen lassen. Spezifische Aussagen der Bodenbiologie werden ferner erwartet über die mit der Entwässerung eingeleiteten biochemischen Mobilisierungs- und Immobilisierungsprozesse (z.B. Verockerung). Nicht nur ihre Kenntnis, vielmehr Angaben über ihre Steuerung im Interesse einer Funktionserhaltung der Entwässerungsanlagen sind dabei erwünscht.

Auch hinsichtlich der Bewässerung eröffnen sich Beurteilungsmöglichkeiten für die Bodenbiologie. Gibt es Indikatororganismen, die nachhaltige Bodenfruchtbarkeitsänderungen erkennen lassen und beispielsweise diesbezüglich negative Erscheinungen bestimmter Bewässerungsverfahren und Bewässerungspraktiken rechtzeitig anzeigen?

Für die Abwasser-, Klärschlamm- und sonstige Abfallverwertung sowie -unterbringung auf Landflächen haben bodenbiologische Erkenntnisse zweifellos grundlegende Bedeutung. Die Technik der Vorbehandlung, der Aus- und Unterbringung sowie die Nutzung der behandelten Flächen sollten sich nach bodenbiologischen und bodenhygienischen Erfordernissen richten. Es ist daher notwendig, diese Erfordernisse für die verschiedenen Standorte noch weitgehender zu präzisieren. Im übrigen können die Abbauvorgänge im Boden die Zusammensetzung der Stoff-Frachten beeinflussen. Es stellt sich daher die Frage, ob es möglich ist, diese Prozesse bodenbiologisch zu steuern, um einer Belastung der Gewässer vorzubeugen.

Im Zusammenhang mit Meliorationen (beispielsweise Moortiefflugkultur), aber auch durch Umlagerungen des natürlichen Solums aus anderem Anlaß (Rekultivierung), entstehen vielfältige anthropogene Böden. Von Interesse ist bei ihnen Art und Weise der Besiedlung bzw. Wiederbesiedlung mit Organismen. Bodentechnologisch von wesentlicher Bedeutung sind Maßnahmen, die das labile Initialstadium von Rohböden möglichst schnell zu überwinden helfen. Bodenbiologische Verfahren und die Verabfolgung geeigneter organischer oder sonstiger, die Gefügebildung initiierender Stoffe stehen dabei im Vordergrund. Die Entwicklung solcher Verfahren und das Testen derartiger Meliorationssubstanzen sind wichtige gemeinsame Aufgaben von Bodenbiologie und Bodentechnologie.

Das Brachfallen landwirtschaftlicher Nutzflächen führt zu Verschiebungen in der Artenzusammensetzung und -dominanz der Bodenflora und Bodenfauna. Es ist anzunehmen, daß sich zwischen dieser Verschiebung und dem Wandel der Standorteigenschaften Beziehungen herstellen lassen. Auch der Bodenbiologie stellen sich daher bei der Beurteilung von Brachlandproblemen wichtige Aufgaben.

Die Beantwortung der zahlreichen interessanten Fragen war aus Zeitgründen während des Rundgespräches nicht mehr möglich. Von Kommission zu Kommission ist das Gespräch aber mit folgenden Hinweisen fortgesetzt worden:

1. Bodenorganismen als Indikatoren des Bodenwasser- und -lufthaushaltes

Bodenmikroorganismen sind allgemein ubiquitär verbreitet und befinden sich während ihrer Lebensspanne vorwiegend im Ruhezustand. Sie sind also prinzipiell schlechte Anzeiger, sofern es sich nicht um extreme Standorte handelt. Im letzteren Falle kann es nach Toleranzen und Ansprüchen der Mikroorganismen zur Selektion Standort-typischer Formen kommen.

Bodenwasser ist für Stoffwechsel der Mikroben unentbehrlich; im übrigen gibt es vielfältige Anpassungs(Überlebens)mechanismen für Trockenheit. Anzeiger für Bodenluft, insbesondere O_2 -Versorgung, ist ebenfalls nur unter extremen Bedingungen zu erwarten, da die Mehrzahl der Mikroorganismen für optimales Wachstum mit O_2 -Partialdrucken ≤ 0.01 auskommt.

Allgemein gilt wohl, daß sogenannte Leitformen (wenn es sie wirklich gibt!) Anpassungen an die physikalischen und chemischen Bedingungen des (Mikro)Standortes darstellen. Häufig ist es sinnvoller und exakter, diese Bedingungen zu messen!

2. Bodenbearbeitung

Vertiefung der Pflugfurche auf 20, 30, 40 cm erhöhte die Zahl der Mikroorganismen und Umsetzungen gegenüber konventionellen Verfahren.

Strohverbrennung vermindert Zahl der Mikroorganismen in den oberen 5 cm beträchtlich ($\sim 75\%$), in 5 - 10 cm Schicht weit aus weniger ($\sim 10\%$). Nach 2 Monaten ist durch Wiederbesiedlung Normalzustand wiederhergestellt.

Beim Tiefpflügen (> 40 cm) ist vorübergehend mit der Ausbreitung von Pionier-Organismen zu rechnen, insbesondere mit höherer N-Bindung durch freilebende N-Binder.

3. Bewässerung

Insgesamt sind wenig Informationen vorhanden! In ariden Gebieten ist es an Baumwolle bei plötzlicher hoher Bodenfeuchte, hoher Temperatur und hoher Assimilationstätigkeit (verbunden mit starker Wurzelausscheidung) zu starker anaerober H_2S -Bildung und Pflanzenschäden gekommen. In subtropischen Bewässerungskulturen (Citrus, Avocado) spielt die Verbreitung von pflanzlichen Parasiten (mit beweglichen Sporen) durch Irrigationswasser eine große Rolle.

Bei starker Entwicklung von Blaualgen auf ständig feuchten Bodenoberflächen ist mit erhöhter N-Bindung zu rechnen, bei Überfluten (O_2 -Abschluß) mit verminderter Nitrifikation und anaeroben Prozessen.

4. Agrochemikalien

Einfluß auf die Gewässergüte wohl nur durch Oberflächenabtrag. Fast alle Pestizide haben ganz geringe Wasserlöslichkeit und bleiben in den oberen Bodenschichten hängen. Mikroorganismen fallen zumindest in eine der 3 Kategorien: a) totaler Abbau zu H_2O , CO_2 , NH_3 , (SO_4^{2-}) , (PO_4^{3-}) ; b) Teilabbau (z.B. Seitenkettenmetabolisierung); c) Kometabolische Transformationen (Molekülveränderungen ohne Energiegewinn).

Im übrigen sind echte Abbaustudien in Böden äußerst selten. In vitro-Potenzen sind meist nicht auf den Boden übertragbar. Bodenversuche beschränken sich meist auf Analyse abnehmender Wirkstoffgehalte, was mit Abbau nicht identisch ist.

Applikation von wasserfreiem NH_3 -N beeinflusst bei normalen Dosierungen Mikroorganismen (besonders Bodenpilze) nur für kurze Zeit (solange $pH > 8$).

5. Umsetzungen von Abfällen

Neben den außerhalb der Diskussion liegenden biotechnischen Aspekten ist für den Fall der Rückführung in den Boden der Hinweis wichtig, daß praktisch keine Steuerung der Umsetzungen möglich ist. Die zulässige Quantität rückgeführter Abfälle wird nicht zuletzt von der künftigen Nutzung und von der Höhe des Grundwasserspiegels bestimmt. Mikroorganismen bewältigen im übrigen von unerwünschten Fremdstoffen nur die organischen Anteile. Zur Reinigung von Schwermetallen o.ä. tragen sie nichts bei.

6. Rekultivierungsrohböden

Sinnvoll erscheint die Beimpfung solcher Böden mit photo- und chemoautotrophen Organismen; aber Ergebnisse in dieser Richtung sind nicht bekannt. Für Besiedlung mit Bodentieren ist ein wichtiger Gesichtspunkt, für Landbrücken zur Einwanderung zu sorgen.

Der Beitrag der Fauna zur Durchmischung und Lockerung
des Bodens

- eine Diskussion -

O. Graff*) und K.H. Hartge**)

Ein wesentlicher Beitrag der Tierwelt zur Bodenentwicklung liegt in der Auflockerung des Mineralbodens sowie in der Durchmischung des obersten Bodenbereichs, was zur Einarbeitung und Verteilung der organischen Substanz im Profil und dessen besserer Durchlüftung führt.

Von diesen beiden Aspekten ist vor allem der erstere zur Zeit zunehmend aktuell, weil sein Ergebnis, die Lockerheit, durch immer schwerere Maschinen, z.T. auch durch höhere Intensität der Nutzung (z.B. Begrasung von Intensivweiden, Bespielen von Sportflächen) immer häufiger zunichte gemacht wird.

Das äußert sich u.a. in dem zunehmenden Interesse an Tieflockerung, Minimum-Bearbeitung, pfluglosem Ackerbau, aber auch an Dränungen und Tiefumbrüchen. Der gesamte Komplex wird um so akuter, je größer die Möglichkeiten zur Zusatzbewässerung werden, denn je höher das Wasserangebot wird, desto grobporiger muß ein guter Kulturboden sein, um Luftmangel der Pflanzen vorzubeugen. Grobporigkeit und damit Lockerheit bedeutet aber fast immer eine Verminderung des Verdichtungswiderstandes.

Vor diesem Hintergrund ist es von steigendem Interesse jeden natürlichen Lockerungsvorgang daraufhin zu untersuchen, wie wirksam er ist und ob er ausnutzbar, verstärkbar oder nachahmbar ist. Hierbei ergeben sich unter anderem die folgenden Problemkreise, die nachstehend diskutiert werden.

Diese Gedanken sind natürlich im gegenwärtigen Diskussionsstand stark spekulativ, aber vielleicht vermögen sie doch den Raum ein wenig abzustecken, innerhalb dessen exakte Einzelexperimente dann verläßlich Informationen über die Beeinflussung des Bodens beschaffen müßten. - Auch eine solche Anregung wäre schon wert einmal ausgesprochen zu werden.

*) Institut für Bodenbiologie, FAL, Braunschweig

***) Institut für Bodenkunde, TU Hannover

Problemkreis 1:

Spätestens seit Darwin (1881) ist die intensive Wirksamkeit der Regenwürmer im Boden bekannt. Sie kann innerhalb mehr oder weniger langer Zeit zu vollständiger Umarbeitung des Oberbodens und zu starker Vergrößerung des Makroporenvolumens im Unterboden führen. Betrachtet man allerdings die an die Oberfläche ausgeworfenen Losungshäufchen der Würmer genauer, so findet man darin überwiegend Material aus A_n -Horizonten; nur selten ist Unterbodenmaterial darin enthalten. Ein Einfluß der Würmer auf die oberste Bodenschicht dürfte daher in der Darmentleerung als Folge der Futteraufnahme zu suchen sein, bei welcher stets Mineralteilchen - bis zu einer dem jeweiligen Individuum gemäßen Größe - mitgefressen werden. Auf diese Weise müssen Hohlräume zustande kommen. So entsteht auf den ersten Blick der Eindruck, als müsse das Fressen von Boden der entscheidende Arbeitsgang für die Herstellung von Gängen sein. Aber wie verhält sich dies im Unterboden?

Kommentar:

Die Beobachtung über die Herkunft des zur Bodenoberfläche transportierten Materials deckt sich mit den Untersuchungen von Roots und Phillips (1960). Ein Fressen des Bodens erscheint demnach für die Gangerzeugung nicht unbedingt notwendig. Wenn dies für Regenwürmer allgemein gilt, so bedeutet dies natürlich, daß die Wurm-tätigkeit im Unterboden, der infolge geringer Struktur-stabilität besonders verdichtungsanfällig ist, kaum eine wesentliche Lockerung verursacht. Wohl aber kann sie dort eine Umverteilung (Heterogenisierung) des Porensystems bewirken, die einen starken Einfluß auf die Durchlüftung und damit die Standorteigenschaften hat.

Auf die Wichtigkeit dieser Unterbodenporung für das Pflanzenwachstum haben verschiedene Autoren, z.B. Köhnlein (1960) sowie Vetter und Lichtenstein (1968) aufmerksam gemacht. Die letztgenannten Autoren befaßten sich insbesondere mit der biologischen Auflösung von Verdichtungen, die als Folge der Bodenbearbeitung auftreten.

Eine Durchmischung und Lockerung, soweit sie mit einer Umlagerung von Bodenmaterial einhergeht, ist wohl, was die Regenwurmtätigkeit anbelangt, überwiegend auf die nahrungsspendenden Bodenbereiche und damit auf den A-Horizont begrenzt.

Problemkreis 2:

Welche Grenzen sind dem Lebensraum der Regenwürmer gesetzt? Wieweit ist mechanischer Widerstand und wieweit O_2 -Mangel begrenzender Faktor? Ist der Wurm auf O_2 -Aufnahme aus der Bodluft angewiesen oder kann er über seine Haut auch den im Bodenwasser enthaltenen Sauerstoff nutzen? Wenn das letztere unmöglich ist, dann würde dies den Lebensraum überall dort einengen müssen, wo infolge reichlicher Durchfeuchtung des Bodens die engeren Poren in der Wand der Wurmgänge ständig und/oder vollständig mit Wasser gefüllt sind.

Hat die Tatsache, daß in den Schwarzerden der semiariden Gebiete (Böden zum mindesten zeitweise relativ trocken und daher hart) weit mehr Spuren der Wurmtätigkeit aufgefunden werden als in den Parabraunerden der humideren Gebiete (Böden einen längeren Teil des Jahres über feucht und daher nicht hart) etwas mit derartigen Begrenzungen des Lebensraumes im Boden zu tun, weil die Härte des trockenen Bodens die Neuanlage von Gängen erschwert? Wenn es nicht so wäre, dann müßte man finden, daß in den Parabraunerden der Lessivierungsvorgang mindestens stellenweise durch die Durchmischung und den Materialtransport aufgehoben wurde. In Böden mit aktivitätshemmender Trockenperiode müßte die Durchmischung demgegenüber geringer bleiben.

Kommentar:

Der mechanische Widerstand von Mineralböden kann von den Würmern bei der Neuanlage von Gängen offenbar nur über kürzere Strecken überwunden werden. Es ist bekannt, daß sich Arten, die in der Waldstreu leben, wesentlich schneller horizontal ausbreiten als solche, die ihre Wohnröhren im Mineralboden haben. Andererseits zeigten Untersuchungen, daß Lumbricus terrestris und L. rubellus sowie Dendrobaena octaedra enge

Gänge gegen den Widerstand von bis zu 24 cm Hg-Säule ($\sim 0,3$ bar) auf den für sie notwendigen Durchmesser ausweiten konnten (Ronde 1952). Allerdings kann eine solche Leistung wohl nur wenige Minuten lang durchgehalten werden. Im übrigen ist die Eindringtiefe abhängig von der Körpergröße. Das hat zur Folge, daß großkörperige Arten auf geringmächtigen Böden über Hartgestein in der Regel fehlen; hier begrenzt also der mechanische Widerstand den Lebensraum.

Regenwürmer können im kalten Wasser, etwa um 10°C und weniger, monatelang, ja jahrelang lebend erhalten werden, wenn das Flüssigkeitsvolumen in solchem Verhältnis zur freien Oberfläche steht, daß der respiratorische Wert des Wassers hoch bleibt. Bei raschem Eindringen von viel Wasser in den Boden (z.B. nach Starkregen oder künstlicher Bewässerung) ist dies jedoch nicht immer gewährleistet, so daß die Regenwürmer aus Atemnot an die Bodenoberfläche steigen müßten (Merker 1926). Doch wird diese Begründung von Focke (1930) angezweifelt, der eine Beunruhigung der Tiere durch osmotische Wasseraufnahme und durch Veränderung der Berührungsreize im wassererfüllten Boden auf Grund umfangreicher Experimente annimmt. Am Tageslicht werden die Tiere infolge Fehlens von ausreichendem Schutz gegen die UV-Strahlung in kurzer Zeit bewegungsunfähig und gehen ein.

Wenn man in Schwarzerden semiarider Gebiete mehr Wurmsspuren findet als in Böden humider Gebiete, so hängt das einmal damit zusammen, daß die Wurmtätigkeit sich während der kürzeren Perioden der Durchfeuchtung des Bodens sehr intensiv abspielen muß. Bei nachfolgendem Trockenwerden dieser Böden bleibt die "Wurmstruktur" erhalten. In Böden humider Gebiete ist die Wurmtätigkeit auf längeren Zeitraum während des Jahres verteilt. Die geschaffenen Strukturen werden aber unter diesen Klimabedingungen offenbar leichter wieder zerstört als unter kontinentalem Klimaeinfluß.

Ferner hat die Art des Bodenmaterials auch einen Einfluß auf die Dauerhaftigkeit der Wurmstrukturen. Es bleiben z.B. in Lössböden Wurmröhren viele Jahre lang nach dem Absterben ihrer Erbauer erhalten und können auf Zahlen von über $3000/\text{m}^2$ (waagrechtlicher Anschnitt) ansteigen. In niederdeutschen Geschieben

ist die Erhaltung einer Wurmröhre auf höchstens 3 Jahre nach dem Tod ihres Erbauers begrenzt.

Eine weitere Ursache für das geringe Ausmaß der Bodenbewegung durch die Regenwürmer kann darin liegen, daß das Nahrungsangebot in diesen Böden oft ungünstiger ist als in Schwarzerden. So zeigten z.B. Untersuchungen von Wittich (1953), daß die Streu derjenigen Waldbäume, die bei uns am meisten zur Bestockung beitragen, von den Regenwürmern nicht gerne genommen wird. Daher weisen unsere mitteleuropäischen Eichen-, Rotbuchen- und Koniferenwälder in der Regel eine relativ geringe Regenwurm-Biomasse auf.

Wo eine hinreichend breite Nahrungsbasis vorhanden ist, kann jedoch die Bodenentwicklung durch die Wurmtätigkeit durchaus entscheidend beeinflußt werden. So berichtet z.B. Meyer (1973) über ein Vorkommen bei Belgrad, wo trotz lokal sehr hoher Niederschläge die Entkalkung eines Schwarzerde-A-Horizontes infolge der ständigen Durchmischung durch die Würmer unterbunden ist.

Problemkreis 3:

Wie ist überhaupt die Grabtechnik hochspezialisierter Erdbewohner? Vom Standpunkt des geringsten Aufwandes her ist es bei porenreichen, weichen Substraten rentabler, das störende Bodenmaterial zur Seite, in die Gangwand hineinzupressen, als es aus dem Gang in Richtung Ausgang hin zu transportieren. Dieses Vorgehen entspräche auch dem Vorgang beim Wachsen der Wurzeln im Boden (vgl. u.a. Cockroft, Barley und Greacen, 1959). Ein Transport aus dem Gang heraus in oxialer Richtung wird erst notwendig, wenn das Porenvolumen der näheren Umgebung die wegzu-drückende Bodenmenge nicht mehr aufnehmen kann, oder die Härte der Gangwand ein Verformen erschwert. Für den ersten Teil dieser Frage ist das Porenvolumen wesentlich. Wenn z.B. der Druck ausreicht, um das Porenvolumen auf 35% zu vermindern, so würde dies - konstanten Verdichtungsbetrag angenommen - bei 40% PV einen 0,6 cm breiten Umkreis des Ganges in Mitleidenschaft ziehen müssen, bei 50% PV dagegen nur einen 0,25 cm Umkreis. Dieser Zusammenhang ist in Abb. 1 schematisiert dargestellt.

Neue Beobachtungen von Gans (1969, 1973) über die Grabtechnik und die Anpassungsformen bei Doppelschleichen (Amphisbaena) und Emschlangen (Uropeltis) geben einen Hinweis darauf, daß selbst in ganz anderen Tierstämmen das Zur-Seite-Drücken bei zunehmender Anpassung an das unterirdische Leben in den Vordergrund rückt, bzw. umgekehrt eine weitgehendere Ausnutzung des Lebensraumes bzw. seine Erweiterung nach der Tiefe hin erlaubt.

Ist nicht selbst in der Gangbautechnik des Maulwurfes die gleiche Tendenz bemerkbar? Wenn man frische Maulwurfshügel betrachtet, dann erkennt man, daß sie aus wenig stabilen, daher sehr vergänglichen Preßlingen bestehen und daher auch auf eine schiebende und stoßende Arbeitsweise hindeuten. Der Aushub aus den Löchern von Mäusen, Kaninchen und ähnlichen Erdbewohnern sieht ganz anders aus. Eine ähnliche Bauweise wie Maulwurfsgänge haben nur die oberseits hochgewölbten Gänge der Wühlmäuse.

Kommentar:

Tischler (1949) unterscheidet vier Gruppen von bodenbewohnenden Tieren: Bohrgräber, Schaufelgräber, Scharrgräber und Mundgräber. Zu den Bohrgräbern zählen neben den Regenwürmern u.a. die Larven von Schnellkäfern (Drahtwürmer), Blatthornkäfern (Engerlinge) sowie einige Schmetterlingslarven (Erdraupen); auch die bodenbewohnenden Maden verschiedener Fliegen müssen hierher gerechnet werden. Vielleicht haben diese sogar größte Ähnlichkeit mit den Regenwürmern, weil sie im Stande sind, durch Kontrahieren ihren Körperquerschnitt zu verringern bzw. zu vergrößern. Die gen. Tiere bewegen sich im Boden dadurch vorwärts, daß sie mit dem speziell dafür eingerichteten Vorderende eine kleine Lücke schaffen, die durch Nachpressen des Körpers nach allen Seiten erweitert wird. Die dabei erzeugte Verdichtung der Umgebung ist in Abb. 2 rings um einige quer bzw. schräg angeschnittene Gänge in einem Lößboden zu sehen. Die Regenwürmer und ihre Verwandten benutzen dabei den hydrostatischen Druck, der durch Einwirkung verschiedener Muskelsysteme auf die Leibeshöhlenflüssigkeit erzeugt wird (Newell 1950). Die anderen Bohrgräber üben den Druck zur Erweiterung

des gebohrten Ganges teils mit den Gliedmaßen durch Abstemmen der vorderen Körperpartien aus oder durch vertikale und horizontale Schlängelbewegungen. Die Körperform aller dieser Bohrgräber entspricht dem *Wurmtyp*. Dieser kann ursprünglich sein wie beim Regenwurm und den Insektenlarven. Er kann aber auch entwicklungsgeschichtlich viel jünger sein, wie z.B. Blindwühle, Schleichen und Schlangen, die ihn sekundär wieder angenommen haben, unter Verlust der bei ihren Vorfahren schon ausgebildeten Gliedmaßen. Soweit diese Tiere zum Leben im Boden übergegangen sind, pressen auch sie das Substrat beim Bau der Gänge auseinander.

Dieser Vorgang des Eindringens mittels abwechselnden Vorstoßens mit geringem Durchmesser und anschließendem radialen Erweitern ist, wie in den vorigen Abschnitten bereits erwähnt, mehrfach und bei verschiedenen Tiergruppen beschrieben worden (s. Roots und Phillips 1960 und Gans 1969). Für den Regenwurm ist er zudem in einem Film dargestellt (TWU 8F 438 - Der Regenwurm - Schlüpfen und Fortbewegung).

Es wäre zu untersuchen, wieweit von anderen Tieren mit geringem Durchmesser vorgebohrte Gänge nur erweitert werden. Im Falle des Regenwurms wäre zu untersuchen, ob ein enger Gang durch Verschlingen einzelner Körner hergestellt werden kann, der dann auf die beschriebene Weise durch Pressung erweitert wird.

Der Maulwurf, nach Tischler (l.c.) ein *Schaufelgräber*, legt seine Gänge im weichen oder lockeren Substrat, nahe der Bodenoberfläche, ebenfalls durch einfaches Hochdrücken des Bodens mit seinem kräftigen Nacken an. Dies ist besonders im Frühjahr unter Zierrasen zu beobachten. Festes Bodenmaterial tieferer Horizonte muß er mit seinen zu Grabwerkzeugen umgebildeten Vordergliedmaßen erst lockern. Es nimmt dabei an Volumen zu und muß infolgedessen in axialer Richtung aus dem Gang geschafft werden.

Zu den Schaufelgräbern gehören auch die Maulwurfsgrillen sowie die Imagines der Mistkäfer, Dungkäfer, des Maikäfers und des Totengräbers. Bei ihnen sind die Vorderbeine oder auch nur die Schienen derselben zu Grabwerkzeugen geworden. Das schließt

bei diesen Tieren aber nicht aus, daß sie sich ebenfalls durch Drücken oder Pressen ihren Gang erweitern können.

Zu den *Scharrgräbern* gehören die meisten höhlenbewohnenden Säugetiere (Igel, Mäuse, Hamster, Murmeltiere, Kaninchen, Ziesel), selbst Vögel, wie Uferschwalben. Doch ist dieser Typ ebenso bei den Insekten verbreitet, z.B. zählen dazu die Weg- und Grabwespen, welche an den Außenseiten der Füße ausgesprochene Scharrorgane entwickelt haben, die durch Verstärkung von Borsten entstanden sind. Schließlich nehmen Grabwespen in härterem Substrat zum Lösen von Bodenteilchen auch die Mundwerkzeuge zu Hilfe.

Sie leiten damit zu den *Mundgräbern* über, unter denen die Ameisen am bekanntesten sind. Indessen wird das Graben mit dem Mund, wie oben ausgeführt, gelegentlich auch dem Regenwurm abverlangt; weitere Details beschreibt Tischler (1949).

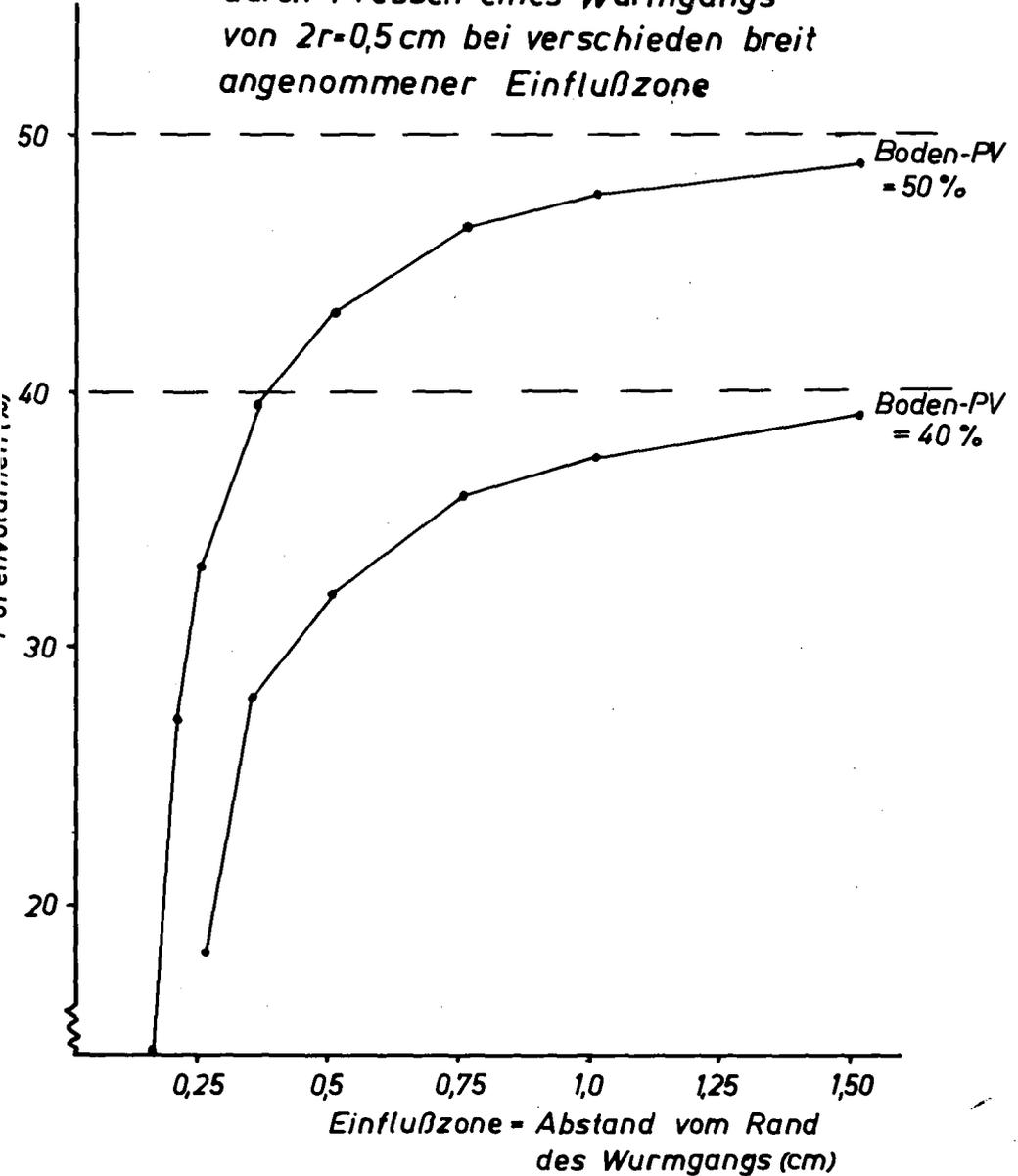
Problemkreis 4:

Zur Schaffung von Gängen im Boden gibt es, wie aus den vorigen Abschnitten hervorgeht, zwei Möglichkeiten: Entweder kann das Material um kleine Entfernungen radial, d.h. nach oben, unten bzw. zur Seite geschoben und dabei zusammengedrückt werden, oder es muß in irgendeiner Weise in axialer Richtung aus dem Gang heraus transportiert werden, sofern der bereits passierte Gangabschnitt nicht verstopft werden darf (einige Lamellicornier-Larven).

Während im ersten dieser beiden Fälle nur verhältnismäßig geringe Verlagerungen und Durchmischungen des Bodens erfolgen, kann es im zweiten Fall zu beträchtlichen Bodenbewegungen kommen.

Wenn nun jeder Organismus darauf angewiesen wäre, haushälterisch mit seiner Energie umzugehen, dann erhebt sich die Frage, welche dieser beiden Methoden die Vorteilhaftere ist und daher im Verlaufe der entwicklungsgeschichtlichen Anpassung an den Nahrungserwerb im Boden am aussichtsreichsten ist.

Abb.1: Verkleinerung des Porenvolumens durch Pressen eines Wurmgangs von $2r=0,5\text{ cm}$ bei verschieden breit angenommener Einflußzone



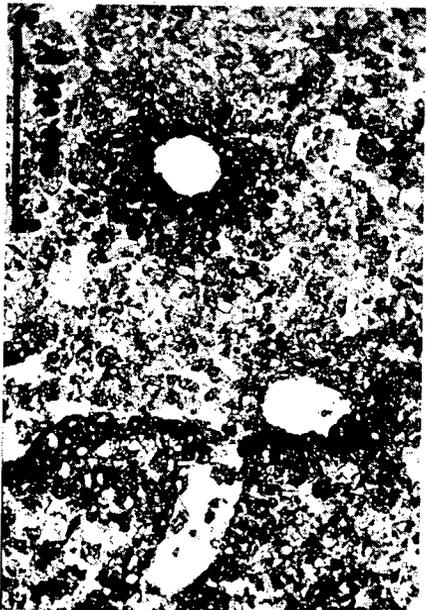


Abb. 2

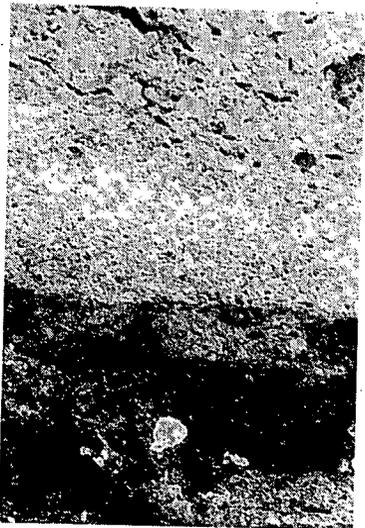


Abb. 3

Abb. 2 : Verdichtungen am Gangrand durch Pressung (LÖß)
(Photo Altemüller)

Abb. 3 : Längs durchgeschnittene Regenwurmröhre

Rechter dunklerer Teil: "Tapete" des Wurmanges

Linker hellerer Teil: Boden in natürlicher Lagerung

Rechtes Drittel des hellen Teils: Verdichtungszone

(Photo H.J. Banse)

Kommentar:

Die Ringelwürmer und die von ihnen abgeleiteten Tiergruppen, die Arthropoden, müssen im Laufe der Evolution zwei für das heutige Verständnis ihrer Baupläne wichtige, sich wohl auch überkreuzende, Schritte unternommen haben: 1.) Den Übergang von der schwimmenden zur sessilen, ja röhrenbewohnenden Lebensweise unter Beibehaltung (verschiedene Polychaeten) oder unter Verlust der Extremitäten (Regenwürmer). 2.) Den Übergang vom marinen zum limnischen und terrestrischen Lebensraum mit Differenzierung der Extremitäten zu hochspezialisierten Werkzeugen oder bis zu völliger Reduktion. Als die Regenwürmer anfangen, salzfreie terrestrische Böden zu besiedeln - was eine entsprechende Entwicklung der Vegetation voraussetzt - (Wilcke 1955) hatten sie bereits sämtliche Organe, die zur Fortbewegung in diesem Biotop erforderlich waren.

Man kann daher die Regenwürmer als primäre Bodentiere, alle anderen den Boden bewohnenden Arten und Stämme dagegen als sekundäre Bodentiere auffassen. Diese letzteren haben sich den Boden als Lebensraum neu erschlossen und sich der Bewegung in ihm unter Rückbildung (z.B. Gymnophionen, Amphisbaenen, Uropeltis), Verkürzung (z.B. Drahtwürmer) oder Umbildung von Extremitäten zu Grabwerkzeugen (z.B. Maulwurf, Maulwurfsgrille) angepaßt, nachdem ihr inzwischen entwickelter Körperplan für ein Beiseitedrücken von kompakten Hindernissen nur mehr schlecht geeignet war.

Aus diesem entwicklungsgeschichtlich bedingten Grunde tritt uns bei den Tieren, die zwecks Nahrungserwerb im Boden mehr oder weniger große Bereiche stets erneut absuchen müssen, trotz der einengenden Eigenschaften des Substrates eine Vielfalt von Lösungsversuchen des Problems der Fortbewegung entgegen.

Dabei ist allerdings auch bei Arten, deren Extremitäten zu Grabwerkzeugen wurden, gelegentlich eine Anwendung radialer Preßtechniken zu beobachten.

Literatur:

- Cockroft, B., Barley, K.P. and Greacen, E.L. (1969): The penetration of clays by fine probes and root tips. - Austral. J. Soil Res. 7, 333-348.
- Darwin, Ch. (1881): The formation of vegetable mould through the action of worms. - Murray, London.
- Focke, F. (1930): Experimente und Beobachtungen über die Biologie des Regenwurms. - Z. wiss. Zool. 136, 376-421.
- Gans, C. (1969): Ringelexen (Amphisbaenen) - grabende Reptilien. - Endeavour (ICI) 28, 146-150.
- Gans, C. (1973): Schildschwanzschlangen - Überlebende in einer sich verändernden Welt. - Endeavour (ICI) 32, 60-65.
- Köhnlein, J. (1960): Die Bedeutung der Unterbodenporung. - Landw. Forsch. 13/ Sonderheft 14, 61-71.
- Meyer, B. (1973): mündliche Mitteilung
- Newell, G.E. (1950): The role of the coelomic fluid in the movements of earthworms. - J. exp. Biol. 27, 110-121.
- Ronde, G. (1952): Beitrag zur Untersuchung der Muskelenergie des Regenwurms. - Forstw. Centralblatt 71, 243-254.
- Roots, B.I. and Phillips, R.R. (1960): Burrowing and the action of the pharynx of earthworms. - Med. Biol. Ill. 10, 28-31.
- Tischler, W. (1949): Grundzüge der terrestrischen Tierökologie. - Vieweg und Sohn, Braunschweig.
- Vetter, H. und Lichtenstein, H. (1968): Die biologische Auflösung von Unterbodenverdichtungen. - Landw. Forsch. 21 Sonderheft 22 , 85-88.
- Wilcke, D.E. (1955): Bemerkungen zum Problem des erdzeitlichen Alters der Regenwürmer (Oligochaeta opisthopora). - Zool. Anz. 154, 149-156.

Wittich, W. (1953): Untersuchungen über den Verlauf der Streuzersetzung auf einem Boden mit starker Regenwurm-tätigkeit. - Schriftenreihe Forst. Fak. Göttingen 2, 1-33.