Vol. I / Bd. I 1928 No 1

Soil Research

Bodenkundliche Forschungen

Recherches sur le Sol

Supplements to the Proceedings of the International Society of Soil Science
Beiheft zu den Mitteilungen der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft
Suppléments aux Comptes Rendus de l'Association de la Science du Sol

Edited by the Executive Committee of the International Society of Soil Science — Herausgegeben vom Vorstand der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft — Publiés par la Présidence de l'Association Internationale de la Science du Sol

Bibliotheek
Staatsbosbeheer
UTRECHT

Manuscripts, books etc. and all reports concerning the editorship and the publication are to be addressed to the editor Prof. Dr. F. Schucht, Berlin N 4, Invalidenstr. 42

Manuskripte, Bücher usw. und alle die Redaktion und den Verlag betreffenden Mitteilungen sind zu richten an den Schriftleiter: Prof. Dr. F. Schucht, Berlin N 4, Invalidenstr. 42

Les manuscripts, les livres etc. et toutes les communications concernant la rédaction et la publication sont à adresser au rédacteur: Prof. Dr. F. Schucht, Berlin N 4, Invalidenstraße 42

ISRIC LIBRARY
PRO2 1928.02

The Executive Committee; Der Vorstand; La Présidence

President; Erster Vorsitzender; Premier Président: Prof. Dr. K. Gedroiz, Leningrad

Acting President; Stellvertretender Erster Vorsitzender; Premier Président adjoint:
Dr. D. J. Hissink, Groningen

Vice-Presidents; Zweite Vorsitzende; Vice-Présidents:
Prof. Dr. G. De Angelis d'Ossat, Roma. Dr. Benj. Frosterus, Helsingfors

Representative of the International Institute of Agriculture in Rome; Vertreter des Internationalen Landwirtschafts-Instituts in Rom; Représentant de l'Institut International d'Agriculture à Rome: Eng. Fr. Bilbao y Sevilla, Roma

General Secretary; Generalsekretär; Secrétaire Général: Dr. D. J. Hissink, Groningen

Editor of the Review; Redakteur der Zeitschrift; Rédacteur de la publication périodique
Prof. Dr. F. Schucht, Berlin

Member ex officio; Mitglied ex officio; membre ex officio:
Dr. Jacob G. Lipman, New Brunswick

Contents — Inhalt — Contenu

pp. S.

1. Demolon, A. et Barbier, G., Contribution à l'étude de l'Argile Colloïdale. — (Beitrag zum Studium des kolloiden Tons. — Contribution to the science of colloidal clay) 1/3
2. Hissink, D. J., Beiträge zur Frage der Bodenadsorption. — (Contributions au Problème de l'Absorption du Sol. — Contributions to the Problem of Soil Saturation) 4/42
3. Keen, B. A., Mechanical Analysis: National and International. — (Nationale und internationale Methoden der mechanischen Analyse. — Les méthodes nationales et internationales d'analyse mécanique) 43/49
4. Vilensky, D. G., Some Data about alkali Soils of Russia. — (Einige Daten über Alkaliböden in Russland. — Quelques données sur des sols alcalins de Russie) 50/66

Soil Research — Bodenkundliche Forschungen
Recherches sur le Sol

Supplements to the Proceedings of the International Society of Soil Science — Beiheft zu den Mitteilungen der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft — Suppléments aux Comptes Rendus de l'Association de la Science du Sol

Vol./Bd. I 1928 No 1

Contribution à l'Etude de l'Argile Colloïdale*)

(Beitrag zum Studium des kolloiden Tons — Contribution to the study of the colloidal clay)

par **A. Demolon** et **G. Barbier**

I. Individualité physico-chimique de l'argile colloïdale

Les études ont porté sur la matière argileuse extraite de la terre à briques.

La totalité de celle-ci est susceptible de prendre l'état colloïdal. Son extraction nécessite préalablement sa dispersion, et ce but ne peut être atteint qu'après élimination des électrolytes coagulants et action d'un défloculant énergique (soude, ammoniaque).

La matière argileuse apparait comme douée de propriétés spécifiques en relation avec son état colloïdal, en particulier en ce qui concerne les phénomènes d'adsorption. Si, dans l'analyse mécanique des sols, on peut construire une courbe de sédimentation continue, on ne saurait considérer qu'il y a aussi variation continue des propriétés physico-chimiques des divers groupes d'éléments. En effet, d'une part, le dépôt sableux obtenu, après deux sédimentations (10 cm et 8 heures), dans l'analyse mécanique de la terre à briques préalablement dispersée, est parfaitement blanc et dénué de pouvoir absorbant. D'autre part, la suspension argileuse obtenue, à l'état de peptisation complète, peut être considérée comme stable et non susceptible de nouveaux fractionnements modifiant de manière appréciable sa composition et ses propriétés adsorbantes. L'étude de la viscosité des suspensions d'argile confirme cette manière de voir et différencie en particulier nettement l'argile colloïdale étudiée du kaolin.

*) Résumé d'un mémoire paru dans les "Annales de la Science Agronomique", sept-octo. 1927, p. 341—373. Pour les références bibliographiques on se reportera au mémoire original.

Il est donc rationnel de classer les éléments du sol en deux groupes: 1° éléments non colloïdaux ou de support qui conditionnent la texture. 2° éléments colloïdaux qui sont en relation directe avec le pouvoir absorbant, le pouvoir tampon, etc.

Au point de vue purement chimique, l'argile des limons doit être considérée comme formée d'alumo-silicates à structure kaolinique se rapprochant de l'halloysite. Le rapport $\frac{SiO^2 \text{ comb.}}{Al^2O^3 + Fe^2O^3 \text{ comb.}}$ est toujours très voisin de 2, si l'on prend soin de séparer Fe_2O_3 libre du fer combiné. Les silicates zéolithiques proprement dits, que l'on rencontre dans les dépôts argilo-calcaires d'origine marine, paraissent constituer un terme instable de l'évolution des feldspaths et disparaissent en particulier dans les dépôts qui, comme les limons quaternaires ont comporté un profond remaniement par les eaux. C'et en raison de sa nature colloïdale que l'argile des sols manifeste les phénomènes d'échanges d'ions propres aux silicates zéolithiques naturels ou de synthèse (permutite).

II. Etude de la viscosité des suspensions d'argile

Dans la détermination de la viscosité (Z) des suspensions argileuses, par mesure du temps d'écoulement à travers un tube capillaire, c'est surtout l'effet de rigidité qu'on enregistre.

Le temps d'écoulement croît suivant une courbe hyperbolique en fonction de la concentration en argile. L'argile colloïdale se comporte donc à cet égard comme les colloïdes hydrophiles (caséine, gomme arabique) pour lesquels on observe des phénomènes de gonflement avec diminution de la quantité d'eau libre dans le mélange.

L'argile colloïdale à l'état de peptisation complète, réagit à l'addition des électrolytes par une augmentation de Z qui peut être considérable. Le chlorure et le nitrate d'un même métal donnent les mêmes résultats mais le sulfate donne des valeurs de Z plus faibles.

D'une manière générale, il y a parallélisme entre l'accroissement de Z et la perméabilité des coagulums obtenus par tassement spontané de la suspension envisagée. Ces faits peuvent s'interpréter par la production dans l'argile colloïdale d'agrégats de grosseur variable. Les sels à pouvoir floculant élevé donnent naissance à de gros agrégats avec rigidité et perméabilité maxima. Les sels de soude entraînent une structure à petits agrégats lâches, avec minimum de la perméabilité et de la rigidité.

III. Etude du pouvoir absorbant de l'argile colloïdale

Les lois du pouvoir adsorbant de l'argile colloïdale sont celles des phénomènes d'adsorption, caractérisés dans chaque cas par des équilibres.

Les auteurs ont vérifié en particulier que le déplacement du calcium du complexe argile-Ca par les chlorures alcalins employés en grand excès, est régi par une loi d'absorption. C'est pourquoi les dernières fractions du calcium échangeable sont très difficiles à extraire. Inversement dans les solutions circulant dans le sol, l'excès de la chaux ne s'opposera que faiblement à la fixation des quantités relativement petites de K ou AzH_4 employées comme engrais, par des complexes relativement pauvres en K ou AzH_4 et riches en Ca. Cela est naturellement d'autant plus vrai que le sol est plus riche en complexe absorbant.

Il résulte aussi de cette loi que ce ne seront pas nécessairement les terres les plus riches en potasse échangeable par exemple, qui en approvisionneront le mieux la plante. Cela dépendra du degré de saturation de leurs colloïdes en cet élément. De deux terres contenant la même quantité de potasse échangeable, ce sera la moins riche en colloïdes qui la cédera le plus facilement aux racines.

Les équilibres observés dépendent du pH final. La quantité totale de cations métalliques fixée par l'argile, pour une même concentration de la solution en cations métalliques croît avec le pH final et apparaît comme indépendante de la nature des cations fixés.

Le complexe argile-Ca, s'il est suffisamment saturé de CaO, au contact d'une solution d'un sel neutre de K par exemple, échange partiellement ses ions Ca contre des ions K, par quantités équivalentes, et sans libérer d'ions H. Un complexe argile-Ca peu saturé de chaux échangera une partie de ses ions Ca et une partie de ses ions H contre des ions K. Le rapport ionique $\frac{(K)\text{ fixé}}{(Ca)\text{ déplacé}}$ sera supérieur à l'unité et le liquide devien dra acide. Cette acidité, dite d'échange, est éliminable par lavages, et l'on observe alors que le complexe, primitivement acide s'est rapproché de la neutralité et enrichi en bases. La quantité de potassium fixé dans les mêmes conditions est plus grande dans le cas du complexe saturé de CaO que dans le cas du complexe non saturé.

Les équilibres observés dépendent encore de l'énergie de fixation propre à chaque cation, d'où les phénomènes d'adsorption élective. La potasse et l'ammoniaque se fixent en quantités sensiblement équivalentes dans les mêmes conditions, la chaux un peu moins, la soude beaucoup moins. Dans l'application au sol de sylvinite, la soude se fixe après la potasse et est déplacée avant elle. Toutefois dans les limons décalcifiés, l'application en surface de fortes doses de sylvinite entraine une modification de la structure physique avec coagulation de l'argile à l'état de petits agrégats lâches et imperméabilisation de la surface.

Beiträge zur Frage der Bodenadsorption

Vergleichende Untersuchungen der von der zweiten Kommission vorgeschlagenen Methoden zur Bestimmung der austauschfähigen Basen und des Sättigungszustandes des Bodens

Mitteilung aus dem Institut für Bodenkunde, Groningen

Von Dr. D. J. **Hissink**, Groningen

Unter Mitwirkung von Dr. Jac. **van der Spek**, A. **Dekker**, M. **Dekker** und H. **Oosterveld**

1. Einleitung

In der im Mai 1924 während der vierten Bodenkundlichen Konferenz in Rom abgehaltenen Schlußsitzung der zweiten Kommission der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft (Kommission für die chemische Bodenanalyse) wurde ich beauftragt, die Leitung des Studiums der Bodenadsorptionsfragen in die Hände zu nehmen. Zum Teil habe ich mich dieser Aufgabe während der Groninger Sitzung im April 1926 entledigt (siehe die Groninger Verhandlungen Teil A und B). Wie bekannt, wurde in Groningen vorgeschlagen, eine Anzahl Methoden zur Bestimmung der austauschfähigen Basen und des Sättigungszustandes des Bodens näher zu studieren (siehe Teil B, 175—235). Ich habe diese Methoden auf eine Anzahl niederländischer Bodenproben von verschiedenem Typus angewendet und auf dem Ersten Internationalen Bodenkundlichen Kongreß (Washington, Juni 1927) über die Resultate dieser Arbeit berichtet. In den Verhandlungen des Kongresses wird dieser Bericht in englischer Sprache veröffentlicht werden. Ich glaube, es könnte zweckmäßig sein, diesen Bericht etwas ausführlicher in deutscher Sprache in unserer Zeitschrift zu veröffentlichen. Für unsere Französisch lesenden Mitglieder wird ein ziemlich ausführliches, von G. Barbier in Versailles unter Leitung von Dr. A. Demolon, Paris, bearbeitetes Referat hinzugefügt. An dieser Stelle sei es mir erlaubt, Dr. A. Demolon und G. Barbier herzlich für ihre wertvolle Mithilfe zu danken.

Da ich schon früher theoretische Betrachtungen über die Bodenadsorption veröffentlicht habe (siehe Discussion held by the Farady Society, December 1924, 551—566; auch Teil B, Groningen (1927), 117—127), so möchte ich mich hier auf eine kurze Bemerkung bezüglich der Arbeit von Kelley „Replaceable Bases in Soils" beschränken. Auf S. 34 dieser Arbeit sagt Kelley:

„Hissink hat gefunden, daß zum Austausch der monovalenten Basen weniger Salzlösung erforderlich ist, als zum Austausch der bivalenten Basen. Unsere eigenen Versuche stehen damit im Einklang. Es ist aber schwer, diese Tatsachen mit Hilfe der Adsorptions-Hypothese von Hissink zu deuten. Wenn jedes Atom einer bestimmten Base sich auf der Oberfläche der Bodenteilchen befindet, wie Hissink annimmt, so würde das eine Atom ebenso bequem ausgetauscht werden als das andere."

Kelley meint, die Erklärung in der Annahme von verschiedenen Arten chemischer Verbindungen suchen zu müssen. Meiner Meinung nach kann dies aber nicht der Fall sein. Ich habe mit einem künstlich bereiteten Natron-, bzw. Kalkboden gearbeitet, in welchem alle austauschfähigen Basen von Na, bzw. von Ca, ersetzt worden waren. Ich suche die Erklärung in dem Unterschied in Löslichkeit zwischen den Humaten und Aluminiumsilikaten der univalenten und bivalenten Basen. Ich möchte hier noch bemerken, daß auch die in Wasser unlöslichen Oberflächenmoleküle sich an dem Austauschprozeß beteiligen können. So tauscht z. B. das von einem mit $BaCl_2$ ausgeflockten As_2S_3-Gel als unlösliches Ba-Salz adsorbiertes Ba gegen andere Basen aus.

2. Beschreibung usw. der Bodenproben

Für meine Untersuchungen habe ich 16 Bodenproben von 8 verschiedenen Versuchsfeldern von 6 Bodentypen gewählt, und zwar jedesmal von einer mit Kalk gedüngten und einer ungekalkten Parzelle des Versuchsfeldes.

B 1690 und 1691. Zwei Oberkrumen (0—23 cm) von dem Versuchsfeld Sappemeer (Provinz Groningen); Mischung von Sand mit ungefähr 23 % gut humifiziertem Hochmoorhumus. B 1690 wurde genommen von den Parzellen A 1 und A 3, welche nur mit Stallmist, B 1691 von den Parzellen C 2 und C 4, welche nur mit Kunstdünger (Kali, Superphosphat und Ammoniumsulfat) gedüngt wurden.

B 1718 und 1724. Zwei Oberkrumen (0—15 cm) von dem Versuchsfeld in Harkstede (Provinz Groningen); der Boden enthält etwas Ton und ungefähr 50 % Humus. B 1718 wurde von der Parzelle B 10 genommen, welche mit 6000 kg CaO pro Hektar in Form von Kreideschlamm gedüngt worden war; B 1724 von der Parzelle C 6, welcher ungekalkt blieb. Beide Parzellen empfingen Kalidüngung, aber keinen Stickstoff.

B 2145 und 2146. Zwei Oberkrumen (0—22 cm) von dem Versuchsfeld in Eelderswolde (Provinz Groningen); der Boden enthält etwas Ton und ungefähr 45—50 % Humus. B 2145 wurde von der

einen Hälfte von der Parzelle 2 genommen, welche mit 2300 kg CaO pro Hektar in Form von Kreideschlamm gedüngt worden war; B 2146 von der anderen Hälfte von Parzelle 2, welche ungekalkt blieb. Beide Hälften empfingen Stallmist, aber keine Kunstdüngung.

B 2329 und 2330. Zwei Oberkrumen von dem Versuchsfeld in Eersel (Provinz Nord-Brabant), sandiger Boden mit nur 5—6 % Humus. B 2329 empfing Jauche und Thomasschlackenmehl, B 2330 ein wenig CaO (480 kg CaO pro Hektar) und weiter Stallmist, Superphosphat und Kalisalz.

B 1698 und 1697. Zwei Oberkrumen von dem Versuchsfeld in Schildwolde (Provinz Groningen); schwerer Tonboden mit ungefähr 9—12 % Humus. B 1698 wurde der mit 20000 kg Kreideschlamm (ungefähr 4000 kg CaO) pro Hektar gedüngten Hälfte entnommen; B 1697 der ungekalkten Hälfte des Feldes. Beide Hälften empfingen gleiche Mengen Stallmist und künstliche Düngemittel.

B 2335 und 2337. Schwere Lehmböden, mit Spuren Humus, von zwei Stellen eines Feldes in Roden (Provinz Drenthe). B 2335 (30—50 cm) liegt unter Niederungsmoor; B 2337 (75—100 cm) unter weißem Sande. Die Böden wurden niemals gedüngt.

B 1937 und 1939. Zwei Oberkrumen (0—23 cm) von dem Versuchsfeld in Overlangbroek (Provinz Utrecht); Wiesenboden; schwerer Flußton mit 8—9 % Humus. B 1937 wurde dreimal, in den Jahren 1915, 1920 und 1923, jedesmal mit 10000 kg gebranntem Kalk pro Hektar gedüngt; B 1939 blieb ungekalkt.

B 1944 und 1946. Zwei Oberkrumen (0—23 cm) von dem Versuchsfeld in Amsweer (Provinz Groningen); Ackerboden; schwerer Meereston mit ungefähr 2 % Humus. B 1944 wurde mit 12000 kg CaO pro Hektar in Form von Kreideschlamm gedüngt; B 1946 blieb ungekalkt.

Mit Ausnahme von 2329, 2330, 2335 und 2337 sind alle Bodenproben schon in Teil A (S. 175—177, S. 198 und folgende) beschrieben. Die Bodenproben 1690 und 1691 wurden jedoch aufs neue im Oktober 1926 genommen; weiter korrespondiert B 2145 mit B 1858 und B 2146 mit B 1859; B 2145 und 2146 wurden aber im Mai 1926 genommen.

3. Zusammensetzung der Bodenproben

Tabelle A (S. 8/9) gibt die Zusammensetzung der 16 Bodenproben.

Der pH-Wert wurde mit der Biilmann-Elektrode in wässerigen Suspensionen bestimmt (10 g lufttrockener Boden mit 25 ccm H_2O). Der Gehalt an Tonsubstanz (Fraktion I + II) wurde nach der Methode A (siehe Beschlüsse der Ersten Kommission, Rothamsted, Oktober 1926;

weiter Verslagen Proefstations, Nr. 31, 1926, S. 282—283) mit Hilfe von den Atterbergschen Schlämmzylindern bestimmt. Die Fraktion II wird nach 450 Sekunden (10 cm Wasserkolom) abgeschlämmt. Unter Anwendung der Stokesschen Gleichung $v = 34720\ r^2$ wird $d = 2r = 0{,}0016$ cm $= 16\ \mu$, wenn $V = 10 : 450$ ist. Nach dieser Weise berechnet, korrespondiert Fraktion I + II also mit dem Begriff: Teilchen kleiner als 16 μ. Durchmesser. Sand (Fraktion III + IV) wird infolgedessen: Teilchen zwischen 0,016 — 2,0 mm Durchmesser. Die Proben enthalten keine Teilchen größer als 2 mm Durchmesser. Der austauschfähige Kalk wurde mittels Extraktion mit 2 l NaCl-Lösung nach Hissink bestimmt; das austauschfähige MgO, K_2O und Na_2O durch Extraktion von 25 g lufttrockenem Boden mit 1 l Normal-NH_4Cl-Lösung. Der Sättigungszustand des Bodens (V) wurde nach Hissink bestimmt (1); V ist also gleich 100 S : T.

Die potentielle Adsorption ist berechnet wie in Teil A, S. 183—184, angegeben ist. Es ist die Menge CaO, welche 100 g Boden (Trockensubstanz) als Ton-Humus-Kalk aufnehmen muß, damit pro 100 g Ton 1,1 g CaO und pro 100 g Humus 5,0 g CaO in adsorptiv gebundener Form vorhanden ist. Die Berechnung ist folgendermaßen. In diesem Zustand enthält z. B. 100 g von B 1690 mit 23,1 % Humus und 8,4 % Ton:

$(23{,}1 \times 5{,}0 + 8{,}4 \times 1{,}1) : 100 = 1{,}247$ g CaO. Da in B 1690 schon 0,653 g CaO vorhanden ist, muß noch $1{,}247 - 0{,}653 = 0{,}594$ g CaO adsorbiert werden; die potentielle Adsorption ist also = 0,594 (in ME. $594 : 28 = 21{,}2$; siehe Tabelle B). Es hat sich herausgestellt, daß ein Boden mit 1,1 % CaO in der Tonsubstanz (Ton = I + II) und 5,0 % CaO in der Humussubstanz — also mit K (Ton) = 1,1 und K (Humus) = 5,0 — unter den in Holland herrschenden klimatologischen Umständen, in praktischer Hinsicht gesättigt ist. Die Reaktion von den normalen holländischen Böden (2) mit K (Ton) = 1,1 und K (Humus) = 5,0 ist ungefähr neutral (pH ungefähr 7 — 7,5); dergleichen Böden adsorbieren auf dem Felde aus einer Kalkdüngung auf die Dauer nur noch Spuren CaO.

In Tabelle B ist noch ein Wert aufgenommen, den ich früher „den Kalkfaktor" genannt habe; das ist die Menge CaO, welche von der Ton-Humus-Substanz in 100 g Trockensubstanz adsorbiert werden muß, damit die wässerige Suspension des Bodens eine neutrale Reaktion (pH = 7) bekommt. Für B 1690 ist dieser Kalkfaktor = 0,53 g CaO, also $530 : 28 = 18{,}9$ Milligrammaequivalente (siehe Tabelle B, sub pH = 7,0). Dieser Kalkfaktor ist zuweilen gleich der potentiellen Adsorption, gewöhnlich aber etwas kleiner (z. B. 1690, vergleiche 18,9 und 21,2).

Tabelle A. Zusammensetzung

Herkunft (Ort)	Bodenprobe Nr. B	Wassergehalt des lufttrockenen Bodens	pH	Gehalt in Prozenten			
				$CaCO_3$	organischer Substanz	Ton (I + II)	Sand (III + IV)
Sappemeer	1690	16.9	5.03	0	23.1	8.4	68.5
	1691	13.6	4.22	0	22.9	7.7	69.4
Harkstede	1718	30.9	5.90	0.76	48.2	33.1	18.7
	1724	31.4	4.58	0.60	48.0	31.9	20.1
Eelderwolde	2145	31.6	5.26	0.53	45.4	17.2	37.4
	2146	38.1	5.10	0.51	49.2	20.2	30.6
Eersel	2329	1.8	5.03	0	5.0	10.1	84.9
	2330	1.9	4.13	0	5.8	9.3	84.9
Schildwolde	1698	8.2	6.83	0	9.7	59.2	31.1
	1697	8.8	4.83	0	12.6	63.7	23.7
Roden	2335	7.3	6.28	0	1.5	86.2	12.3
	2337	7.4	5.07	0	1.7	78.2	20.1
Overlangbroek	1937	5.4	7.35	1.49	8.5	70.0	20.0
	1939	5.8	6.19	0.19	8.8	73.2	17.8
Amsweer	1944	4.0	7.83	1.29	2.2	54.3	42.2
	1946	4.6	7.56	0.57	1.8	56.8	40.8

In einer früheren Arbeit (Teil A, S. 198—207) ist schon auf den Zusammenhang zwischen einigen Werten aus den Tabellen A und B (pH, Sättigungszustand V, Kalkfaktor, potentielle Adsorption) hingewiesen. Hier sei nur auf den Einfluß der Kalkdüngung auf diese Werte hingewiesen; z. B. bei den Böden B 1690 (gekalkt) und B 1691 (ungekalkt): pH 5,03 — 4,22; V 21,5 — 14,9; potentielle Adsorption 0,594 — 0,871; Kalkfaktor (in ME): 18,9 — 32,1.

Tabelle A enthält auch das relative Verhältnis der austauschfähigen Basen (für B 1690 z. B.: 79 — 11 — 3 — 7).

der Bodenproben

auf Trockensubstanz (105° Celsius) an austauschfähigen Basen				Milligramm-äquivalenten Basen auf 100 g Boden (S-Wert)	potentiellerAdsorption (berechnet)	Sättigungszustand (V)	Auf 100 Teile austauschfähiger Basen sind vorhanden (relatives Basenverhältnis)				Bodenprobe Nr. B
CaO	MgO	K_2O	Na_2O				Ca	Mg	K	Na	
0.653	0.062	0.043	0.064	29.4	0.594	21.5	79	11	3	7	1690
0.359	0.077	0.055	0.104	21.2	0.871	14.9	60	18	6	16	1691
1.867	0.105	0.048	0.103	76.2	0.907	28.0	88	7	1	4	1718
1.079	0.104	0.033	0.085	47.1	1.672	15.9	82	11	1	6	1724
1.512	0.073	0.072	0.060	61.1	0.947	25.7	88	6	3	3	2145
1.430	0.081	0.087	0.099	60.3	1.252	23.4	85	7	3	5	2146
0.093	0.009	0	0.007	4.0	0.268	11.9	82	13	0	5	2329
0.055	0.020	0.009	0.017	3.7	0.337	9.7	54	27	5	14	2330
0.791	0.017	0.012	0.027	30.4	0.345	34.9	93	3	1	3	1698
0.366	0.023	0.018	0.047	16.1	0.965	16.5	81	7	3	9	1697
0.809	0.129	0.019	0.049	37.4	0.224	50.9	77	18	1	4	2335
0.507	0.151	0.048	0.074	29.1	0.438	41.9	62	26	4	8	2337
1.139	0.117	0.034	0.022	48.0	0.056	48.3	85	13	1	1	1937
0.849	0.128	0.024	0.039	38.5	0.396	40.6	79	17	1	3	1939
0.665	0.081	0.023	0.035	29.5	0.042	53.2	80	14	2	3	1944
0.608	0.103	0.029	0.034	28.6	0.107	53.1	76	18	2	4	1946

Wie schon früher in anderen holländischen Böden gefunden worden war (3), spielt auch in diesen 16 Böden der austauschfähige Kalk unter den austauschfähigen Basen die Hauptrolle. Auch in diesem relativen Verhältnis der austauschfähigen Basen tritt der Einfluß der Kalkdüngung bei allen 16 Böden deutlich hervor. In verschiedenen Fällen ist auch der Einfluß der anderen mineralischen Dünger zu bemerken.

* * *

Tabelle B. Milligrammäquivalente (ME)

Bodenprobe Nr. B	pH	S-Kelley		S-Hissink (siehe Tabelle A)	Bobko und Askinasi	Gedroiz		Hutchinson und Mac Lennan		Kappen	
		Gesamtbasen	NH_4 adsorbiert (nach Korrektion)								
1690	5.03	28.9	22.3	29.4	32.8	4.0	33.4	9.5	38.9	9.9	39.3
1691	4.22	21.4	18.0	21.2	27.3	6.2	27.4	16.7	37.9	17.1	38.3
1718	5.90	71.0	61.8	76.2	77.5	2.2	78.4	8.9	85.1	9.5	85.7
1724	4.58	43.8	41.4	47.1	55.4	11.2	58.3	27.5	74.6	26.9	74.0
2145	5.26	62.0	45.3	61.1	66.0	2.3	63.4	11.9	73.0	12.6	73.7
2146	5.10	57.9	45.3	60.3	65.1	4.2	64.5	18.4	78.7	19.2	79.5
2329	5.03	4.4	3.8	4.0	6.5	1.9	5.9	4.9	8.9	4.5	8.5
2330	4.13	3.8	3.8	3.7	7.7	4.1	7.8	6.7	10.4	6.1	9.8
1698	6.83	32.2	25.1	30.4	31.0	— 1.0		0.1	30.5	1.8	32.2
1697	4.83	18.4	18.1	16.1	24.5	3.5	19.6	10.6	26.7	10.0	26.1
2335	6.28	36.9	33.5	37.4	37.0	0.7	38.1	1.5	38.9	1.4	38.8
2337	5.07	28.3	27.7	29.1	28.6	0.7	29.8	6.8	35.9	4.8	33.9
1937	7.35	(66.7)	34.5	48.0	45.9	— 7.3		— 1.4		1.3	49.3
1939	6.19	40.4	32.0	38.5	39.0	0.2	38.7	2.8	41.3	3.5	42.0
1944	7.83	(40.9)	18.1	29.5	21.8	— 7.9		— 6.5		0.6	30.1
1946	7.56	(31.9)	19.4	28.6	22.0	— 2.6		— 0.8		0.7	29.3

Einige allgemeine Bemerkungen zu Tabelle B

Alle Werte in Tabelle B sind in Milligrammequivalenten (ME) auf 100 g Trockensubstanz (105° C) ausgedrückt und werden hier an den Werten von B 1690 näher besprochen werden.

Kelley laugt den Boden mit einer NH_4Cl-Lösung aus und bestimmt die Menge der in Lösung gegangenen Basen ($CaO—MgO—K_2O—Na_2O$). In ME. wird gefunden 28,9 (Kelley-Gesamtbasen).

Der Boden, der nach dem Auszug mit NH_4Cl-Lösung zurückbleibt, wird nach Kelley mit destilliertem Wasser ausgewaschen, bis er frei

auf 100 g Boden (Trockensubstanz)

Gehring und Wehrmann				Hissink		Titration mit CaO bis pH =						Potentielle Adsorption (siehe Tabelle A)		Bodenprobe Nr. B
25, resp. 10 g Boden		10, resp. 5 g Boden		T—S	T	6,0		6,5		7,0				
11.0	40.4	24.6	54.0	107.5	136.9	5.0	34.4	10.8	40.2	18.9	48.3	21.2	50.6	1690
17.8	39.0	31.6	52.8	120.8	142.0	13.8	35.0	22.5	43.7	32.1	53.3	31.1	52.3	1691
17.6	93.8	55.9	132.1	196.2	272.4	0	0	5.6	81.8	20.5	96.7	32.4	108.6	1718
37.5	84.6	68.7	115.8	248.9	296.0	21.3	68.4	38.6	85.7	60.0	107.1	59.7	106.8	1724
23.0	84.1	64.5	125.6	176.7	237.8	5.5	66.6	14.3	75.4	26.8	87.9	33.8	94.9	2145
33.2	93.5	81.1	141.4	197.5	257.8	11.2	71.5	21.6	81.9	35.7	96.0	44.7	105.0	2146
13.3	17.3	22.1	26.1	29.7	33.7	2.6	6.6	5.1	9.1	8.4	12.4	9.6	13.6	2329
13.8	17.5	26.6	30.3	34.4	38.1	5.8	9.5	8.4	12.1	11.5	15.2	12.0	15.7	2330
9.6	40.0	28.1	58 5	56.8	87.2	0	0	0	0	0.8	31.2	12.3	42.7	1698
17.3	33.4	32.3	48.4	81.2	97.3	7.2	23.3	14.2	30.3	21.4	37.5	34.5	50.6	1697
13.4	50.8	0	0	36.1	73.5	0	0	0	0	1.4	38.8	7.6	45.0	2335
18.0	47.1	0	0	40.3	69.4	3.4	32.5	5.3	34.4	7.0	36.1	15.6	44.7	2337
4.2	52.2	14.0	62.0	51.3	99.3	0	0	0	0	0	0	2.0	50.0	1937
12.5	51.0	27.9	66.4	56.4	94.9	0	0	0.9	39.4	5.9	44.4	14.1	52.6	1939
4.0	33.5	0	0	25.9	55.4	0	0	0	0	0	0	1.5	31.0	1944
6.2	34.8	0	0	25.3	53.9	0	0	0	0	0	0	3.8	32.4	1946

von Cl-Ionen ist, dann in eine Flasche gebracht und das vom Boden adsorbierte NH_4 durch Destillation mit Natronlauge bestimmt. In dieser Weise wurde für B 1690 gefunden 29,3 ME. Weil sich vermuten ließ, daß die Humusstoffe bei der Destillation NH_4 entwickelten, wurde auch der ursprüngliche Boden in derselben Weise mit NaOH destilliert; für B 1690 wurde in dieser Weise gefunden 7,0 ME, so daß nur 29,3 — 7,0 = 22,3 ME NH_4 in adsorbiertem Zustand als Ton-Humus-NH_4 in B 1690 vorhanden war (siehe Tabelle B). In der folgenden Tabelle D (S. 12) sind diese Werte nebst dem Gehalt an organischer Substanz

(siehe Tabelle A) und dem S-Wert-Hissink (siehe Tabelle B) aufgenommen. Wie aus den Zahlen der zweiten und dritten Kolumne der Tabelle D hervorgeht, besteht ein gewisser Zusammenhang zwischen dem Gehalt an organischer Substanz und den bei der Destillation des ursprünglichen Bodens entwickelten NH_4-Mengen. Jedenfalls folgt aus diesen Zahlen, daß die zweite Methode von Kelley (NH_4-adsorbiert) nur bei Böden, welche praktisch keinen Humus enthalten, ohne Korrektur angewandt werden kann.

Bobko und Askinasi laugen den Boden mit einer Lösung von $BaCl_2$ aus und waschen dann den Boden so lange mit Wasser aus, bis die Reaktion auf Ba aufhört, wonach das vom Boden adsorbierte Ba bestimmt wird. Diese Methode stimmt also insofern mit der von

Tabelle D

Bodenprobe Nr. B	Gehalt an organ. Substanz (Tabelle A)	Milligrammaequivalente (ME)			
		Destillation urspr. Boden mit NaOH	S-Wert Kelley, NH_4-adsorbiert		S-Wert Hissink (Tabelle B)
			nicht korrigiert	nach Korrektion (Tabelle B)	
1690	23.1	7.0	29.3	22.3	29.4
1691	22.9	6.7	24.7	18.0	21.2
1718	48.2	12.1	73.9	61.8	76.2
1724	48.0	11.3	52.7	41.4	47.1
2145	45.4	19.2	64.5	45.3	61.1
2146	49.2	19.2	64.5	45.3	60.3
2329	5.0	2.3	6.1	3.8	4.0
2330	5.8	2.6	6.4	3.8	3.7
1698	9.7	5.7	30.8	25.1	30.4
1697	12.6	6.6	24.7	18.1	16.1
2335	1.5	0.3	33.8	33.5	37.4
2337	1.7	0.3	28.0	27.7	29.1
1937	8.5	5.3	39.8	34.5	48.0
1939	8.8	5.7	37.7	32.0	38.5
1944	2.2	2.1	20.2	18.1	29.5
1946	1.8	2.1	21.5	19.4	28.6

Kelley überein, daß statt NH_4Cl eine Lösung von $BaCl_2$ angewendet wird. Für B 1690 wird gefunden 32,8 ME.

Die Methode von Gedroiz wurde mit der von Bobko und Askinasi kombiniert; der Boden wurde auf dem Filter mit der Bariumchloridlösung so lange nachgewaschen, bis die abfiltrierende Flüssigkeit ganz neutral war. Bei B 1690 waren dafür 3 l nötig, welche mit Natronlauge (umgerechnet per 100 g Trockensubstanz in ME) verbrauchten: 1,86 + 1,31 + 0,78 = 3,95, also rund 4,0 ME (siehe Tabelle B, sub Gedroiz). Unter Annahme, daß sich folgende Umsetzung abspielt:

Boden—H_2 + $BaCl_2$ = Boden—Ba + 2 HCl, enthält der Boden nach der Behandlung mit $BaCl_2$ 4 ME Basen mehr als vor der Behandlung, so daß im ganzen:

29,4 (S-Hissink) + 4,0 = 33,4 ME Basen in adsorbiertem Zustande vorhanden sind (siehe Tabelle B).

Bei der Methode von Hutchinson und MacLennan wurden 10 g lufttrockener Boden B 1690 mit 200 ccm einer Kalziumbikarbonatlösung geschüttelt und der Inhalt filtriert. 100 ccm der ursprünglichen Bikarbonatlösung verbrauchten 20,6 ccm 0,1 Normal-HCl, während 100 ccm des Filtrates 16,6 ccm 0,1 Normal-HCl zur Neutralisation verbrauchten. Also sind von 5 g lufttrockenem Boden (20,6 — 16,6) × 2,8 mg CaO adsorbiert, oder auf 100 g lufttrockenen Boden umgerechnet 0,224 g CaO. Diese Berechnung enthält aber einen Fehler, weil dem Wassergehalt des lufttrockenen Bodens (16,9 %, siehe Tabelle A) nicht Rechnung getragen ist; wenn dieser in Rechnung gesetzt wird, so adsorbieren 100 g Trockensubstanz 0,272 g CaO. Die Doppelbestimmung ergab 0,258 g CaO, im Mittel also 0,265 g CaO = 9,5 ME. (siehe Tabelle B). Da der ursprüngliche Boden 29,4 ME adsorptiv gebundener Basen (= S-Hissink) enthielt, so enthält der Boden nach der Behandlung mit Kalziumbikarbonat 29,4 + 9,5 = 38,9 ME Basen in adsorptiv gebundener Form (siehe Tabelle B).

Die hydrolytische Azidität nach Kappen ist dadurch bestimmt worden, daß man 100 g lufttrockenen Bodens mit 250 ccm normaler Kalziumazetatlösung eine Stunde lang im Rotierapparat rotieren läßt. 125 ccm der abfiltrierten Lösung von B 1690 verbrauchen 37,5 ccm 0,1 normal NaOH-Lösung (Indikator Phenolphtalein). Bei der Doppelbestimmung wurden 39,5 ccm gefunden, im Mittel also 38,5 ccm. Der lufttrockene Boden B 1690 enthält 16,9 % H_2O (105° C), also pro 100 g lufttrockenem Boden 16,9 ccm H_2O und 83,1 g Trockensubstanz, so daß pro 100 g Trockensubstanz

$$\frac{(250 + 16{,}9) \times 38{,}5}{125 \times 83{,}1} = 9{,}9 \text{ ME CaO}$$

adsorbiert werden, oder $9{,}9 \times 28 = 0{,}277$ g CaO. Da der Boden B 1690 pro 100 g Trockensubstanz schon 29,4 ME adsorptiv gebundenen Basen enthält (S-Hissink = 29,4), enthält der Boden nach der Behandlung mit der Kalziumazetatlösung 29,4 + 9,9 = 39,3 ME Basen in adsorptiv gebundener Form (siehe Tabelle B).

Nach Kappen kann die Bestimmung der hydrolytischen Azidität mit einer für praktische Verhältnisse ausreichenden Genauigkeit zur Feststellung derjenigen Kalkmenge dienen, welche zur Neutralisation des Bodens nötig ist. Das Resultat der Titration ist zu diesem Zweck mit 1,5 zu multiplizieren; das heißt also, daß, wenn 100 g Trockensubstanz von B 1690 $1{,}5 \times 9{,}9$ ME = 14,85 ME Kalk adsorbieren, die neutrale Reaktion (pH = 7) erreicht wird. Wie aus der Tabelle B hervorgeht, ist dazu jedoch nicht 14,85 ME, sondern 18,9 ME nötig. Der Faktor ist in diesem Falle also nicht 1,5, sondern 18,9 : 9,9 = 1,9. Aus Tabelle B geht weiter hervor, daß 100 g von B 1690 10,8 ME Kalk adsorbieren muß, um den pH-Wert = 6,5 zu erreichen. Wenn B 1690 also $1{,}5 \times 9{,}9 = 14{,}85$ ME Kalk adsorbiert, wird pH nicht = 7, sondern niedriger (nach Interpolation wird pH = 6,75). Die untenstehende Tabelle E enthält diese Zahlen.

Kappen hat seine Zahlen für saure Mineralböden gegeben. Zu diesem Typus gehört eigentlich mit Recht nur B 2337, wofür auch wirklich der Faktor 1,5 gefunden wird. Für die Humusböden (die 8 ersten Proben und einigermaßen auch B 1697) ist der Faktor höher als 1,5, und zwar im Mittel 2,0. Für B 1939 (Tonboden mit Humus) ist der Faktor = 1,7.

Weiter muß noch die Aufmerksamkeit auf den Einfluß des Wassergehaltes der lufttrockenen Bodenprobe gelenkt werden. So lange dies nur wenige Prozente sind, kann es, ohne große Fehler zu machen, vernachlässigt werden. Bei einem Wassergehalt von 16,9 %, wie in B 1690, gibt Vernachlässigung jedoch einen großen Fehler, wie aus folgendem hervorgeht. Bei der Titration von B 1690 wurde im Mittel 38,5 ccm gefunden; nach Korrektion auf Trockensubstanz wird diese Zahl $9{,}9 \times 5 = 49{,}5$; oder ausgedrückt in Milligrammen CaO pro 100 g Boden resp. $38{,}5 \times 5{,}6 = 215{,}6$ (ohne Korrektion) und $49{,}5 \times 5{,}6 = 277{,}2$ (nach Korrektion).

Um die zur Neutralisation nötige Menge reinen kohlensauren Kalkes ($CaCO_3$) in dz pro Hektar (Bodengewicht 3 Millionen Kilogramm pro Hektar) zu erfahren, multipliziert Kappen die bei der Titration von

Tabelle E

Bodenprobe No. B	pH (Tabelle B)	Kappen mE (Tabelle B)	Kappen mE × 1.5 (Kappens Faktor)	Titration mit CaO		Wirklicher Faktor (berechnet aus Kolumne 6 und 3)	pH nach Kappen bei mE × 1.5 (siehe Kolumne 4)
				pH = 6.5 mE (Tabelle B)	pH = 7.0 mE (Tabelle B)		
1690	5,03	9.9	14.85	10.8	18.9	1.9	6.75
1691	4.22	17.1	25.65	22.5	32.1	1.9	6.66
1718	5.90	9.5	14.25	5.6	20.5	2.2	6.79
1724	4.58	26.9	40.35	38.6	60.0	2.2	6.54
2145	5.26	12.6	18.9	14.3	26.8	2.1	6.68
2146	5.10	19.2	28.8	21.6	35.7	1.9	6.76
2329	5.03	4.5	6.75	5.1	8.4	1.9	6.75
2330	4.13	6.1	9.15	8.4	11.5	1.9	6.62
1698	6.83	1.8	2.7	0	0.8	0.4	± 7.4
1697	4.83	10.0	15.0	14.2	21.4	2.1	6.56
2335	6.28	1.4	2.1	0	1.4	1.0	± 7.4
2337	5.07	4.8	7.2	5.3	7.0	1.5	± 7.1
1937	7.35	1.3	1.95	0	0	0	0
1939	6.19	3.5	5.25	0.9	5.9	1.7	6.94
1944	7.83	0.6	0.9	0	0	0	0
1946	7.56	0.7	1.05	0	0	0	0

125 ccm des Filtrates erforderlichen Anzahl Kubikzentimeter Lauge mit 4,5; das gibt, ohne den Wassergehalt von 16,9 % in Rechnung zu setzen, 38,5 × 4,5 = 173,2 Doppelzentner $CaCO_3$ und unter Berücksichtigung dieses Wassergehaltes 49,5 × 4,5 = 222,7 Doppelzentner $CaCO_3$ (4).

Es folgt also aus Obenstehendem, daß der Wassergehalt des lufttrockenen Bodens nicht unberücksichtigt bleiben darf; daß der Faktor 1,5 nur bei humusfreien sauren Mineralböden angewendet werden darf, wie ja schon Kappen das angegeben hat und schließlich, daß der Faktor für die untersuchten Humusböden ungefähr 2 beträgt.

Ich habe die Ergebnisse der Methode Kappen mit Kalziumazetat etwas ausführlich besprochen, weil diese Methode meiner Meinung

nach große Zukunft für die praktische Beurteilung des Kalkbedürfnisses des Bodens hat (siehe auch weiter unten).

25 g lufttrockener Boden von B 1690 wurden nach den Vorschriften von Gehring und Wehrmann mit 100 ccm gesättigter $Ca(OH)_2$-Lösung versetzt und weiter behandelt. Der Gehalt an adsorptiv gebundenem Kalk (mit NaCl-Lösung nach Hissink) war in der mit $Ca(OH)_2$-Lösung behandelten Bodenprobe = 0,960 % CaO (auf Trockensubstanz) und 0,653 % CaO in der ursprünglichen Bodenprobe (siehe Tabelle A), so daß 0,960 — 0,653 = 0,307 g CaO pro 100 g Trockensubstanz adsorbiert worden ist, oder 11,0 ME. Da B 1690 schon 29,4 ME (S-Hissink) adsorptiv gebundener Basen bindet, enthält dieser Boden nach der Behandlung nach Gehring 29,4 + 11,0 = 40,4 ME Basen in adsorptiv gebundener Form. Bei der Behandlung von 10 g Boden B 1690 mit 100 ccm $Ca(OH)_2$-Lösung wurde gefunden 24,6 + 29,4 = 54,0 ME (siehe Tabelle B).

Der (T-S)-Wert nach Hissink ist 107,5 was für T 107,5 + 29,4 (S) = 136,9 gibt.

Die Titration mit einer CaO-Lösung fand in der von Dr. van der Spek und mir in Teil A (S. 76) beschriebenen Weise statt. Die Ergebnisse sind für die pH-Werte 6,0—6,5—7,0, resp. 5,0—10,8—18,9 ME auf 100 g Trockensubstanz. Da der S-Wert des ursprünglichen Bodens 29,4 beträgt, enthält der Boden bei einem pH = 6,0 in adsorptiv gebundener Form 29,4 + 5,0 = 34,4 ME. Basen; bei einem pH = 6,5 29,4 + 10,8 = 40,2 ME.; bei einem pH = 7,0 29,4 + 18,9 = 48,3 ME (siehe Tabelle B).

Wie schon oben (S. 7) mitgeteilt ist, beträgt die potentielle Adsorption 0,594 mg CaO oder 594 : 28 = 21,2 ME. In diesem Zustand hält der Boden B 1690 (pro 100 g Trockensubstanz) 29,4 (S-Hissink) + 21,2 = 50,6 ME Basen in adsorptiv gebundener Form (siehe Tabelle B).

5. Einige Bemerkungen zu Tabelle C

In der Tabelle C sind erstens die folgenden pH-Werte aufgenommen:

1. pH der wässerigen Bodensuspension (a, siehe auch Tabelle A);
2. die pH-Werte der KCl-Suspension, resp. der Kalziumazetatsuspension, nach Kappen, also 100 g lufttrockener Boden mit 250 ccm Normal-KCl, resp. normal Kalziumazetatlösung (b und e);
3. die pH-Werte der Filtrate dieser beiden Lösungen (c und f);
4. bei der Filtration der KCl-, resp. der Kalziumazetatlösung ist die ganze Bodenmenge auf das Filter gebracht und mit Wasser ausgewaschen, bis die Bodenmenge frei von KCl, resp. Kalzium-

Tabelle C

Bodenprobe No. B	pH der wässerigen Bodensuspension (siehe Tabelle A)	KCl-Lösung				Kalziumazetat-Lösung			
		pH der KCl-Bodensuspension	pH des Filtrates dieser Suspension	pH der wässerigen Bodensuspension nach der Behandlg. mit KCl	mg $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ per 125 ccm Filtrat nach Kappen	pH der Kalziumazetat-Bodensuspension	pH des Filtrates dieser Suspension	pH der wässerigen Bodensuspension n. der Behandlg. mit Kalziumazetat	mg $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ per 125 ccm Filtrat nach Kappen
	a	b	c	d		e	f	g	
1690	5.03	4.55	4.96	6.05	1.5	5.78	5.78	6.44	3.0
1691	4.22	3.55	3.65	5.53	9.6	5.51	5.51	6.34	3.8
1718	5.90	5.45	6.25	6.76	0	5.85	5.88	7.05	0
1724	4.58	3.89	4.05	5.34	7.3	5.41	5.41	6.40	6.4
2145	5.26	4.94	5.64	6.60	0	5.80	5.83	6.57	0
2146	5.10	4.58	5.64	6.14	1.2	5.67	5.67	6.57	1.2
2329	5.03	4.34	4.90	6.34	2.5	6.04	6.04	6.57	2.0
2330	4.13	3.85	4.31	5.70	7.3	5.91	5.91	6.60	1.0
1698	6.83	6.03	6.63	7.50	0	6.49	6.52	7.05	0
1697	4.83	3.88	4.22	5.70	14.8	5.72	5.73	6.44	2.5
2335	6.28	5.26	6.48	6.32	0	6.53	6.66	6.91	0
2337	5.07	4.00	4.33	6.03	33.3	6.03	6.11	6.22	2.7
1937	7.35	6.83	7.11	8.16	0	6.59	6.73	7.85	0
1939	6.19	5.19	5.25	7.05	0	6.19	6.25	6.96	0
1944	7.83	7.24	7.18	8.72	0	6.99	7.15	8.46	0
1946	7.56	6.54	6.73	8.30	0	6.85	7.08	7.56	0

azetat war; danach ist die Bodenmenge vom Filter mit soviel Wasser gemischt, daß pro 10 g Boden ungefähr 25 ccm H_2O vorhanden waren, wonach die pH-Werte dieser wässerigen Bodensuspensionen des Kalium- resp. des Kalkbodens bestimmt worden sind (d und g).

Bei den pH-Werten der KCl-Serie beobachten wir folgendes:

b immer kleiner als a und auch kleiner als c (mit Ausnahme von B 1944, wo b und c nahezu gleich sind); a und c sind immer kleiner als d (mit Ausnahme von B 2335, wo a, c und d nahezu gleich sind). Die KCl-Suspension des ursprünglichen Bodens (b) ist also am sauersten; die wässerige Suspension des Kaliumbodens (d) am wenigsten sauer.

Bei den pH-Werten der Kalziumazetat-Serie ist folgendes zu beobachten:

e und f sind einander gleich oder nahezu gleich (bei den ersten 10 Böden) oder e ist etwas kleiner als f (bei den letzten 6 Böden). Beide Werte sind kleiner als g. Bei den mehr oder weniger stark sauren Böden ist a kleiner als e und f. Bei den 4 nahezu neutralen bis schwach alkalischen Böden (1698, 1937, 1944 und 1946) ist a größer als e und f (ebenso bei B 1718, wo aber a, e und f nahezu gleich sind). Die wässerige Suspension des Kalziumbodens (g) ist also am wenigsten sauer.

Beim Vergleich der beiden Serien untereinander zeigt sich, daß die Werte b, c und d bei den mehr oder weniger sauren Böden kleiner sind als die korrespondierenden Werte e, f und g (geringe Ausnahmen bei B 1718 und B 2145); bei den vier nahezu neutralen bis schwach alkalischen Böden (1698, 1937, 1944 und 1946) umgekehrt größer (geringe Ausnahmen bei B 1698 und B 1946).

Zur Erklärung dieser Tatsachen müssen wir nun wissen, was bei der Behandlung eines Bodens mit einer Lösung von KCl, resp. Kalziumazetat stattfindet.

KCl. Die K-Ionen der Lösung werden gegen die Kationen des Bodens (Ca, Mg, K, Na und auch H und bei den stark sauren Böden vielleicht auch Al und Fe, siehe die betr. Kolumnen in Tabelle C) ausgetauscht. In der KCl-Suspension erscheinen also neben den H-ionenführenden Bodenteilchen auch die freien H-Ionen der Salzsäure. An die Stelle von wenig dissoziierten Bodensäuren ist eine kleine Menge völlig dissozierter Salzsäure gekommen; die KCl-Suspension (b) reagiert saurer als die H_2O-Suspension (a). Das Filtrat enthält nur die Salzsäure (und eventuell etwas $AlCl_3$) und es ist also deutlich, daß b kleiner ist als c. Der mit KCl behandelte Boden enthält weniger H-Ionen als der ursprüngliche Boden; ferner ist ein Teil des austauschfähigen Kalkes gegen Kalium ausgetauscht; zwei Ursachen, warum d größer ist als a. Es sei hier schon hervorgehoben, daß der Austausch der H-Ionen gegen K-Ionen der KCl-Lösung mehr bei den sauren Böden, der Austausch der Ca-Ionen gegen K-Ionen aber mehr bei den neutralen bis schwach alkalischen Böden in den Vordergrund tritt.

Kalziumazetat. In einer Kalziumazetatlösung befinden sich Ca- und Azetat-Ionen; weiter mehr OH- als H-Ionen (pH einer normalen Ca-Azetatlösung = 7.4) und schließlich undissoziierte Essigsäure-Moleküle. Der Boden adsorbiert aus dieser Lösung Ca-Ionen. Ich denke mir diese Adsorption einfach so, daß ein Teil der Bodensäuren CaO bindet, unter Bildung von H_2O (Boden H_2 + CaO = Boden Ca + H_2O). Da also Ca- und OH-Ionen aus der Lösung verschwinden, wird der pH-Wert der Lösung kleiner werden. Wie stark der pH-Wert zurückgeht, wird natürlich von der Menge CaO, welche vom Boden adsorbiert wird, abhängen und diese Menge steht wiederum im Zusammenhang mit dem Gehalt des Bodens an Ton, resp. Humus und dem Sättigungszustand der Ton-Humus-Substanz, welche hinwiederum mit dem pH-Wert des Bodens in Zusammenhang steht. Nehmen wir z. B. zwei Böden B 1690 und B 2329, mit gleichen pH-Werten (a = 5,03), so wird e bei B 1690 mit 23 % Humus kleiner sein als bei B 2329 (resp. 5,78 und 6,04). Der Wert e scheint mir hauptsächlich von dem pH-Wert der Lösung abzuhängen (e und f sind nahezu gleich). Weiter wird der Boden selbst bei der Behandlung mit Kalziumazetat weniger sauer (siehe g).

Es ist auch zu erklären, warum z. B. bei B 1690 d kleiner als g und bei B 1944 d größer als g ist. B 1690 enthält keine große Menge adsorptiv gebundener Basen, so daß nur wenig K-Ionen aus der Lösung vom Boden gebunden werden; weiter ist die Menge H, welche bei Behandlung mit K Cl gegen Kausgetauscht wird, nicht sehr groß. Dagegen legt der saure Boden B 1690 gerade aus der Ca-Azetatlösung viel CaO fest. Bei B 1944 wird viel Ca aus dem Boden gegen K aus der Lösung ausgetauscht und der Wert d ist deshalb sehr hoch. Auch aus der Ca-Azetatlösung wird noch etwas CaO von B 1944 festgelegt (g größer als a).

Schließlich sei darauf hingewiesen, daß relativ große Mengen von Al_2O_3 + Fe_2O_3 nur bei Behandlung von säuren Mineralböden in Lösung gehen.

6. Einige Bemerkungen zu den angewandten Methoden

S-Wert (Summe austauschfähiger Basen). In Böden, welche keinen $CaCO_3$ enthalten, liefert die Bestimmung des S-Wertes verhältnismäßig wenig Schwierigkeiten und handelt es sich bloß um die Menge des Bodens, welche ausgelaugt wird. Im allgemeinen kann gesagt werden, daß, je weniger Boden angewandt werden soll, je reicher der Boden an austauschfähigen Basen ist, was zumal bei nahezu neutralen bis alkalischen, humusreichen Böden der Fall ist. Derartige

Böden können natürlich auch mit je 2 l statt 1 l NaCl (resp. NH_4Cl) ausgelaugt werden. Die S-Werte Kelley (Gesamtmenge Basen) und Hissink (CaO mit NaCl; MgO, K_2O und Na_2O mit NH_4Cl) stimmen bei den 13 $CaCO_3$-freien oder nahezu freien Böden gut miteinander überein.

Sobald die Böden $CaCO_3$ enthalten, treten Schwierigkeiten auf, weil die Lösungen der neutralen Salze auch einen Teil des Kalkes des $CaCO_3$ in Lösung bringen. Ich habe diese Frage dadurch zu lösen versucht, daß ich mit 2 l NaCl auslaugte und die Differenz des CaO-Gehaltes in dem ersten und zweiten Liter bestimmte. Von dem $CaCO_3$ werden in beiden Litern praktisch gleiche Mengen gelöst. Wie ich schon früher angezeigt habe (5), ist dies mit einer NH_4Cl-Lösung nicht der Fall. Es liegt auf der Hand, daß die mit NH_4Cl-Lösung bestimmten S-Werte der drei $CaCO_3$-haltigen Böden (1937, 1944, 1946) alle drei zu hoch sind (Werte in Tabelle B in Klammern). Von Gedroiz und auch von Kelley ist vorgeschrieben, in diesem Falle den Gehalt an $CaCO_3$ des Bodens vor und nach dem Auslaugen mit NH_4Cl zu bestimmen. Bis jetzt habe ich die Resultate dieser Methode noch nicht mit meinen S-Werten verglichen.

S-Kelley (NH_4-adsorbiert). Wie aus der Tabelle B hervorgeht, sind diese S-Werte alle kleiner als die korrespondierenden S-Werte nach Hissink, z. B. 22,3 gegen 29,4 (B 1690), mit Ausnahme von B 1697 (18,1 gegen 16,1) und B 2330 (3,8 gegen 3,7). Zwei Faktoren spielen hier eine Rolle.

In erster Linie wird ein wenig H aus dem Boden gegen NH_4 ausgetauscht; dies macht den Wert S-Kelley (NH_4-adsorbiert) etwas größer. Je saurer die Böden sind, je mehr macht sich dieser Faktor fühlbar. Doch scheint es mir, daß sogar bei sehr sauren Böden nur wenig H gegen NH_4 ausgetauscht wird. Möglicherweise spielt dieser Faktor bei den stark sauren Böden B 1697 und B 2330 eine kleine Rolle.

Der zweite Faktor ist wichtiger und rührt daher, daß ein Teil der NH_4-Ton-Humus-Substanz beim Auswaschen des NH_4-Bodens mit Wasser kolloidal in Lösung geht, so daß etwas NH_4 mit dem Wasser ausgewaschen wird. Die wässerigen Filtrate der Humusböden waren mehr oder weniger von Humussubstanz gefärbt, während bei den Tonböden die folgenden Mengen Tonsubstanz (in Gramm pro 100 g Trockensubstanz) im Filtrat vorhanden waren: B 2335 — 1,74 g Tonsubstanz; B 2237 — 0,48 g; B 1937 — 0,47 g; B 1939 — 0,29 g; B 1944 — 0,34 g; B 1946 — 0,49 g.

Infolge dieses zweiten Faktors wird der Wert S-Kelley (NH_4-adsorbiert) geringer. Dieser Faktor tritt insbesondere bei Böden,

welche reich an Humus und Ton sind, in den Vordergrund und je weniger sauer diese Böden sind, desto mehr. So ist der Einfluß der Auswaschung des NH_4 mit H_2O bei B 1718 (pH = 5,90) größer als bei B 1724 (pH = 4,58), resp. S-Kelley (NH_4-adsorbiert) = 61,8 gegen S-Hissink = 76,2 und 41,4 gegen 47,1.

Inwiefern das von Kelley vorgeschlagene Auswaschen mit Methylalkohol (siehe Teil B, S. 204) das in Lösung gehen von NH_4 verhindert, ist nicht untersucht worden.

Bobko und Askinasi. Die beiden oben genannten Faktoren spielen auch hier eine Rolle, nur wird mehr H gegen Ba als gegen NH_4 ausgetauscht und kommt weniger Ba als NH_4 beim Auswaschen des Barytbodens, resp. des NH_4-Bodens mit Wasser in Lösung. Es ist also klar, warum bei den stark sauren Böden S-Bobko-Askinasi größer und bei den schwach sauren bis alkalischen Böden gewöhnlich kleiner ist als S-Hissink. Auch ist es klar, warum der Unterschied zwischen diesen beiden S-Werten bei B 1718 (pH = 5,90; 77,5 — 76,2 = 1,3) kleiner ist als bei B 1724 (pH = 4,58; 55,4 — 47,1 = 8,3). Beim letzten Boden wird eine ziemlich große Menge H gegen Ba ausgetauscht (siehe auch die folgenden Werte von Gedroiz).

Gedroiz. Wie schon Gedroiz angibt (Teil B, S. 213) muß bei der Titration eine Korrektur für die zu verwendende Bariumchloridlösung angebracht werden. Wir haben diese in folgender Weise bestimmt. 450 ccm der $BaCl_2$-Lösung wurden in einem 500-ccm-Kolben gebracht und 3 ccm 0,02 N NaOH und 10 Tropfen Methylorange hinzugefügt. Am folgenden Morgen wurde mit Wasser auf 500 ccm aufgefüllt, filtriert und 200 ccm vom Filtrat bis zu einer gewissen Färbung mit HCl titriert. Die Bodenfiltrate wurden in derselben Weise behandelt und zu derselben Färbung titriert. In dieser Weise wurde eine ziemlich gute Übereinstimmung bei Doppeltbestimmungen bekommen.

Die Werte der zweiten Kolumne nach Gedroiz müssen ungefähr ebenso groß wie die S-Werte nach Bobko-Askinasi sein (B 1690 z. B. 32,8 und 33,4). In Übereinstimmung hiermit titriert das $BaCl_2$-Filtrat positiv bei denjenigen Böden, wo S-Bobko-Askinasi größer ist als S-Hissink und umgekehrt. Bei Böden mit geringen Titrationszahlen gibt es kleine Ausnahmen. Bei diesen Böden sind die S-Werte nach Kelley (Gesamtmenge), Hissink, Bobko und Askinasi und Gedroiz nahezu gleich, z. B.:

B 2335 : 36,9 — 37,4 — 37,0 — 38,1;
B 2337 : 28,3 — 29,1 — 28,6 — 29,8;
B 1939 : 40,4 — 38,5 — 39,0 — 38,7.

Gehring schreibt vor, auf 25 g Boden 100 ccm gesättigte $Ca(OH)_2$-Lösung zu verwenden. Saure, humusreiche Böden, wie z. B 1724, gaben bei dieser Behandlung mit Phenolphthalein keine Rotfärbung. Bei den Böden B 1718, 1724, 2145 und 2146 wurden darum 10 g und 5 g lufttrockenen Bodens, bei den anderen Böden 25 g und 10 g Boden angewandt. Wie Tabelle B zeigt, werden die Resultate in hohem Maße von der angewandten Bodenmenge beeinflußt. Weiter sei noch bemerkt, daß die Auslaugung mit NaCl-Lösung nach der $Ca(OH)_2$-Behandlung bei den humus- und tonreichen Böden sehr lange dauert, offenbar deshalb, weil der entstandene Tonhumuskalk in Tonhumusnatron übergeführt wird, welche auch bei Gegenwart der NaCl-Lösung ein wenig peptisiert.

In bezug auf die Methoden von Hutchinson-McLennan, Kappen und Hissink (T-S), sowie auf die Titrationsmethode mit CaO oder BaO (72 Stunden), sei nur bemerkt, daß die Ergebnisse, ebenso wie die der Methode Gehring, auch von dem Verhältnis g, Ton-Humus-Substanz zu ccm Lösung, und von der Konzentration der Lösung beeinflußt werden. Für die Methode Gehring sei auf die Data in Tabelle B hingewiesen. Auch bei der Methode Hutchinson konnten wir ziemlich große Unterschiede feststellen, je nachdem mehr oder weniger Boden oder mehr oder weniger konzentrierte Bikarbonatlösungen angewandt wurden. Bis jetzt habe ich noch keine Zeit gehabt, diese Frage für die Methode Kappen zu studieren, aber es scheint mir, daß der Gebrauch von mehr oder weniger Boden hier von nur geringem Einfluß sein wird, weil Kappen einen großen Überschuß einer stark konzentrierten Lösung anwendet. Wie schon in Teil B (S. 207, 208, Nachschrift) bemerkt worden ist, habe ich bei meiner eigenen Methode vorgeschlagen, immer ungefähr dieselbe Menge an Ton-Humus-Substanz zu gebrauchen.

Es empfiehlt sich, den Einfluß des Verhältnisses: Boden zu Lösung weiter zu studieren. Hier sei schließlich nur noch bemerkt, daß bei dem Wert: potentielle Adsorption von dergleichen Einflüssen nicht die Rede ist.

7. Schlußfolgerungen

Die untersuchten Methoden sind in zwei Gruppen zu verteilen. Die erste Gruppe umfaßt die Methoden zur Bestimmung des Gehaltes an austauschfähigen Basen (S-Wert). Zu dieser Gruppe gehören die Methoden von Kelley (Gesamtbasen und NH_4-adsorbiert) und Hissink und nötigenfalls auch die Methode von Bobko und Askinasi.

Die zweite Gruppe umfaßt die Methoden, welche die Menge CaO (resp. BaO) bestimmen, welche von einem Boden unter bestimmten

Umständen adsorbiert wird, entweder aus der Lösung eines Neutralsalzes (Gedroiz $BaCl_2$), oder aus der Lösung eines Salzes von einer schwachen Säure (Hutchinson, Bikarbonat; Kappen, Kalziumazetat) oder aus einer Lösung von $Ca(OH)_2$ (Gehring; Titrationskurven) oder $Ba(OH)_2$ (Hissink).

Mit Hilfe des S-Wertes des Bodens und der Menge, welche nach einer dieser Methoden vom Boden adsorbiert wird, kann der Sättigungszustand des ursprünglichen Bodens nach jeder dieser Methoden berechnet werden. Ebenso kann mit Hilfe der potentiellen Adsorption ein Sättigungszustand des ursprünglichen Bodens berechnet werden. Was ich meine, zeigt folgende Tabelle F für B 1690 (siehe auch Tabelle B).

Tabelle F

Methode	Milligrammäquivalente (ME) S-Hissink	Adsorbierte Base	Summe	Sättigungszustand
Gedroiz	29,4	+ 4,0	= 33,4	88
Hutchinson	29,4	+ 9,5	= 38,9	76
Kappen	29,4	+ 9,9	= 39,3	75
Gehring	29,4	+ 11,0	= 40,4	73
Gehring	29,4	+ 24,6	= 54,0	54
Hissink	29,4	+ 107,5	= 136,9	22
pH = 6	29,4	+ 5,0	= 34,4	86
pH = 6,5	29,4	+ 10,8	= 40,2	73
pH = 7	29,4	+ 18,9	= 48,3	61
pot. Adsorption	29,4	+ 21,2	= 50,6	58

Der Boden B 1690 enthält pro 100 g Trockensubstanz 29,4 ME Basen. Wenn dieser Boden noch 4,0 ME Basen pro 100 g Trockensubstanz adsorbiert, ist der Sättigungszustand des ursprünglichen Bodens im Vergleich zu dem neuen Boden $100 \times 29{,}4 : (29{,}4 + 4{,}0) = 88$. Aus obenstehender Tabelle geht deutlich die Notwendigkeit hervor, immer die angewandte Methode zu erwähnen, wenn vom Sättigungszustand eines Bodens die Rede ist.

Nach Gedroiz wird die Summe $29{,}4 + 4{,}0 = 33{,}4$ die Kapazität der Adsorption (in Milligrammäquivalenten pro 100 g Boden B 1690) genannt (siehe Groninger Verhandlungen, Teil B, S. 214—215), während der Grad der vorhandenen Sättigung des Bodens durch Basen (Gesättigtheit des Bodens nach Gedroiz) in Prozenten durch 88 ausgedrückt wird.

Ebenso ist die Kapazität der Adsorption von B 1724 nach Gedroiz gleich 47,1 + 11,2 = 58,3 ME (siehe Tabelle B). Ich habe diesen Ausdruck von Gedroiz nun so aufgefaßt, daß 100 g von B 1724 mit 58,3 ME völlig gesättigt sein sollten. Daß dies aber unrichtig ist, sieht man sofort aus der Probe B 1718; das ist derselbe Boden, aber mit CaO gedüngt und der schon 76,2 ME Basen, also weit mehr als 58,3 ME enthält. Daraus geht also hervor, daß der Boden B 1724 unter praktischen Umständen, also im freien Felde, weit mehr als die nach Gedroiz gefundene Anzahl von 11,2 ME. Basen binden kann, und zwar in jedem Falle 76,2 — 47,1 = 29,1 ME. Aber der Boden B 1718 (pH = 5,90 und S-Hissink = 76,2) ist noch keineswegs praktisch mit Kalk gesättigt; derselbe kann unter natürlichen Verhältnissen, also im freien Felde, noch eine ziemlich große Menge Kalk adsorbieren. Wenn B 1718 z. B. noch 20,5 ME Kalk pro 100 g Boden adsorbiert, steigt der pH-Wert auf 7 (siehe Tabelle B) und wird S = 96,7, also in Prozenten CaO ausgedrückt, 96,7 × 28 : 1000 = 2,71 %, oder, da B 1718 (siehe Tabelle A) 48,2 % Humus enthält, wird K (Humus) = 100 × 2,71 : 48,2 = 5,6. Derartige, neutral reagierende, gut mit Kalk gesättigte (K [Humus] = 5,6) Humusböden kommen viel vor (6).

Wenn ich den Ausdruck von Gedroiz: „Kapazität der Adsorption" richtig verstehe, so muß dieser Wert für die beiden Bodenproden B 1718 und B 1724 gleich sein, denn es ist derselbe Boden, resp. gedüngt mit Kalk und ohne Kalkdüngung. Nach Gedroiz wird aber gefunden 78,4 (für B 1718) und 58,3 (für B 1724) (siehe Tabelle B), also ziemlich verschiedene S-Werte. Und dasselbe gilt für jedes Paar Böden der Tabelle B: B 1690 mit 33,4 gegen B 1691 mit 27,4; B. 2145 mit 63,4 gegen B 2146 gegen 64,5 (die beiden ursprünglichen Böden haben nahezu gleiche S-Werte); B 2335 mit 38,1 gegen B 2337 mit 29,8. Meine T-Werte sind aber für jedes Paar Bodenproben nahezu gleich (z. B. B 1690 mit 136,9 gegen B 1691 mit 142,0).

Auf Grund dieser Betrachtungen komme ich zu der Schlußfolgerung, daß der Wasserstoff des Bodens, welcher von der $BaCl_2$-Lösung gegen Ba ausgetauscht wird, nur ein Teil des Wasserstoffes ist, welcher von Basen gesättigt werden kann und diese Schlußfolgerung gilt nicht nur für Versuche im Laboratorium, sondern auch auf freiem Felde.

8. Der Sättigungszustand nach Hissink (V-Wert)

Den von mir in den Jahren 1917/18 eingeführten Begriff des Sättigungszustandes des Bodens habe ich umschrieben als das Verhältnis der Menge im Boden vorhandenen adsorptiv gebundenen Basen S

(ME pro 100 g Trockensubstanz) zu der Menge Basen T, welche der Boden binden kann; also V = 100 S : T. Gegen diese Umschreibung des Begriffes des Sättigungszustandes der Böden haben sich keine Einwände erhoben. Meine Methode zur Bestimmung des T-Wertes, oder besser gesagt, des Wertes T—S, hat jedoch von verschiedenen Seiten Kritik erfahren.

Man hat gesagt, daß die ziemlich starke $Ba(OH)_2$-Lösung durch Aufnahme von CO_2 aus der Luft zum Teil in $BaCO_3$ umgewandelt würde. Andere haben die Möglichkeit der Bildung von basischen Salzen betont. Zu diesen Angriffen sei nur bemerkt, daß alles von mir angewandte Baryt in austauschfähiger Form vorhanden bleibt.

Weiter möchte ich folgendes hervorheben. Schwache Säuren werden erst bei stark alkalischer Reaktion gesättigt, die Borsäure z. B. bei pH = ungefähr 10,5. Wenn wir nun die Anwesenheit von schwachen Ton-, bzw. Humussäuren im Boden annehmen, so mögen wir erwarten, daß der Sättigungspunkt dieser schwachen Säuren auch bei stark alkalischer Reaktion liegt. Ich habe nun gefunden, daß die Bodensuspensionen, welche so viel Baryt enthalten, als mit dem Wert T—S übereinstimmt, eine stark alkalische Reaktion besitzen (pH ungefähr 10,5) und in dieser stark alkalischen Reaktion des Bodens bei meinem V = 100 (S = T) meine ich, eine theoretische Unterstützung meiner Methode zur Bestimmung des (T—S)-Wertes zu sehen.

In diesem Zusammenhang sei bemerkt, daß Dr. Truog und Dr. Kerr auf dem Kongreß in Washington mitteilten, die Reaktion von völlig gesättigten Permutiten gleich ungefähr 10,5 gefunden zu haben. Weiter sei auf eine eben erschienene Arbeit von Sven Odén (7) hingewiesen. Und schließlich möchte ich hervorheben, daß ein gewisser Zusammenhang zwischen meinem V-Wert und dem pH besteht (Groninger Verhandlungen, Teil A, S. 198—207).

Drittens meine ich, daß die Richtigkeit meiner Methode zur Bestimmung des (T—S)-Wertes, durch die Ergebnisse, welche ich bei der Berechnung der Äquivalentgewichte der Humussubstanz (8) und der Tonsubstanz bekommen habe, gewährleistet ist. Das Äquivalentgewicht der Humussubstanz wurde gefunden aus dem Quotienten Humusgehalt in Milligrammen durch T in Milligrammäquivalenten und bedeutet also Humussubstanz — in völlig gesättigtem Zustand (V = 100, d. h. S = T) — in Milligramm auf ein Milligrammäquivalent Base. Bei B 1690 mit 23,1 % Humus und T = 136,9 wird also 23100 mg Humus von 136,9 ME Basen völlig gesättigt; Äquivalentgewicht der Humussubstanz = 23100 : 136,9 = 169. Für B 1718 wird gefunden 48200 : 272,4 = 173. Im Mittel wurde bei einigen Humus-

böden mit wenig oder keiner Tonsubstanz (Moorböden, Humussandböden) 170 gefunden. Das gleiche Ergebnis wurde bei einer Probe Doppleriet, fast reine Humussäure, gefunden (9). Für das Äquivalentgewicht der Tonsubstanz wurde annähernd 1250 gefunden (10). Natürlich sind diese beiden Zahlen nur als eine erste Annäherung zu betrachten. Es sei hier noch bemerkt, daß aus diesen Zahlen (170 und 1250) weiter hervorgeht, daß die Humussubstanz ein weitaus größeres Basenbindungsvermögen als die Tonsubstanz besitzt (11).

Um meine Methode zur Bestimmung des (T—S)-Wertes zu bekämpfen, hat man sogar behauptet, es wäre meine Absicht, eine Kalkdüngung gleich meinem (T—S)-Wert vorzuschreiben, also den Boden in den Sättigungszustand V = 100 (nach Hissink) zu bringen. So töricht bin ich aber niemals gewesen. Die Bestimmung des V-Wertes des Bodens hat nur den Zweck, den Boden zu charakterisieren. Düngungsvorschriften können nur auf Grund von praktischen Düngungsversuchen in Zusammenhang mit den Resultaten von Laboratoriumsuntersuchungen gegeben werden. Das hat aber meine Methode mit allen anderen Methoden gemein und es handelt sich also bloß um die Frage, ob mein V-Wert den Boden in guter Weise charakterisiert.

Daß dies der Fall ist, geht aus folgendem hervor:

Der Sättigungszustand des ursprünglichen Bodens B 1690 ist V = 100 S : T = 100 × 29,4 : 136,9 = 21,5 (siehe Tabelle A). Ich habe nun den V-Wert dieses Bodens berechnet, nachdem er so viel CaO adsorbiert hatte, als nach den verschiedenen Methoden bestimmt worden ist. So wird nach Hutchinson 9,5 ME Basen adsorbiert, wodurch S zu 29,4 + 9,5 = 38,9 steigt; der Sättigungszustand (nach Hissink) in diesem neuen Zustande wird also 100 × 38,9 : 136,9 = 28,4. Nach Kappen wird 9,9 ME adsorbiert, wodurch S zu 29,4 + 9,9 = 39,3 steigt; V (nach Hissink) wird also 100 × 39,3 : 136,9 = 28,7. Um den pH-Wert = 7 zu erreichen, muß der Boden 18,9 ME Kalk adsorbieren; S wird 29,4 + 18,9 = 48,3 und V (nach Hissink) = 100 × 48,3 : 136,9 = 35,3. Diese V-Werte sind in der Tabelle G aufgenommen.

Aus Tabelle G können folgende Schlußfolgerungen gezogen werden:

A. Die Humusböden (B 1690 — B 2330)

Während die V-Werte der 8 ursprünglichen Humusböden große Unterschiede aufweisen (von 28,0—9,7), stimmen die V-Werte nach Hutchinson ziemlich gut miteinander überein, so daß ein Mittelwert berechnet werden kann (V = 28,3). Dasselbe gilt für die V-Werte

Tabelle G

Sättigungszustand V, berechnet mit dem Wert T-Hissink

Bodenprobe Nr. B	Ursprünglicher Boden	Hutchinson	Kappen	Bei pH = 7	Potent. Adsorption	Gehring (höchster Wert)
1690	21,5	28,4	28,7	35,3	36,9	39,4
1691	14,9	26,7	26,9	37,5	36,8	37,2
1718	28,0	31,2	31,4	35,5	39,9	48,5
1724	15,9	25,2	25,0	36,2	36,1	39,1
2145	25,7	30,7	31,0	36,9	39,9	52,8
2146	23,4	30,5	30,8	37,2	40,7	54,8
2329	11,9	26,4	25,2	36,8	40,4	77,4
2330	9,7	27,3	25,7	39,9	41,2	79,5
Im Mittel Humusböden	—	28,3	28,1	36,9	39,9	—
1698	34,9	35,0	36,9	35,8	48,9	67,1
1697	16,5	27,4	26,8	38,5	52,0	49,7
2335	50,9	52,9	52,8	52,8	61,2	69,1
2337	41,9	51,7	48,8	52,0	64,4	68,0
1937	48,3	—	49,6	—	50,4	62,5
1939	40,6	43,5	44,3	46,8	55,4	70,0
1944	53,2	—	54,3	—	55,9	60,5
1946	53,1	—	54,4	—	66,1	64,6

nach Kappen (Mittelwert = 28,1) und die V-Werte bei pH = 7 (36,9) und im Zustande der potentiellen Adsorption (39,9). Mit Hilfe der Zahlen von Tabelle B kann auch der Sättigungszustand dieser 8 Böden bei pH = 6,0 und pH = 6,5 berechnet werden. Auch diese V-Werte stimmen ziemlich gut miteinander überein (bei pH = 6,0 ist V im Mittel = 25; bei pH = 6,5 ist V = 30). Die mit T-Hissink berechneten V-Werte nach Gehring zeigen große Unterschiede, so daß hier kein Mittelwert berechnet worden ist.

Dies weist darauf hin, daß meine V-Werte für die untersuchten Humusböden eine gewisse allgemeine Bedeutung besitzen und also imstande sind, diesen Bodentypus gut zu charakterisieren. Aber zu gleicher Zeit gilt dies für die Ergebnisse der Methoden Hutchinson, Kappen, der Titrationsmethoden mit CaO und für den Wert, welchen

ich die potentielle Adsorption genannt habe. Es sei noch hervorgehoben, daß die V-Werte nach Hutchinson und Kappen bei allen 8 Böden nahezu gleich groß sind (im Mittel 28,3 und 28,1).

Weiter meine ich die Schlußfolgerung ziehen zu können, daß es etwas mit der Methode Gehring hapert. Der Fehler muß offenbar in dem Verhältnis Boden (Ton-Humus-Substanz) zu Kalklösung gesucht werden.

B. Die Mineralböden

Nur 4 Böden, und zwar die Lehmböden 2335 und 2337 und die Tonböden 1944 und 1946 können zu diesem Typus gerechnet werden. Die V-Werte für diese 4 Böden nach Hutchinson und Kappen sind ungefähr 50—54; bei pH = 7 ungefähr 52—53; bei der potentiellen Adsorption von 56—64 und nach Gehring von 60—70. Diese Werte sind höher als die korrespondierenden V-Werte der Humusböden.

C. Die Humus-Mineralböden

Aus obenstehendem geht deutlich hervor, daß die V-Werte der 4 Humus-Tonböden (B 1698, 1697, 1937 und 1939) zwischen den V-Werten der Humus- und Tonböden liegen müssen.

Ich will mich, bis weitere Untersuchungen über Mineralböden vorliegen, auf obige Bemerkungen beschränken, möchte nur darauf hinweisen, daß auch für Mineralböden meine V-Werte eine allgemeine Bedeutung zu besitzen scheinen.

9. Die Kalkbedürftigkeit des Bodens

Ich wiederhole, daß alle oben behandelten Methoden nur gewisse Bodenwerte bestimmen, welche den Boden in mehr oder weniger geeigneter Weise charakterisieren. Ob und inwiefern diese Methoden imstande sind, die Kalkbedürftigkeit des Bodens anzugeben, muß auf Grund von Düngungsversuchen mit jedem Bodentypus im Vergleich mit den Ergebnissen des Bodenuntersuches festgestellt werden. Da es nicht mein Zweck war, in dieser Arbeit Düngungsfragen zu behandeln, so will ich mich hier auf folgende Bemerkungen beschränken.

Die Frage, ob ein Boden gekalkt werden soll oder nicht, ist entweder eine Bodenstrukturfrage (insbesondere bei schweren Tonböden), oder eine Frage der Bodenazidität (pH).

Schwere Tonböden können eine schwach alkalische Reaktion besitzen und trotzdem eine Kalkdüngung zur Verbesserung ihrer Struktur bedürfen. Weder die Methode von Hutchinson, noch die von Kappen ist imstande, uns etwas über die Kalkbedürftigkeit dieser Böden zu lehren. Meine beiden Werte: V und die potentielle Adsorption können

uns einige Andeutung über die Kalkbedürftigkeit dieser Böden und deren Größe geben, was an folgendem Beispiel erläutert werden möge.

Der schwere Tonboden B 1939, welcher unbedingt eine Kalkdüngung zur Verbesserung seiner Struktur braucht, hat einen V-Wert = 40,6. Wir wissen, daß der V-Wert von praktisch gut gesättigten Tonböden (mit geringem Humusgehalt) ungefähr 55 ist und es ist also die Frage, wieviel Gramm CaO von 100 g Boden B 1939 adsorbiert werden muß, damit ein V-Wert = 55 erreicht wird. Wir nehmen an, daß S dann = x geworden ist, dann ist $100 \times x : 94{,}9$ (T) = 55 (V), oder $x = 52{,}2$. Da nun der S-Wert des ursprünglichen Bodens = 38,5 ist (siehe Tabelle A), muß pro 100 g Trockensubstanz 52,2 — 38,5 = 13,7 ME Kalk = 0,384 g CaO von der Tonsubstanz adsorptiv festgelegt werden, oder pro 3000000 kg Trockensubstanz 11520 kg CaO. Mit Hilfe der potentiellen Adsorption wird gefunden 0,396 g CaO (siehe Tabelle A) oder 11880 kg CaO pro 3000000 kg Boden.

In Holland ist es Brauch, derartigen schweren alten Tonböden mit ungefähr 10000 kg CaO pro Hektar in einem Male zu düngen; weniger schwere Tonböden bekommen etwas weniger Kalk. Aus der Praxis wissen wir, daß diese Kalkdüngungen auf schweren Tonböden unter dem in Holland herrschenden Klima jede 12 bis 14 Jahr wiederholt werden müssen.

Es sei nun noch bemerkt, daß die verabreichte Menge Kalk nicht sofort von der Ton- (Humus-) Substanz festgelegt wird. Der Boden B 1939 empfing dreimal 10000 kg CaO, und zwar in den Jahren 1915, 1920 und 1923 (siehe Teil A, S. 176). Im Jahre 1925 war von diesen 30000 kg CaO pro 100 g Boden adsorbiert 1,139 — 0,849 = 0,290 (siehe Tabelle A, Unterschied CaO-Gehalt B 1937 und B 1939), während 0,728 g CaO (1,49 — 0,19 = 1,30 % $CaCO_3$ = 0,728 % CaO) in Form von $CaCO_3$ zurückgeblieben war. Zusammen also 0,290 + 0,728 = 1,018 g CaO pro 100 g Boden, also pro Hektar von 3000000 kg ungefähr 30000 kg CaO, was gerade die gegebene Kalkmenge ist. Um von diesem Boden also 0,290 g CaO (pro 100 g Boden) aufnehmen zu lassen, mußte 1,018 g CaO (pro 100 g Boden) verabreicht werden, also 3,5 mal so viel (12).

Schließlich sei noch hervorgehoben, daß derartige sehr große Kalkdüngungen, entweder in Form von CaO oder $CaCO_3$ (Kreideschlamm der Zuckerfabriken), den schweren, humusarmen Tonböden gar keinen Schaden bringen.

Für die anderen Bodentypen (saure Mineralböden und Humusböden, das sind Humussandböden, Humusböden und vielleicht können zu dieser Gruppe auch die sauren Humus-Ton-Böden und Ton-Humus-

Böden gerechnet werden) können alle vorgeschlagenen Methoden zur Bestimmung der Kalkbedürftigkeit eines bestimmten Bodens (und einer bestimmten Pflanze unter bestimmten klimatologischen Verhältnissen) benutzt werden, wenn zuvor die Kalkbedürftigkeit dieses Bodentypus (für die bestimmte Pflanze usw.) mit Hilfe von Felddüngungsversuchen festgestellt worden ist. Ich werde versuchen, klar zu machen, was ich meine.

Ich nehme an, daß die Methoden nach Hutchinson und Kappen für einen gewissen Humusboden, z. B. B. 1691, sog. Dalboden (also eine Mischung von Sand und Hochmoorhumus; siehe Teil B, Tabelle, S. 173), eine ziemlich gute Andeutung der Kalkbedürftigkeit dieses Bodens unter den in Holland obwaltenden klimatologischen Verhältnissen für eine gewisse Pflanze gibt, so daß man dem Landwirt anraten kann, pro 100 g Boden ungefähr 16,9 (mittel von 16,7 und 17,1; siehe Tabelle B) × 28 = 473 mg = 0,473 g CaO zu verabreichen (13). In bezug auf meinen V-Wert bedeutet dies, daß der Sättigungsgrad (V-Hissink) dieses Bodens auf ungefähr 28 (siehe Tabelle G, S. 27) gebracht werden muß. Da T = 142,0 ist, muß S also = 142 × 28:100 = 39,8 werden, also um 39,8 — 21,2 = 18,6 ME, oder um 18,6 × 28 = 0,521 g CaO pro 100 g Boden erhöht werden, also ungefähr dieselbe Menge wie Hutchinson-Kappen angibt.

Ohne Frage sind die Methoden von Hutchinson und Kappen viel einfacher als meine Methode zur Bestimmung von V (Bestimmung von S und T—S), aber die Ergebnisse meiner Untersuchungen, die zeigen, daß meine V-Werte nach Hutchinson-Kappen (siehe Tabelle G, Kolumne 3 und 4) bei allen untersuchten Humusböden nahezu gleich sind (im Mittel ungefähr 28), machen den Eindruck, daß die mit den Methoden von Hutchinson und Kappen bekommenen Zahlen eine mehr allgemeine Bedeutung haben. Wir kommen zu der Annahme, daß die mit einem Typus von den untersuchten Humusböden bekommenen Ergebnisse wahrscheinlich auch auf die anderen Typen anzuwenden sind.

In diesem Zusammenhang ist es auch wichtig, festzustellen, welche pH-Werte die Böden bekommen, wenn dieselben soviel CaO adsorbieren, wie bei den Methoden von Hutchinson und Kappen gefunden ist. Ich habe diese pH graphisch mit Hilfe von den Titrationskurven (siehe Tabelle B) interpoliert (Tabelle H).

Aus Tabelle H geht hervor, daß alle untersuchten sauren Böden bei einer Behandlung nach Hutchinson und Kappen (im Laboratorium) einen pH-Wert von ungefähr 6,5, also eine schwach saure Reaktion, erreichen. In bezug auf die untersuchten Humusböden können wir

Tabelle H
(V-Hissink)

B	Hutchinson	Kappen	pH
	V-Werte aus	Tabelle G	ungefähr
1690	28,4	28,7	6,5
1691	26,7	26,9	6,5
1718	31,2	31,4	6,5
1724	25,2	25,0	6,5
2145	30,7	31,0	6—6,5
2146	30,5	30,8	6—6,5
2329	26,4	25,2	6,5
2330	27,3	25,7	6,5
1698	35,0	36,9	6,5
1697	27,4	26,8	6—6,5
2335	52,9	52,8	6,5
2337	51,7	48,8	6,5
1937	—	49,6	—
1939	43,5	44,3	6—6,5
1944	—	54,3	—
1946	—	54,4	—

auch sagen, daß, wenn diese zu einem V-Wert (nach Hissink) = ungefähr 30 gesättigt werden, der pH-Wert ungefähr 6,5 wird.

Mit Hilfe einer einfachen pH-Bestimmung des Bodens können wir also ermitteln, ob ein gewisser Boden sich schon in dem Sättigungszustand nach Hutchinson und Kappen befindet. So lange der pH-Wert unter ungefähr 6,5 oder meinetwegen 6—6,5 liegt, können wir sagen, daß der Boden einen positiven Titrationswert nach Hutchinson und Kappen ergeben wird.

In Teil A (S. 192 und 194) habe ich ausführlich betont, daß der Zweck einer Kalkdüngung, vom bodenkundlichen Standpunkt betrachtet, die Erhöhung des Kalkgehaltes der Ton-Humus-Substanz ist; daß dieser Zweck bei einer Kalkung jedoch nur zum Teil erreicht wird, das heißt, daß nur ein Teil der verabreichten Kalkdüngung von der Ton-Humus-Substanz adsorbiert wird. Wenn also die bei den Methoden Hutchinson und Kappen gefundenen Kalkmengen verabreicht werden, so wird der pH-Wert = 6,5 im allgemeinen nicht erreicht werden und mit Hilfe einer pH-Bestimmung kann also gefunden werden, inwiefern die verabreichte Kalkmenge schon vom Boden adsorbiert worden ist. So lange dies nicht der Fall ist, muß aufs neue mit Kalk gedüngt werden.

Auf Grund von obigen Ergebnissen und Betrachtungen scheint es mir zweckmäßig, die typischen Repräsentanten der verschiedenen Bodentypen ausführlich zu untersuchen (Ton, Humus, $CaCO_3$, pH, Titrationskurve mit CaO) und insbesondere die S- und V-Werte derselben nach Hissink zu bestimmen. Jede saure Bodenprobe kann dann weiter nach Hutchinson oder Kappen untersucht werden. Persönlich ziehe ich die Kappensche Methode vor, weil dieselbe einfacher ist und auch aus theoretischen Gründen, weil dieselbe mit einem großen Überschuß an Kalziumazetat arbeitet.

10. Die potentielle Adsorption und der Kalkfaktor

Die potentielle Adsorption ist die Menge CaO (in Gramm oder in ME), welche die Ton-Humus-Substanz in 100 g Boden (Trockensubstanz) adsorbieren muß, damit pro 100 g Ton (Fraktion I + II) 1,1 g CaO und pro 100 g Humus 5,0 g CaO in adsorptiv gebundener Form vorhanden ist. Unter den in Holland herrschenden klimatologischen Verhältnissen ist ein derartiger Boden praktisch gut gesättigt. Wie aus einem Vergleich mit den Titrationsergebnissen in Tabelle B hervorgeht, ist die Reaktion eines Bodens in dem Sättigungszustand der potentiellen Adsorption von neutral bis schwach alkalisch. Für Länder mit anderem Klima würden vielleicht andere Werte gelten. Auch ist nicht aus dem Auge zu verlieren, daß in den normalen holländischen Böden der Kalk die Hauptrolle unter den austauschfähigen Basen spielt. Ein Boden mit 39 ME Natron (= 1,1 g CaO) pro 100 g Ton und 178 ME Natron (= 5 g CaO) pro 100 g Humus, wird sehr stark alkalisch reagieren.

Wie oben (S. 28/29) schon auseinander gesetzt ist, kann die potentielle Adsorption einige Hinweise auf die Kalkbedürftigkeit der schweren Tonböden geben.

Der Kalkfaktor ist die Menge CaO (in Gramm oder in ME), welche bei der Titration (mit CaO oder BaO) pro 100 g Boden hinzugefügt werden muß, damit die Bodensuspension die neutrale Reaktion (pH = 7) erreicht.

Tabelle A enthält die potentielle Adsorption in g CaO (0,594 für B 1690); Tabelle B die potentielle Adsorption und den Kalkfaktor (bis pH = 7) in Milligrammäquivalenten (21,2 und 18,9 für B 1690). Tabelle J (S. 34) enthält beide Größen in g CaO ausgedrückt (0,594 und 18,9 × 0,028 = 0,529 für B 1690).

In Böden, welche wenig Ton enthalten, sind die beiden Größen, potentielle Adsorption und Kalkfaktor, nahezu gleich. So bald aber Ton in größeren Mengen vorhanden ist, ist die potentielle Adsorption

ziemlich viel größer als der Kalkfaktor. Nur B 1724 mit 31,9 % Ton bildet eine Ausnahme (1,672 gegen 1,680, siehe Tabelle I). Das würde darauf hinweisen, daß die Tonsubstanz bei der Titration bei dem Punkte pH = 7 weit weniger CaO als 1,1 g CaO pro 100 g Ton (I + II) adsorbiert hat. Es scheint mir deshalb, daß die potentielle Adsorption einen besseren Maßstab für die Kalkbedürftigkeit der schweren Tonböden (mit wenig Humus) gibt, als der Kalkfaktor.

So lange die beiden Größen, potentielle Adsorption und Kalkfaktor, auf 100 g Boden (Trockensubstanz) berechnet werden, charakterisieren sie den Boden nur in einseitiger Weise. So sind diese beiden Größen bei dem stark sauren und stark untersättigten Boden B 2330 (pH = 4,13 und V-Hissink = 9,7, siehe Tabelle A) 0,337 und 0,322 (Tabelle I), gegen 1,252 und 1,000 bei dem mäßig sauren und ziemlich gut gesättigten Boden B 2146 (pH = 5,10 und V-Hissink = 23,4).

Es empfiehlt sich, die beiden Größen statt auf Boden (Trockensubstanz) auch auf adsorbierender Substanz zu berechnen. Bei Böden mit wenig Ton und ziemlich viel Humus, wie z. B. B 1690 kann der Tongehalt, ohne große Fehler zu machen, vernachlässigt werden und können die beiden Größen, durch Teilung durch den Humusgehalt, auf 100 g Humus umgerechnet werden, was bei B 1690 z. B. 2,57 (100 × 0,594 : 23,1) und 2,29 (100 × 0,529 : 23,1) g CaO pro 100 g Humus gibt. Für die Humussandböden mit geringem Tongehalt (wie B 1690) und die Humus-Ton-Böden mit viel Humus und relativ wenig Ton (wie B 1718) habe ich früher den Kalkfaktor in dieser Weise auf 100 g Humus umgerechnet (14). Schon bei diesen Böden wird dabei jedoch dadurch, daß die Tonsubstanz vernachlässigt wird, ein Fehler gemacht; bei den anderen Böden ist die Berechnung in dieser Weise nicht zulässig.

Die Schwierigkeit für eine richtige Berechnung ist, die adsorbierende Substanz (Ton + Humus) in einer Zahl auszudrücken. Ich habe dies früher bei der Methodik der Bestimmung des Sättigungszustandes des Bodens (V-Hissink) schon versucht (15). Für unseren Zweck kann die Berechnung der gesamtadsorbierenden Substanz besser in anderer Weise stattfinden. Wenn die Ton-Humus-Substanz so viel CaO adsorbiert hat, als die potentielle Adsorption angibt, ist pro 100 g Ton (I + II) 1,1 g CaO und pro 100 g Humus 5,0 g CaO vorhanden. Wie schon früher mehrmals betont worden ist (16), ist das Vermögen der Humussubstanz, Kalk zu binden, weit größer als das der Tonsubstanz. Man kann sagen, daß die Humussubstanz ungefähr 5,0 : 1,1 = 4,545 mal mehr Kalk (bei schwach alkalischer Reaktion) binden kann, als die Tonsubstanz. Ich habe darum angenommen, daß das Adsorptions-

Tabelle J

Potentielle Adsorption und Kalkfaktor

Bodenprobe No. B	pH (Tabelle A)	Gehalt in Prozenten auf trockenem Boden (105° C) an				Potentielle Adsorption		Kalkfaktor (bis pH = 7)	
		Ton (I + II) (Tabelle A)	Ton auf Humus umgerechnet (0,22)	Humus (Tabelle A)	Humus und Ton (auf Humus umgerechnet)	g CaO auf 100 g Boden (Tabelle A)	g CaO auf 100 g Humus und Ton (auf Humus umgerechnet)	g CaO auf 100 g Boden (Tabelle B mE × 0,028)	g CaO auf 100 g Humus und Ton (auf Humus umgerechnet)
2330	4.13	9.3	2.0	5.8	7.8	0.337	4.32	0.322	4.13
1691	4.22	7.7	1.7	22.9	24.6	0.871	3.54	0.899	3.65
1724	4.58	31.9	7.0	48.0	55.0	1.672	3.04	1.680	3.05
1697	4.83	63.7	14.0	12.6	26.6	0.965	3.63	0.599	2.25
2329	5.03	10.1	2.2	5.0	7.2	0.268	3.72	0.235	3.26
1690	5.03	8.4	1.8	23.1	24.9	0.594	2.38	0.529	2.12
2337	5.07	78.2	17.2	1.7	18.9	0.438	2.32	0.196	1.04
2146	5.10	20.2	4.4	49.2	53.6	1.252	2.34	1.000	1.87
2145	5.26	17.2	3.8	45.4	49.2	0.947	1.93	0.750	1.52
1718	5.90	33.1	7.3	48.2	55.5	0.907	1.63	0.574	1.03
1939	6.19	73.2	16.1	8.8	24.9	0.396	1.59	0.165	0.66
2335	6.28	86.2	19.0	1.5	20.5	0.224	1.09	0.039	0.19
1698	6.83	59.2	13.0	9.7	22.7	0.345	1.52	0.022	0.10
1937	7.35	70.0	15.4	8.5	23.9	0.056	0.23	—	—
1946	7.56	56.8	12.5	1.8	14.3	0.107	0.75	—	—
1944	7.83	54.3	11.9	2.2	14.1	0.042	0.30	—	—

vermögen von 100 g Ton (bei schwach alkalischer Reaktion) gleichwertig ist mit dem des Humus in 22 g und mit Hilfe von diesem Verhältnis die gesamtadsorbierende Substanz folgendermaßen in einer Zahl ausgedrückt werden kann (siehe Tabelle J, S. 34). Boden B 2330 enthält 9,3 % Ton (I + II), der in bezug auf basenbindendes Vermögen $9{,}3 \times 0{,}22 = 2{,}0$ % Humus entspricht. Da der Humusgehalt von B 2330 = 5,8 % ist, kann man den Gehalt an Humus + Ton (auf Humus umgerechnet) mit $5{,}8 + 9{,}3 \times 0{,}22 = 5{,}8 + 2{,}0 = 7{,}8$ % annehmen. Mit Hilfe dieser Zahl ist nun weiter die potentielle Adsorption auf 100 g Humus + Ton (auf Humus umgerechnet) berechnet; für B 2330 also $100 \times 0{,}337 : 7{,}8 = 4{,}32$ (siehe Tabelle I). Der Kalkfaktor

auf 100 g Humus + Ton (auf Humus umgerechnet) für B 2330 wird $100 \times 0{,}322 : 7{,}8 = 4{,}13$.

Den Vorteil dieser Berechnung sieht man sofort beim Vergleich der obengenannten Bodenproben B 2330 und B 2146, welche jetzt für die potentielle Adsorption die Werte 4,32 und 2,34 und für den Kalkfaktor die Werte 4,13 und 1,87 haben.

Die Bodenproben sind in Tabelle J nach den pH-Zahlen geordnet, von pH = 4,13 bis pH = 7,83. Es zeigt sich ein Zusammenhang zwischen dem pH-Wert einerseits und anderseits der potentiellen Adsorption und dem Kalkfaktor, beide Größen auf Humus + Ton (auf Humus umgerechnet) berechnet. Es sind nur drei Ausnahmen bei der potentiellen Adsorption, und zwar die beiden Böden 1697 und 1698 und B 2329 und zwei Ausnahmen bei dem Kalkfaktor (B 2329 und B 2337).

In bezug auf die Aziditäts- und Adsorptionsfragen scheint mir der Boden am besten von den folgenden Größen charakterisiert zu werden:

1. Gehalt an $CaCO_3$, Ton (I + II) und Humus; S-Wert.
2. Reaktion (pH) des Bodens.
3. Sättigungszustand des Bodens (V). Bis so weit ist diese Größe auf 100 g Boden berechnet. Ich werde versuchen, auch diesen Wert auf gesamtadsorbierende Substanz auszudrücken.
4. Potentielle Adsorption, sowohl auf Boden als auf gesamtadsorbierende Substanz (Humus + Ton auf Humus umgerechnet); eventuell auch Kalkfaktor.

II. Weitere Untersuchungen

Erstens wird es sich empfehlen, mehrere Bodentypen in der hier behandelten Weise (siehe die Tabellen A, B und C) zu untersuchen, wobei noch insbesondere folgende Punkte näher betrachtet werden müssen:

1. Vergleich der Methoden Gedroiz und Hissink zur Bestimmung von S in Böden mit $CaCO_3$.
2. Einfluß von dem Verhältnis Boden zu Menge und Konzentration der Lösung bei den Methoden Hutchinson, Kappen, Gehring und Hissink (T—S).
3. Menge CaO, welche bei den Methoden Kappen und Hutchinson wirklich vom Boden festgelegt wird.

Groningen, Dezember 1927.

Anmerkungen

(1) Transactions of the Faraday Society, Nr. 60, Vol. XX, Part 3, April, 1925, pp. 560—562; siehe auch Z. f. Pflanzenernährung und Düngung, Teil A, 4. Jahrg., Heft 3, und Verhandlungen Groningen, Teil B, 206—208.

(2) Unter „normalen" holländischen Böden werden die Kalktonhumusböden verstanden; die holländischen „Kwelderböden" haben einen relativ großen Gehalt an austauschfähigem Natron (Alkaliböden).

(3) Int. Mitt. für Bodenkunde, Band XII (1922), Seite 108.

(4) Kappen nimmt als Bodengewicht pro ha 3000000 kg. Diese Größe hängt natürlich vom Volumgewicht des Bodens und Dicke der Krume ab.

(5) Int. Mitt. für Bodenkunde, Band XII (1922), Seite 101 (Tabelle 6).

(6) Verslagen van Landbouwkundige Onderzoekingen der Rijkslandbouwproefstations, Nr. XXX (1925), Seite 317, Tabelle 4.

(7) Om Jordens Surhetsgrad, Buffertverkan och Kalkbehov av Sven Odén, Stockholm 1927.

(8) Es sei hier nachdrücklich betont, daß hier vom Aequivalentgewicht der Humussubstanz und nicht der reinen, künstlich aus Humus hergestellten Humussäuren die Rede ist. Daß würde den Unterschied mit dem von Odén erhaltenen Äquivalentgewicht vielleicht erklären.

(9) In einer Arbeit über Dissolution und Peptisation von Humussäure durch Natronlauge (Kolloid-Zeitschrift, Band XLIII, 1927, Seite 225—227) kommen Wo. Ostwald und Rödiger zu der Schlußfolgerung, daß nur bei extrem kleinen und großen Alkalimengen, sowie bei einem sehr großen Überschuß an Bodenkörper anscheinend von reiner Humatbildung gesprochen werden kann. Ich habe das Doppleriet immer erst mit einem großen Überschuß an NaOH behandelt und dann mit Säure konduktometrisch zurücktitriert.

(10) Siehe die Literatur, Anmerkung 1.

(11) Diese Tatsache wurde schon früher wiederholt von mir betont; siehe z. B. Groninger Verhandlungen, Teil A, Seite 203.

(12) Siehe in diesem Zusammenhang auch Christensen's Abhandlung in den Groninger Verhandlungen, Teil A, Seite 104 und auch 113. (In computing the amount of lime to be used in the field the value found in the laboratory should be multiplied by 3.)

(13) Bei dieser Berechnung ist dem Faktor von Christensen (siehe Anmerkung 12) keine Rechnung getragen.

(14) Verslagen van Landbouwkundige Onderzoekingen der Rijkslandbouwproefstations, Nr. XXXI (1926), Seite 228 (Tabelle III) und Seite 232 (Tabelle IV). Siehe auch Groninger Verhandlungen, Teil A, Seite 201 (Tabelle II).

(15) Groninger Verhandlungen, Teil B (1927), Seite 207—208 (Nachschrift).

(16) Siehe Anmerkung 11.

Contribution to the Problem of Soil Adsorption

Comparative investigations of the methods proposed by the Second Commission for determining the exchangeable bases and the degree of saturation of the soil

Institute of Soil Science, Groningen

By Dr. D. J. **Hissink,** Groningen

The present paper deals with exactly the same points as my lecture at the Washington Congress, June, 1927, but in greater detail. I may therefore refer my English readers to the Proceedings of the First International Congress of Soil Science, which will probably appear some time this year. I still have a few copies of my Washington lecture which I shall be glad to place at the disposal of those interested.

Contribution à l'étude de l'adsorption dans le sol

Examen comparé des méthodes proposées par la deuxième Commission pour la détermination des bases échangeables et de l'état de saturation du sol

Communication de l'Institut de la Science du Sol, Groningen

par le Dr. D. **J. Hissink,** Groningen
Résumé par **G. Barbier,**
chef de Travaux à la Station Centrale d'Agronomie de Versailles

Les recherches ont été effectuées sur 16 échantillons de sols hollandais de types variés provenant de huit champs d'expériences, et, dans chaque cas d'une parcelle chaulée et d'une parcelle non chaulée.

Les méthodes examinées sont à diviser en 2 groupes: 1. celles qui déterminent la somme S des bases échangeables contenues dans le sol, exprimée en m. éq. gr. pour 100 gr. de substance sèche; 2. celles qui déterminent la quantité de CaO (ou de BaO) qu'un sol adsorbe dans des conditions déterminées.

1er Groupe de Méthodes

La détermination de S présente relativement peu de difficultés dans les sols exempte de $CaCO^3$. D'une manière générale, la quantité de sol employée doit être d'autant moins grande, que le sol est plus riche en bases échangeables.

Kelley lessive le sol au moyen d'une solution NH^4Cl et détermine la quantité de bases passées en solution (CaO, MgO, K^2O, Na^2O). Cette méthode concorde bien, pour les sols exempts de $CaCO^3$, avec la méthode de Hissink (extraction de CaO par NaCl, de MgO, K^2O, Na^2O par NH^4Cl).

Les difficultés commencent dès que le sol contient $CaCO^3$, en partie soluble dans les solutions des sels neutres. On peut dans ce cas, lessiver le sol au moyen de deux litres de solution NaCl (méthode de Hissink); la différence entre les contenus en chaux du 1er et du 2me litre est la chaux échangeable; en effet, les quantités de $CaCO^3$ dissoutes dans le 1er et le 2me litre sont pratiquement les mêmes, ce qui n'est pas le cas pour une solution NH^4Cl. C'est pourquoi Kelley et aussi Gedroiz, prescrivent de doser $CaCO^3$ dans le sol avant et après lessivage.

La méthode de Kelley comporte en second lieu la détermination de la quantité d'NH^4 adsorbée par le sol (S-Kelley). Le sol d'NH^4 est, selon cet auteur, lavé à l'eau distillée jusqu'à élimination du Cl, puis distillé en présence de soude. Mais, les matières humiques dégageant NH^3 au cours de la distillation, il convient de diminuer le résultat obtenu de la quantité d'NH^3 engendrée par la distillation du sol primitif dans les mêmes conditions.

Pour tous les sols étudiés, à deux exceptions près, les valeurs de S-Kelley (NH^4 adsorbé) sont inférieures aux valeurs correspondantes de S-Hissink. A ce sujet, deux facteurs antagonistes entrent en jeu: 1° l'échange d'une petite quantité des ions H du sol contre des ions NH^4, qui tend à rendre la valeur de S-Kelley plus grande. Ce facteur a d'autant plus d'effet que le sol est plus acide. 2. Une partie des complexes (argile — NH^4), (humus — NH^4), passe en solution colloïdale au cours du lavage à l'eau du sol d'NH^4. Ce facteur est le plus important et rend les valeurs de S-Kelley plus petites. Il joue surtout dans les sols riches en humus et argile, et d'autant plus que ces sols sont moins acides.

La méthode de Bobko-Askinasi, est basée sur le même principe que celle de Kelley; mais NH^4Cl est remplacé par $BaCl^2$. Le Ba adsorbé est dosé après lavage du sol. Les deux facteurs envisagés plus haut jouent encore ici chacun leur rôle. Mais il s'échange plus d'ions H contre Ba que contre NH^4, et pendant le lavage à l'eau du sol de Ba, il passe moins de Ba en solution qu'il ne se dissout d'NH^4 dans le lavage du sol d'NH^4. Aussi pour les sols très acides, S-Bobko-Askinasi est plus grand que S-Hissink, et généralement plus petit pour les sols peu acides ou légèrement alcalins.

2me Groupe de Méthodes

La méthode de Gedroiz fut combinée à celle de Bobko-Askinasi. Le sol a été lessivé sur filtre au moyen d'une solution $BaCl^2$ jusqu'à

obtention d'un filtrat parfaitement neutre, et l'on a titré l'acidité des litres successifs de filtrat. Si l'on admet que la réaction suivante a lieu:

$$Sol — H^2 + BaCl^2 = Sol — Ba + 2\,HCl$$

le sol s'est enrichi pendant le traitement, de la quantité de bases qui équivaut à l'acidité titrée. Le filtrat a été trouvé alcalin pour les sols où S-Bobko Askinasi est inférieur à S-Hissink.

Kappen traite le sol par une solution normale d'acétate de calcium et titre l'acidité du filtrat par la soude 0,1 N en présence de phénolphtaléine (acidité hydrolytique). D'après Kappen, l'acidité hydrolytique peut servir à fixer, avec une exactitude suffisante en pratique, la quantité de chaux nécessaire à la neutralisation du sol. Dans ce but, le poids de chaux qui équivaut à l'acidité titrée est à multiplier par 1,5. Mais ce facteur ne peut être employé que pour les sols minéraux exempts d'humus. Pour les sols humifères étudiés, le facteur à employer, d'après les résultats de la méthode titrimétrique, est environ 2.0.

Dans la méthode de Gehring et Wehrmann, c'est l'eau de chaux saturée qu'on fait agir sur le sol (25 gr. et 100 cc.). Dans celle d'Hutchinson et MacLennan, c'est le bicarbonate de chaux en solution titrée. Les résultats fournis par ces deux dernières méthodes sont influencés, souvent dans une très large mesure, par la proportion: poids de substance adsorbante/volume de solution, et par la concentration de la solution.

Hissink calcule la quantité totale de bases que le sol peut fixer (T), après avoir déterminé S et T—S. Pour connaître cette dernière quantité, on ajoute au sol des quantités variables de solution de baryte, employée en excès; on titre en retour la quantité de baryte restée libre, et à l'aide des diagrammes obtenus, on calcule en équivalents la quantité de baryte nécessaire à la saturation.

C'est dans la méthode de Hissink que la quantité de bases adsorbées par le sol est la plus élevée.

Adsorption potentielle et facteur de chaux

L'adsorption potentielle est la quantité de CaO que 100 gr. de sol (substance sèche) doivent adsorber à l'état de complexes argile-chaux, humus-chaux, pour que 100 g. d'argile (éléments de diamètre $< 16\ \mu$) contiennent 1.1 g CaO, et pour 100 g d'humus contiennent 5.0 g CaO, à l'état de CaO adsorbée. Il a été reconnu qu'un tel sol, dans les conditions climatologiques de la Hollande est pratiquement bien saturé.

Un tel sol est à peu près neutre (pH environ 7.0—7.5), et après chaulage n'adsorbe à la longue que des traces de CaO.

Le „facteur de chaux" est la quantité de CaO que 100g. de substance sèche doivent adsorber, pour que le pH de la suspension aqueuse du sol atteigne la valeur 7.0.

Influence de la présence du chlorure de potassium et de l'acétate de calcium sur la valeur de pH

La valeur de pH a été déterminée à l'aide de l'électrode de Billmann (10gr de sol pour 25cc de liquide).

Les suspensions de sol dans une solution KCl normale ont, pour tous les sols étudiés (pH compris entre 4.13 et 7.83) un pH inférieur à celui de la suspension aqueuse. Cela s'explique par l'échange d'ions K contre des ions H du sol et formation d'une petite quantité d'HCl complètement dissocié, à la place d'acides de sol faiblement dissociés. Le liquide séparé par filtration ne contient que HCl (et éventuellement un peu d'$AlCl^3$) c'est pourquoi le pH de la suspension — KCl a été trouvé supérieur au pH du filtrat.

Le sol traité par KCl, lavé et remis en suspension dans l'eau, a un pH supérieur à celui du sol primitif; il contient moins d'ions H et, d'autre part, des ions Ca ont été remplacés par des ions K; ce sont là deux raisons du relèvement du pH.

La solution d'acétate de calcium normale, bien qu'alcaline, donne lieu elle-même à des suspensions plus acides que les suspensions aqueuses, dans le cas de sols neutres ou alcalins.

Conclusions

A l'aide de la valeur de S et de la quantité de bases qu'a fixées le sol après traitement selon l'une des méthodes examinées, on peut calculer pour chacune d'elles l'état de saturation V du sol primitif par rapport au nouveau, c'est-à-dire la teneur en bases du sol primitif rapportée à 100 des bases contenues dans le nouveau V= 100 S:T. Naturellement V varie dans une très large mesure suivant la méthode employée. V selon Hissink a la valeur minimum.

Gedroiz appelle „capacité d'adsorption" d'un sol la quantité totale de bases qu'il contient, lorsqu'on l'a traité suivant la méthode de Gedroiz ($BaCl^2$). Cette expression ne peut guère signifier autre chose, sinon que le sol est alors complètement saturé. En réalité, il n'en est rien, car un sol ainsi traité peut encore fixer des quantités considérables de CaO à l'état échangeable, même en plein champ. La raison en est que la quantité d'ions H du sol échangée contre le Ba de la solution, n'est qu'une partie des ions H qui peuvent s'échanger contre des bases.

L'état de saturation selon Hissink

La méthode de Hissink pour la détermination de T—S peut-être justifiée par les considérations suivantes:

1. On sait que les acides faibles deviennent saturés pour une réaction encore fortement alcaline (l'acide borique par exemple pour pH = 10.5 environ). Si nous admettons la présence dans le sol d'acides faibles (argile et humus), nous pouvons nous attendre à ce que le point de saturation de ces acides faibles se trouve aussi dans une zone de réaction fortement alcaline. En fait, les suspensions de sol qui contiennent la quantité de baryte correspondant à T—S, ont une réaction fortement alcaline (pH = 10.5 environ). D'autre part, Dr. Truog et Dr. Kerr ont communiqué au Congrès de Washington, que la réaction de permutites complètement saturées correspond à un pH = 10.5 environ.

2. Un certain parallélisme règne entre les valeurs de V selon Hissink et le pH.

3. Si l'on calcule pour tous les sols humifères examinés l'équivalent de la matière humique, c'est-à-dire la quantité de matière humique exprimée en mg, qui, à l'état de saturation complète (V = 100 ou T = S), contient 1 m. éq. gr. de bases, on trouve des nombres voisins (170 en moyenne). Il en est de même pour l'équivalent de la matière argileuse, dans les sols argileux, exempts d'humus (1250 en moyenne). C'est là naturellement une première approximation. Le pouvoir de fixation vis-à-vis des bases de la matière humique est donc beaucoup plus grand que celui de la matière argileuse.

D'autre part, si l'on calcule les valeurs de V selon Hissink, des sols primitifs et des sols ayant subi le traitement des diverses méthodes, on constate les faits suivants:

a) sols humifères. — Alors que les sols humifères primitifs présentent des valeurs de V selon Hissink très différentes, les états de saturation des sols traités suivant Hutchinson concordent assez bien, en sorte qu'on peut calculer une moyenne (V = 28.3 en moyenne). Il en est de même pour les sols traités selon Kappen (V = 28.1 en moyenne); pour les sols dont la capacité d'adsorption potentielle est satisfaite (V = 39.9 en moyenne) et pour les sols amenés à un pH déterminé (6.0, 6.5, 7.0).

Mais cela n'est plus vrai pour la méthode de Gehring, vraisemblablement parce que la proportion: poids de substance adsorbante/volume de solution est trop grande dans cette méthode.

b) Sols minéraux. — La même concordance fut constatée avec les sols minéraux (V = 50 — 54 pour Hutchinson et Kappen; 56—54 pour l'adsorption potentielle). Ces valeurs sont plus élevées que les valeurs correspondantes des sols humifères.

Ces considérations montrent que la méthode de Hissink pour la détermination de T—S, et aussi les méthodes de Hutchinson, Kappen,

l'adsorption potentielle et les méthodes titrimétriques ont dans une certaine mesure une signification générale.

Le besoin en chaux du sol

Toutes les méthodes dont il s'agit plus haut déterminent seulement certaines valeurs qui caractérisent le sol plus ou moins convenablement. Il est nécessaire de comparer, pour chaque type de sol, les résultats de l'examen du sol et d'essais de chaulage.

La nécessité du chaulage n'est pas seulement corrélative de l'acidité du sol; c'est aussi une question de structure du sol. Des sols argileux lourds peuvent avoir une réaction légèrement alcaline, et cependant se trouver bien d'un chaulage, qui améliore leur structure. Ni la méthode d'Hutchinson ni celle de Kappen ne l'indiquent. La valeur de V selon Hissink et l'adsorption potentielle peuvent au contraire renseigner à ce sujet; on vient de voir en effet qu'un sol argileux peu humifère par exemple, est pratiquement bien saturé, lorsque la valeur de V est environ 55.

Il faut d'ailleurs remarquer qu'une grande partie de la chaux appliquée peut rester dans le sol sous forme de CO^3Ca.

L'adsorption potentielle et le facteur de chaux

Dans les sols peu argileux, ces deux grandeurs sont voisines. Si le sol au contraire contient beaucoup d'argile, l'adsorption potentielle est sensiblement plus grande que le facteur de chaux. Il apparaît donc que l'adsorption potentielle fournit une meilleure évaluation du besoin en chaux des sols argileux lourds (avec peu d'humus) que le facteur de chaux.

Il est recommandable de rapporter ces deux grandeurs à 100 gr. de l'ensemble des substances adsorbantes (humus + argile) que l'on peut exprimer par un seul nombre, en humus par exemple. Le pouvoir d'adsorption de 100 gr. d'argile est en effet égal à celui de $(1.1 \times 100) : 5.0$ 22 gr. d'humus (à l'état faiblement alcalin; pH = 7 — 7.5 environ).

En résumé, il semble que les meilleures caractéristiques d'un sol sont les suivantes:

1. $CaCO^3$, argile (ensemble des éléments, de diamètre $< 16\ \mu$) et d'humus.
2. Réaction (pH).
3. Etat de saturation (V).
4. Adsorption potentielle, rapportée à gr. de sol et à 100 gr. de l'ensemble des substances adsorbantes (humus + argile calculée en humus); éventuellement aussi, facteur de chaux.

Mechanical Analysis: National and International

(Nationale und internationale Methoden der mechanischen Analyse — Les méthodes nationales et internationales d'analyse mécanique)

by B. A. **Keen,** Rothamsted Experimental Station, England

One of the chief functions of the International Society of Soil Science, apart from its fundamental object of fostering soil science throughout the world, is to examine critically the bewildering number of empirical and routine tests at present employed and, by suitable modification of details to produce "international" methods for general adoption in the different countries. The supreme advantage of such methods is that the results of different workers are comparable with one another. In the present state of soil science the ability to compare directly ones own results with those obtained by workers in other countries cannot fail to be of great service in advancing the subject.

It is, of course, obvious that "international" methods must be introduced with caution. Indeed more harm than good would result by stabilising the details of any new method at too early a date; on the other hand delay is to be avoided since the unwillingness of any country to change the details of a method is in direct proportion to the number of results already accumulated.

These considerations can be well illustrated by reference to the work of the biological, chemical, and physical commissions since the Rome Conference in 1924. At Washington in 1927, the biological commission decided that at present its subject would not be helped by any attempts at standardisation. The chemistry commission after full discussion at Groningen in 1926, was able to agree upon certain details of procedure in soil acidity measurements, and to carry the matter a stage further at Washington. The physics commission after discussion at Rothamsted in 1926 of the results of its cooperative programme of work arranged at Rome in 1924, found it possible to draw up an agreed method of mechanical analysis and to recommend its adoption by the Society as the approved international method. This proposal was in fact adopted with only minor alterations at the Washington Congress. Thus for the first time in the history of soil science one of the fundamental determinations—mechanical analysis — has been brought onto an agreed common basis. The importance of this step is very great indeed, and the 1st. Commission can justly congratulate itself on introducing the first international method. The successful outcome of the Commissions' labours was not reached without difficulty.

Each county has accumulated large numbers of mechanical analyses using its own particular method, and national representatives were disposed to be unduly critical of any details of the proposed international method that differed from their own practice, but eventually agreement was reached.

It was found necessary to include, in addition to the method giving the prime particle structure of the soil, a second method, largely used in Central Europe, that employs much less drastic dispersion so that the soil aggregates are not completely broken up. The first method is as far as our present knowledge goes an *absolute* determination, i. e. the results are not affected by the state of the soil at the time of sampling, and closely comparable values for the same soil will be obtained by workers in different institutions. The second method, on the other hand, has no such claims to reproducibility. Very wide differences in the results for the same soil are obtained by different workers, as was amply shown by the results of the cooperative work discussed at Rothamsted in October 1926. The method must be regarded as an entirely empirical means for inferring soil structure, capacity for drainage, etc., and only of value as a qualititative test in the hands of a worker of considerable experience in its use. It is quite possible that the information given by this second method will be obtained more quickly and easily by some of the 'single value' methods of characterising soil, the study of which will form the next cooperative work of the 1st. Commission.

The present article is therefore confined entirely to the first, or absolute, method.

Now that an international method is in being, the important question arises as to what use members of the Society will make of it. It cannot be too strongly urged that mechanical analyses by the international method should be included in all published papers whose contents are likely to be of interest to workers in other countries. The extra laboratory work involved is not unduly heavy when the advantage to foreign readers is taken into account. The international method should certainly be employed in all soil classification and soil survey studies, for the simple and sufficient reason that the boundaries of soil types bear no relation to national frontiers. Again, all mechanical analyses given in papers published in the Journal of the International Society should be done by the international method.

The ideal solution would be the adoption of the international method in place of the numerous national methods at present in use. In the long run this courageous step would far outweigh the admitted

temporary inconvenience of the change. It is suggested therefore that the national sections should seriously consider at their next meetings the question of officially adopting the international method in place of their present official methods, and if this appears too great an offering to the cause of scientific unity, to see whether some modifications could not be introduced into the national method such that results obtained with it could be transferred to the international scale by a simple calculation.

The main purpose of this article is to announce that Great Britain has already taken this step*). In future its Official Method will be identical with the international method except for one minor detail, that is mentioned below. The magnitude of the alterations involved can best be seen by comparing the international method with (a), the method in use from 1925 onwards, when pipette sampling, and peroxide pretreatment became part of the Official British Method which replaced the method in use since 1906, and (b) the Revised British Official Method introduced in December 1927.

(a) The 1925 method included hydrochloric acid and hydrogen-peroxide treatment for removal of carbonates and organic matter, and dispersion in ammonia water. The fractions were ignited before weighing and all figures were reported as percentages on the air-dry soil. The full results were therefore:—

1. Moisture in air dry soil.
2. Loss on ignition, corrected for carbonates present.
3. Carbonates.
4. Loss by solution in HCl-peroxide treatment.
5. Coarse sand; passing 1 mm. sieve, retained by 0,2 mm. sieve.
6. Fine sand; by difference, or by sedimentation, critical velocity greater than 10 cm. in 100 secs. (30 cm. in 5 min.).
7. Silt; by pipette sampling, critical velocity 30 cm. in 5 minutes.
8. Fine silt; by pipette sampling, critical velocity 12 cm. in 20 minuts.
9. Clay; by pipette sampling, critical velocity, 8,6 cm. in 24 hours. (The determinations were calculated for a temperature of 15° C.)

(b) The Revised Method introduced in December 1927 retains the determination of air dry moisture content and the expression of the results on air-dry basis, but in all other respects it is identical with the International Method. The 1 mm. sieve has been replaced by a

*) The Agricultural Education Association of Great Britain is the responsible body concerned; the British Empire Section of the International Society of Soil Science acts in close cooperation with the Association. The Revised Method will be published shortly in 'Agricultural Progress' Vol 5 (Benn Bros. London), the Year Book of the Association.

2 mm. sieve, the scale of fractions is the same, and ignition of the fractions has been abandoned in favour of oven drying at 105° C. The results to be reported are therefore:

1. Moisture in air dry soil.
2. Carbonates.
3. Loss by solution in HCl and Peroxide treatment.
4. Coarse sand; passing 2 mm. retained by 0,2 mm sieve.
5. Fine sand; by sedimentation; critical velocity greater than 10 cm. in 4 min. 48 sec.
6. Silt; by pipette sampling; critical velocity, 10 cm. in 4 min. 48 sec.
7. Clay, by pipette sampling; critical velocity, 10 cm. in 8 hours.
8. Difference (Organic matter removed by hydrogen peroxide and errors of experiment).

   Total — 100.

The settling velocities are calculated for 20° C.

Any results given by method (b), can be converted to the International scale by subtracting item (1), moisture in air dry soil, from 100 and raising all the other items in the ratio: $\frac{100}{(100-\text{air-dry moisture})}$.

A glance at the two statements will show the magnitude of the changes now made in the British Official method. In addition to the abandonment of the ignited weights, the number of fractions has been reduced by one. The most striking individual alteration is in the clay fraction, where the settling velocity has been changed from 8,6 cm, 24 hours at 15° C. (or 9,8 cm 24 hours at 20° C.) to 10 cm 8 hours at 20° C. i. e. over three times its original value.

In making the change British workers had to consider difficulties at least as great as those facing workers in other countries. The alteration of the settling velocities, although confusing for a time is by no means an insuperable difficulty, since a transfer of results from one scale to another can be made graphically with quite sufficient accuracy from the summation percentage curve. But the transfer from ignited to oven dry weight for the fractions is a fundamental alteration. For some time to come it will be necessary for British workers to record both the oven dry and ignited weights of their fractions whenever they desire to compare the mechanical analysis of a soil under the new method with earlier results.

A word should be said about the retention of the air dry moisture content. Past experience in Great Britain has shown this to be a very useful determination, as it enables some idea to be formed of the

probable effect of the clay and organic material on the moisture relationships of the soil in the field. It is, in a sense, a 'single value' determination. The amount of air dry moisture alters to some extent with the hygrometric state of the atmosphere, but the variation is quite small, because extremes of atmospheric humidity met with under most continental conditions are not characteristic of insular and sea-board areas; the humidity fluctuates around an intermediate value. Further, the vapour pressure - moisture content curves for soil show that over the mid-range of atmospheric humidity, the equilibrium moisture content changes at its slowest rate. There is also the practical detail that, with some soils, oven-drying leads to difficulties in the dispersion, a point of obvious importance in the pipette technique. Finally, as already pointed out, the inclusion of this determination in the mechanical analysis only necessitates a simple arithmetical process for the conversion of the results to the International basis.

The abandonment of the loss-on-ignition value as one of the reported results was, as already mentioned, essential to bring the British and International procedure into line with each other, but it was realised that the introduction of hydrogen-peroxide for the express purpose of destroying the bulk of the organic matter had automatically removed the original reason for igniting the fractions. It now appears that the question of igniting a soil has fallen into a different perspective. Its use no longer lies in giving a truer series of values for the percentages of the fractions present in a soil, but it has become rather a means of ascertaining (after allowance for the humus content as given by the peroxide treatment) some information about the water of constitution of the clay and allied properties. As such the loss on ignition figure is desirable and it is probable that it will serve as a useful 'single value' determination.

It is greatly to be hoped that the National Sections will shortly take the same line as the British Section has already done in the cause of international uniformity of methods. In several cases only minor modifications are needed, and the objections therefore should be much less serious than those that confronted the British Section. The International Society has already achieved much in the realm of soil science, and the response of members to requests to undertake, in addition to their normal labours, the lengthy and often laborious cooperative work in examining and comparing different methods, is most gratifying. No better way could be found to emphasize the essential international character of soil science than the general adoption in all countries of the same methods for soil examination as and when they become available.

Zusammenfassung

Eine der Aufgaben, die sich die Internationale Bodenkundliche Gesellschaft gestellt hat, ist die, Methoden für die Bodenanalyse einzuführen und zu empfehlen, die das Ergebnis gemeinsamer kritischer Arbeiten sind und als internationaler Standard anerkannt werden können. Die erste Methode, die so eingeführt worden ist, ist die der mechanischen Bodenanalyse, in der die Korngröße angegeben wird. Jedes Land hat seine eigene Methoden für die mechanische Analyse und es erhebt sich die Frage nach dem Zweck der Einführung einer internationalen Methode. Es besteht die Verpflichtung für jeden Bodenforscher, zum mindesten typische Resultate der mechanischen Bodenanalyse nach der internationalen Methode in den Zeitschriften anzugeben, die für Wissenschaftler anderer Länder von Interesse sind, und es wird vorgeschlagen, die internationale Methode bei all den Arbeiten anzuwenden, die in der Zeitschrift unserer Gesellschaft veröffentlicht werden sollen und sie auch bei Bodenklassifikationen und Bodenübersichten anzuwenden.

Die ideale Lösung für jedes Land wäre, die internationale Methode an Stelle des eigenen offiziellen Verfahrens einzuführen — das wäre der schwierigen Sache einfachste Lösung. Leider hat die Erfahrung gezeigt, daß die Forscher sich hartnäckig an ihre eigenen empirischen Methoden zu klammern pflegen, selbst wenn spätere Untersuchungen gezeigt haben, daß sie tatsächlich irreführend sind. Deshalb wird jeder Nationalen Sektion geraten, ernstlich in Erwägung zu ziehen, ob es nicht möglich wäre, die internationale Methode für die mechanische Analyse zu übernehmen, oder, wenn sie sie nicht in allen Punkten annehmen kann, so doch ihre eigene Methode dahin zu ändern, daß ihre Angaben von dem Leser auf die internationale Methode umgedeutet werden können.

Die britischen Forscher haben diesen Schritt tatsächlich getan und die „Revidierte Offizielle Methode“ der „Agricultural Education Association of Great Britain“ ist jetzt identisch mit dem internationalen Verfahren bis auf die kleine Abweichung, daß die Feuchtigkeit des lufttrockenen Bodens mit einbezogen wird. Die Ergebnisse können daher nach einer einfachen arithmetischen Umrechnung auf die internationale Skala bezogen werden. Bei diesem Schritt haben die britischen Forscher mindestens ebenso eingreifende Veränderungen ihrer Methode vornehmen müssen wie andere, bisher noch widerstrebende Länder: die Absetzzeiten haben gänzlich geändert werden müssen, das Glühen

vor der Einwage muß fortfallen und die Zahl der Fraktionen hat um eine reduziert werden müssen.

Schließlich wird dieser Schritt ein Arbeitsgewinn bedeuten, wenn die Durchführung der mechanischen Analyse auf zwei getrennte Methoden nicht mehr nötig sein wird.

Die ernstliche Bitte wird an alle Nationalen Sektionen gerichtet, die internationale Methode als Richtschnur anzuerkennen und auf diesem Wege den wesentlichen internationalen Charakter der Bodenkunde zu unterstreichen.

Some data about alkali soils of Russia

(Einige Daten über Alkaliböden in Rußland — Quelques données sur des sols alcalins de Russie)

by **D. G. Vilensky**

Salted soils have already long ago attracted a special attention of Russian pedologist, and there is a great number of works in the Russian pedological litterature consecrated to them (I). Such an interest in those soils can be explained by their large spreading on the territory of Russia (fig. I), on one hand, and by those original features of morphology and chemism, which sharply distinguish them from other soils, on the other. The investitigations of Russian pedologists have stated, that salted soils are very various, and a series of types can be noted among them, which considerably differ in their morphology and chemical composition. A distinctly expressed regularity in therewith observable in the geographical spreading of those types.

In the first place salted soils must be divided into three divisions: saline, alkali and alkaline soils.

Saline soils are those, which contain a great quantity of easily soluble mineral salts, especially NaCl, Na_2SO_4, $CaSO_4$, $CaCl_2$, and also $MgSO_4$, $CaCO_3$, $MgCl_2$. They are formed in such places, where the ground waters, as a permanent or a temporal horizon, approach the surface, which makes possible their capillary rise and evaporation. In case the ground waters contain mineral salts in solution, those salts also rise to the surface and in proposition as the water evaporates, concentrate in the external horizon of the rock.

Therefore saline soils (solonchak) are chiefly spread in places, where ground waters are considerably mineralised, and evaporation is strong, that is, in the zone of dry steppe, half-desert and desert, by preference in river valleys, on shores of lakes, sea-coast etc. Besides the above mentioned fundamental way saline soils are also formed at the outlet of salted rocks of tertiary and other ages, and, being then in other conditions, form sometimes so much as saline mountains. Such saline soils differ considerably from the first ones by their signs and properties. In correspondence with the variety of conditions, in which saline soils are formed, their structure and chemical composition are also very various. According to their structure there may be discerned saline soils: wet, swollen, dry etc.

But this structure is not permanent and one form can change into the other. Neither have they distinctly expressed genetic horizons, and only an inconstant number of layers can be discerned in the profile

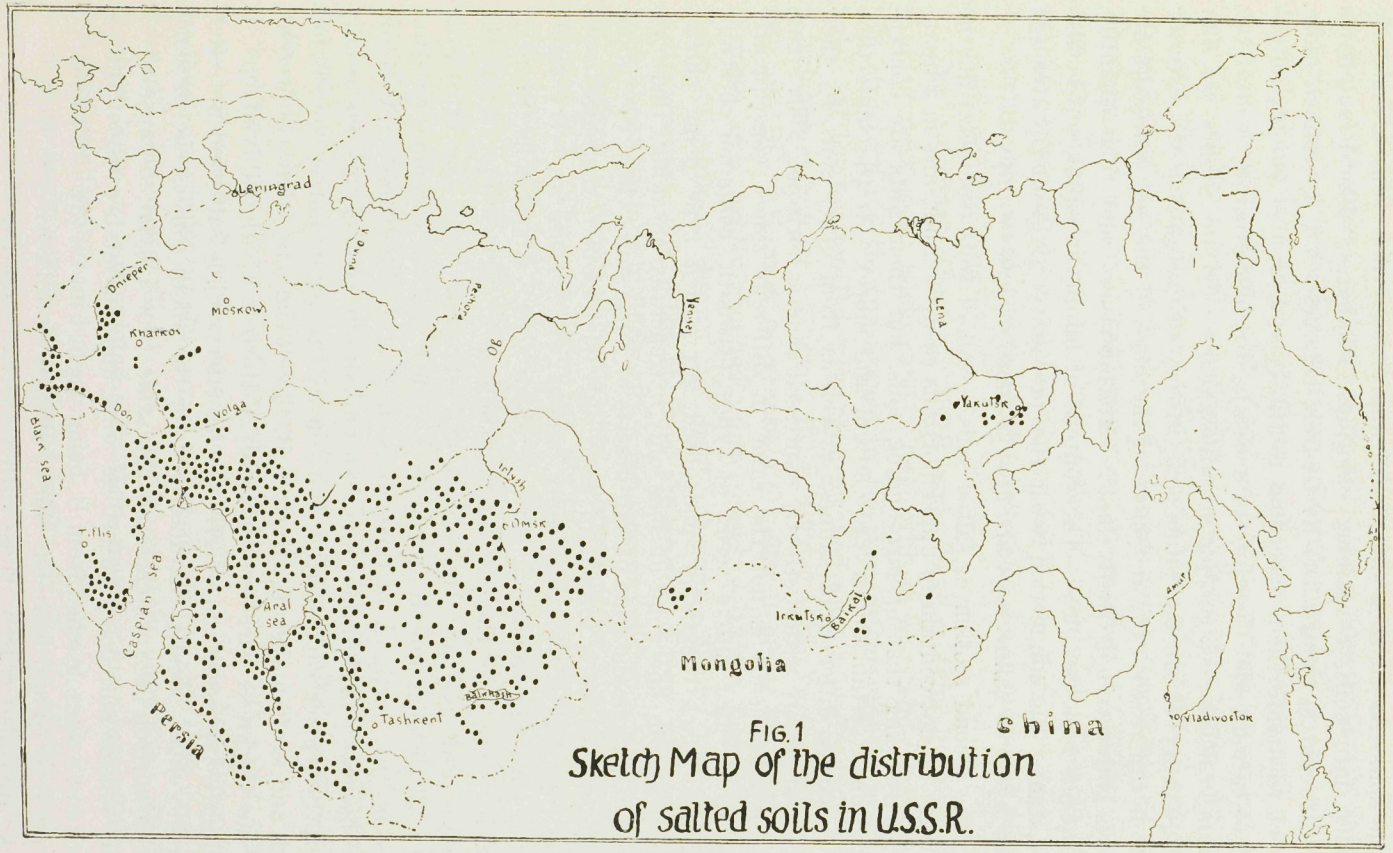

FIG. 1
Sketch Map of the distribution of salted soils in U.S.S.R.

Fig. 1

of the soil. As to their chemical composition, saline soils are usually divided into soils, containing chlorides, sulphates, chloride-sulphates and carbonates, though Dr. K. Gedroiz believes, that it is much more correct to divide them according to the composition of anions, not to that of cations, and therefore proposes to distinguish saline, containing sodium, calcium, sodic-calcium salines, calcic-sodium salines etc. (2). The quantity of salts in saline soils is very inconstant: in the exterior crust it can reach 30 % and more of the mass of the soil, but salts are always concentrated chiefly in the exterior layers, and their quantity diminishes in lower ones. The content of humus in saline soil is also inconstant. In connection with the proximity of ground water the lower-layers of saline soils are always more or less swampy.

The second section of salted soils — alkali soils (solonetz) on the contrary do not contain in upper horizons easily soluble salts in a quantity, surpassing that of surrounding soils, but their salts are concentrated on a certain depth (40—50 cm and more). At the same time they sharply differ from salines, as well as from other soils, by their specific structure with distinctly expressed genetic horizons. The structure of alkali soils is not the same in different zones, consequently they are divided into a series of types: prismatic, columnar chestnut, columnar black, degraded, podzolised, etc., each type being chiefly appropriate to one zone of soils only. Generally speaking, there are no alkali soils in the zone of half-deserts of Turkestan, where the fundamental soil cover is formed of gray soils (sierozioms), the salted soils being represented by salines only, among which there are very rarely found soils, that remind a little of alkali soils. Alkali soils, properly speaking, appear for the first time on the zone of dry steppe, where the fundamental soils are the brown and chestnut ones, the crust-prismatic alkali being mostly spread in the south, and the columnar chestnut ones in the north. A distinct division in three horizons — A, B and C is observable in the above mentioned alkali soils, which horizons usually abruptly replace each other. Horizon A, the accumulative one, is not thick and is often absent. Horizon B, the eluvial one, is always present, but its thickness varies considerably. Horizon C, the illuvial one, is distinctly expressed and overfilled with effervescible salts and not effervescible ones. Mostly characteristic for the alkali soils is the presence of the horizon BC, which is at the same time eluvial, because of all easily soluble salts being washed out of it, and illuvial, because of humus, bases and oxides, leached from B, being washed into it (3). Horizons AB is from 0 to 30 and more cm thick; alkali soils with AB less than 6 cm thick, are called crustly, those with more than 6 cm thick one, are called

deep. There are no deep soils among the prismatic ones, in which the horizon A is absent, and the horizon B, lying directly in the surface, is 5 cm. thick, of a uniform gray or yellowish-gray colour. Its structure (4) is lamellar, the horizon therefore is distinctly foliated, and its consistence is very porous. Below the horizon B lies the structural horizon BC, which consists of prismatic pieces with flat upper and lower facets. Those prisms are generally 10—15 cm. high and 3—6 cm. wide. Their colour changes from the whity brown in the south to the light-brown in the north. They are extremely compact, distinctly parted from the horizons B and C, and separated from each other by wide cracks. Immediately under the horizon BC lies the horizon C, cemented by calcium carbonate, and containing on a small depth veins and patches of easily soluble salts (5).

The columnar chestnut alkali soils have a thin horizon A of gray or dark gray colour, and a light whitish and whity horizon B. The structure and the consistence are the same as those of the prismatic ones, but the horizon B is very compact, and when rubled, changes into a farinaceous powder. Horizon BC is divided into two subhorizons — BC_1 and BC_2. Horizon BC_1 consists of pillared pieces with flat lower surfaces and slightly rounded upper ones, 8—13 cm high, 4—5 cm thick of uniform brown to light chesnut colour, with bright, as if varnished, sides. The columns are separated from each other by vertical crucks, mostly filled with a farinaceous substance of the horizon B. Horizon B passes abruptly into subhorizon BC_1, which gradually changes BC_2. The subhorizon BC_2 is 13—18 cm thick, falls into structural grainulous and nodular pieces, covered on the outside as with a varnished crust. Horizon BC_2 passes gradually into C, which does not perceptibly differ from the C of prismatic alkali soils.

As to the chemical composition of alkali soils of the given zone, their characteristics are:

1. Their upper horizons A, B and BC_1 do not contain a noteworthy quantity of easily soluble salts, and the prismatic alkali soils contain more salts, than the columnar ones.

2. Below the horizon BC_1, that is in the horizon BC_2 and C, there is a considerable quantity of salts of mineral acides, but those salts are found only in layers of a certain thickness; downwards their quantity gradually diminishes till at last they completely disappear. Besides the first layer of accumulated salts there may be sometimes observed a second similar one.

3. The easily soluble salts found in the alkali soils of dry zone are almost exclusively chlorides and sulphates of alkali (Na, K) and of

Table 1. Per cent of dry soil

Horizon and depth	The total quantity of soluble substances	The quantity of soluble mineral substances	Alkalinity				Cl	SO_3	CaO	MgO
			total in HCO_3	Na_2CO_3 from $NaHCO_3$	$CaCO_3$ from $CaHCO_3$	Unknown				
A 0—10 cm . . .	0.076	0.028	0.018	—	—	—	traces	—	—	—
B 15—25 „ . . .	0.048	0.024	0.018	—	—	—	„	—	—	—
BC_1 25—35 „ . . .	0.140	0.064	0.053	—	0.025	0.050	„	—	—	—
BC_2 45—55 „ . . .	0.290	0.216	0.123	0.030	0.035	0.028	0.054	0.042	0.012	—
C 60—70 „ . . .	0.464	0.348	0.080	0.006	0.030	0.028	0.024	0.133	0.032	—
„ 75—85 „ . . .	0.528	0.472	0.041	traces	0.024	0.023	0.045	0.226	0.049	0.018
„ 100—110 „ . . .	0.324	0.296	0.041	„	0.024	0.013	0.012	0.137	0.024	0.008
„ 150—160 „ . . .	0.110	0.088	0.080	0.017	0.025	0.021	traces	0.013	0.010	—
„ 200—210 „ . . .	0.086	0.056	0.053	0.009	0.022	0.013	—	0.008	0.011	—
„ 280—290 „ . . .	0.072	0.032	0.053	0.002	0.029	0.015	—	0.008	0.011	—

alkaline earth (Ca, Mg), the sulphates playing the predominant part; as to the carbonates of alkali — their content in disengaged state is insignificant; the reaction of water extract is alkaline in all the horizons, and reaches the maximum of alkalinity in the horizon BC.

As an example of the chemical composition of water extracts, we may take the extract of a deep columnar alkali of the Saratov Agricultural Exp. Sta. (6).

The results of the general analysis of deep — columnar alkali from the out-skirts of Sarepta, distr. of Zarizyn, such (7):

Table 2
Per cent of dry soil

	Horizon and depth in cm				
	A (1—4)	B (5—8)	BC_1 (9—15)	BC_2 (20—25)	C (30—35)
Humus and hydrat-water . .	4.499	2.561	5.177	4.470	3.383
Mineral substances	95.501	97.439	94.823	95.530	96.617
SiO_2	73.232	76.067	64.302	64.450	56.260
SO_3	0,025	0.013	0.025	0.067	0.119
P_2O_5	0.122	0.089	0.102	0.077	0.106
CO_2	0.037	0.027	0.064	0.048	6.741
Cl.	0.005	0.002	0.002	1.101	0.200
$Fe_2O_3 + Al_2O_3 + P_2O_5$ . . .	21.970	20.631	25.488	26.374	20.091
Fe_2O_3	4.620	5.135	6.746	7.060	5.860
Al_2O_3	17.230	15.407	18.640	19.237	14.125
CaO.	1.134	0.939	1.124	1.116	9.517
MgO	1.040	1.253	2.151	2.492	2.635
K_2O	2.166	2.611	2.495	2.650	2.292
Na_2O	1.449	1.115	1.011	1.027	1.032
Mn_3O_4	0.198	0.251	0.170	0.291	0.211
Hygroscopic. water	2.275	1.434	5.523	3.472	3.482
Soluble humus in per cent of total quantity	0.556	1.587	2.500	1.754	2.867

These results show, that we see in alkali soils:

1. A considerable amount of silika in the horizon A and especially in B, if compared with C; in the horizon BC the quantity of SiO_2 diminishes considerably in comparison with horizon A + B and sometimes even with C.

2. A certain increase of Na_2O in A in comparison with C.

3. A considerable accumulation in BC of oxides Al_2O_3 and Fe_2O_3 (if compared with horizon A, B and C).

4. A considerable reduction of the content of CaO and MgO in A, B and BC in comparison with C; the horizon B being the most deprived of them.

5. An insignificant content, and no regularity in distribution in soil-horizon of the SO_3, CO_2, Cl, which play an important part in subsoil only.

6. A reduction of the content of humus in horizon B not only in comparison with horizon A, but also with BC. The humus of horizon B and especially of BC and C is distinguishable by its great mobility, and a considerable % of it is dissolved.

7. A great content of hydrat and hygroscopic H_2O in horizon BC in comparison with other horizons.

The results of the mechanical analysis of the same alkali soil (7).

Table 3. Per cent of dry soil

Diameter of particles	A (1—4)	B (5—8)	BC (9—15)	C 40—45)
> 0.1 mm	4.817	6.408	2.751	1.228
0.1—0.05 mm	24.482	23.780	10.632	17.502
0.05—0.01 mm.	47.838	34.811	34.828	46.761
Total sand (> 0.01) . . .	77.137	64.999	48.211	65.491
Physical clay (< 0.01) . .	22.863	35.001	51.789	34.509
Proportion of clay to sand	1:3.4	1:1.9	1:0.9	1:1.9

These results show, that horizon A contains 1.5 times less clay particles, than the subsoil, and the horizon BC, on the contrary, 1.5 times more, which proves, that clay particles are transferred from the horizon A + B into the hor. BC.

In connection with this composition the columnar horizon (BC_1) is in the first instance distinguished by a very considerable compactness, and in one of the experiments of Dr. N. Dimo a cylinder 2 cm in diameter and 5 cm high, cut out of this horizon, could not be crushed by a weight of 150 kg (8). Than it is distinguished by insignificant water-permeability and capillarity: in the same experiments of Dimo in 180 days time the water descended only 15 cm through that horizon, and rised up by capillares only 17 cm, and in both cases did not advance further.

Owing to these properties the horizon BC is almost entirely impermeable to water: at the time of snow-melting, and after rains the water stagnates on its surface, forming pools and even lakes. In regions, where alkali soils are largely spread, in western Siberia and Aralo-Caspian low-land such lakes are a very characteristic element of the landscape. They

are sweet, salted or alkaline, and mostly temporary, that is to say,—they are filled with water in spring and dry up in summer or towards autumn.

The alkali soils of the chernoziom zone, the black columnar ones, are distinguished, as their name shows, by the black colour of horizons A

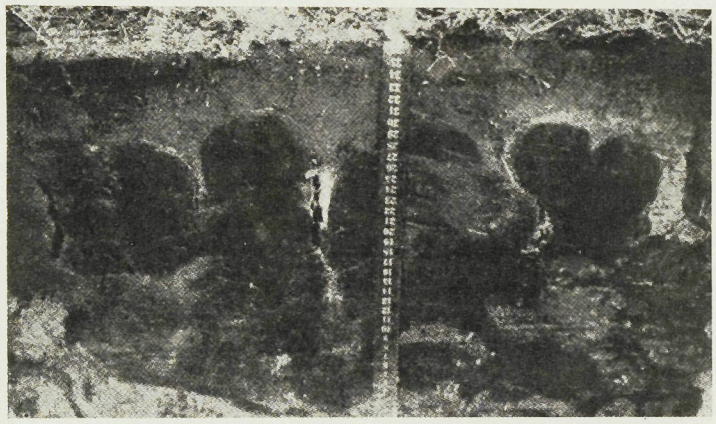

Fig. 2. Profile of black columnar alkali. Voroniege distr. Fot. by T. J. Popov

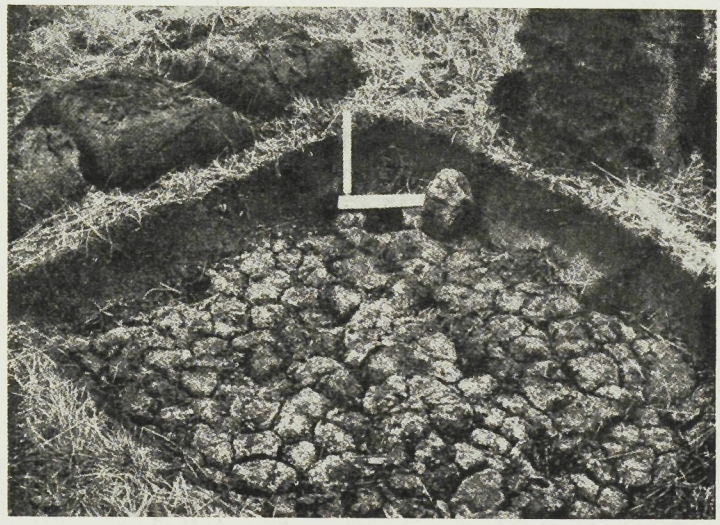

Fig. 3. Columnar horizon of black columnar alkali. West Sibiria. Fot. by W. J. Yskul

and BC; as to the horizon B, it is, if expressed, of a gray or whitish hue. The structure of the horizons A and B of the alkali soils is the same as that of the chestnut ones; as to the horizon BC_1, — it is also columnar, but its columns are broad, 10—15 cm high, as must thick,

intensively black, with glossy sides, and with flat lower and spheric upper surfaces. Under the subhorizon BC_1 lies the subhorizon BC_2, falling into black, bright, nutty pieces. Its thickness is 10—15 cm. Than comes the subhorizon BC_3 of spotted brown colour, falling into big angulous clods, transpirced by veins of $CaCO_3$. Beneath it lies the illuvial horizon C, containing limy spots and concretions (Fig. 2 and 3).

As to the chemical composition, the black columnar alkali soils considerably differ from the chestnut ones, because they contain Na_2CO_3 and $NaHCO_3$ in the horizons BC and C. In the chernoziom zone soda often does not manifest itself, or in any case is found together with the sulphates (Na_2SO_4, K_2SO_4, $MgSO_4$, $CaSO_4$); but nearer to the northern limits of this zone the mineral salts of alkali soil consist almost exclusively of carbonate alkali salts ($NaCO_3$ and $NaHCO_3$), with a small addition of carbonates of calcium and magnesium (4). As to the total composition, distribution of humus, and mechanical composition the black alkali soils show the same regularity, which we have seen in chesnut ones.

Further to the north, in the forest-steppe zone, and in Siberia even in the forest zone, are spread almost exclusively the degraded nutty alkali soils. Their horizon A is 10—20 cm thick, dark-gray, generally structureless, seldom feebly lamellated, rather friable. Horizon B is expressed by a somewhat lighter shade of the lower part of horizon A. Horizon BC is 50—60 cm thick, darkgray, or darkbrown, nutty, easily crumbling when dry; the facets of nuts are bright, though in the upper part of the horizon they often are covered with a grayish silica-meal. On the depth of 35—40 cm the colour begins to grown lighter, and gradually assumes, that of the horizon C, the structure still being nutty and nuts growing bigger. The horizon C is structureless, carbonate. Effervesces on the depth of 50—70 cm.

The results of analysis show, that these alkali soils contain a considerably smaller number of soluble mineral salts, than the black pillared ones, and their total alkalinity is also considerably inferior: they contain neither Na_2CO_3, nor Cl, and only traces of SO_3. The northern kinds of alkalisoils do not contain, as it appears, perceptible quantities of water-soluble salts, either mineral or organic. The most northern region of alkali soils in Russia is the Yakut-district, where under 62° of northern latitude, on the terraces of Lena, near Yakutsk and Olekminsk, on the watershed between Yakutsk and Viluisk (9), and in other places are spread the carbonate saline soils as well as alkali soils, especially the degraded nutty ones. This comparatively small, but very original region is like a steppe-isle with xerophyle vegetation (Stipa, Festuca),

and steppe-animals (Spermophyllus), placed in the middle of a typical larch-trees (Larix sibiricalled.) taiga, in most parts considerably swampy.

Besides the nutty alkali soils, there are considerably spread in the forest-steppe, forest and also chernoziom zones so called podzolised alkali soils, or „solodee", that is to say, more or less destroyed alkali soils (Fig. 4). Their horizon A about 17 cm thick, in the upper part dark grey, deeper grey or whitish, friable. Horizon B 11—25 cm thick, compact, columnar, almost white, in the upper part finely foliated, in the lower part containing small brown clods. It contains many ortstein particles, especially in the lower part, and abruptly passes into the next horizon.

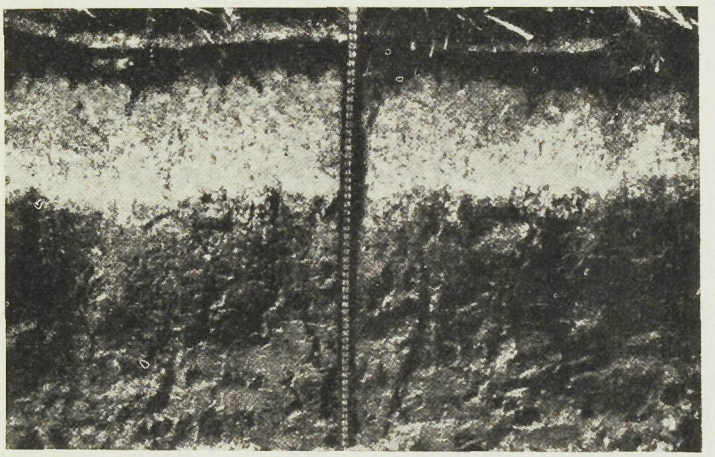

Fig. 4. Profile of podzolised alkali (solodec). Voroniege distr. Fot. by T. J. Popov

Horizon BC 25 cm and more thick, dense, dark, greyish and rusty brown, falls into pieces of prismatic form, contains a great quantity of ochreous spots and grains. Horizon C structureless, rich in ochreous-rusty accumulation ($Fe_2O_3 \cdot H_2O$). No effervescence. Such a structure, which exceedingly reminds of the structure of podzol soils, have the strongly podzolised alkali soils; in the less degraded ones all the succesive stages of the process of degradation are to be seen.

The causes of degradation are the lasting stagnation of water on the surface of alkali soils, and the settling of vegetation: meadows, bushes (Salix), and trees (aspen — Populus tremula L, birch — Betula verrucosa Ehrh.). The process of degradation is also observable in the zone of dry steppe, where it also is the result of the stagnation of water on the surface of alkali soil in the shape of temporary lakes. Horizons A

and B of such alkali soils are strongly impoverished in their content of Fe_2O_3, Al_2O_3 and bases, and, on the contrary, enriched in SiO_2.

Therefore, summing up all the above said about the alkali soils, we see, that their morphological signs, as well as their chemical composition, gradually change from south to north. This modification is subject to definite laws, and every zone has its peculiar type of salted soils. The same laws in properties and spreading are manifested in the last division of salted soils — the alkaline soils. These soils, as well as the alkali soils, have a compact horizon BC, but in this case the latter has not a distinctly expressed structure, being only divided by vertical cracks into indistinctly formed columnar and cloddy pieces. Their horizon A is visibly lighter, than the surrounding not salted soils, as to the horizon B — it is for the greatest part expressed only in form of a farinaceous strewing on the surface of BC. The alkaline soils generally accompany the alkali soils, bording the low places, occupied by the latter, or covering the elevated districts amidst them; they form so, to say, a passage between them and no salted soils. Like the alkali soils, they can be divided into a series of types: brown, chesnut, chernoziom, and podzol alkaline soils, which in their spreading are strictly attached to definite zones of soil.

Before the publication of the work of Dr. K. K. Gedroiz in 1912 (10), the question of the origin of alkali soils, and the causes of the above described regularity in their geographycal spreading was one of the most obscure and disputable in the contemporary pedology. Moreover, the conclusions laid forth in those works seemed at first so contradictory to the already fixed opinions, and to all, that was known about the salted soils, that a comparatively long period of time elapsed, before they were generally accepted and became the basis of the present conception of the genesis of alkali soils. The works of Gedroiz are widely known (11); therefore, without analyzing them in details, we will only point out the essential thesis, necessary to the understanding of the origin of alkali soils. At first, Gedroiz demonstrated experimentally, that soda is formed in the soil in case it contains absorbed Na together with $CaCO_3$, its formation being the result of a double exchange of bases between the zeolitic part of the soil and $CaCO_3$, according to the formula:

$$\text{„Zeolite“ Na} + CaCO_3 \rightleftarrows \text{„Zeolite“ Ca} + NaCO_3$$

$$\text{„Zeolite“ Na} + Ca(HCO_3)_2 \rightleftarrows \text{„Zeolite“ Ca} + 2\,NaHCO_3.$$

But the absorption of Na by the zeolitic part of the soil takes place only, if the soil contains easily soluble sodium salts, that is to say, is

a sodium-saline soil. Hence may be concluded, that alkali soils are strictly connected in their origin with saline soils: alkali soils derive from saline soils.

As a result of investigations of salted soils in the fields of South-East Russia, the author already in the year 1917 came to the conclusion, that there is a very strict connection between alkali and saline soils, and that in this connection lays the key to the understanding of their genesis. Comparing the results of his observations with notions, concerning those soils, that are to be found in the extensive Russian pedological litterature, the author could establish, that:

1. A topographic coordination is to be distinctly seen in the distribution of alkali soils on the quaternary rocks, namely, they are mostly spread on the second, middle (over-meadow) terraces of contemporary rivers and lakes, on the dry bottoms of former (glacier) water-basins, and in lower places in general; the first, lower (the meadow) terraces of rivers and lakes are occupied chiefly by saline soils. In case of a gradual change of the first terrace into the second there may be observed all the stages of transformation of wet saline soils into the dry ones, than into the crust-prismatic, even into the crust columnar ones and finally into the deep columnar alkali soils.

2. A geographical coordination is to be distinctly seen in the distribution of different types of salted soils in the limits of different physico-geographical zones: every zone has its proper type of these soils. So, in deserts and half-deserts dry and wet saline soils are exclusively spread; in dry steppes — the prismatic and columnar chestnut alkali soils; in the chernoziom steppe — the black columnar ones; in forest steppe and forest zones — the degraded nutty alkali soils; the change of those types is gradual from south to the north.

3. At present, in the dry and chernoziom steppes and especially in the forest-steppe and forest zones an active process of podzolising is going on, a gradual destruction of alkali soils under a combined influence of water, stagnating on their surface, of the settling of meadowy and swampy vegetation, and of the advancing of forests. The final result of the action of all these factors is the transformation of alkali soils into a soil, that reminds in its aspect of the podzol soils of the forest zone.

All these facts, especially the particular localisation of alkali soils in the old basins of lakes and rivers, and the existence of forms intermedial between alkali and saline soils, already then convinced the author, that alkali soils naturally derive from saline soils. Alkali soils are

therefore relict soils, which bear evidence of the former presence of saline soils on their place. Taking in account a great number of geographical, zoo- and phyto-geographical and pedological data, which prove, that between the beginning of withdrawing of the last glaciation and the historical era there was one period at least, distinguished by a climate warmer and dryer, than the present (12), — the author proposed in 1921 a hypothesis, that alkali soils on quaternary rocks derived from saline soils, which had been formed on the surface of those rocks during their drying up of glacier water in the conditions of the dry and hot climate of the afterglacier steppes and deserts (13). Later on, as all the facts concerning the salted soils find an explanation in this hypothesis, and confirm it, the author developed it into a theory of the origin of alkali soils, according to which they are a relict of afterglacier steppes and deserts, and their different types, which are strictly localised in definite physico-geographical zones, are a result of a successive metamorphosis of salted soils in the conditions of different climatical zones, and represent different stages of this metamorphosis (1).

The described metamorphosis, according to the theory of Dr. Gedroiz, can be represented like that.

Let us imagine a saline soil of half-desert zone, which contains chlorides, sulphates, and carbonates in abundance, — chlorides of sodium and carbonates of calcium by preference. Those salts are concentrated in this saline because of their capillary influx from the ground waters. Then let us imagine, that this saline has already quite lost the connection with the ground waters, that is to say, has been transformed into a dry saline soil, and now let us imagine it under the influence of climatic conditions of different geographic zones. It is quite evident, that the saline, being exposed to the action of atmospheric precipitations, they will in the first place wash easily soluble salts out of it. Owing to the investigations of Gedroiz, we at present know, that saline soils differ from the not salted soils not only by the content of easily soluble salts in more or less considerable quantities, but also by the chemical properties of the soil itself (2). Precisely in saline soils, owing to the high concentration of solutions, contained in them, the processes of the weathering are a little other, than in the ordinary soils, poor in soluble salts, and help to enrich the saline soils with combinations of colloidal character, which possess the faculty of semi-reversibility. These combinations in saline soils get into a medium, containing different a soluble substances, among which salts of sodium and calcium prevail. At the same time their saturation with bases, by preference with Na, takes place, and there is formed a soil, containing absorbed Na in its „zeolitic“ part.

When precipitations have successively washed the electrolits out of the exterior layer and have reduced their content to the electrolitic sill, when alkaline reaction has appeared, then the semireversible colloids at every new drenching pass into the state of sols, that is to say, become easily mobile. Penetrating downwards with the water, they stopper all the capillaries, and, owing to the general property of colloids to swell in wet state and make the soil sticky, limy and impermeable to water, create on its surface the conditions of temporary stagnation of water — temporarily superfluous moistening. When drying up, the colloids diminish in volume, and in the layer of their maximal accumulation there are formed cracks, which break it into prismatic pieces.

In such a manner is formed the alkali soil with its eluvial-illuvial horizon BC, and below it the illuvial horizon C, overfilled with salts, washed out of BC. When conditions of temporarily superfluous moistening are formed on the surface of alkali soil, there begins a new period of its life, because the number of reagents, acting within it, is increased by a new and very energetic one, namely, soda. Soda, formed, as it was described above, as a result of exchanging bases between the zeolitic part of the soil and $CaCO_3$, immediately enters into reaction with the organic part of the soil, reducing the gels of humates to an sols state, and greatly increasing the alkalinity of exterior horizons. In its turn, the alkaline solution of humates, being an extremely energetic reactive, enters into reaction with the mineral part of the soil, producing a comparatively rapid leaching of exterior horizons, and "impoverishing then at the same time in organic and zeolitic substances, and relatively enriching them with silicic acid" (10).

Thus, when soda enters into action, there begins the formation of the eluvial horizon B. Owing to the alternate moistening and drying up this horizon acquires a lamellar structure and becomes porous, because of CO_2 emitted during the process of formation of soda, which dissolves different chemical combinations of the soil.

All the described processes are naturally most energetic in spring, when at the time of snow melting a considerable quantity of water can accumulate on the surface of the alkali soil. At the same time it is quite evident, that the degree of their intensiveness must also increase in proportion to their advance towards the north. We see indeed, that in the zone of chestnut soils the alkaline pseudosolutions penetrate on a considerable depth, forming the horizon BC_2; in the upper part of the soil they begin a gradual destruction of BC_1, making roundish the form, as if turning round the surface of its structural pieces. The same process, even in a higher degree, takes place in the chernoziom zone

too, where soda is appearingly formed not on the account of exterior horizons only, but also of the deep ones, and in so great a quantity, that is sometimes found in disengaged state. As it appears, such alkali soils, containing soda, are the last link in the chain of progressive metamorphosis of these soils, seeing, that their extreme northern representatives, the nutty alkali soils, manifest already signs of degradation. It is possible, that soda itself plays a certain part in this process of degradation. Soda, which, according to Gedroiz, "has been formely as a dissolvent of organic matter, an indirect cause of stability of sols, plays now in relation to them the part of an electrolit, that is to say, helps their coagulation" (14).

Alkali soils becoming swampy, the process of leaching of humates and zeolites, and of a relative enrichment of horizon B with silic acid grows stronger. Later on, with the settling of more rich vegetation, and the beginning of the process of anaerobiotic decomposition of organic rests, the action of disengaged organic acids is added to the leaching. As a result, a podzolised alkali soil is formed, its upper horizons having an acid and the lower ones an alkaline reaction. This soil is overfilled with hydrates of Fe_2O_3 and Mg_3O_4 in the shape of spots and ortstein grains. The described process of metamorphosis of alkali soils, besides being observable in the nature, can be easily reproduced artificially. Thus, having salted chernoziom in Kharkoff on different depths with NaCl, we observed already in the same year the conditions of a temporarily superfluous moisture, appearing on the salted places; an leached horizon B, 2 cm thick, and horizon BC_1, falling into prismatic pieces, were formed the next year (Fig. 5).

Thus we see, that the above exposed theory can explain all the peculiarities of the structure and composition, as well as of the spreading of salted soils. According to this theory, the salted soils of half-desert and desert zone of Turkestan are represented by saline soils only, in consequence of precipitations, falling there in an insignificant quantity, unsuficient for the washing of saline soils and their transformation into alkali soils. At the same time the steppes with saline soils of the Yakutsk-region are the most northern isle of the afterglacier steppes, greatly changed, but conserved there, because of the dry continental climate of that region.

A large spreading of salted soils in the steppes-latitude of the world, in connection with the above exposed theory of their origin, acquires a considerable theoretic interest. In fact, if the alkali soils of plains are a relict of the xerothermic afterglacier period, if they are a memorial, left by the afterglacier water basins, marshes and other

places with groundwaters, approaching the surface, then it is possible to restore exactly the picture of the past spreading of these steppes and deserts, as well as of the water basins themselves. And as alkali soils relatively difficult to destroy, and, at the same time, reflecting all the actions of surrounding conditions — they supply to the disciplines, studying the afterglacier "face of earth", a very important auxiliary

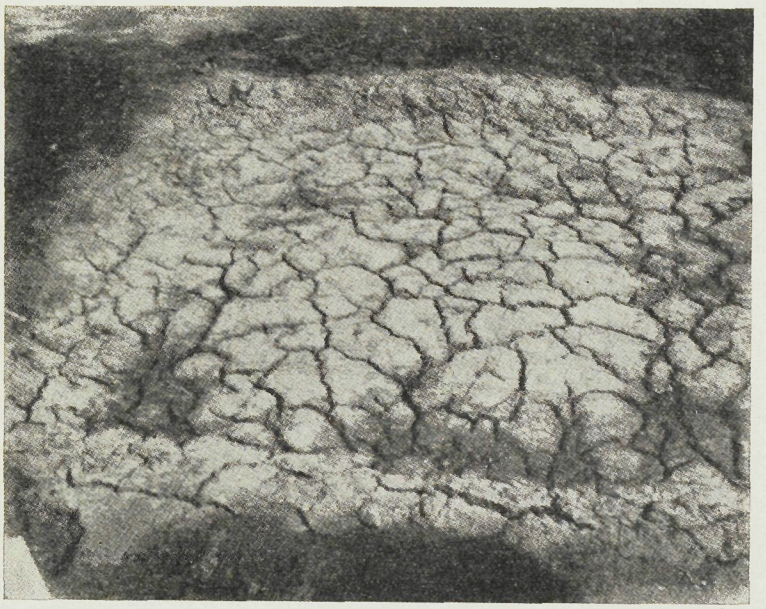

Fig. 5. Artificial alkali soil on the experiment plot at Kharkov. Fot. by D. G. Vilensky

method — "method of alkali soils", which can help to solve a series of questions in general geography, geomorphology and even geology.

At last, the complicated problem of amelioration of salted soils is considered here from a quite new point of view. In particular, this theory shows, that the washing of saline soils in itself, without application of other methods of amelioration, does not lead to improvement, but to a considerable deterioration of soil, because the washing of saline soil transforms it into alkali soil.

Scanned from original by ISRIC – World Soil Information, as ICSU World Data Centre for Soils. The purpose is to make a safe depository for endangered documents and to make the accrued information available for consultation, following Fair Use Guidelines. Every effort is taken to respect Copyright of the materials within the archives where the identification of the Copyright holder is clear and, where feasible, to contact the originators. For questions please contact soil.isric@wur.nl indicating the item reference number concerned.

Notes and bibliography

(1) A list of the principal litterature in „Alkali soils, their Origin, Composition and Improvement". By D. Vilensky, Moscow 1924 (in Russian).

(2) Gedroiz K. K., The salted soils and their melioration. Journal of Experimental Agronomy, 1917, Vol. XVIII.

(3) The Russian pedologists commonly this horizon designate by letter B., and upper A.

(4) By the expression „structureness of soils" Russian pedologists indicate the capacity of soils to fall into separate pieces of different size and form, their combination being the structure of the soil. By the expression „constitution" they idicate the thickness and porousness of soil. See Zacharow S. A. A short course of pedological practice. Moscow 1925 (in Russian).

(5) Coloured figures see in the Proceeding of the Intern. Soc. of Soil Science N.S., Vol. 1, 1925, No. 4, Fig. 282—287.

(6) Dimo N. A., Works of Saratov Agricult. Exper. Station, 1913, Fasc. 1.

(7) Dimo, N. A., and Keller, B. A., In the region of half-desert. Saratov 1907 (in Russian).

(8) Dimo, N. A., Year-book of the Russian Department of Soil Improvement. 1913, part. II, Petrograd 1914.

(9) Dolenko, C. I., and Abolin, R. I., Preliminary Report of the organisation and carying out the works, concerning the soil investigation in Asiatic Russia. St. Petersbourg 1913.

(10) Gedroiz, K. K., Journ. of Exper. Agronomy, Vol. XIII, 1912.

(11) Page, H. I., Transactions of the Second Comission of the Internat. Soc. of Soil Science, vol. A.

(12) Die Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit. Stockholm 1910, and in the Russian litterature: Berg, L. S., Climate and life.

(13) Vilensky, D. G., Bulletin of the Saratov Agricultural Exper. Station, vol. III, 1921.

(14) Gedroiz, K. K., Journal of Exper. Agronomy, 1908, vol. IX.

The General Comittee of the International Society of Soil Science
Das Generalkomitee der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft
Comité Général de l'Association Internationale de la Science du Sol

Honorary members; Ehrenmitglieder; Membres d'honneur

Prof. Dr. L. Cayeux, Paris
Prof. Ing. J. Kopecký, Prague
Sir E. John Russell, Harpenden
Prof. Dr. Péter Treitz, Budapest
Prof. Dr. S. Winogradsky, Brie-Comte-Robert

Members of the General Committee; Mitglieder des Generalkomitees; Membres du Comité général

Prof. Dr. K. Aso, Tokyo
Prof. Dr. H. Hesselman, Djursholm
Dr. A. G. McCall, Washington
Dr. Slaw. Miklaszewski, Varsovie
Prof. Dr. Georg Wiegner, Zürich

Presidents of the Commissions; Präsidenten der Kommissionen; Présidents des Commissions

First Commission: Prof. Dr. V. Novák, Brno
Second „ : Prof. Dr. A. A. J. von Sigmond, Budapest II
Third „ : Prof. V. L. Omelianski, Leningrad
Fourth „ : Prof. Dr. E. A. Mitscherlich, Königsberg
Fifth „ : vacat
Prof. Dr. H. Stremme, Danzig
Prof. Dr. C. F. Marbut, Washington
Prof. Dr. S. Neustruev, Leningrad
Prof. Dr. Fr. Weis, København
Sixth „ : Oberst J. Girsberger, Zürich, I
Prof. Dr. A. P. Dachnowski-Stokes, Washington

Representatives of the National Sections; Vertreter der Nationalen Sektionen; Représentants des Sections Nationales

Austria . . : Prof. Dr. W. Graf zu Leiningen-Westerberg, Wien
Czechoslovakia : Prof. Ing. J. Kopecký, Prague
Denmark . . : Prof. Dr. Fr. Weis, København V
Dutch-East-Indies: Dr. J. Th. White, Buitenzorg
Great-Britain : Prof. Dr. James Hendrick, Aberdeen
British-Colonies and Dependences: Dr. B. A. Keen, Harpenden
Finland . . : Dr. B. Aarnio Helsinki
France . . : Dr. A. Demolon, Paris
Germany . . : Prof. Dr. O. Lemmermann, Berlin
Hungary . . : Prof. Dr. Péter Treitz, Budapest, VII
Italy . . . : Prof. Dott. G. Tommasi, Roma
Norway . . : Prof. Dr. K. O. Björlykke, Aas
Poland . . : Dr. Slaw. Miklaszewski, Warszawa
Rumania . . : Prof. Dr. Theodor Saidel, Bucuresti
Russia . . : Prof. Dr. A. A. Jarilov, Moscou
Spain . . . : Sr. D. E. H. del Villar, Madrid
Switzerland . : Ing. J. Girsberger, Zürich
United States of America: Dr. A. G. McCall, Washington