

ÚSTAV VĚDECKOTECHNICKÝCH INFORMACÍ
MINISTERSTVA ZEMĚDĚLSTVÍ,
LESNÍHO A VODNÍHO HOSPODÁŘSTVÍ

Rostlinná výroba

Referáty k VIII. kongresu MPS Bukurešť 1964

Papers for the VIIIth Congress of the I. S. S. S. Bucharest 1964

Referate zum VIII. Kongress der I. B. G. Bukarest 1964

Рефераты к VIII конгрессу МОП Бухарест 1964 г.

5-6

ROČNÍK 10 (XXXVII) — PRAHA, KVĚTEN-ČERVEN 1964

CENA 36 Kčs

ÚSTAV VĚDECKOTECHNICKÝCH INFORMACÍ
MINISTERSTVA ZEMĚDĚLSTVÍ,
LESNÍHO A VODNÍHO HOSPODÁŘSTVÍ

ROSTLINNÁ VÝROBA

Rídí redakční rada: DSc. prof. dr. inž. Václav Káš, člen-korespondent ČSAV, inž. Jozef Belej, CSc., dr. Jaroslav Brčák, CSc., inž. Jiljí Fiedler, CSc., inž. Ján Jasič, prof. dr. Vladimír Kosil, DSc., doc. dr. inž. František Landovský, inž. Jozef Lopatník, CSc., inž. František Mareček, člen-korespondent ČSAV, inž. František Mráz, inž. Ctirad Patejdl, inž. Jaroslav Prugar, CSc., doc. inž. Václav Rybáček, inž. Vladimír Segeta, inž. Miloslav Schmied, inž. Vladimír Skládal, inž. Antonín Straňák, CSc., inž. Josef Svitil, inž. Juraž Uhliár, inž. Josef Zadina, RNDr. inž. Jaroslav Zakopal.
Vedoucí redaktorka Milena Sovová.

© Ústav vědeckotechnických informací MZLVH, Praha 1964

Obsah — Содержание — Content — Inhalt

Kosil Vl.: Einige Erfahrungen aus den ersten Ergebnissen der komplexen Bodenuntersuchung in der Tschechoslowakei Některé poznatky a zkušenosti z prvních výsledků komplexního výzkumu půd v Československu Некоторый опыт первых результатов комплексного обследования почв в Чехословакии	473
Němeček J.: Böden aus tiefen homogenen Pleistozänsedimenten in der Tschechoslowakischen Sozialistischen Republik Půdy na hlubokých pleistocenních pokryvech v ČSSR Почвы на глубоких плейстоценовых покровах в СССР	481
Jurča Vl.: The Systematics and the Classification of the Soils of the River-Flat of the Elbe Valley Systematika a klasifikace půd labské nivy Систематика и классификация почв лабской поймы	499
Bedrna Z.: Die vertikale Zonalität der Böden im Hügelland der Donauebene Vertikálna zonálnosť pôd na pahorkatinách Podunajskej nížiny Вертикальная зональность почв холмистых районов Придунайской низменности	513
Vaculík R.: Der Einfluß der Kulturmaßnahmen auf die Veränderung der Eigenschaften von Podsolböden Vliv zkulturnění na změny vlastností podzolovaných půd Влияние окультуривания на изменение свойств подзолистых почв	527

Einige Erfahrungen aus den ersten Ergebnissen der komplexen Bodenuntersuchung in der Tschechoslowakei

**Některé poznatky a zkušenosti z prvních výsledků komplexního výzkumu půd
v Československu**

**Некоторый опыт первых результатов комплексного обследования почв
в Чехословакии**

Prof. Ing. Dr. Vladimír KOSIL, DSc.

*Lehrstuhl für Bodenkunde und Agrikulturchemie der Landwirtschaftlichen
Hochschule, Prag*

Die internationale pedologische Konferenz, die im September 1959 in Prag tagte, erkannte einerseits den dringenden Bedarf einer komplexen Bodenforschung in der Tschechoslowakei als Grundlage für die praktische Lösung von Fragen der Steigerung der Bodenfruchtbarkeit sowie auch für die weitere Entwicklung der grundlegenden wissenschaftlichen Bodenforschung an; ferner anerkannte sie auch die Richtigkeit der für die Durchführung dieser Erforschung bestimmten Grundsätze, die im Einführungsreferat zu den Fragen der Bodenforschung und -kartierung und der praktischen Ausnützung ihrer Ergebnisse für den Bedarf der landwirtschaftlichen Produktion (Kosil 1960) enthalten sind.

Auf dieser Grundlage wurden die Methodik der Bodenforschung im Terrain, der Ausarbeitung von Bodenkarten und Ergänzungskartogrammen und der Ausarbeitung von Vorschlägen, die eine Steigerung der Bodenfruchtbarkeit zum Ziele hatten, ferner methodische Richtlinien für die Ausarbeitung von Vorschlägen zur Erhöhung der Bodenfruchtbarkeit und endlich auch die Methodik der labormäßigen Bodenanalysen bis ins einzelne ausgearbeitet. (Kollektiv 1962, Hraško und Kollektiv 1962.)

Die eigentliche bodenkundliche Erforschung wird derart organisiert, daß die Bodenforschung im Terrain und die Verarbeitung ihrer Ergebnisse die Mitglieder einer Expeditionsgruppe (heute insgesamt 180 Personen) unter der methodischen Führung wissenschaftlicher Mitarbeiter der pedologischen Abteilung des Zentralen Forschungsinstituts für pflanzliche Produktion und des Bodenkundlichen Laboratoriums für die Slowakei besorgen; die Laboratoriumsanalysen der Bodenproben werden in den Laboratorien der Landwirtschaftlichen Zentralkontroll- u. Prüfungsanstalt durchgeführt. Die komplexe Bodenerforschung wird von der Zentralkommission für komplexe Bodenerforschung beim Ministerium für Land-, Forst- und Wasserwirtschaft organisiert und koordiniert.

Die tschechoslowakische Regierung hat die Bedeutung der komplexen Bodenforschung für die Hebung der landwirtschaftlichen Produktion anerkannt und ihre Durchführung durch einen Regierungsbeschluß vom Jänner 1961 und eine Kundmachung des Ministeriums für Land-, Forst- und Wasserwirtschaft vom April 1961 angeordnet.

Mit der komplexen Bodenerforschung wurde in der Tschechoslowakei auf dieser Grundlage im Mai 1961 begonnen. Sie wird eine Fläche von 7.5 Millionen ha landwirtschaftlichen Bodens umfassen und soll plangemäß im Jahre 1970 beendet sein.

Einige grundsätzliche Probleme der Methodik der pedologischen Forschung im Rahmen der komplexen Bodenerforschung in der Tschechoslowakei

Genetisch-agronomische Klassifizierung der Böden

Da die Bodenkarten, die als Ergebnis der pedologischen Erforschung zustandekommen, das genetische und agronomische Prinzip in sich vereinigen, wurde die Ausarbeitung der genetischen Klassifizierung der Böden bei der methodischen Vorbereitung an die erste Stelle gesetzt. Die bisherige genetische Bodenklassifizierung in der Tschechoslowakei (Novák, Spirhanzl, Kosil) wurde entsprechend den neueren Erkenntnissen der Bodenkunde anderer Länder, (namentlich der UdSSR) sowie der orientierungsweisen Erforschung der Bodentypen in der Tschechoslowakei, die seit 1954 im Gange ist, ergänzt und präzisiert.

Die grundlegende taxonomische Einheit stellt in dieser Klassifikation der Bodentyp dar, in dessen Rahmen die Böden nach folgenden niedrigeren taxonomischen Einheiten gegliedert werden: der Subtyp, die Entwicklungsstufe (der Bodenorden), die Störungsstufe (die Bodenabart), die Bodenvarietät, die Bodenart und die Kultivierungsstufe (Jurča 1960).

Die folgende Aufstellung enthält ein vereinfachtes Verzeichnis der Bodentypen und wichtigerer niedriger taxonomischer Einheiten auf Grund der heute in der Tschechoslowakei geltenden Klassifikation (siehe Seite 475).

Die obangeführte genetische Bodenklassifikation wird entsprechend den Ergebnissen der wissenschaftlichen, während der komplexen Untersuchung der tschechoslowakischen Böden durchgeführten Forschung ergänzt und präzisiert werden.

Die agronomischen Gesichtspunkte bei der Bodenklassifizierung heben diejenigen genetischen Merkmale und Bodeneigenschaften hervor, die für die Bewertung der Böden bei ihrer landwirtschaftlichen Ausnützung von Bedeutung sind. Dabei berücksichtigt man gleichzeitig auch andere Bodenmerkmale und -eigenschaften, die zwar kein Ergebnis der Bodengenese darstellen, jedoch für die Ausnützung der Böden für landwirtschaftliche Zwecke eine große Bedeutung besitzen. Darunter versteht man hauptsächlich die mechanische und mineralogische Zusammensetzung der Bodenprofilhorizonte, die Heterogenität und Gesamttiefe des Bodenprofils usw.

Als Ergebnis der gleichzeitigen Berücksichtigung der genetischen Klassifikation und der agronomischen Bodenbewertung unterscheidet man auf den im Maßstab 1:50 000 hergestellten Karten landwirtschaftlich-bodenkundliche Rayons und auf Karten im Maßstab 1:10 000 landwirtschaftlich-bodenkundliche Gruppen.

Nomenklatur und Signatur genetischer Bodenhorizonte

In der klassischen Bezeichnung der genetischen Bodenhorizonte mit den Buchstaben A, B, C, D usw. und ihren Kombinationen sowie Indexen ist eine unübersichtliche, stark verworrene Situation entstanden. Aus diesem Grunde wurde in der Methodik der bodenkundlichen Forschung die modifizierte Bezeichnungsweise von A. N. Sokolovský eingeführt, die sachlich richtiger und einfacher ist. Die Hauptbezeichnungen dieser Signatur sind: Humushorizont — H, h, (h); Überlagerungshumushorizont — O; Torfhorizont — T; kolloidärmer Horizont, sog. Eluvialhorizont — E, e, (e); mit umgelagerten Kolloiden angereicherter Horizont, sog. Illuvialhorizont — I, i, (i); Verwitterung (Sialitisierung), ohne Merkmale des Illuvialhorizontes — v; Vergleyter (durch periodische Oberflächenstaunässe entstehender) Horizont — g, (g); Gleyhorizont (unter dem Einfluß des Grundwassers entstehend) — G; Muttersubstrat — P; Untergrundgestein (petrographisch von P wesentlich abweichend) — D; Karbonate zweiwertiger Kationen enthaltender Horizont — Ca (Ca); Karbonate einwertiger Kationen enthaltend — K, k; leicht lösliche Salze enthaltend — S, s (Jurča 1960).

Analytische Bodencharakteristik bei der bodenkundlichen Forschung

Der Bodencharakteristik vom genetischen Gesichtspunkt dient die analytische Ermittlung einiger Grundmerkmale und Bodeneigenschaften mit Hilfe von expeditiven Methoden. Hierher gehören: mechanische Zusammensetzung (einschließlich Ge-

Der Bodentyp	Die Subtypen und Entwicklungsstufen
1. Schwarzerde (Tschernosjom)	kalkhaltige Schw. degradierte Schw. illimerisierte Schw. karbonathaltige Wiesenschwarzerde
2. Parabraunerde	illimerisierte Parabraunerde schwach gleyartige Parabraunerde gleyartige Parabraunerde schwach gleyige Parabraunerde
3. Illimerisierter Boden (Fahlerde, gebleichte Parabraunerde)	gleyartiger illim. B. schwach gleyiger illim. B.
4. Gleyartiger Boden (Pseudogley)	
5. Brauner Boden	illimerisierter brauner B. sauerer brauner B. podsoliger brauner B. schwach gleyartiger br. B. gleyartiger br. B.
6. Podsoliger Boden (Podsol)	schwach gleyartiger pods. B. schwach gleyiger pods. B.
7. Rasenboden (Syrosjem, Ranker, Pelosol)	schwarzerdartiger R. schwach gleyiger R. schwach gleyartiger R. schwach gleyartiger R.
8. Rendsina (Humuskarbonatboden)	dunkle R. braune R. schwach gleyartige R. schwach gleyige R.
9. Auenboden (Paternia, Vega)	karbonathaltiger A. gleyiger A. schwach gleyiger A. illimerisierter A.
10. Rasengley	
11. Wiesenboden	karbonathaltiger W. schwarzerdeartiger W. gleyiger W.
12. Sumpfboden	anmooriger S.
13. Moorboden	
14. Solontschak (Salzboden)	sodahaltiger S.
15. Solonetz	
16. Unentwickelter Boden (Skelettboden, Lithosol, Ranker)	
17. Anthropogener Boden	

halt an Partikeln von $< 0,001$ mm Durchmesser; CaCO_3 -Gehalt; Austauschazidität (pH in KCl); Gehalt an aufnehmbaren P und K; Humus (C org.); Stand des Sorptionskomplexes (Werte T, S und V) und bei Salzböden die Analyse eines Bodenauszugs mit Wasser. — Bei eingehenden pedogenetischen Studien benützt man Spezialmethoden (z. B. für die Identifizierung der Tonmineralien, Fraktionierung der Humuskomponenten, für mikrobiologische Analysen usw.).

Methodik der praktischen Ausnützung von Ergebnissen der bodenkundlichen Erforschung

Das praktische Ziel der im Gange befindlichen bodenkundlichen Erforschung bildet die Ausarbeitung eines Entwurfes für die komplexe Lösung von Fragen der Bodenfruchtbarkeitssteigerung auf Grund der festgestellten genetisch-agronomischen Bodeneigenschaften. Auf dieser Grundlage wird vorgeschlagen, alle bekannten, wissenschaftlich begründeten und in der Praxis bewährten Methoden der Verbesserung von Eigenschaften zu benutzen, die eine Vorbedingung für die Bodenfruchtbarkeit darstellen. Für die Kreisgebiete (Bodenkarten im Maßstab von 1:50 000) beziehen sich diese Maßnahmen auf die agronomisch-bodenkundlichen Rayons; für einzelne landwirtschaftliche Betriebe (Bodenkarten im Maßstab von 1:10 000) dagegen auf die agronomisch-bodenkundlichen Gruppen. Die Vorschläge sind in Tabellen übersichtlich zusammengefaßt, die die wichtigsten agrophysikalischen (Bodenbearbeitung, Ackerkrummentiefung, Untergrundlockerung usw.), agromeliorativen (Ent- und Bewässerung, Mergeln usw.), agrobiologischen (Fruchtfolgen, Gründüngung, Bakterisierung des Bodens usw.), und agrochemischen (Kalkung, Düngung mit Stallung und Handelsdüngern) Maßnahmen enthalten.

Die Grundbedingung für das Erreichen des praktischen Endziels der bodenkundlichen Erforschung besteht darin, daß die landwirtschaftliche Praxis eingehend mit den Ergebnissen bekannt gemacht wird und daß ihr die Möglichkeiten ihrer praktischen Ausnützung konkret gezeigt werden. Die landwirtschaftliche Praxis wird in dieser Hinsicht auf verschiedene Weise informiert: 1. vor Beginn der Terrainforschung im Kreisgebiet wird das landwirtschaftliche Personal des Rayons vom Pedologen, der die Forschung führt, über das Wesen und die praktische Bedeutung der Forschungsergebnisse informiert. 2. Nach Beendigung der Terrainarbeiten auf dem Gebiet eines jeden landwirtschaftlichen Betriebes (LPG, VEG) informiert der kartierende Pedolog das Personal des Betriebes vorläufig über die Forschungsergebnisse und über die Möglichkeit der Ausnützung dieser Ergebnisse zur Steigerung der Bodenfruchtbarkeit. 3. Bei der Übergabe der Forschungselaborate, die sich auf die betreffenden Böden des Kreises (Bodenkarte, Kartogramme und Begleitbericht) beziehen, klärt der führende Pedologe die führenden Mitarbeiter des Rayons eingehend auf und erteilt ihnen Weisungen für die Ausnützung der Ergebnisse zur Steigerung der Bodenfruchtbarkeit, sowie auch für andere Maßnahmen, durch die die landwirtschaftliche Produktion des Rayons gehoben werden kann. 4. Das Ministerium für Land-, Forst- und Wasserwirtschaft hat eingehende Richtlinien für die Ausnützung der Ergebnisse der komplexen Bodenerforschung in der Praxis herausgegeben, die den leitenden Organen der Landwirtschaft und dem Personal der landwirtschaftlichen Betriebe entsprechende Pflichten auferlegen und sie auch über die Methoden der Ausnützung gewonnener Ergebnisse informieren.

Einige wissenschaftlich-bodenkundliche und praktisch-landwirtschaftliche Erkenntnisse aus den ersten Elaboraten der bodenkundlichen Erforschung

Auf Grund der Methodik, deren Grundsätze im ersten Teil des vorliegenden Beitrages kurz skizziert wurden, war zur Zeit der Präsentation dieses Beitrages die Bodenerforschung in fünf Kreisen (Prag-West, Louny, Olomouc, Trnava, Kolín mit einer Gesamtfläche von 371 470 ha landwirtschaftlichen Bodens) beendet, die Ergebnisse wurden seitens des wissenschaftlichen Rates der Zentralforschungsanstalt für pflanzliche Produktion als Schlußberichte über die Forschungsaufgabe „Pedologische Erforschung der tschechoslowakischen Böden“ beurteilt und bewertet und diese Berichte wurden an die führenden Organe der durchforschten Kreise übergeben.

1. Die auf Grund dieser ersten Arbeiten der bodenkundlichen Erforschung gewonnenen Erkenntnisse können vom wissenschaftlich - bodenkundli-

chen Gesichtspunkt zu folgenden Hauptpunkten kurz zusammengefaßt werden.

a) Die Ergebnisse dieser ersten Forschungsarbeiten zeigen, daß die für die bodenkundliche Erforschung ausgearbeitete Methodik sowohl für die Terrain- und Laboruntersuchung der Böden als auch für die kartographische und textliche Bearbeitung der Ergebnisse gut geeignet ist. Die Ergebnisse der auf diese Weise geführten Erforschung tragen zur weiteren Entwicklung unserer Bodenkunde besonders bei der Lösung von Problemen der genetisch-agronomischen Bodenklassifikation und bei der Charakteristik der auf dem Gebiet unseres Staates vorkommenden Bodentypen wesentlich bei.

Damit soll nicht gesagt werden, daß diese Methodik definitive und starre Vorschriften enthält, die während der ganzen Durchführung der bodenkundlichen Forschungsarbeiten unverändert eingehalten werden sollen. Bereits die kritische Beurteilung der ersten Elaborate brachte Vorschläge für bestimmte Modifizierungen der Methodik — allerdings nicht von wesentlichem Charakter — die ihre Verbesserung bedeuten. Zunehmende Erfahrungen, die im Laufe der bodenkundlichen Erforschung gewonnen werden, werden nicht nur weitere Vorschläge für die Verbesserung der Methodik bringen, sondern sie werden uns auch neue Probleme der wissenschaftlichen Bodenforschung zeigen. Darauf beruht die große Bedeutung der bodenkundlichen Erforschung für die wissenschaftliche Entwicklung der Pedologie und für die Ausnützung ihrer Ergebnisse zu Gunsten der landwirtschaftlichen Praxis.

b) Die in den Begleitberichten enthaltenen Abhandlung über die Bodenverhältnisse bringen die ersten Resultate der Überprüfung der neuen genetischen Klassifizierung unserer Böden und der Methodik der Identifizierung und Charakterisierung von Bodentypen und niedrigeren taxonomischen Einheiten. Diese Überprüfung bestätigt im wesentlichen die Richtigkeit der Prinzipien der neuen Systematik und Klassifizierung, die als wissenschaftliche Unterlage der bodenkundlichen Erforschung ausgearbeitet wurden, und bringt auch gleichzeitig Anregungen für die Lösung von Problemen auf dem pedogenetischen Abschnitt, denen man im weiteren Verlauf der bodenkundlichen Erforschung seine Aufmerksamkeit widmen müssen.

c) Es hat sich gezeigt, daß es notwendig sein wird, besonders der Methodik der Analysen Aufmerksamkeit zu schenken, und zwar vom grundlegenden Gesichtspunkt: Inwieweit kann man mit Hilfe der analytisch ermittelten Werte, die zu diesem Zweck ausgewählt wurden, die Dynamik der pedogenetischen Teilprozesse zumindest bei den wichtigsten genetischen Bodentypen charakterisieren? Die Ergebnisse der Analysen erfordern vor ihrer Veröffentlichung eine gründliche Revision, bei der ihre Richtigkeit beurteilt und zugleich auch Material für die Ergänzung der analytischen Methodik und für die Auswahl der analytischen Methoden gesammelt wird, deren Ergebnisse eine Präzisierung der Identifizierung von Bodentypen ermöglichen würden, die im Terrain bei den Untersuchungsarbeiten nach morphologischen Merkmalen vorgenommen wird.

d) Ein weiteres Problem, auf dessen Bedeutung die Ergebnisse der ersten Forschungsarbeiten hingewiesen haben, ist eine genauere Unterscheidung und Klassifizierung der Bodenkultivierungsstufe. Dieses Problem ist für unsere landwirtschaftlichen Böden und ihre genetische Klassifizierung besonders wichtig, weil bei den meisten dieser Böden seit Jahrhunderten und auch gegenwärtig der bodenbildende Prozeß durch intensive Kultivierung stark beeinflußt wurde. Die Bodentypen und -subtypen, denen wir heutzutage auf unseren Feldern und Wiesen begegnen, weichen in verschiedenem Grad von den ursprünglichen Typen ab, die nur unter der Wirkung von natürlichen bodenbildenden Faktoren sich entwickelt haben. Auf die Bedeutung dieses Problems wies bereits vor längerer Zeit V. Novák hin und berichtete darüber auf der pedologischen Konferenz in Prag (1959); einen Beitrag zur Lösung desselben Problems stellt auch die Arbeit von M. Vaculík dar, die in diesen Sammelheften publiziert wurde. (Novák V. 1, 1960).

e) Die Ergebnisse der ersten Elaborate über die Erforschungsarbeiten bestätigen ferner die Eignung der Zusammenziehung von Böden der agronomisch-bodenkundlichen Rayons entsprechend der genetischen und agronomischen Bodenbewertung und die Kenntlichmachung dieser Rayons auf den Bezirksbodenkarten. Diese agronomisch-bodenkundlichen Rayons bilden geeignete Gebietseinheiten, die treffend charakterisiert und nach den natürlichen Faktoren (klimatische Bedingungen, Terraingestaltung usw.) sowie nach den landwirtschaftlichen Produktionsbedingungen unterschieden werden. Sie bilden auch eine geeignete Grundlage

für grundsätzliche Anweisungen, die eine weitere Steigerung der Bodenfruchtbarkeit bezwecken. Dasselbe gilt auch für die agronomisch-bodenkundlichen Gruppen, die in den Bodenkarten eingetragen sind, soweit diese den landwirtschaftlichen Betrieben dienen sollen.

f) ein Problem von grundsätzlicher Bedeutung, dessen Wichtigkeit durch die begonnene bodenkundliche Erforschung im Rahmen der komplexen Bodenerforschung in der Tschechoslowakei betont wird, ist die Notwendigkeit der Vereinheitlichung der genetischen Klassifikation von land- und forstwirtschaftlichen Böden. Gegenwärtig mangelt es an solcher wünschenswerter Einheitlichkeit, denn für die landwirtschaftlichen Böden wurde die neue genetische Klassifikation entsprechend der Methodik der bodenkundlichen Erforschung eingeführt, die seitens der bodenkundlichen Fachkommission und des wissenschaftlichen Rates der Zentralforschungsanstalt für pflanzliche Erzeugung bestätigt worden ist, während man sich bei der Waldbodenerforschung einer von J. Pelíšek ausgearbeiteten genetischen Klassifikation bedient. (Pelíšek J., 1, 1960). In der Zukunft wird es notwendig sein, in die Bodenkarten auch genetische Bodentypen der Waldflächen einzutragen und die notwendige Voraussetzung dafür stellt eben die einheitliche Klassifikation der land- und forstwirtschaftlichen Böden dar. Hier handelt es sich zwar um eine schwierige, jedoch nicht unlösbare Aufgabe, wie die neuesten Arbeiten von R. Šály über die genetische Waldbodenklassifizierung zeigen. (Šály R., 4, 1962).

g) Als konkrete Beispiele des Beitrages der bodenkundlichen Erforschung zur Enthüllung und Lösung pedogenetischer Probleme können nachstehende Fälle angeführt werden:

1. Die Bodenkarte des Kreises Trnava zeigt sehr deutlich die Beziehung der Entwicklung von Bodentypen zur Konfiguration des Terrains und zur ursprünglichen Vegetation durch deutliche vertikale Streifeneinteilung in bezug auf die Verteilung der Bodentypen. Vom breiten Streifen der Wiesen- und Auenböden auf alluvialen Sedimenten des Váh-Flusstals aus ziehen sich an beiden Seiten proportionell mit der zunehmenden Seehöhe Zonen von Schwarzerden, degradierten Schwarzerden, Parabraunerden bis Braunböden am Fuße höherer Gebirge.

2. Die bodenkundliche Erforschung im Kreise Kolín lieferte das Material zu einer genaueren Erkenntnis und Klassifizierung von Schwarz- und Parabraunerden und teilweise auch von Braunböden. Die gewonnenen Erkenntnisse bieten einige Anregungen für die Lösung weiterer pedogenetischer Probleme, wie z. B.:

Die Frage einer genaueren Auseinanderhaltung der karbonathaltigen Schwarzerden, der karbonathaltigen Wiesenschwarzerden und der karbonathaltigen schwarzerdeähnlichen Wieserböden. Diese Böden sind durchwegs auf Mergelunterlagen im ebenen Terrain von 200—250 m Seehöhe situiert und weisen bis zu 60—85 cm Tiefe eine sehr ähnliche Stratigraphie auf und erst im PCa-Horizont gibt es einen deutlicheren Unterschied, indem dieser Horizont bei den Wiesenschwarzerden und schwarzerdeähnlichen Wieserböden Anzeichen eines schwächeren oder stärkeren Einflusses des Grundwassers (des Gleyprozesses) aufweist. Die Ergebnisse der Analysen zeigen gegenüber den karbonathaltigen Schwarzerden (2,3—3,0 %) nur einen höheren Humusgehalt im Oberflächenhorizont der karbonathaltigen schwarzerdeähnlichen Wieserböden (3,0—4,3 %).

Die Böden dieses Kreises ermöglichen uns ferner eine zusammenhängende Degradations- und Illimerisierungsreihe auf Lössen und Lößlehm in folgender Reihenfolge zu verfolgen: echte Schwarzerde — degradierte Schwarzerde — illimerisierte Schwarzerde — Parabraunerde — illimerisierte Parabraunerde — illimerisierter Boden.

Auf Grund der stratigraphischen und morphologischen Profilmerkmale kann man die einzelnen Glieder der Reihe ziemlich verlässlich auseinanderhalten: Die degradierte Schwarzerde unterscheidet sich von der echten Schwarzerde durch die illuvialen Horizonte (H_i und PCa) mit deutlichen kolloidalen Überzügen auf den Strukturelementen; in der illimerisierten Schwarzerde ist unter dem H-Horizont ein eluvialer Horizont angedeutet (H_e [e]), unter dem ein schwach entwickelter illuvialer Horizont — (h_i) — folgt. Für die Parabraunerde ist ein ausgeprägt entwickelter Illuvialhorizont (I₁ und I₂) mit deutlichen kolloidalen Überzügen auf den Strukturelementen charakteristisch; bei der illimerisierten Parabraunerde befinden sich zwischen dem schwach humosen und den Illuvialhorizonten zwei deutlich gebleichte Horizonte (e und e [i]). Bei dem illimerisierten Boden ist der obere Teil des eluvia-

len Horizontes ausgeprägt gebleicht (E) und der Übergang zu dem Illuvialhorizont ist demselben bei der illimerisierten Parabraunerde ähnlich (e [i]).

Die Ergebnisse der Analyse zeigen die Unterschiede zwischen den einzelnen Gliedern dieser Reihe nicht so deutlich wie die morphologischen Merkmale. Dadurch wird die bekannte Tatsache bestätigt, daß in der Stratigraphie und Morphologie der Profile der Charakter des ursprünglichen Bodentypus dauerhafter erhalten bleibt, während die Dynamik der chemischen und physikalisch-chemischen Prozesse eindringlicher geändert wird. Dies gilt besonders für die Bodenreaktion und den Sättigungsgrad des Sorptionskomplexes sowie, bis zu einem gewissen Grade, auch für den Humus- und CaCO_3 -Gehalt der oberen Bodenschichten.

Braune Böden, die entsprechend dem Flächenareal den dritten Platz unter den Bodenarten im Kreis Kolín einnehmen, stellen einen neu eingeführten Bodentyp in unserer genetischen Klassifikation dar und ihre Charakteristik, die in der Methodik der komplexen Bodenerforschung angeführt ist, erfordert Präzisierung und Vertiefung auf Grund des reicheren, der Terrainerforschung und der analytischen Untersuchung entstammenden Materials. Im Rahmen des Braunbodentyps entstehen zahlreiche lithologische Varianten, die sich durch gemeinsame Merkmale schwer charakterisieren lassen. Eine weitere Problematik der braunen Böden beruht auf der Heterogenität der Profiltextur. Der charakteristische Verwitterungshorizont v dieser Böden weist gegenüber den Oberflächenschichten eine starke Anreicherung mit Ton ($< 0,001$ mm) auf, die der Tonbildung bei der Verwitterung zugeschrieben wird, nicht jedoch seiner Translokation aus den oberen Schichten. Die Richtigkeit dieser Anschauung wird man durch weitere eingehende Erforschung dieser Böden überprüfen müssen.

Die oberwähnten Beispiele zeigen, daß bereits die ersten Elaborate der bodenkundlichen Erforschung im Rahmen der komplexen Bodenerforschung der Tschechoslowakei genügend Probleme aufwerfen, die eine weitere Entwicklung der wissenschaftlichen und besonders der pedogenetischen Forschung erfordern.

Einige Bemerkungen zu der praktischen Ausnützung der Ergebnisse der bodenkundlichen Erforschung

Die Frage, wie man aus den Ergebnissen der bodenkundlichen Erforschung Schlußfolgerungen und Richtlinien ableiten und formulieren soll, damit sie im weitesten Maße der landwirtschaftlichen Praxis dienen können, d. h. damit sie genügend konkret und eingehend für ein bestimmtes erforschtes Gebiet (Kreis und einzelner landwirtschaftlicher Betrieb) seien — diese Frage erschien von allem Anfang der Vorbereitungen an für die komplexe Erforschung der tschechoslowakischen Böden bedeutend schwieriger als die Fragen der wissenschaftlichen Ausnützung der Ergebnisse. Die Art und Weise der methodischen Lösung der Probleme der praktischen Ausnützung wird im ersten Teil dieses Beitrages skizziert.

Die bisherigen, bei der Übergabe der Elaborate der bodenkundlichen Erforschung an die Organe der landwirtschaftlichen Kreisverwaltung gewonnenen Erfahrungen und ihre Besprechung mit den Mitarbeitern der landwirtschaftlichen Betriebe zeigen, daß sie mit Interesse entgegengenommen werden und daß man darin einen nützlichen Behelf nicht nur für Maßnahmen zur Hebung der Bodenfruchtbarkeit, sondern auch für eine breitere Anwendung bei der Leitung und Planung der landwirtschaftlichen Erzeugung sieht.

Die konkreten Beispiele der praktischen Ausnützung sind bisher noch nicht so zahlreich, weil die seit der Übergabe der Ergebnisse verflossene Zeit allzu kurz ist, doch gibt es schon Anschauungen von Praktikern der LPG und VEG, die auch in Fachzeitschriften publiziert werden und mit Anerkennung bestätigen, daß die entsprechend den auf Grund der bodenkundlichen Erforschung getroffenen Maßnahmen (z. B. die Vertiefung der Ackerkrumme, die Untergrundlockerung usw.) sich als sehr wirksam erweisen. Es darf auch die Erfahrung nicht übersehen werden, daß in der landwirtschaftlichen Praxis die agrochemische Untersuchung der Ackerkrume als Unterlage für die Aufstellung der Düngungspläne gangbarer ist als die bodenkundliche Erforschung, die als Unterlage für ein komplexes System bodenverbessernder Maßnahmen dienen soll. Daraus ergibt sich die Notwendigkeit, daß die Mitarbeiter der landwirtschaftlichen Produktion sehr gründlich und eingehend über die Bedeutung und Ausnützung dieser Forschungsarbeiten informiert werden müssen.

Bei der Ausnützung der Ergebnisse der bodenkundlichen Forschungsarbeiten durch die landwirtschaftliche Praxis und für ihre ökonomische Ausnützung ist die Zusammenarbeit mit dem Institut für wissenschaftliche Wirtschaftssysteme, dessen Hauptaufgabe in der Einführung der Forschungsergebnisse in die Praxis besteht, von sehr großen Bedeutung. Die Gebietsstationen dieses Instituts werden in einigen ausgesuchten Betrieben (LPG, VEG) mehrere Jahre die Wirkungen aller Maßnahmen, die entsprechend den Vorschlägen auf Grund der bodenkundlichen Erforschung erfolgen, beobachten und ihren ökonomischen Nutzeffekt bewerten.

Zusammenfassung

Die Erkenntnisse und Erfahrungen, die auf den ersten Ergebnissen der bodenkundlichen Erforschung im Rahmen der komplexen Bodenerforschung in der Tschechoslowakei beruhen, deuten darauf hin, daß die tschechoslowakische Bodenkunde in der agro-pedologischen Forschung und Kartierung wieder dasjenige Niveau erreicht, daß sie auf diesem Gebiete traditionell im internationalen Ausmaß einnahm. Diese Elaborate geben auch ein Zeugnis dafür, daß in verhältnismäßig kurzer Zeit eine ganze Reihe von fähigen, jüngeren Pedologen in der wissenschaftlichen Forschung und der praktischen Applikation ihrer Ergebnisse bei uns heranwächst. Diese neue Generation der tschechoslowakischen Pedologen wird durch die Methodik der bodenkundlichen Erforschung und durch ihre ersten Ergebnisse gut repräsentiert.

Literatur

1. Materiale aus der internat. bodenkundlichen Konferenz. Praha 1959 (Sammel-schrift. d. Tschechoslowak. Akad. d. Landwirtschaftswissenschaften. Pflanzliche Produktion. 6, 1960): Kosil Vl.: S. 723-734; Jurča Vl.: S. 735-748; Pelíšek J.: S. 867-874; Novák V.: S. 883-892. — 2. Kolektiv: Půdoznalecký průzkum ČSSR. Souborná metodika. Část A (Die bodenkundliche Untersuchung der ČSSR. Gesamt-methodik. Teil A). II. Aufl. Praha 1962. — 3. Hraško J. a kolekt.: Rozbory pôd. (Die Bodenanalysen.) Bratislava 1962. — 4. Šály R.: Hlavné typy lesných pôd na Slovensku. (Die Haupttypen der Waldböden der Slowakei.) Bratislava 1962.

Některé poznatky a zkušenosti z prvních výsledků komplexního výzkumu půd v Československu

Poznatky a zkušenosti z prvních výsledků půdoznaleckého průzkumu v rámci komplexního průzkumu půd ČSSR naznačují, že československé půdoznalství se dostává v agropedologickém průzkumu a mapování opět na úroveň, kterou v tomto oboru tradičně zaujímalo na mezinárodním fóru. Současně svědčí tyto elaboráty o tom, že v poměrně krátké době vyrůstá u nás řada schopných mladších odborníků v půdoznalství, ve vědeckém výzkumu i praktické aplikaci jeho výsledků. Tato nová generace československých pedologů je dobře reprezentována metodikou pro půdoznalecký průzkum i jeho prvními výsledky.

Некоторый опыт первых результатов комплексного обследования почв в Чехословакии

Данные и опыт первых результатов почвоведческого обследования в рамках комплексного обследования почв ЧССР свидетельствуют о том, что чехословацкое почвоведение в агропочвоведческом обследовании и картографировании снова поднято на уровень, который оно традиционно занимало в этой области на международном форуме. Одновременно эти работы свидетельствуют о том, что за сравнительно короткое время у нас вырастает целый ряд способных молодых специалистов по почвоведению, по научному исследованию и по практическому применению его результатов. Это новое поколение чехословацких почвоведов хорошо представлено методикой по почвоведческому обследованию и его первыми результатами.

Böden aus tiefen homogenen Pleistozänsedimenten in der Tschechoslowakischen Sozialistischen Republik

Půdy na hlubokých pleistocenních pokryvech v ČSSR

Почвы на глубоких плейстоценовых покровах в ЧССР

Dr. J. NĚMEČEK, CSc.

Zentrales Forschungsinstitut für pflanzliche Produktion Prag-Ruzyně

Die günstigsten Ausgangsmaterialien für Böden sind vom agronomischen Standpunkt und im Hinblick auf die Erforschung der Bodengenesis Löße, Staublehme und tiefe Hangbildungen mit aeolischer Beimischung. Es ist eine bekannte Tatsache, daß diese äußerst homogenen Materialien sehr empfindlich auf jede Veränderung im Komplex der übrigen bodenbildenden Faktoren reagieren. Veränderungen in der Zusammensetzung dieser Materialien (Körnung, Lagerung, CaCO_3 -Gehalt) beeinflussen deutlich den bodenbildenden Prozeß.

In diesem Beitrag befassen wir uns mit einer Charakteristik von Böden, die sich aus mittelschweren Pleistozänsedimenten entwickelt haben.

Die Löße (Ložek, 1960—1963) bedecken auf dem Gebiet der Tschechoslowakischen Sozialistischen Republik die Flächen in den wärmsten und trockensten Gebieten oder bilden in den gewellten Teilen dieser Gebiete Verwehungen. Außer dem typischen Löß finden wir leichtere Lößarten und ihre Übergänge zu den angewehten Sanden, die oftmals in geringer Stärke Flußterrassen bedecken. Dort, wo sie einen Kontakt mit Mergel und Basaltuff haben, treffen wir schwere Lößarten mit Beimengungen der erwähnten Materialien oder wenig mächtige Lößschichten auf diesen Materialien. Staublehme (Lößlehme), die meist mehr Ton enthalten als die üblichen Löße, bilden in einigen tieferen humideren Lagen mächtige Ablagerungen, an höher gelegenen Stellen treten sie in Insellagen auf, genau so wie die Hangbildungen mit aeolischer Beimischung, in die sie allmählich übergehen. Die Verbreitung dieser Ausgangsmaterialien nach Ložek (1960—1963) ist auf Karte 1 dargestellt, wobei Lößablagerungen geringerer Mächtigkeit nicht eingezeichnet wurden.

Die genetische Reihe der Böden auf homogenen Pleistozänablagerungen

Die Problematik der genetischen Reihen

Eine der Methoden zum Studium der Genesis von Böden auf homogenen Ausgangsmaterialien, wo wir außer der Erosionslage ein morphologisch klar differenziertes Profil vorfinden, ist die Analyse der genetischen Reihen der Böden. Wir benutzen den Begriff genetische Reihe nach Makejev (1957), der die Ansichten Sibirzew's entwickelte; die Analyse dieser Reihen ermöglicht uns, die Evolutionsbeziehungen zwischen den Bodentypen zu bestimmen. Ein ähnliches Vorgehen bei der Analyse der Bodengenesis und bei der Präzisierung der Auffassungen der einzelnen Taxonen führt z. B. Winters (1949) an.

Die topographische Reihenfolge der Bodeneinheiten auf den Pleistozänablagerungen in der ČSSR, die die Zonalität der Böden ausdrückt, ist ein Abbild der Veränderungen in der Gesamtheit der Faktoren und Bedingungen der Bodenbildung. Die größte Aufmerksamkeit wird den durch die Kulturmaßnahmen hervorgerufenen genetischen Entwicklungsreihen gewidmet, die in der ČSSR wesentlich zur Geltung kommen, denn im Gebiet dieser Ausgangsmaterialien — vor allem des Lößes — treten Böden auf, die seit Jahrtausenden landwirtschaftlich bearbeitet werden.

Wir gehen so vor, daß wir die Veränderungen diagnostisch wichtiger Eigenschaften der Kulturböden bei einer Reihe aufeinanderfolgender Einheiten von Tschernosemen, Parabraunerden, Fahlerden und ihren Übergängen zu den Pseudogleyen vergleichen. Dabei untersuchen wir den Zusammenhang zwischen den einzelnen

Gliedern der Reihe, der uns darüber aufklären soll, ob es sich um eine topographische Reihe handelt, oder ob man eine oder mehrere natürlich-kulturelle Evolutionsreihen abgrenzen kann. Bei typischen Vertretern der einzelnen Bodentypen führen wir einige Vergleiche mit den Ergebnissen der Untersuchungen von Waldböden durch, die in Arbeiten von Pelíšek (1961) und Sály (1962) enthalten sind. Man kann nicht in vollem Umfang die gesamte Entwicklungsreihe der Böden unter Wald mit der natürlichsten Zusammensetzung auf dem Gebiet der ČSSR zusammenstellen, denn gewisse Glieder — vor allem bei den auf Löß entwickelten Böden — finden wir seltener, eventuell wurden sie in der ČSSR bis jetzt unter Wald überhaupt nicht beschrieben. Dies gilt vor allem für den Übergang zwischen Tschernosemen und Parabraunerden.

Pedogenetische Teilprozesse

Auf den homogenen Pleistozänablagerungen kann man sehr gut die Ergebnisse der pedogenetischen Teilprozesse und ihre Beeinflussung durch die Kultivation analysieren. Von diesen Prozessen können bei Böden aus Löß, Staublehm und tiefen Hangbildungen mit aeolischer Beimischung folgende wirksam werden: Humusakkumulation, physiologischer Transport und Akkumulation — vor allem biogener Elemente, Entkalkung, Auslaugung der ein- und zweiwertigen Kationen (verbunden mit einem Absinken der Sättigung des Sorptionskomplexes), Verbraunung, Tonbildung, Tonwanderung, Tonveränderung, lokalisierte Migration von Eisen bei periodisch gesenktem Redox-Potential und Migration der Sesquioxide mit niedermolekularen organischen Stoffen.

Diese Arbeit stützt sich nicht auf genaue Analysen einiger wenigen Bodenprofile, wobei die Teilprozesse mit relativ genauen Methoden bilanziert werden (Baršad, 1953, Kunder, 1959), sondern sie beruht auf einem Vergleich einer größeren Anzahl von Bodenprofilen, die bei einer Orientierungsuntersuchung auf dem gesamten Gebiet der ČSSR und bei den systematischen Bodenuntersuchungen gewonnen wurden. Zur genetischen Beurteilung wurden einige Ergebnisse der in dieser Nummer veröffentlichten Forschungsarbeiten verwendet.

Material und angewandte Methoden

Es werden folgende Böden aus typischen Lössen, Staublehmen und homogenen Deluvialablagerungen verglichen: Tschernosem, degradiertes Tschernosem, Parabraunerde-Tschernosem, Tschernosem-Parabraunerde, Parabraunerde, Fahlerde-Parabraunerde, Fahlerde, Pseudogley-Fahlerde und auch ausgeprägte Übergänge zu Fahlerde-Pseudogley. Sämtliche untersuchten Bodenprofile stammen aus allen Hauptverbreitungsgebieten von Löß und Staublehm.

Die morphologische Charakteristik des Profils führten wir nach der Gesamtmethodik für Bodenforschung (Němec und Mitarbeiter, 1962*) durch. Die Farbe wurde nach einer Farbenskala aus fixierten Anstrichen von Bodenproben charakterisiert, die nach Munsell-Tafeln bewertet wurden. Die mechanische Zusammensetzung bestimmten wir mit der Pipettierungsmethode unter Aufbereitung der Probe mit Hexametaphosphat. Die Werte S, T, V wurden nach Mehlich, das freie Eisen nach Tamm (mit doppelter Extraktion der Probe), das aktive Aluminium nach Sokolov bestimmt. Der Humus wurde oxydimetrisch ermittelt (siehe Pospíšil — in dieser Nummer). Weiter wurden Angaben über den Fe_2O_3 - und R_2O_3 -Gehalt in einem 20%igen HCl-Extrakt verwendet.

*) Zur Bezeichnung der Horizonte wurden folgende Symbole benutzt:

- H, h . . . Humushorizont (differenziert nach der Qualität)
- hp, Hp . . . Ackerkrume
- E, e . . . Eluvialhorizont (nach der Entwicklungsstufe)
- I, i . . . mit Ton angereicherter Illuvialhorizont (quantitative Differenzierung)
- g(g) . . . Pseudogleybildung (nach Intensität)
- P . . . Ausgangsmaterial
- II, P . . . Schichtung des Ausgangsmaterials
- D . . . Untergrund
- (Ca), Ca . . . Karbonatgehalt (quantitative Abstufung).

Die übrigen Methoden sind in den einzelnen Arbeiten von Glet, Pospíšil und Sirový (1964 — in dieser Nummer) beschrieben. Aus diesen wurden die Angaben über das Feuchtigkeitsregime, die Humusqualität und die Eigenschaften der Tonminerale gewonnen.

Ergebnisse

Morphologie und Stratigraphie der Bodenprofile

Die wichtigsten morphologischen diagnostischen Merkmale des Bodenprofils für die einzelnen Glieder der untersuchten Bodenreihe sind in der Tab. I angeführt.

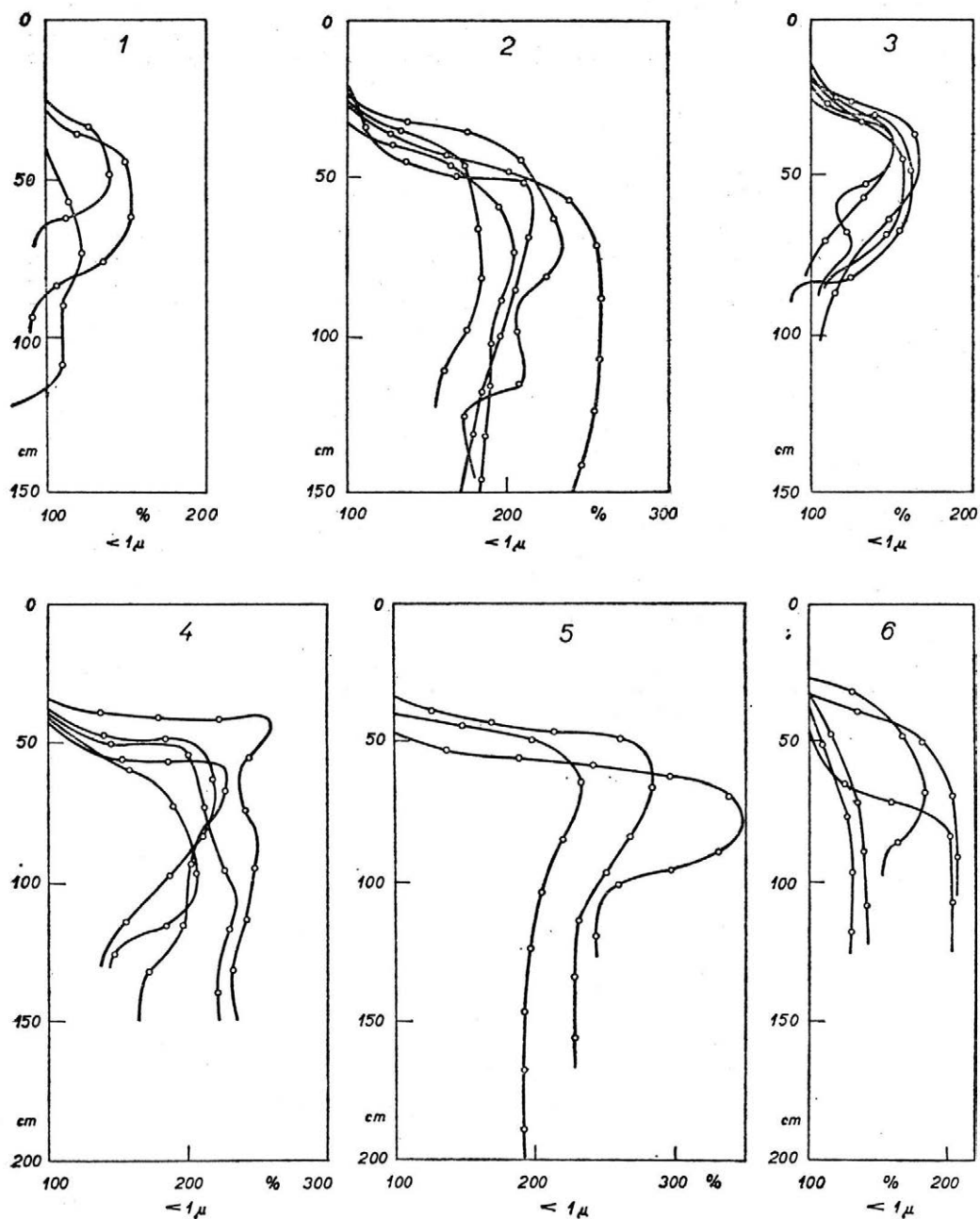
Bei einer Reihe von Tschernosemen beobachten wir eine nach und nach ausgeprägtere Entkalkung und die Bildung eines Illuvialhorizontes mit organo-mineralischen Kolloidüberzügen. Einen verbräunten Horizont unter dem Humushorizont finden wir bei ausgelaugten Tschernosemen (wir bezeichnen ihn nicht). Bei dem Parabraunerde-Tschernosem zeigen sich im Humushorizont bei einer deutlichen Tonmigration charakteristische Staubbildungen. Unter den Parabraunerden finden wir außer den typischen Vertretern, die eine durch intensive Kultivation aus dem Eluvialhorizont und zum Teil aus dem Illuvialhorizont schwach humushaltiger und schwach illimerisierter Waldböden mit Mineralüberzügen auf den Strukturelementen des farblich sehr homogenen Illuvialhorizontes entstandene Ackerkrume aufweisen, auch tiefere Profile mit Humusbildung mit einem hohen Anteil an organo-mineralischen Überzügen (Tschernosem-Parabraunerde). Den schwachen, verbräunten Horizont unter dem Illuvialhorizont bezeichnen wir nicht. Auf dem Gebiet von Böhmen und Mähren finden wir keine Braunerden auf Löß. Die Übergänge von der Parabraunerde zu den Fahlerden haben einen stärkeren, aber im Vergleich mit den Fahlerden weniger aufgehellten Eluvialhorizont mit geradem Übergang. Die Parabraunerden gehen kontinuierlich in die Fahlerden mit einem deutlicher aufgehellten Eluvialhorizont über, der eine größere Menge an Fe-Mn-Konkretionen enthält und mit langen Zungen und Keilen in den Illuvialhorizont eingreift.

Bei längerer Wasserstauung kommt es dann an schwächer durchlässigen Stellen des Illuvialhorizontes zu einer deutlichen Pseudovergleyung mit Anzeichen von Marmorierung. Auf weniger durchlässigen Substraten feuchter Gebiete finden wir Profile mit einer weniger ausgeprägten Bildung des Illuvialhorizontes, dafür aber mit starken Anzeichen einer Pseudovergleyung. Die Grenze zwischen den Fahlerden und den Pseudogleyen muß noch genauer bestimmt werden. Vorläufig gelten als morphologische Kriterien das Überwiegen von grauen bis grünlichgrauen Stellen im Anreicherungs-horizont.

Texturdifferenzierung der Profile

Auf den graphischen Darstellungen Nr. 1 sehen wir den Verlauf der Fraktion $< 1 \mu$ im Profil, und zwar immer bei einer Reihe von Profilen einer bestimmten Bodeneinheit, ausgedrückt im Verhältnis des Tongehaltes ($< 1 \mu$) zum oberen Teil des Humushorizontes, eventuell zum Eluvialhorizont. Auf den graphischen Darstellungen Nr. 2 finden wir die Differenzierung des Profils in Prozenten des Gehalts an Tonfraktionen ($< 1 \mu$) im karbonatfreien Ausgangsmaterial. Die Ergebnisse wurden mit den Angaben über die Differenzierung des in 20 % HCl löslichen Fe_2O_3 und R_2O_3 verglichen. Auf homogenen Lößarten und Staublehmen kommt es nur zu einer etwas geringeren Differenzierung von R_2O_3 und Fe_2O_3 als bei den Teilchen $< 1 \mu$. Aus diesen Angaben geht hervor, daß es nach der Entkalkung des Profils zur Bildung von Ton und seiner Migration kommt. Die Texturunterschiede betragen beim Tschernosem 0—1,2, bei degradiertem Tschernosem 1,2—1,5, beim Parabraunerde-Tschernosem 1,5—2,0, bei den Parabraunerden und Tschernosem-Parabraunerden 1,4—1,6 (1,8), bei Fahlerde-Parabraunerden 1,8—2,2, bei Fahlerden auf Staublehmen 2,5—3,5, bei Fahlerden auf schwereren Substraten und ihren Übergängen zu den Pseudogleyböden sinken sie sehr stark. Aus den Arbeiten von Pelíšek (1961) und Sály (1962) ergibt sich, daß die Texturdifferenzierung der Waldbödenprofile bei Parabraunerden auf Löß und bei mäßigen und mittleren Podsolen nach Pelíšek 1,2—2,0 beträgt, was der Differenzierung bei Kulturparabraunerden entspricht. Bei ausgeprägten Podsolen (= Fahlerden) steigt dieser Wert über 2,0.

Man muß entscheiden, bis zu welchem Maße die Verteilung der Teilchen $< 1 \mu$ ein Ergebnis der Tonbildung und inwieweit der Tonmigration ist. Wir haben keine



Graph 1. Profilverteilung des Tons (< 1 μ) in % des Gehaltes in der Ackerkrume oder im Eluvialhorizont

1. Degradierter Tschernosem — 2. Parabraunerde-Tschernosem — 3. Parabraunerde — 4. Fahlerde-Parabraunerde — 5. Fahlerde — 6. Pseudogley-Fahlerde und Fahlerde-Pseudogley.

Tschernosem

Typischer				degradiert				Parabraunerde - Tschernosem					
Horizont	Mächtigkeit	Farbe	Struktur	Horizont	Mächtigkeit	Farbe	Struktur	Horizont	Mächtigkeit	Farbe	Struktur	Anmerkung	
Hp	40—70	10YR 3/2-4/2	krümelig-körnig	Hp	50—70	10YR 3/2-2/2	—	hp	25—30	10YR 4/3	—	} nicht ausgesprägt	starke, bis in den oberen
H				H(i)		10YR 3/1	grobkrümelig bis fein polyedrisch	h(e)	10—15	10YR 3/3-5/3			
h	(10—15)	10YR 3/1	krümelig-körnig					H(e/i)	20—30	10YR 3/3			
h/PCa	10—20	—		hi	10—20	10YR 5/3-5/3 (Überzüge 2/1)		(h)i ₁	40—80	10YR 4/4-4/5	polyedrisch		Teil des Illuvialhorizontes
PCa	tiefer als 50—80	10YR 7/4-7/5	—	(h)j/P	5—10	—	polyedrisch	i ₂		bis 7.5YR 4/6	polyedrisch-prismatisch		vordringende Staubpuder
				PCa	tiefer als 70—90	—	—	(i)P	tiefer als	—	—		
								PCa	120—200	—	—		

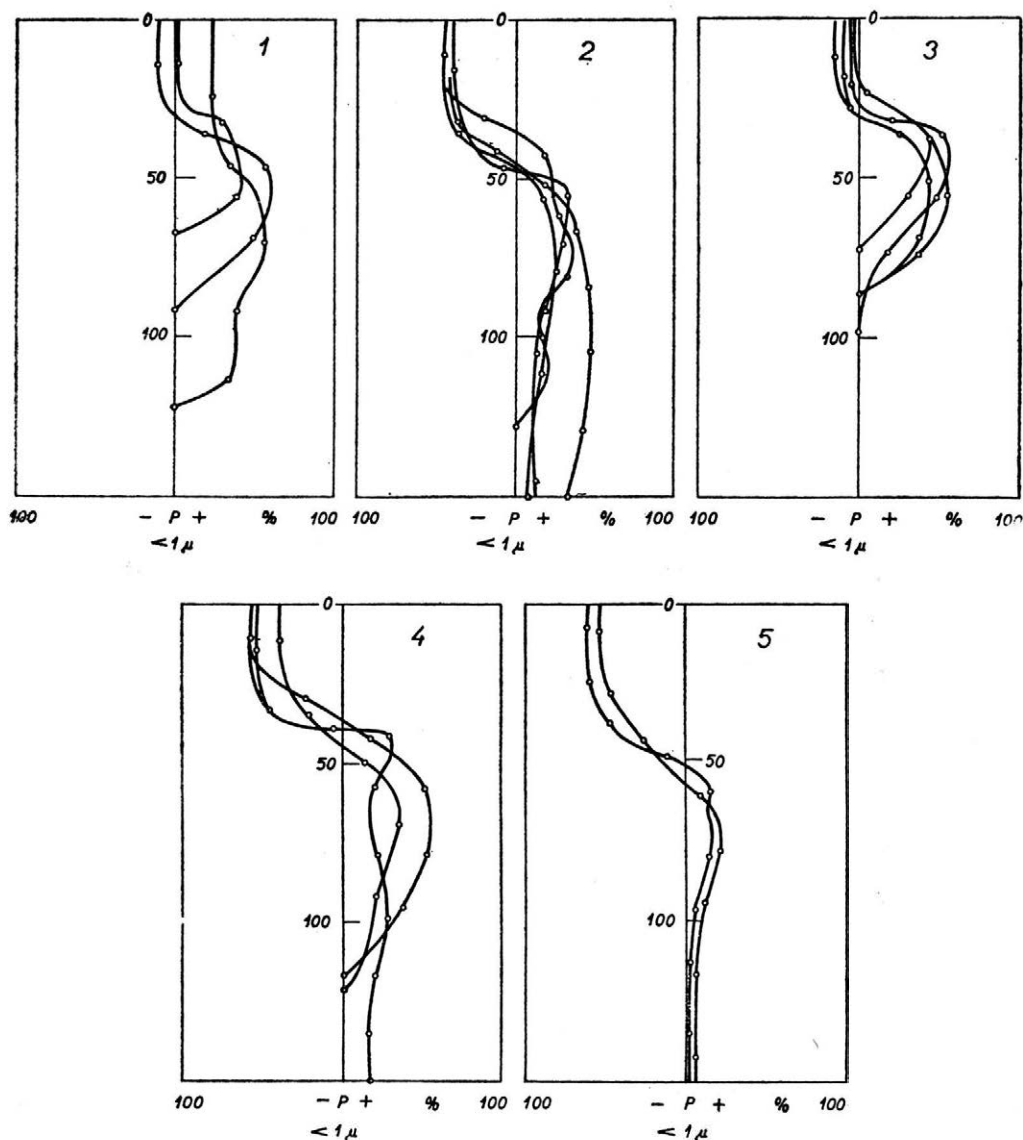
Parabraunerde

Tschernosem - Parabraunerde		typische				Fahlerde - Parabraunerde			
Horizont		Horizont	Mächtigkeit	Farbe	Struktur	Horizont	Mächtigkeit	Farbe	Struktur
h oder Hp	mit tieferer Humusdurchdringung	hp	20—25	10YR 4/3*)	—	hp	20—30	10YR 4/3—5/3	
h	als typische Parabraunerde, manchmal mit	hi	10—15 fehlt oft			e*)	5—15	10—7.5YR 5/3—5/4	fein polyedrisch-blättchenförmig
(h)i ₁	einem dunkleren Humushorizont, mit ausgeprägten Humusüberzügen	i ₁ o./i ₁	} 40—60	7.5YR 4/6—4/7	polyedrisch**)	(e) i	5—10		
i ₂	auf der Oberfläche der Strukturelemente	i ₂ o./i ₂				tiefere als	polyedrisch-	I ₁	} 60—100
PCa		PCa	80—120	—	prismatisch	I ₂		7.5YR 4/6—4/7	
			*) Waldprofil: e10YR 6/4—6/5			(i)P			
			**) mit Überzügen aus Minerallokaloiden			PCa	tiefere als 120 cm, meist auf tief entkalktem Löß und auf Lößlehm	—	—
			*) gerader Übergang, sehr wenig Konkretionen in e und (e)i						

Ia.

Fahlerde

typische				Pseudogley-Fahlerde				Fahlerde - Pseudogley			
Horizont	Mächtigkeit	Farbe	Struktur	Horizont	Mächtigkeit	Farbe	Struktur	Horizont	Mächtigkeit	Farbe	Struktur
hp	15–25	10YR 5/2	—	hp		10YR 5/3–6/4	—	h(g)p*)	15–20	10YR 5/3	—
E(g)*)	20–35	10YR 6/3–7/3	blättchenförmig	E(g)*)		10YR 6/3–7/3	blättchenförmig	eg)	5–20	10YR 6/3–5/6	fein polyedrisch-blättrig
E(g)/i(g)	20–30	—		eg/ig	wie bei der typischen	7.5YR 5/4 und 5B 3/1	würfelig-prismatisch	eg/ig	10–15	7.5YR 5/7+5B 3/1	weniger ausgeprägt
e(g)/I(g)				I ₁ g**)				I ₁ g**)	bis zu 100 cm		
I ₁	100	7.5YR 3/5–4/6	polyedrisch-würfelig	I ₂ g				I ₂ g	7.5YR 5/8+5B 3/1	würfelig-prismatisch	
I ₂				(i) P(g)				(i)Pg			
iP	—	—	prismatisch			7.5YR 4/6–4/7 und 5B 3/1	prismatisch				
*) enthält braune Konkretionen, Zungen und Keile, die oft sehr tief in den Illuvialhorizont eingreifen				*) sehr ausgeprägte Konkretionen, der Übergang meist durch kleinere Zungen				*) sehr ausgeprägte Konkretionen			
				**) Illuvialhorizont, deutlich marmoriert, die Intensität der Marmorierung sinkt wieder von einer gewissen Tiefe an				**) sehr ausgeprägte Marmorierung; falls der 5B 3/1-Gehalt 50 % erreicht, geht der Boden in Pseudogley über			



Graph 2. Profilverteilung des Tones ($< 1 \mu$) in % des Gehaltes im karbonatlosen Ausgangsmaterial

1. Degradierter Tschernosem — 2. Parabraunerde-Tschernosem — 3. Parabraunerde — 4. Fahlerde-Parabraunerde — 5. Fahlerde

Ergebnisse einer genauen Bilanzierung des Bodenprofils. Aus der graphischen Darstellung der Tonverteilung im Profil in bezug auf seinen Gehalt im Ausgangsmaterial kann man einige nur annähernde Schlußfolgerungen über die Art der Migration des Tones ziehen, denn wir respektieren nicht die Veränderungen des Volumengewichtes im Profil. Bei aus Löß entstandenen degradierten Tschernosemen und Parabraunerden (einschließlich Tschernosem-Parabraunerde) kommt es nach der Entkalkung zur Tonbildung und allmählich zur Migration des Tones im Rahmen dieser an Ton angereicherten Schicht. Diese Migration ist jedoch nicht so intensiv, daß es zu einer Abreicherung bis unter die durch den ursprünglichen Tongehalt gegebene Grenze kommt. Die Illuvialhorizonte sind auf eine kleine Mächtigkeit beschränkt,

denn der Löß stellt die Grenze für die Migration dar; sie sind daher oft morphologisch (und auch mikromorphologisch) gut entwickelt. Beim Parabraunerde-Tschernosem und bei der Fehlerde-Parabraunerde bewegt sich die Migration in die Tiefe, die Verarmung des oberen Profilteiles geht hier deutlicher bis unter die durch den ursprünglichen Tongehalt gegebene Grenze. Bei stark illimerisierten Böden finden wir eine beachtliche Verarmung des Profilobertheiles, und der Illuvialhorizont ist bis in eine wesentliche Tiefe erweitert.

Die Akkumulation von Humus und seine Qualität

Die Einzelheiten werden in einem Artikel von Pospíšil in dieser Nummer besprochen.

Der Gesamthumusgehalt sinkt allmählich vom Tschernosem bis zum Parabraunerde-Tschernosem, wobei die Tiefe des mit Humus durchsetzten Profils gleich bleibt. Der relative Gehalt an Huminsäuren und ihr Verhältnis zu den Fulvosäuren nimmt bei den einzelnen Gliedern dieser Reihe nach und nach ab, während in den tieferen Horizonten hohe Werte erhalten bleiben. Es gibt noch einige Parabraunerden, vor allem die Übergangsformen zum Tschernosem, die einen hohen Gehalt an Huminsäure der zweiten Fraktion bei einem insgesamt niedrigen Gehalt an organischen Stoffen beibehalten haben, und das auch im Illuvialhorizont. Bei den typischen Parabraunerden sinkt das relative Vorkommen der Huminsäuren, wobei in der Ackerkrume noch die Fulvosäuren überwiegen (Tafel II). Bei den Fehlerde-Parabraunerden und Fehlerden, vor allem in einem niedrigen Stadium der Kultivation, ist bereits die erste Fraktion der Polymere der Huminsäure und der Fulvosäure markant vertreten, und in der Zusammensetzung des Humus und auch in der Acker-

II. Zusammensetzung des Humus in einigen Parabraunerden

Horizont	Horizonts- tiefe cm	In % des gesamten Humus						Hk/Fk
		Cox %	Huminsäuren (Hk)				Fulvosäuren (Fk) Σ	
			1	2	3	Σ		
Tschernosem — Parabraunerde (Křížov)								
hp	0—20	1,18	1,1	11,4	4,4	27,2	14,8	1,8
h(e)	20—35	0,81	0,0	28,4	9,2	37,6	18,6	2,0
Tschernosem — Parabraunerde (Kozojídky)								
hp	0—25	1,38	6,0	13,6	6,2	25,8	19,7	1,3
h(i)	25—41	0,77	0,0	24,3	11,2	35,5	23,1	1,5
(h)i	41—60	0,40	0,0	12,8	6,2	19,0	30,2	0,6
Parabraunerde (Dambořice)								
hp	0—20	0,96	0,0	13,7	7,1	20,8	12,7	1,6
i ₁	20—46	0,45	0,0	15,8	6,7	22,5	13,7	1,6
Parabraunerde unter Wald (Dambořice)								
h	0— 5	4,25	6,2	5,7	2,6	14,5	16,3	0,9
e	5—20	0,94	3,2	4,8	2,0	10,0	23,6	0,4
(e)i	20—39	0,62	1,1	10,3	4,2	15,6	16,6	0,9

krume überwiegen bereits oft die Fulvosäuren. Diese Tendenz ist bei den Pseudogley-Fahlerden noch deutlicher.

Bei den typischen Parabraunerden und Fahlerden kommt es zu einer verhältnismäßig intensiven Zersetzung der organischen Stoffe, so daß diese Böden wenig Humus enthalten. Bei stärker pseudovergleyten Fahlerden, besonders in feuchteren Gebieten, ist die Zersetzung beschränkt und die Böden weisen einen höheren Gehalt an organischen Stoffen auf.

CaCO₃-Gehalt pH und Sättigungsgrad des Sorptionskomplexes

Die Ergebnisse zeigen eine mit der Tiefe zunehmende Entkalkung des Profils in dieser Reihenfolge: Karbonat-Tschernosem, Tschernosem, degradiertes Tschernosem und Parabraunerde-Tschernosem. Selbst in lange Zeit nicht kultivierten Böden sinkt das pH/KCl im Bodenprofil nur selten (in den Illuvialhorizonten) unter 6,0. Bei der Parabraunerde aus Löß beginnt eine neue Reihe von Böden mit wachsender Entkalkungstiefe in Richtung zu den Fahlerden. In dieser Reihe landwirtschaftlich bearbeiteter Böden treten Parabraunerdeprofile mit einem meist gesättigten Sorptionskomplex, mit neutralem pH in der Ackerkrume auf, im Illuvialhorizont sinkt der pH-Wert nicht unter 6,0. Bei den Fahlerde-Parabraunerden finden wir schon öfter Böden mit einem Absinken der Bodenreaktion in den durch die Kultivation nicht beeinflussten Horizonten unter pH 6,0, bei den Fahlerden liegt der pH-Wert in den nicht beeinflussten (Illuvial) Horizonten meistens unter 6,0. Die Bodenreaktion und der Sättigungsgrad des Sorptionskomplexes steigen im unteren Teil des Illuvialhorizontes und am Übergang zum Ausgangsmaterial. Eine ausgeprägte Azidität und eine geringere Sättigung des Sorptionskomplexes, verbunden mit dem Auftreten einer größeren Menge an aktivem Aluminium sehen wir bei den Pseudogley-Fahlerden und ihrem Übergang zum Pseudogley, und zwar sowohl im Eluvium als auch im gesamten Illuvialhorizont.

Bei Waldböden auf Pleistozänablagerungen sehen wir folgende Beziehungen (Pelíšek 1961, Šály 1962): bei den Parabraunerden finden wir ein schwach saures pH, bei mäßigen bis starken nicht vergleyten Podsolen (nach Pelíšek = Parabraunerden bis Fahlerden) finden wir im Humushorizont ein pH/KCl um 5,0 und im Eluvialhorizont und oft im oberen Teil des Illuvialhorizontes einen minimalen pH-Wert von oft unter 4,0; im unteren Teil des Illuvialhorizontes steigt der pH-Wert. Bei ausgeprägten und vor allem vergleyten Podsolen (= Fahlerden) liegt der pH-Wert niedriger (zwischen 3,0 und 4,0) und weist eine ähnliche Tendenz auf.

Die größte Beeinflussung der Bodenreaktion und des Sättigungsgrades des Sorptionskomplexes finden wir also bei typischen Ackerparabraunerden, wo sie sich auf das ganze Profil erstreckt. Bei den Fahlerden konzentriert sich die deutlichere Beeinflussung meist auf die Ackerkrume und auf den Eluvialhorizont, obwohl auch da das ganze Profil beeinflusst wird.

Gehalt an freien Fe-Oxyden im Profil

Aus der kleinen Anzahl von Bestimmungen der freien Fe-Oxyde kann man schließen, daß ihr relativer Gehalt vom Karbonat-Tschernosem zum degradierten Tschernosem und Parabraunerde-Tschernosem, zur Parabraunerde und Fahlerden steigt. Ihre Maxima und Minima entsprechen meist der Verteilung des Tones im Profil. Bei einer Umrechnung auf den Tongehalt scheint es, daß bei den nicht pseudovergleyten Böden ein relatives Maximum an der Oberfläche des Bodens auftritt, bei den pseudovergleyten Böden liegt das Maximum zwischen dem Eluvial- und dem Illuvialhorizont.

Die Ergebnisse der Analysen ausgewählter Profile der untersuchten Bodenreihe sind auf Tab. III ersichtlich.

Diskussion der Ergebnisse

Die Untersuchungen der allmählichen Veränderungen der Morphologie und der Stratigraphie des Profils und der analytischen Werte bei den einzelnen Gliedern der Reihe hilft uns, ausgeprägtere Veränderungen unter den Gliedern dieser Reihe zu enthüllen, bei einer gleichzeitigen Vergenauerung der Auffassung der einzelnen

Tafel III.

Ausgangsmaterial – Ort	Horizont	Horizonts- tiefe cm	Korngrößenanalyse		Humus %	CaCO ₃ %	pH/KCl	Aktiv. Al mg/100g	Austausch- kapazität mval	Sättigung %
			<1 μ	<10 μ						
Tschernosem										
Aus Löß	Hp	0– 25	21,8	39,0	2,93	0,0	7,0	0,0	20,4	98
Chotnice (Kolín)	H	25– 50	22,5	41,8	2,20	0,0	6,9	0,0	21,7	98
	(h)PCa	50– 66	17,5	37,6	0,77	13,0	7,2	0,0	13,1	100
	PCa	< 66	16,6	32,8	0,45	22,0	7,3	0,0	9,9	100
Degradierter Tschernosem										
Aus Löß	Hp	0– 30	19,0	30,9	2,14	0,0	6,9	0,0	17,9	95
Věrovany (Olomouc)	H	30– 51	19,0	36,5	1,36	0,0	6,7	0,0	19,9	94
	h(i)	51– 67	22,3	36,6	1,10	0,0	6,6	0,0	19,3	92
	(h)i	67– 81	23,5	38,5	0,80	0,0	6,7	0,0	22,6	96
	(i)P	81– 97	21,3	36,5	0,60	0,0	6,7	0,0	19,9	92
	P	97–120	21,2	35,5	0,69	0,0	6,8	0,0	19,3	87
	PCa	<120	13,7	31,1	0,34	10,0	7,3	0,0	12,6	100
Parabraunerde – Tschernosem										
Aus Löß	hp	0– 30	11,0	41,6	1,57	0,0	6,9	0,0	13,0	79
Uničov (Olomouc)	H(i)	30– 55	15,8	44,0	1,03	0,0	6,5	0,0	15,2	77
	hi ₁	55– 80	22,4	43,6	0,63	0,0	6,0	0,0	17,6	73
	(h)i ₂	80–110	21,2	45,6	0,48	0,0	5,9	0,0	19,6	66
	(i)P	110–160	20,2	44,4	0,32	0,0	5,0	0,0	16,3	66
	PCa	160–180	17,0	37,0	0,29	6,5	7,0	0,0	13,9	100
Tschernosem – Parabraunerde										
Aus Löß	Hp	0– 27	13,5	32,0	2,50	0,0	6,5	0,0	17,2	87
Vinary (Hradec Králové)	h(i)	27– 41	19,0	36,6	2,00	0,0	6,1	0,0	18,0	89

Tafel II. (Fortsetzung 1)

Ausgangsmaterial - Ort	Horizont	Horizonts- tiefe cm	Korngrößenanalyse		Humus %	CaCO ₃ %	pH/KCl	Aktiv. Al mg/100 g	Austausch- kapazität mval	Sättigung %
			<1 μ	<10 μ						
	hi	41 - 57	25,6	46,9	0,30	0,0	6,7	0,0	20,0	90
	(h)i/P	57 - 68	25,9	44,7	0,20	0,0	6,9	0,0	19,3	100
	PCa	> 68	16,7	39,7	—	8,0	7,1	0,0	12,3	100
Parabraunerde										
Aus Löß	hp	0 - 28	16,7	34,2	1,60	0,0	6,0	0,0	16,4	83
Dlouhé Dvory	hi	28 - 40	29,2	44,9	1,20	0,0	5,9	0,0	17,1	85
(Hradec Králové)	i ₁	40 - 58	28,4	51,0	0,70	0,0	6,1	0,0	20,9	88
	i ₂	58 - 86	28,1	43,8	0,30	0,0	6,6	0,0	20,8	88
	PCa	> 86	20,1	37,1	0,10	6,3	7,1	0,0	—	100
Fahlerde - Parabraunerde										
Aus Lößlehm	hp	0 - 23	6,7	27,4	1,80	0,0	7,1	0,0	10,6	99
Dolany (Olomouc)	e(i)	30 - 45	11,0	30,5	0,86	0,0	6,9	0,0	9,9	100
	I ₁	45 - 76	17,4	35,7	0,51	0,0	6,8	0,0	15,9	100
	I ₂	76 - 96	22,1	37,5	0,48	0,0	6,6	0,0	18,6	94
	(i/P/g)	96 - 118	22,4	39,5	0,31	0,0	6,1	0,0	19,9	84
	P(g)	> 118	16,2	40,4	0,26	0,0	5,5	0,0	21,9	81
Fahlerde										
Aus Lößlehm	hp	0 - 15	7,0	23,8	1,79	0,0	6,5	0,0	10,6	75
Turnov (Semily)	E(g)	15 - 38	6,4	29,8	0,50	0,0	6,4	0,0	6,4	75
	E(g) I(g)	38 - 58	12,9	39,8	0,18	0,0	6,5	0,0	6,1	74
	I ₁ (g)	58 - 77	19,2	41,8	0,09	0,0	6,3	0,0	14,3	74
	I ₂	77 - 110	20,3	42,9	0,09	0,0	5,0	1,2	15,0	74
	i/P	> 110	20,2	42,0	0,05	0,0	4,9	1,0	13,0	70

Tafel II. (Fortsetzung 2)

Ausgangsmaterial – Ort	Horizont	Horizonts- tiefe cm	Korngrößenanalyse		Humus %	CaCO ₃ %	pH/KCl	Aktiv. Al mg/100 g	Austausch- kapazität mval	Sättigung %
			<1μ	<10μ						
Pseudogley – Fahlerde										
Aus Lößlehm	hp	0– 22	7,5	26,2	2,80	0,0	5,4	0,8	11,1	48
Bor (Tachov)	(h/E/g)	22– 38	10,2	27,9	1,50	0,0	5,4	0,6	8,8	50
	eg/ig	38– 52	30,2	48,3	0,79	0,0	4,6	9,3	15,6	54
	I ₁ g	52– 80	29,4	48,4	0,63	0,0	4,3	20,8	18,9	54
	I ₂ g	80– 106	26,2	47,1	0,34	0,0	4,1	23,6	19,5	54
	(i/P/g)	106– 150	20,9	42,7	0,51	0,0	4,1	20,2	8,4	53
Fahlerde – Pseudogley										
Aus Lößlehm	hp	0– 24	17,3	49,6	2,18	0,0	5,9	0,3	18,1	63
Nebory–Oldřichovice (Frýdek–Místek)	(h)eg	24– 35	22,6	48,5	1,94	0,0	4,9	2,9	15,4	43
	eg	35– 45	19,2	48,8	0,57	0,0	4,5	14,1	12,8	33
	eg/i ₁ g	45– 60	20,8	57,5	0,31	0,0	4,0	27,9	14,6	26
	i ₂ g	60– 100	24,7	60,2	0,24	0,0	4,2	21,5	17,8	42
	Pg	> 100	24,8	55,4	0,24	0,0	4,8	3,4	16,5	66

Bodentypen und Subtypen unter den Bedingungen der Kulturböden und bei der Bewertung der gegenseitigen Evolutionsbeziehungen.

Unterschiede in der Zusammensetzung und der Menge des Humus weisen auch bei Kulturböden auf Veränderungen der bioklimatischen Bedingungen und des hydrothermischen Regimes der Böden hin. Auch bei einer größeren Beeinflussung, vor allem in den Ackerkrumen der Parabraunerden und Fahlerden, spiegelt die untersuchte Bodenreihe die Gesetzmäßigkeiten in der Anhäufung und in den Veränderungen der organischen Stoffe wider, wie dies Konovova (1963), Cernescu (1960) und Ehwald, Kundler und Lieberoth (1961) anführen. Deutlich unterscheiden sich die Tschernosemen und ferner die Übergangsböden an der Kontaktstelle der Tschernosemen und der Parabraunerden. Von den typischen Parabraunerden und Fahlerden unterscheiden sich die Übergänge zu den vergleyten Böden.

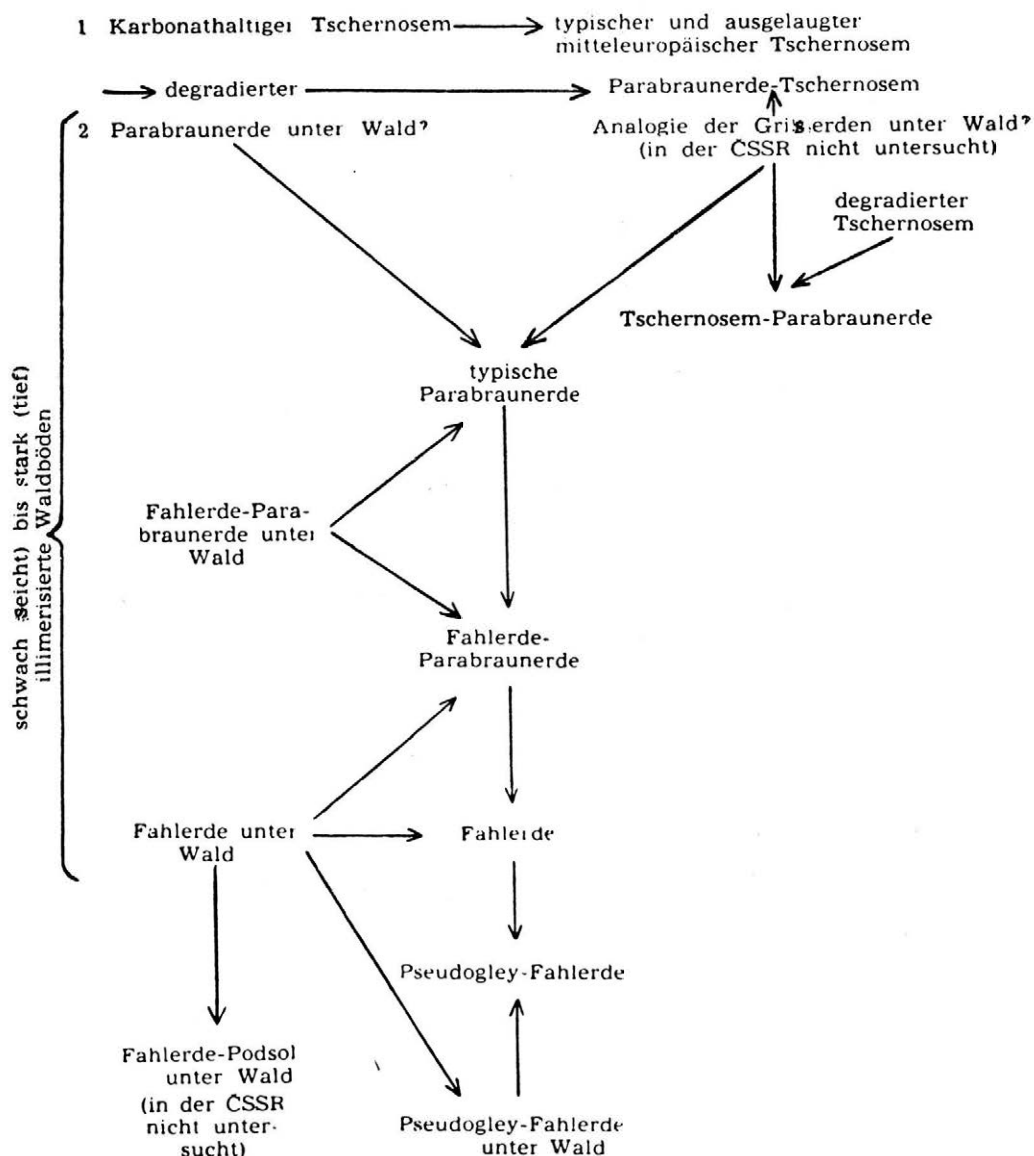
Nach dem Grad der Entkalkung und Auslaugung der auf Löß liegenden Böden sind zwei Bodenreihen zu unterscheiden: die Reihe der Tschernosemen und die Reihe der Parabraunerden bis Fahlerden. Die Beeinflussung des pH-Wertes und des Sättigungsgrades des Sorptionskomplexes ist bei diesen Böden ebenso wie in der DDR und in Belgien (Lieberoth, 1962). Stark ist der Auslaugungsgrad bei den Pseudogley-Fahlerden.

Bei der Interpretation der Ergebnisse der Differenzierung der Tonfraktion wird man untersuchen müssen, wie weit diese Gesetzmäßigkeiten die Bildung und Migration des Tones widerspiegeln, die eine Folge der Bodengenesis sind, und in welchem Maße sie schon vor der Entwicklung der heutigen Böden verlaufen konnten. Es ist interessant, daß die Parabraunerde-Tschernosemen, die am Ende der Tschernosemereihe stehen, eine größere Differenzierung des Profils aufweisen als die Parabraunerden, die eher an degradierte Tschernoseme anschließen. Scheffer und Ulrich (1960) und Ponomareva (1962) begründen bei Waldsteppenböden die Abhängigkeit der Tonmigration von der Zusammensetzung des Humus. Die zusammenhängende Reihe der Differenzierung des Profils geht dann von den Parabraunerden zu den Fahlerden und endet bei einigen Übergängen der Fahlerden zu den Pseudogleyen mit einem deutlichen Absinken der inneren Dränung.

Die Bewertung der Verbraunung und der Tonbildung im Bodenprofil der untersuchten Reihe wurde vorläufig in der genetischen Beurteilung nicht verwendet. Die Übergangshorizonte des ausgelaugten Tschernosem oder der Parabraunerde, die Verbraunungshorizonte ohne größere Beeinflussung der Humusansammlung oder Tonmigration sind, haben im wesentlichen Teil unserer Republik nur eine äußerst geringe Mächtigkeit. Nach den Angaben von Bedrna (in dieser Nummer) und Meyer, Kalk und Fölster (1962) sind diese im panonischen Gebiet ausgeprägt. Dabei gibt es wenige genaue quantitative Angaben über diese Vorgänge. So führen z. B. Fölster, Meyer und Kalk (1963) an, daß bei den von ihnen untersuchten Parabraunerden auf Löß in den Horizonten A und B etwa 30 % des Glimmers zu Ton wurde, davon im Eluvialhorizont 45 % und im Illuvialhorizont 20 %. Bei Staublehmen, die ursprünglich keine Karbonate aufweisen und die bis in größere Tiefen stärker verwittert sind, ist diese Wertung überhaupt problematisch.

Die Veränderungen der Tonminerale in der untersuchten Reihe charakterisiert Sirový (1964) gleichzeitig mit den durch die Unterschiede des Substrates, aus dem sich die Glieder entwickeln, bedingten Veränderungen. Aus diesen Angaben ergibt sich, daß die Tschernosemen (vor allem degradierte und Parabraunerde-Tschernosemen) und Parabraunerden einander nahe stehen. Im ganzen Profil überwiegt hier Illit und mit einem erhöhten Illitgehalt gemischte Strukturen mit Montmorillonit. Der Kaolinitgehalt ist sehr gering. Bei den Fahlerden weisen die Tonminerale, besonders in den Eluvial- und in den stärker vergleyten Horizonten eine geringere Hydrophilität auf und der Kaolinitgehalt steigt. Auf ausgeprägtere Veränderungen in der Zusammensetzung der Tonfraktion bei Fahlerden, besonders durch die Blockierung der Räume zwischen den Gittern der Hemiexpanditen durch Aluminium, machen Scheffer, Fölster, Meyer (1961) aufmerksam.

Der Vergleyungsprozeß zeigt sich nach den analytischen Angaben vorläufig durch eine Korrelation der morphologischen Merkmale mit einer deutlichen Versauerung auch der Illuvial- und tieferen Horizonte und einem Ansteigen des Gehaltes an aktivem Aluminium nach Sokolov in diesen Horizonten. Bei stark vergleyten Horizonten steigt sein Gehalt über 5–10 mg Al/100 g. Es scheint, daß dieser Prozeß auch im Gehalt der freien Fe-Oxyde zum Ausdruck kommt, wie dies



Auf schwereren Substraten (Staublehm und tiefen Deluvialablagerungen) der feuchteren Gebiete



Schlichting und Blume (1962) zeigen. Nach diesen Autoren indiziert die Verteilung des röntgenamorphen Eisens im Profil die Prozesse der Vergleyung, der Podsolierung und des Verbrauens. Es werden, wie Blümel (1962) zeigt, noch weitere mikromorphologische Studien notwendig sein.

Bei der untersuchten Bodenreihe aus tiefen Pleistozänablagerungen ist es wichtig, das hydrothermische Regime kennen zu lernen. Vorläufig befaßte man sich nur mit dem Wasserregime der Böden. Bedeutend sind in dieser Richtung die Arbeiten von Cernescu (1960), der in seinem Klassifikationsschema der Böden der Rumänischen Volksrepublik eine Einteilung von Typen und Subtypen des Wasserregimes nach Rode unter gleichzeitiger Respektierung der natürlichen Dränung im Boden benutzte. Von den zonalen Bodentypen mit guter natürlicher Dränung ist für die Tschernosemen ein nicht transperkolatives Wasserregime charakteristisch. Die ausgelaugten Tschernosemen und die rotbraunen und grauen Waldböden, von denen die letzteren eine analoge geographische Stellung haben wie die Parabraunerden und die an Übergangsböden erinnernden grauen Waldböden der ČSSR, haben ein alterno-transperkolatives Wasserregime. Das transperkolative Regime ist charakteristisch für braune Waldböden, die unseren Fahlerden entsprechen. Die bisherigen, von Glet (1964) veröffentlichten Ergebnisse der Untersuchung des Wasserregimes in mittelschweren Böden auf Löß und Lößlehm zeigen, obwohl sie vorläufig verhältnismäßig kurzfristig sind, daß die Tschernosemen in der ČSSR ein nicht transperkolatives, die Parabraunerden ein alterno-transperkolatives und die Fahlerden ein transperkolatives Wasserregime aufweisen. Außer den übrigen Merkmalen bestätigen sie, daß die Parabraunerden als selbständiger Bodentyp abzugrenzen sind, wie es in der Systematik von Mückenhausen durchgeführt ist.

Vergleiche von Materialien aus einem größeren Gebiet, die noch präzisiert werden müssen, zeigen,

- daß auch unter den Bedingungen der Kulturböden genetische Reihen auftreten, die den analogen Reihen bei Waldböden entsprechen,
- daß eine intensivere Kultivation der ehemaligen Waldböden und die schwächere Erosion bei diesen Ackerböden oft zu einem Verschieben der Glieder der genetischen Reihe in Richtung zu dem agronomisch günstigeren Subtyp oder Typ führt,
- daß die ganze untersuchte Bodenreihe, welche die Zonalität in den Bedingungen der ČSSR widerspiegelt, keine einheitliche genetische Evolutionsreihe der Böden darstellt,
- daß in der topographischen Reihenfolge der Bodeneinheiten in einem bestimmten Gebiet nicht alle Glieder der Reihe vertreten sein müssen (z. B. treten Parabraunerde-Tschernosemen nur in gewissen Gebieten auf; dabei kommen sie sowohl am Kontakt mit der Parabraunerde mit einer geringeren Migration, als auch am Kontakt mit den Fahlerde-Parabraunerde vor).

Auf Grund der bisherigen Erkenntnisse über Böden auf homogenen Pleistozänablagerungen kann man die auf der vorhergehenden Seite gezeigte Evolutions- und Evolutions-Kultur-Reihe der Bodengenesis begrenzen.

Sie stimmen im wesentlichen mit den in anderen Ländern begrenzten Bodenreihen (Ehwald, Kundler, Lieberoth, 1961; Mückenhausen, 1963; Meyer, Kalk, Fölster, 1963 u. a.) in ähnlichen bioklimatischen Bedingungen überein.

Geographie der Böden auf Lößablagerungen

Die beschränkten Flächen der Lößablagerungen und ihr inselartiges Auftreten führen auch zu einer eigenartigen Gesetzmäßigkeit in der Bodengeographie der ČSSR. Auf der Karte 1 zeigen wir die Verbreitung der einzelnen auf diesen Ausgangsmaterialien entwickelten Bodentypen. Die Böden auf Lößablagerungen spiegeln einerseits die vertikale Zonalität der Böden wieder, die mit einer Veränderung der bioklimatischen Bedingungen bei zunehmender Höhe über dem Meeresspiegel verbunden ist. Außerdem hängt die Zonalität mit Veränderungen der bioklimatischen Bedingungen infolge orographischer Faktoren zusammen, d. h. mit der Nähe von Bergen. Dadurch kann einerseits die Humidität steigen, andererseits können Regen-

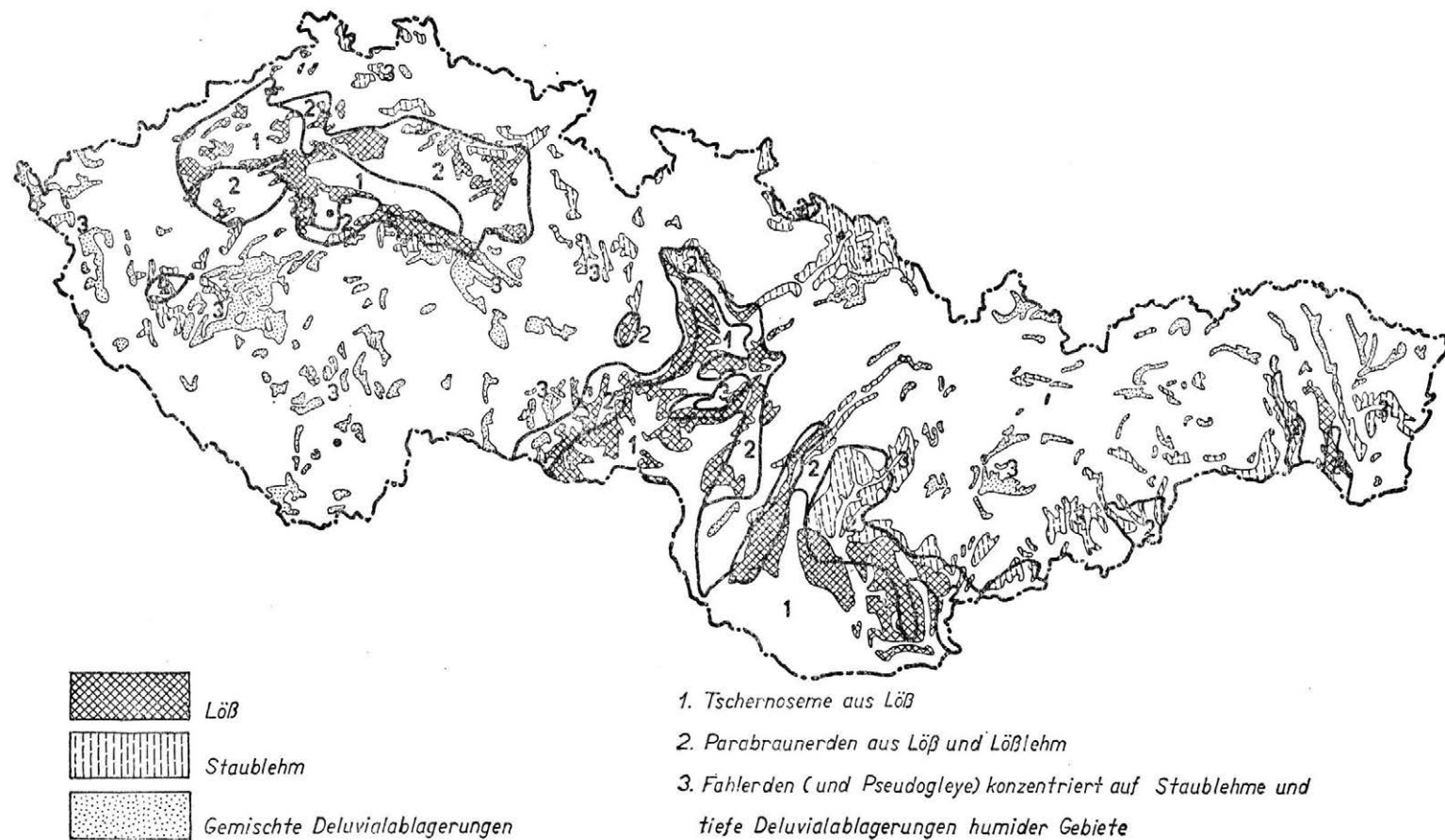


Abb. 1. Karte der tiefen pleistozänen Ablagerungen (nach Ložek) und der aus ihnen gebildeten Böden

IV.

Bodentyp	Subtyp		Hauptgruppen der pleistozänen Substrate
Tschernosem	typischer T. Parabraunerde- -Tschernosem	karbonhaltig — — degradiert	— typischer Löß — leichter Löß — toniger Löß — Löß (3 Kateg.) über Terrassen — Löß über anderen Substraten
	Wiesen- -Tschernosem	karbonhaltig tief solontschakiert tief solonetzisiert	
Parabraunerde	Tschernosem- -Parabraunerde	schwach pseudovergleyt	ditto
	typische Parabraunerde	schwach vergleyt	
	Fahlerde- -Parabraunerde	schwach vergleyt	
	Pseudogley- -Parabraunerde	schwach vergleyt	
Fahlerde	typische Fahlerde	schwach vergleyt	(Löß) Staublehm
	Pseudogley- -Fahlerde		tiefe Hangbildungen mit aeolischer Beimischung
	Podsol- -Fahlerde		seichte Staublehmdecken
Pseudogley	erfordern Vergenauerung		schwere Hangbildungen mit aeolischen Beimischun- gen zweischichtige Substrate

schatten entstehen. In diesem Falle wirkt sie auch ohne Änderung der Höhe über dem Meeresspiegel. *)

*) Die klimatischen Bedingungen im Verbreitungsgebiet einzelner Bodentypen:

	Jahres- temperatur	Niederschlags- menge	Juli- temperatur	Januar- temperatur
	Durchschnitt	Durchschnitt	Durchschnitt	Durchschnitt
Tschernosem	8,5 — 10,0° C	450 — 600 mm	18 — 20° C	—2° C
Parabraunerden	8,0 — 8,5° C	600 — 650 mm	17 — 18° C	
Fahlerden	7,0 — 8,0° C	650 — 800 mm	cca 17° C	—2 bis —3° C

Die Wirkungen der Zonalität werden auf dem Gebiet der ČSSR durch das inselförmige Auftreten der Lößablagerungen kompliziert. Nicht überall treten größere Inseln dieser Ablagerungen auf, wo die ganze Bodenreihe von den Tschernosemen bis zu den Fahlerden wirksam werden könnte. Die starken Veränderungen der bioklimatischen Bedingungen führen dazu, daß vor allem einige der Übergangstaxone zwischen den Bodentypen keine größeren zusammenhängenden Zonen bilden. Das geringe Vorkommen dieser Übergangsformen zwischen den Typen beeinflußt auch ihre systematische Eingliederung. Dies gilt z. B. für einige Übergänge vom Tschernosem zur Parabraunerde, die an graue Waldböden erinnern, aber infolge ihres Auftretens werden sie entsprechend dem Grad der Übergangsmerkmale einem der angeführten Typen zugeordnet.

Die Löß- und andere homogene Ablagerungen bilden keine größeren zusammenhängenden Einheiten und knüpfen in gleichen bioklimatische Bedingungen an andere Substrate an, auf denen sich selbständige genetische Bodenreihen entwickeln, vor allem von Braunerden und Rendzinen.

Genetisch-agronomische Klassifikation der Böden

In Tafel IV sind die genetischen Einheiten angeführt, die bei der agro-pedologischen Kartierung benützt werden.

Die einzelnen Bodentypen sind nach den charakteristischen pedogenetischen Vorgängen abgegrenzt, die die Gesamtheit der Teilprozesse widerspiegeln. Unter ihnen sind für die Tschernosembildung der Vorgang der Humusakkumulation, für die Illimerisation die Tonmigration und für die Pseudovergleyung eine lokalisierte Reduktion und Migration des Eisens bestimmend. Gleichzeitig wird auch das Wasserregime der Böden respektiert. Die intensive Kultivierung der Parabraunerden unterstreicht nur, daß es notwendig ist, sie als selbständigen Bodentyp in den angegebenen Grenzen auszugliedern. Die Subtypen stellen Übergänge zwischen den Bodentypen dar. Jede dieser genetischen Einheiten zeichnet sich durch einen Komplex von Bodenhorizonten und ihren quantitativen Ausdruck aus. Dies spiegelt sich in der Signatur der Bodenhorizonte wider.

Außer diesen genetischen Einheiten werden auf der Karte noch folgende Angaben eingetragen: Erosion, Akkumulation, Überdeckungen des Bodens, Ausgangsmaterial und Bodentiefe, Körnung und ihre Veränderung mit der Tiefe.

Die so determinierten Bodenrepräsentanten werden zu agronomischen Bodengruppen und -untergruppen zusammengestellt. In den Gruppen findet ihre genetische Verwandtschaft ihren Ausdruck, die die Haupttrichtung der Maßnahmen zur Fruchtbarmachung des Bodens bestimmt. In den Untergruppen werden agronomisch wichtige Eigenschaften der Böden, die sowohl durch die Eigenschaften des Ausgangsmaterials (Körnung, Schotteranteil, Bodentiefe), als auch durch die infolge der Kultivation entstandenen Veränderungen (pH, Humus, Veränderungen des Wasserregimes u. ä.) bedingt sind, und ferner das Relief berücksichtigt.

Zusammenfassung

Es wurde eine Reihe von Böden untersucht, die sich auf mittelschweren, tiefen Pleistozänablagerungen — auf Lössen, Staublehm und tiefen Hangbildungen mit aeolischer Beimischung gebildet haben. Sie spiegeln die Veränderungen im ganzen Komplex der für die Bodenbildung maßgebenden Faktoren und Bedingungen und den ausgeprägten Einfluß der Kultivation wider, denn vor allem die Löß- und Staublehmgebiete gehören zu den von der Landwirtschaft am längsten genutzten. Es wurden die agronomisch und diagnostisch bedeutenden Eigenschaften der Kulturböden dieser Reihe der Waldböden gegenübergestellt.

Wir beurteilten die Stratigraphie des Profils und die morphologischen Merkmale der einzelnen Horizonte, die Differenzierung des Profils in bezug auf den Gehalt an Ton ($< 1 \mu$) und Fe_2O_3 und R_2O_3 (in 20% HCl löslich), die Menge und Zusammensetzung des Humus, die Tiefe der Entkalkung, das pH und den Sättigungsgrad des Sorptionskomplexes, sowie den Gehalt an aktivem Eisen. Weiters wurden die in diesem Heft veröffentlichten Angaben (Glet, Pospíšil, Sirový) über die Humusqualität, Tonminerale und Wasserregime vom genetischen Standpunkt aus gewertet.

Die untersuchten Merkmale und Eigenschaften charakterisieren die Wirkung der einzelnen pedogenetischen Prozesse und ihre Beeinflussung durch die Kultivation bei den einzelnen Gliedern der Reihe. Sie ermöglichen uns eine genauere Abgrenzung der einzelnen Bodentypen und Subtypen bei Kulturböden.

Auf Grund der bisherigen Erkenntnisse über die untersuchten Böden und des Vergleiches mit den Angaben aus anderen Ländern kann man drei Evolutions- und genetische Evolutions-Kultur-Reihen der Böden auf Pleistozänsubstraten zusammenstellen.

Das inselartige Auftreten der Pleistozänablagerungen auf dem Gebiet der ČSSR bedingt eine komplizierte Gesetzmäßigkeit der Bodengeographie. Die auf diesen Substraten entwickelten Böden weisen eine bedeutende Zonalität auf, die sowohl mit den verschiedenen Höhen über dem Meerspiegel, als auch mit den durch die Nähe der Berge verursachten Veränderungen in den bioklimatischen Bedingungen (Erhöhung der Humidität, Regenschatten) zusammenhängen. Der große Gradient der Veränderungen der bioklimatischen Bedingungen führt dazu, daß einige Übergangssubtypen auf kleinen Flächen auftreten und an manchen Stellen sogar fehlen (z. B. der Übergang zwischen Tschernosemen und Parabraunerden).

Die Abgrenzungen der einzelnen Bodentypen, die sich auf homogenen Pleistozänablagerungen gebildet haben, spiegelt die Auswirkung dieser charakteristischen pedogenetischen Vorgänge — Tschernosemehildung (als bestimmender Teilprozeß die Humusanhäufung), Illimerisation (mit der Tonmigration als bestimmender Teilprozeß) und Vergleyung (als bestimmender Teilprozeß ist die lokalisierte Migration des Fe zu sehen, unter der Voraussetzung, daß der Boden ab und zu allzu feucht wird). Unter Berücksichtigung des Wasserregimes und des großen Einflusses der Kultivation im Rahmen der Böden, bei denen sich die Illimerisation bemerkbar macht, werden zwei Bodentypen herausgestellt: *Parabraunerde* und *Fahlerde*.

Literatur

1. Barshad J.: Soil development. Chemistry of the soil, New York 1955. —
2. Bedrna Z.: Vertikálna zónalnosť pod na pahorkatinách podunajskej nížiny. Rostlinná výroba ÚVTI, 10, 5-6, 1964. —
3. Cernescu N.: Kriterien der Bodenklassifikation in Rumänien. Rostlinná výroba Sb. ČSAZV 6, 6-7, 821-836, 1960. —
4. Ehwald E., Kundler P., Lieberoth J.: Einige Gesichtspunkte zur Gliederung der Lößböden Mitteleuropas. Zeszyty problemowe postępow nauk rolniczych z. 38, 51-60, 1961. —
5. Glet O.: Charakteristika fyzikálně-hydrologických vlastností půd ČSSR. Rostlinná výroba ÚVTI, 10, 5-6, 1964. —
6. Kundler P.: Zur Methodik der Bilanzierung der Ergebnisse von Bodenbildungsprozessen (Profilbilanzierung), dargestellt am Beispiel eines Texturprofils auf Geschiebemergel in Norddeutschland. Zeitschr. f. Pflern., Düng. u. Bodenk. 86, 215-222, 1959. —
7. Kundler P.: Lessivés (Parabraunerden, Fahlerden) aus Geschiebemergel der Würm - Eiszeit im norddeutschen Tiefland Ztschr. f. Pflern. Düng. u. Bodenk. 95, 97-110, 1961. —
8. Kononova M. M.: Organičeskoje veščestvo počvy, jeho priroda, svojstva a metody izučeniya, Moskva 1963. —
9. Lieberoth I.: Über den Einfluß der Ackerkultur auf die Bodenentwicklung im sächsischen Lößgebiet. Albrecht-Thaer-Archiv, 6, 3-30, 1962. —
10. Ložek V.: Generální mapa ložisek pfirozených hnojiv a minerální síly hornin. ÚÚG Praha 1960-1963. —
11. Makejev O. V.: Genetičeskiye rjady počv. Počvovedeniye 12, 79-82, 1957. —
12. Meyer B., Kalk E., Fölster H.: Parabraunerden aus primär karbonathaltigem Würm-Löß in Niedersachsen. Ztschr. f. Pflern. Düng. u. Bodenk. 99, 37-54, 1962, 100, 1-2, 1963. —
13. Musierowicz A.: Zagadnienie typologii gleb wytworzonych z lessów Zeszyty problemowe postępow nauk rolniczych z. 38, 9-28. —
14. Mückenhausen E.: Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. Frankfurt a. M. 1962. —
15. Němeček J.: Genetická a agronomická charakteristika půd ČSSR. Rostlinná výroba ÚVTI, 9, 225-240, 1963. —
16. Němeček J. a kol.: Půdoznalecký průzkum ČSSR. Souborná metodika A, 2. vydání, Praha 1962. —
17. Pelíšek J.: Lesnické půdoznalství, Praha 1957. —
18. Pelíšek J.: Atlas hlavních půdních typů ČSSR, Praha 1961. —
19. Ponomareva V. V.: O roli gumusovych veščestv v processach počvoobrazovaniya, Problemy počvovedeniya, str. 59-76, 1962. —
20. Pospíšil F.: Frakcionace humusových látek některých půdních typů ČSSR. Rostlinná výroba ÚVTI, 10, 5-6, 1964. —
21. Scheffer K., Ulrich B.: Humus und Humusdüngung Bd I. Stuttgart 1960. —
22. Scheffer F., Meyer B., Fölster H.: Dreischicht-Tonminerale mit Aluminium zwischen Schichtbelagung in mitteldeutschen sauren Braunen Waldböden. Ztschr. f. Pflern. Düng. u. Bodenk. 92, 201-207,

1961. — 23. Schlichting E., Blume H. P.: Art und Ausmaß der Veränderungen des Tonmineralbestandes typischer Böden aus jungpleistozänem Geschiebemergel u. ihrer Horizonte. Ztschr. f. Pflern. Düng. u. Bodenk. 95, 227-239, 1961. — 24. Schlichting E., Blume H. P.: Art und Ausmaß der Veränderungen des Bestandes mobiler Oxyde in Böden aus jungpleistozänem Geschiebemergel. Ztschr. f. Pflern. Düng. und Bodenk. 96, 144-156, 1962. — 25. Sirový V.: Charakteristika jílové frakce v některých půdách na spraších a sprašových hlínách. Rostlinná výroba ÚVTI, 10, 5-6, 1964. — 26. Stefanovits P.: Die aus Löss entstandene Böden in Ungarn. Zeszyty problemowe postępów nauk rolniczych z. 38, 71-78, 1961. — 27. Stejskal: Zemědělská geologie. SZN, Praha 19. — 28. Šálý R.: Hlavné typy lesných pôd na Slovensku. Bratislava 1962. — 29. Winters E.: Interpretative soil classifications, genetic groupings. Soil Science 67, 2, 131-139, 1949.

Půdy na hlubokých pleistocenních pokryvech v ČSSR

Byla studována řada půd vyvinutých na středně těžkých hlubokých pleistocenních pokryvech, na spraších a sprašových hlínách a svahovinách. Odráží výrazné změny v celém souboru podmínek a faktorů půdotvorného procesu a výrazný vliv kultivace, neboť zejména oblasti spraší a sprašových hlín patří mezi nejdéle zemědělsky používané. Bylo provedeno srovnání agronomicky a diagnosticky významných vlastností kulturních půd řady černozem, hnědozem, illimerizovaná, oglejená půda a zčásti srovnání hlavních článků řady s lesními půdami.

Byly hodnoceny stratigrafie profilu a morfologické znaky jednotlivých horizontů, diferenciace profilu v obsahu jílů ($< 1 \mu$) a Fe_2O_3 a R_2O_3 (rozpustných v 20% HCl), množství i složení humusu, hloubka odvápnění, pH a nasycenost sorpčního komplexu, obsah aktivního železa. Z genetického hlediska byly hodnoceny údaje o kvalitě humusu, jílových minerálech a vodním režimu půd, publikované v tomto čísle (Glet, Pospíšil, Sirový).

Studované znaky a vlastnosti půd charakterizují stupně projevu jednotlivých dílčích pedogenetických procesů a jejich ovlivnění kultivací u jednotlivých členů řady. Umožňují nám upřesnit pojetí jednotlivých půdních typů a hranice subtypů u kulturních půd.

Na základě dosavadních poznatků o studovaných půdách a jejich srovnání s údaji z jiných zemí lze vymezit tři evoluční a evolučně-kulturní genetické řady půd na pleistocenních substrátech: a) řada černozem — č., illimerizovaná (ev. hnědozem černozemní), b) řada hnědozem — illimerizovaná půda, c) řada illimerizovaných oglejených až oglejených půd humidních oblastí.

Ostrovovitý výskyt pleistocenních pokryvů na území ČSSR podmiňuje složité zákonitosti geografie půd. Půdy vyvinuté na těchto substrátech jeví významnou pásmovitost, spojenou jak se změnami nadmořské výšky, tak i změnami bioklimatických podmínek podmíněných blízkostí hor (zvýšení humidnosti, dešťové slíny). Velký gradient změn bioklimatických podmínek má za následek, že některé přechodné subtypy se vyskytují na malých plochách, místy i chybí (např. přechodný subtyp mezi černozemí a hnědozemí).

Vymezení jednotlivých půdních typů, vyvinutých na pleistocenních homogenních pokryvech, odráží projevy těchto charakteristických pedogenetických procesů: černozemního (s určujícím dílčím procesem hromadění humusu), illimerizačního (s určujícím dílčím procesem migrace jílu) a oglejení (s určujícím procesem lokalizované migrace Fe za podmínek občasného převlhčení půdy). S přihlédnutím k vodnímu režimu a silným vlivům kultivace v rámci půd, u kterých se uplatňuje illimerizace, jsou vymezeny dva půdní typy: hnědozem a illimerizovaná půda.

Почвы на глубоких плейстоценовых покровах в ЧССР

Изучался ряд почв, развитых на среднетяжелых глубоких плейстоценовых покровах — на лессах и лессовых суглинках и на делювиальных отложениях. Он резко отражает изменения в целой совокупности условий и факторов почвообразовательного процесса и значительное влияние культивации, так как именно области лесса и лессовых суглинков принадлежат к наиболее старым в отношении сельскохозяйственного использования. Проводилось сравнение значительных в агрономическом и диагностическом отношении

свойства культурных почв ряда чернозем, бурая иллиммеризованная, иллиммеризованная почва с переходами к олеённым почвам и отчасти — сравнение главных звеньев ряда с лесными почвами.

Оценивались стратиграфии профиля и морфологические признаки отдельных горизонтов, дифференциация профиля в содержании глины ($< 1 \mu$) и Fe_2O_3 и R_2O_3 (растворимых в 20 % HCl), количество и состав гумуса, глубина декальцификации, pH и насыщенность сорбционного комплекса, содержание активного железа. С генетической точки зрения оценивались данные о качестве гумуса, глинистых минералах и о водном режиме почв, опубликованные в настоящем номере (Глет, Поспишил, Сировый).

Изучаемые признаки и свойства почв характеризуют степень проявления отдельных частных почвенногенетических процессов и оказанное на них воздействие культивации у отдельных членов ряда. Они способствуют уточнению понимания отдельных почвенных типов и границы подтипов у культурных почв.

На основании имеющихся данных об изучаемых почвах и их сравнения с данными других стран можно выделить три эколюционных и эколюционно-культурных генетических ряда почв на плейстоценных субстратах: а) ряд чернозем аналогии серых лесных почв, б) бурая иллиммеризованная — иллиммеризованная почва, в) ряд иллиммеризованных почв резко оглееных более гумидных областей.

Островообразное расположение плейстоценных покровов на территории ЧССР обуславливает сложные закономерности географии почв. Развитые на этих субстратах почвы представляют значительную зональность, связанную как с изменениями высоты над уровнем моря, так и с изменениями биоклиматических условий, обусловленных близостью гор (повышение влажности, дождевой мергель). В результате градиента изменений биоклиматических условий некоторые переходные подтипы появляются на малых площадях, местами они даже отсутствуют (напр. переход между черноземом и буроземом).

Разграничение отдельных почвенных типов, развитых на плейстоценных гомогенных покровах, отражает проявления этих характерных почвенногенетических процессов — черноземного (с определяющим частным процессом накопления гумуса), иллиммеризационного (с определяющим частным процессом миграции глины) и оглеения (с определяющим процессом локализованной миграции Fe в условиях периодического переувлажнения почвы). С учетом водного режима и сильных влияний культивации в рамках почв, у которых имеет место иллиммеризация, выделены два почвенных типа: бурозем и иллиммеризованная почва.

The Systematics and the Classification of the Soils of the River-Flat of the Elbe Valley

Systematika a klasifikace půd labské nivy

Систематика и классификация почв лабской поймы

Doc. Ing. Vladimír JURČA, CSc.

College of Agriculture, Department of Pedology and Agrochemistry, Prague

Classification of "alluvial" soils (i. e. of soils in the regions of Holocene river-flats) is one of the least explored branches of our pedology. This has been caused, among other reasons, by their unusual heterogeneity caused by a considerable diversity of the factors and conditions of the soil-forming process, as are the considerable petrographical and mineralogical heterogeneity of the soil-forming substrata and of parent and supporting rocks, a different microclimate, a varying vegetation cover, the specificity of the hydrological regime, etc. These conditions require also new, more effective methods for the characterization of elementary and partial soil-forming processes, which would express the dynamics of soil development as

such, and particularly that of its biochemistry and physiology. However, the importance of „alluvial“ soils for agricultural production has attracted considerable attention in the world pedological literature, which fact is shown by a number of works dealing, among others, also with classification of these soils (e. g. Dobrovolskij G. V., 1957, 1958; Dupuis M., 1956, Kubiena W. L., 1948, 1953; Mückenhausen E., 1956, 1959; Voronova E. P., 1960, and many others).

The soil-forming process taking place in this region is the result of a complex acting of comparatively complicated factors and conditions. Compared with the development of terrestrial soils here an additional hydrological factor appears; allochthonous underground waters are complemented above all with water of water-flows, and also from adjacent areas (terraces). The petrographical and mineralogical composition of this river-basin changes not only the quality of underground waters, but simultaneously also the suspensions contained in the inundation waters.

The importance of the hydrological factor, influencing thus directly, materially, and also energetically a certain soil-forming process, increases also in consequence of its effects on the other soil-forming factors, and that particularly on the biological factor. However, it is in direct dependence on the other factors and conditions of the soil-forming process, and that particularly on climate, on the biological factor, on the relief, and on cultivation.

After the spring months, when the Elbe receives the water of melting snow, there is a characteristic long-lasting, high water level at the Elbe and its tributaries. In the summer months, when a considerable quantity of water is being consumed by vegetation and evaporation, its level sinks. The greatest sinking of its level appears at the beginning of autumn, in the course of which (in consequence of the autumn rain period) there occurs regularly a slight rising. The average quantity of annual precipitation in the Elbe river-basin (in the ČSSR = 687 mm) is divided up, according to the seasons, as follows: Of the annual precipitation total an average 18 per cent falls in winter, 24 per cent in spring, 36 per cent in summer, and 22 per cent in autumn. The water regime of the Elbe results in comparatively extensive floods in the inundation areas. In spite of the fact that the river-bed of the Elbe has been stabilized by means of regulation along almost the whole length of the investigated region (between Hradec Králové and Roudnice n. L.), the area of the inundation area flooded in the case of high water amounts to almost 20 000 ha (Kovařík F., 1951).

In connection with the development of the water regime and within the complex of the other conditions and factors of the soil-forming process there takes place also the development of the biological factor, whose direct and indirect material and potential-energetic influencing of the soil-forming process, in which it takes up a leading position, is manifested particularly clearly in the individual sequences of plant associations, which may be mentioned schematically in the following order: The association of aquatic plants was replaced, in the case of partial drainage of the region, by a group of associations of reeds and tall timothy grass, then by associations of peat and wet meadows (the group of associations of purple melick). In the case of a further decreasing of soil moisture there arise suitable conditions for an intensive growth and development of the group of associations of tall oat-grass and of related more moist variants (in the conception of Kropáčová A., 1960). Of forest associations we find here groups of willow, willow-poplar, poplar, and alder associations. In the case of a decreasing of the degree of wetting of the soil the biological cycle of substances is influenced by a group of associations of a transitional stage of soft and hard ligneous plants with a richly developed floor of shrubs with strong participation of nitrophilous plants in the herbaceous undergrowth (Mezera A., 1956). Also the biological factor takes a considerable share in the comparatively great complexity of soils in the mentioned region. Its importance becomes even more marked in the case of a simultaneous investigation of the soil edaphon, and that particularly of microbial activity.

The alluvial river-flat of the Elbe is formed of gravels and sands covered with black-brown, alluvial loam, which is called „red earth“. This „red earth“, rarely exceeding a depth of 2 m, is sometimes slightly sandy or sandy, washed down predominantly in spring from loess regions and coloured by an admixture of particles from the Permian soils. The second stage of the alluvial river-flat is usually bare, and therefore the gravel and sand appear on the surface. Also the other localities, where the „red earth“ does not cover the gravels and sands, lie above the general

level of the Elbe meadow-land. The alluvial deposits of the Vltava are covered mostly with from loamy to sandy-loamy alluvial loam; the sandy substratum occurs often in a depth of over 2 m, at places the sands reach the surface. The river-flat north of Kralupy consists of gravel and sand. In their lower parts the alluvia of brooks are usually loamy. Old, abandoned and unused arms are filled with mud and dead matter, and frequently covered with "red earth". The on the whole favourable agricultural value of these covers increases in the direction from the east to the west and north-west, i. e. in the direction of the flow of the Elbe.

Climatically the discussed region belongs to the comparatively dry and warmest regions of Bohemia. In its eastern part the comparatively low annual average total of precipitations amounts to approximately 600 mm, in the north-east it is lowered to 489 mm (Roudnice n. L.). The relatively high average annual temperature ranges between 9 and 8,4°C, the district of Kolín being the warmest. The great number of summer days (47—50,5) substantially increases evaporation, and so decreases the average guaranteed moisture supply of field cultures, which ranges between 2 (Mělník) and 18 (Poděbrady). According to these values a predominant part of the discussed territory belongs to the dry regions (Collective, 1958, 1961; Minář M., 1948). On an average the vegetation period begins already in the second half of March and does not end until the end of October. The average temperature in this period ranges between 14 and 15°C.

The relief, which affects the origin and the development of soils, influencing the soil-forming process indirectly by means of the soil-forming factors, also causes a considerable diversity of soils in the Elbe valley. Only slight depressions of the terrain or insignificantly elevated places cause, among others, the specific water regime of these soils, they influence vegetation, the soil-forming substratum, the thermal balance etc. A detailed characteristic of the relief of the discussed territory has been worked out, for example, by B. Balatka and J. Sládek, 1962.

Cultivation plays a particularly intensive part in the development of agricultural (arable) soils, and that above all in the case of marling, trench-ploughing, artificial irrigations, etc. Thus a development of, in a certain sense, artificial soils may set in requiring separate systematic and classification.

On the basis of an analysis of the development of the classification of the soils of the Elbe valley the following order may be compiled: In the period of agro-geological pedology alluvial soils were classified predominantly according to the granularity, to the carbonate content, and according to the geologic-petrographic character of the soil-forming substrata and of the humus content (Kopecký J., Janota R., 1916; Janota R., 1924). In the period of genetic pedology there occurs at first a separate investigation of terrestrial soils in pedological works (Gössl V., 1945; Janovský J., 1941 etc.), and gradually attempts were made at a classification of these soils, as criteria of which at first the marks and properties of (semi) terrestrial soils were applied. Later the individual partial processes were considered, as are the forming of gley soils, of swamps, peat etc. (Kynčera F., 1947).

On the basis of the facts learned hitherto the soil-forming process of the discussed region may be divided up into the following partial processes (developmental stages of the "river-flat" soil-forming process): The initial, alluvial, subhydic, peat-forming, gley-forming, sod-forming, terrestrial and anthropogenetic processes. The soil-forming process in river-flats begins with the initial developmental stage with a low intensity of the biological cycle of substances, the result of which are lithosols. Their further development may occur under the conditions of the alluvial soil-forming process with a temporarily increased biological activity disturbed by alluvial processes, in the course of which alluvial soils are formed, which then pass into further soil types. In the subhydic stage of the soil-forming process from lithosols subhydic soils develop with a relatively low biological activity, passing over most frequently into the gley-soil forming process resulting in gley soils. Their further development is usually connected with the meadow stage of the soil-forming process with a relatively high biological activity. To this stage corresponds humic gley soil passing gradually into from strongly cultivated to anthropogenic soils, and in the case of excessive drainage into corresponding terrestrial soils. In the mentioned order there occurs a local development of the peat-soil forming process resulting in the forming of peat soils. Temporarily the development may take place in the opposite sequence, as the order of the mentioned stages of the "river-flat" soil-forming process is not predestinated. Thus there develops a larger number of separate ge-

netico-agronomic soil groups at the level of an order of taxonomic units (Jurčá V., 1959 a, b, c).

The initial soil-forming process is caused by an only very slight biological cycle of substances between the soil in the embryonal stage of development and a sparse vegetation, which does not find any suitable conditions for a rich development. This is to say that the mentioned process is influenced by the almost uninterrupted erosive-accumulative activity of flood waters with periodic sedimentation of suspended particles of different size and quality on the soil surface (in dependence on the soil and geological conditions of the river-basin, on the carrying capacity of the flood waters, etc.), or, on the contrary, there occurs erosion of the soil surface. Thus there is a frequent forming of considerably heterogeneous and, as a rule, stratified soil-forming substrata, which are enriched with organic residue at places. This alluvial process influences the development of the initial soil-forming process. The other soil-forming factors take part in the mentioned process mostly only indirectly: The slight influence of the climate makes itself felt predominantly by means of flood waters, and in these soils cultivation practically cannot be taken into consideration. With its extent the initial soil-forming process approaches the development of secondary substrata in this broader sense, and thus forms a transition between the origin of the soil-forming substratum and the genesis of undeveloped soil. From this point of view all soils of the territory of river-flats have passed through this stage of development; however, its intensity and the length of its effective period were different. At the present time this soil-forming process occurs at extremely poor and frequently pebbly deposits, which are only rarely covered with vegetation (e. g. with single shrubby willows, almost without any herbaceous undergrowth). Primitive lithosols are not arranged into genetic horizons, as not even the humus layer is developed morphologically. A part of the soil-forming substratum may be gleyed in consequence of (temporary) excessive moisture caused by a higher level of underground water. The complex of characters and properties of these soils is determined substantially by the quality of the soil-forming substrata and by the regime of the soil moisture, on which also the typology of soils of the initial soil-forming process is based.

The alluvial soil-forming process, leading to the further development of above all lithosols, is caused by a considerably different herbaceous vegetation in dependence on the quality of accumulated layers, on the water regime (mainly on the quality and on the fluctuating of the level of ground waters, further on the character of floods, on atmospheric precipitations, etc.). The development of vegetation, and so also of the soil-forming process, is disturbed periodically by floods creating extremely wet conditions in the soil profile, and that particularly in the case of a simultaneous high level of the concerned water flow. These alternate with dry conditions at the time of a lowered water level of the river, in which case soil moisture is dependent only on atmospheric precipitations. Two-sided extreme conditions of the water regime together with periodical sedimentation of particles suspended in flood waters on the surface of alluvial soil decrease the intensity of the process of the forming of alluvial soil, and, in a certain sense, they govern it. The initial soil-forming process, which is frequently interrupted by floods, is accompanied by occasional gley and alluvial processes, which give the alluvial soils their stratigraphic and morphological character. The humus horizon is usually weakly developed morphologically, and is always very shallow (only a few cm). However, in the soil profile a larger number of similar buried horizons are retained, in which case a part of the soil-forming substratum bears signs of gley processes. The alluvial soils occurring in the discussed region represent a transition towards soddy soils. In these the alluvial processes are limited considerably and appear in the soil profiles predominantly as relict characters. The terrestrial development of these localities is confirmed also by their vegetation represented by a group of associations of fine-leaved fescues with smooth brome-grass. The topology of alluvial soils is based on an analysis of alluvial soil processes, of the character of the water regime, and of the properties of the soil-forming substratum. In the subtypes there are contained subordinated partial processes, e. g. the sod and gley soil-forming processes, etc. Further development of alluvial soils trends towards terrestrial soils, and that particularly in the case of regulation of the water conditions of the river concerned, when they may be suitably utilized agriculturally especially for vegetable growing (the possibility of artificial irrigation in immediate vicinity of the source of water).

The subhydric soil-forming process is accompanied by a more intensive biological metabolism between soil and vegetation, which is represented by a group of associations of reeds and tall timothy grass. With regard to a certain agronomical importance of these associations there is a frequent occurrence of direct affecting of the subhydric soil-forming process by cultivation measures, and that particularly by the harvesting of a part of these stands. The importance of the other soil-forming factors is similar to that of the preceding partial processes: Heterogeneous gleyed soil-forming substratum is frequently covered with semi-decomposed (preserved) remains of vegetation and mostly with constantly slightly moving or almost stagnating water. The climate affects the subhydric soil-forming process indirectly both by means of surface waters and by its effect on the vegetation. The development of these soils is connected with abandoned and dried-up arms, with depressions of the terrain between the river-flat and its higher level (adjoining terrace), etc.

From the subhydric soil-forming process have resulted subhydric soils, at present with comparatively diverse characters and properties, in dependence on the character of the soil-forming substrata and on the water regime. In this soil-forming process, however, of particular importance is also the herbaceous vegetation, causing an intensification of the elementary soil-forming processes accompanying the dominant gley-forming process. Therefore the typology of subhydric soils must be based on an analysis of marks and properties of the soil-forming substratum, of the water conditions, and, simultaneously, of the character of the vegetation and of its importance in the subhydric soil-forming process.

The peat soil-forming process, which has not been investigated in detail (as it is the subject of special research work), takes place in the discussed region on phytogenous substrata in the period of their activation or forming of an independent peat layer on other soil types. Vegetation is represented by associations of peat and wet meadows (the group of associations of purple melick). The primary development of peat soils is connected with the overgrowing of abandoned and dried-up arms and flooded depressions of the terrain, i. e. with a lowering of the degree of moistening of subhydric soils, with the forming of a separate layer of peat on the surface of gley soils, etc. Much more extensively spread are peat soils developing on activated peats.

The gley soil-forming process represents a further developmental stage in the development of soils of the Elbe riverflat. It is connected above all with a changing of the water regime and of its accompanying phenomena in the territory. In the vegetation period gley soils are only rarely submerged under water, in which the content of soil moisture is constantly high in the whole profile and is complemented by periodic floods. The level of frequently more slightly mineralized underground waters lies in the surface soil layers and fluctuates only slightly. These water conditions cause a specific development of the vegetation, which influences it reciprocally. Under these conditions there is also a rising of the importance of the climatic soil-forming factor participating in the development of the given soils already directly, materially, and energetically. In the investigated part of the Elbe valley the gley soil-forming process takes place most frequently under a group of willow, willow-poplar, poplar, and alder associations. Thus the biological cycle of substances is influenced by ligneous plants and by speeded-up changes of plant residue. Simultaneously predominantly low-molecular organic compounds form, which intensify the gley-forming process, to which the other elementary processes are subordinated. The basic partial gley-forming process takes place under conditions of excessive moisture with a low redox potential, which is lowered by lixiviated organic substances and by the products of the activity of anaerobic microorganisms. Thus an activation of reduced compounds of iron and activation of aluminium and, simultaneously, an oxidation of organic substances sets in, giving rise to, among others, mobile chelating compounds, which oxidize partially in the reduced-oxidation zone, i. e. in the surface soil layers. In the reduction zone below the level of underground waters hydrolysis, decomposition, and resynthesis of clay minerals containing bivalent iron set in. The gley horizon, as a rule clayey, is frequently coloured blue by vivianite. The topology of gley soils is based above all on soil types, further on the intensity and depth of gley-forming processes, and on subordinated subtype processes, and that particularly as regards peat and sod-forming soil processes.

The development of the investigated gley soils is connected with the following genetic sequences: a) primary development taking place in terrain depressions with-

out any permanent covering with surface water; b) development from subhydric soils after partial drainage of the land; c) further development of gley soils takes place with the participation of subtype processes, as are those peat-forming process, meadow process, and locally sod-forming process.

To the basic genetic horizons of gley soils belongs the humus gley horizon with a different quantity of peatified remains. The transitional gley horizon with a slight humus content frequently has several layers with a fluctuating content of vegetable remains. A majority of gley soils belong to heavy soils with a content of from 20 to 35 per cent of particles smaller than 0,0001 mm. Gley-forming processes with their accompanying phenomena cause a distinct increasing SiO_2 soluble in 20 % HCl (0,13—0,32 %), Al_2O_3 (4,19—6,75 %), Fe_2O_3 (3,28—7,80 %), partially of K_2O (0,38—0,52 %), and chiefly of SO_3 (0,07—0,68 %). In the tested samples reaction in water ranges between 4,2 and 6,9 pH, and in KCl between 3,7 and 6,3 pH. The comparatively low content of accessible P_2O_5 amounts to 0,1—5,8 mg per 100 g, that of K_2O to 3,2—11,0 mg. The lowest S value (according to Kappen) is 10,5 mval, the highest is 43,2 mval per 100 g. The high values of the momentary content of bases are connected with an increased quantity of biological products, and that above all of physically-chemically active organic substances. Connected with these is also an unusually high maximum sorption capacity reaching almost 60 mval per 100 g.

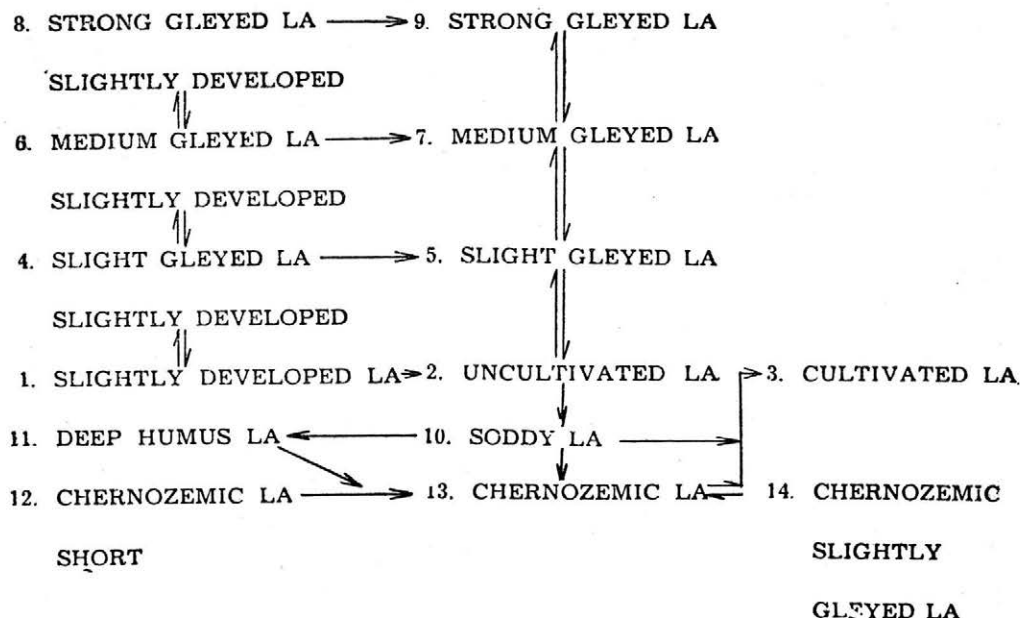
The occurrence of gley soils in the discussed region is comparatively frequent. To leave these soils for purposes of forestry may be considered advantageous, as agricultural cultivation would require a lowering of the underground water level, which might result in an unsuitable forming of steppes on the soils of the adjoining territories.

The meadow soil-forming process belongs to the most widely spread processes in the discussed region of the Elbe river-flat. Its principle is a specific bioaccumulation of organic substances and biogenic elements in the surface horizons (under conditions of a relatively higher soil moisture), accompanied by gley-forming processes in the lower part of the soil profile (in the transitional horizon). The alluvial processes are subordinated to them, and are therefore of secondary importance in the humic gley soil-forming process. The result of the increased biological activity under conditions of a higher saturation of the organomineral colloid complex is the forming of high-molecular, on the whole stabilized organic substances of a more favourable quality, accompanied by a comparatively deep forming of humus in the soil profile. The soil-forming substrata are formed most frequently of richer alluvial loams supported by from sandy to gravelly-sandy deposits. The level of the more strongly mineralized groundwaters fluctuates only slightly (between 70 and 200 cm), so that the lower part of the soil profile is permanently excessively moistened. Also in its upper part no periodic drying for a longer period occurs, as this part remains in a freshly moist state for a major part of the dry period. Thus favourable conditions are formed for an intensive growth and development of the group of associations of tall oat-grass and of the moister variants related with it. These soils frequently develop also under low lying river-forests, and that under the transitional stage of hard and of soft ligneous plants and under the lower stage of hard ligneous plants, with a richly developed floor of shrubs with strong participation of nitrophilous plants in the herbaceous undergrowth. The climate takes part in the development of these soils directly — materially and also energetically — and indirectly by means of its influence on the other soil-forming factors, and above all on vegetation. On tilled humic gley (meadow) soils cultivation measures are strongly effective and frequently lead to the "production" of artificial soils, particularly for vegetable growing. The typology of humic gley soils is based, among others, on the degree of development and on the influence of subordinated gley-forming, sod-forming and chernozem-forming processes. A majority of these soils has been cultivated to a from higher to high degree.

The development of humic gley soils may be connected with the following processes: a) decreasing of the hydromorphism of gley soils, accompanied by an increased biological cycle of substances; b) intensive activation of peat soils; c) increasing of the hydromorphism of some terrestrial soils; d) further development of humic gley soils may lead to the forming of gley, peat and of some terrestrial soils (chernozem, brown earth etc.).

The principles of classification of the soils of the Elbe river-flat will be shown schematically on the basis of the example of humic gley soils (for humic gley soils

the abbreviation LA is used; in the scheme no species and varieties are given, left out were some subtypes, as are peat, browned, illimerized LAs, as well as the characteristics of different degrees of cultivation):



Note: In the scheme the arrows indicate the mutual relations of development, which may, however be much more complicated in reality.

Slightly developed loamy humic gley soil (slightly pebbly) and sandy alluvium (slightly cultivated) belongs to the developmentally younger soils of the discussed region; they develop frequently under agronomically less favourable conditions — on lighter substrata, in the case of low biological activity, of a lowered level of groundwaters, etc. Therefore the total depth of the soil profile is small and, as a rule, does not exceed 50 cm. Its medium humic horizon makes up about a half, the other part is made up of a transitional horizon passing into the soil forming, or supporting substratum. The content of the total of oxidizable carbon is comparatively low, in the *-h-* horizon it moves round 1 per cent, in the transitional horizon *-(h)p-* it decreases rapidly. The carbonateless soil profile has a neutral reaction ($\text{pH H}_2\text{O} = 6,6-6,9$). The supply of accessible P_2O_5 is insufficient (2—5 mg per 100 g), that of K_2O in the *-h-* horizon is good (10—20 mg per 100 g). The total agronomical value of this soil group is comparatively low, and therefore requirements of fertilization measures are considerable.

Uncultivated loamy humic gley soil on sandy alluvium represents a considerably spread group of soils of the Elbe river-flat. The results obtained by means of a mechanical analysis indicate a comparative heterogeneity of the non-gleyed part of the soil profile. In the transitional *-hp-* horizon the quantity of clayey particles decreases compared with sand, the content of which in the underlying substratum exceeds 90 per cent. The quantity of sesquioxides determined in extract of 20 % of HCl indicates similar laws as does the content of the colloid fraction, and does not indicate their accumulation or translocation. Also the content of the other cations in the profile follows similar laws. In the *-hd-* horizon the content of the total of oxidizable carbon moves around 1,5 per cent, and decreases only slowly in a downward direction. The reaction of the profile is neutral, sometimes slightly acid, and the organo-mineral colloid complex is saturated. The content of accessible P_2O_5 is insufficient (up to 5 mg per 100 g), that of K_2O as a rule high only in the turf, medium humic horizon (20—30 mg per 100 g) and rapidly decreases in a downward direction. The natural fertility of the mentioned group of soils is comparatively high.

Medium cultivated sandy-loamy humic gley soil on gravelly sandy alluvium represents a further separate group of humic gley soils developing under cultural

field crops (including vegetables). The groundwater level ranges between 120 and 140 cm (according to the upper limit of the -G- horizon). A majority of these soils develop on the slightly elevated central part of the river-flat. The results obtained in a chemical analysis indicate an on the whole lower content of the individual cations, on the whole proportionally to the quantity of clayey particles. The content of biogenic elements is influenced considerably by fertilizing. In the ploughing layer the C_t content amounts to approximately 2 per cent and only slowly decreases towards the soil forming substratum. The reaction of the mostly carbonate — less profiles is neutral, and the colloid complex is highly saturated (the V values exceed 90 per cent). Most of the ploughing layers are well supplied with accessible P_2O_5 (over 10 mg per 100 g), the supply of accessible K_2O is mostly insufficient and decreases only slowly downwards, which fact indicates its easy translocation.

Humic gley soils in different stages of development and with different intensity of the gleyification processes as subtype characters (in the scheme they are arranged sub fig. 4—9) do not make up coherent larger areas of agricultural land of the postglacial Elbe river-flat, but, nevertheless, their frequent local occurrence makes this extensive group of soils comparatively important. The gley-forming processes are subordinated to the meadow stage of the soil-forming process, and lead to a slight acidification of the surface layers of the respective soils developing frequently on heterogeneous substrata with a heavier bottom. The importance of cultivation for the development of these soils decreases proportionally to the increasing influence of gley-forming processes. The agronomic value of humic gley soils is somewhat decreased by excessive moisture, by worsened physical properties, by a toxic concentration of Fe^{++} compounds, etc. The content of all oxidizable carbon is higher than in humic gley soils, but the quality of the humus is decreased considerably.

Soddy humic gley soil is a further widely spread subtype developing on elevated parts of the river-flat. At the vegetation period the groundwater level is outside the soil profile (as a rule deeper than 2 m), so that it only slightly influences the content of soil moisture. At the time of floods and of a high water level in the river, however, the groundwater level rises periodically and leaves behind signs of gley-forming processes in the transitional horizons down to the soil-forming or underlying substrata. The development of these soils is frequently influenced by cultivation measures including ploughing. Analysis of a 20 % HCl extract indicates an increased SiO_2 content, a maximum of sesquioxides is found most frequently in the -hd- horizon, and an increased C_t content sinks only slowly downwards. Most frequently the content of accessible P_2O_5 in the humic horizons is insufficient, that of K_2O is good.

Chernozemic humic gley soil belongs to the comparatively widely spread soil group developing on heavier carbonate substrata in the dry subregion A_2 , with dry and warm climate and with a mild winter, and at present most frequently under cultural vegetation almost outside the influence of the groundwater level. The development of these soils takes place on elevated localities of the central part of the river-flat (of its higher grade), in the case of intensive cultivation measures. In the whole soil profile the C_t content is comparatively high (= 2,5—1,0 %) and sinks only slowly towards the underlying substratum. The supply of accessible P_2O_5 is usually good in the mould, in the other horizons it rapidly decreases. The comparatively smaller quantity of accessible K_2O is distributed more or less equally in the whole soil profile. The fertility of these soils is usually high particularly in the periods of equal distribution of precipitations in the course of the vegetation period.

The partial sod-soil forming process takes place substantially under terrestrial conditions. The water regime of regosols is dependent, among others, on atmospheric precipitations, as the groundwater profile is permanently outside the soil profile. The substance of this process is the sod-forming process, i. e. bio-accumulation and fixation of more slightly condensed organic substances and biogenic elements in relatively small quantities (even in the case of an intensive biological cycle of substances). At the present time a majority of these soils is being cultivated, and a part is utilized for vegetable growing. In these cases regosols are irrigated, intensively cultivated, fertilized, and often also ameliorated (marling etc.), so that they are gradually transformed into anthropogenic soils. Under natural conditions vegetation consists of the upper stage of hard ligneous plants with a rich herbaceous floor, with associations of mobile sands, etc. Under pine monocultures with a frequent occurrence of *Erica* a development of from podzolized subtypes

to podzols sets in. In the discussed part of the Elbe valley regosols are spread comparatively considerably. A part of these is only slightly developed, and that particularly under the influence of extremely poor, sandy or gravelly-sandy substrata. The typology of regosol soils is based — besides, on the degree of cultivation, species, and varieties — on the evaluation of influences disturbing the soil-forming process, and further on the degree of development of basic and subordinated processes, as are illimerization, podzolization, chernozem-forming processes, gley-forming processes, etc. (on the level of subtypes). The development of regosols trends towards typical terrestrial soils, e. g. chernozem, grey-brown podzolic soils, podzolic soils, etc. Only in single cases there occurs an increasing of hydromorphism and of its accompanying phenomena.

The basic stratigraphy of regosol soils is determined by the humus horizons, the surface parts of which are formed as a rule by ploughing layer or by sod layers (medium humic). These horizons, which may be secondary carbonate horizons, are deposited on transitional horizons, which may have several layers. The underlying substratum is gleyed only in single cases, sometimes it contains carbonates. Podzolized (illimerized) subtypes of regosol soil have a specific stratigraphy: Under forest leaf-mould there are deposits of humic, eluvial horizons, which change into illuvial, sometimes slightly humic horizons with transitional, slightly illuvial layers passing into the soil-forming (underlying) substrata. The mentioned soils are light with small quantities of clayey particles, which causes also a comparatively small content of sesquioxides (approx. from 2 to 5 per cent) and of the other compounds. The total content of oxidizable carbon only seldom exceeds 1.5 per cent. The reaction of a majority of regosols is slightly acid or up to neutral, and they are on the whole saturated (with the exception of podzolized subtypes). Regosols have an on the whole low natural fertility, but their effective fertility may be comparatively considerable (detrimentally to artificial fertility). These soils are utilized most effectively for vegetable growing with artificial irrigation and with a high standard of agrotechnique resulting in the frequent forming of characteristic and cultures.

The application of the genetico-agronomical classification results in the setting-up of a greater number of separate soil types (great soils group) with their respective taxonomic units. The existence of a larger number of separate soil groups causes an on the whole variegated mosaic of genetico-agronomical units also on a small area of Holocene river-flats. In this connection it must be pointed out that the number of agronomical groups of soils separated on the basis of a pedological investigation will be comparatively small under the concrete conditions of an agricultural enterprise. Also the configuration of the terrain, the possibilities of the securing of a high standard of mechanization on adequate areas, the differentiated agrotechnique, etc. must be considered. It will, however, be necessary to level out, to a certain extent, the individual differences in the various soils connected with their genesis before or in the course of economico-technical adjustment of the area in question. This applies particularly to the adjustment of extreme kinds of soil (marling of sandy and loosening of clayey areas), the depositing of suitable material on deeper depressions of the terrain, partial balancing of the content of organic substances, of accessible nutrients, of the reaction, etc. Together with the forming of agronomical soil groups also some of the genetically and agronomically related soil type units will be unified, e. g. humic gley soil slightly gleyed, and slightly developed humic gley soil slightly gleyed (at the level of varieties); humic gley soil with a deep gley formation and humic gley soil with slightly gleyed formation, etc.

The soil groups classified separately in the discussed area of the Elbe river-flat may be arranged informatively according to the growing natural fertility into the following sequence (in the survey the degree of cultivation, varieties, and species are not mentioned):

1. Peaty gley soil ...
Peatified gley soil ...
2. Regosol strongly podzolized ...
3. Regosol slightly podzolized, slightly developed ...
Regosol slightly podzolized ...
Regosol slightly developed ...
4. Gley soil regosolic ...
Humic gley soil with strong gley formation, slightly developed ...
Humic gley soil with strong gley formation ...

5. Humic gley soil with medium gley formation, weakly developed...
Humic gley soil with medium gley formation...
6. Regosol with deep gley formation...
Regosol...
Humic gley soil, slightly developed...
7. Humic gley soil with deep gley formation...
Humic gley soil with slight gley formation, slightly developed...
Humic gley soil with slight gley formation...
Humic gley soil regosolic...
8. Regosol brown...
Regosol chernosemic...
9. Humic gley soil with deep humus formation...
Humic gley soil chernosemic — short...
10. Humic gley soil chernosemic...
Humic gley soil chernosemic with slight gley formation...

The above-mentioned survey is distorted because of its incompleteness, and by the fact that, for example, although the peat subtypes of gley soils have a low natural fertility, their potential fertility, based on an increased content of organic substance, is relatively high.

Further partial soil-forming processes in the Elbe river-flat have not been investigated in detail. Of these particular attention must be paid to anthropogenic processes, arising predominantly under conditions of artificial transfer of earth (e. g. in the case of river-bed regulations). To this partial process belongs also its influencing by means of intensive marling, trench-ploughing, contour fertilizing, irrigation, drainage, etc. Terrestrial partial soil-forming processes taking place in the discussed region on the highest situated localities of the river-flat resemble those taking place under similar conditions outside river valleys.

Summary

There has been presented a concise characteristics of the partial soil forming processes in the region of the river-flat of Mid-Elbe together with principles of the classification of soil of the region in question. In present time the development of soils of the region under investigation is the result of the following partial soil forming processes: the initial partial soil forming process, the alluvial soil forming process, the subhydric soil forming process, the gley forming process, the meadow soil forming process and of the sod soil forming process. The individual partial soil forming processes form a series of independent soil groups on various taxonomical levels.

References

1. Balatka B., Sládek J.: Říční terasy v českých zemích. ČSAV, Prague 1962. — 2. Dobrovolskij G. V.: Voprosy teorii počvoobrazovaniya v pojmach rek lesnoj zony. Vestn. Mosk. un-ta (1), Moscow 1957. — 3. Dobrovolskij G. V.: Klassifikacija pojmenennych počv lesnoj zony. Počvovedeniye (8), 1958. — 4. Dupuis M.: Principes d'un essai de classification des sols alluviaux. VIème Congrès ISS, Vol. E., Paris 1956. — 5. Gössl (Kosil) V.: Půdy katastru města Přelouče. Sb. VÚZ, sv. 135 (4) 1935. — 6. Gössl (Kosil) V.: Genetický systém půdních typů v Čechách a jejich určování. ZA, vol. XXIX, Prague 1938. — 7. Ivanova E. N.: Opyt obščej klassifikacii počv. Počvovedeniye (6) 1956. — 8. Janovský J.: Půdy soudního okresu Roudnice n. L. Sb. VÚZ, vol. 169, Prague 1941. — 9. Janota R.: Agronomicko-půdoznalecké prozkoumání okresu Velvského, Prague 1923. — 10. Jurča V.: Onovějších poznatků z oboru klasifikace půd. Sb. VŠZ, Prague 1959a. — 11. Jurča V.: Stručný přehled současného stavu nomenklatury půd. Sb. VŠZ, Prague 1959b. — 12. Jurča V.: Signatura půdních horizontů podle A. N. Sokolovského. Sb. VŠZ, Prague 1959c. — 13. Jurča V.: Principy systematiky a klasifikace půd Československa. Sb. ČSAZV, Rostl. výroba (6-7) 1960. — 14. Jurča V. etc.: Dílčí charakteristika půd labského úvalu. I. Stratigrafie a morfologie charakteristických půdních jednotek. Sb. VŠZ, Prague 1962. — 15. Jurča V.: Dílčí charakteristika půd

labského úvalu. II. Podstata vývojových stadií „nivního“ půdotvorného procesu. Sb. VŠZ, Prague 1963. — 16. Jurča V.: Návrh klasifikace a dílčí charakteristika půd Labského úvalu, 1963 (habilitation paper - unpublished). — 17. Jurko A.: Půdne ekologické pomery a lesné spoločenstva Podunajskej nížiny. SAV, Bratislava 1958. — 18. Collective: Atlas podnebí ČSR. Hydromet. ústav, Prague 1958. — 19. Collective: Podnebí ČSSR (tables). Hydromet. ústav, Prague 1961. — 20. Kopecký J., Janota R.: Půdoznalecká mapa okresu Velvarského. Prague 1916. — 21. Kovařík F.: Vodopis československého Labe. Tech. věd. vyd., Prague 1951. — 22. Kubiena W. L.: Entwicklungslehre des Bodens. Vienna 1948. — 23. Kubiena W. L.: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. Stuttgart 1953. — 24. Kynčtář F.: Příspěvek k poznání půd středního polabí. Sb. VÚZ, vol. 177 (22) 1947. — 25. Mezera A.: Středoevropské nížinné luhy. I. ČSAZV, Prague 1956. — 26. Minář M.: Oblasti suchého a vlhkého podnebí polních kultur v Československé republice. SMÚ, Prague. — 27. Mückenhausen E.: Die Einteilung der wasserbeeinflussten (hydromorphen) Böden Deutschlands. VIème Congrès ISS, vol. E, Paris 1956. — 28. Mückenhausen E.: Die wichtigsten Böden der Bundesrepublik Deutschland. Frankfurt a. M. 1959. — 29. Němeček J. etc.: Souborná metodika půdoznaleckého průzkumu ČSSR, part A. ÚVTI MZLVH, Prague 1962. — 30. Novák V.: Půdoznalství (script). SPN, Prague 1957. — 31. Pelíšek J.: Lesnické půdoznalství. SZN, Prague 1957. — 32. Sýkora L.: Vysvětlivky k „Přehledné mapě základových půd ČSR 1:75 000“. List Mělník 3853, Prague 1948. — 33. Šrag V. I.: Opyt klassifikaciji pojmennych počv. Počvovedenije (11) 1953. — 34. Urbánek L.: Vysvětlivky k „Přehledné mapě základových půd ČSR 1:75 000“. List Kolín 3954, Prague 1948a. — 35. Urbánek L.: Vysvětlivky k „Přehledné mapě základových půd ČSR 1:75 000“. List Praha 3953, Prague 1948b. — 36. Voronova E. P.: Processy počvoobrazovaniya i klassifikacija pojmennych počv stepnoj zony Centralno-černozemnoj polosy. Počvovedenije (7) 1960. — 37. Žebera K.: Vysvětlivky k „Přehledné mapě základových půd ČSR 1:75 000“. List Pardubice-Hradec Králové 3855, Prague 1952.

Systematika a klasifikace půd labské nivy

Půdotvorný proces sledované části labského úvalu (holocénní nivy na území mezi Hradcem Králové a Roudnicí n. L.) lze podle dosavadních poznatků rozdělit na tyto dílčí pochody (vývojová stadia „nivního“ půdotvorného procesu): Počáteční, nivní, subhydrický, rašelinný, glejový, lužní, drnový, terestrické a antropogenní.

Počáteční půdotvorný pochod je vyvolán jen velmi slabým biologickým koloběhem látek mezi půdou v embryonálním vývojovém stadiu a řídkou vegetací (např. ojedinělé keřovité vrby téměř bez bylinného podrostu), která nenachází potřebné podmínky pro svůj bohatší rozvoj. Tento dílčí pochod představuje v podstatě přechod mezi genezí sekundárních půdotvorných substrátů a vznikem „nivní“ půdy. V současné době dochází k rozvoji tohoto pochodu jen lokálně na extrémně chudých, často oblázkovitých náplavech, jen zřídka osídlených vegetací. Nevyvinuté půdy nejsou členěny na genetické horizonty, neboť ani humózní vrstva není morfolo- gicky vyvinutá. Komplex znaků a vlastností těchto půd je dán v podstatě kvalitou půdotvorných substrátů a vláhovým režimem půdy, z čehož také vychází typologie půd počátečního půdotvorného pochodu.

Nivní půdotvorný pochod probíhá často pod rozdílnou vegetací, která je mj. závislá na kvalitě akumulovaných vrstev, na vodním režimu, hlavně na kvalitě a kolísání hladiny spodních vod, dále na charakteru povodní, atmosférických srážek apod. Nivní půdy, vyskytující se v zájmové oblasti představují přechod k drnovým půdám. Nivní procesy jsou u nich značně omezeny a projevují se v půdních profilech převážně jako reliktní znaky. O terestrickém vývoji těchto lokalit svědčí také vegetace, zastoupená skupinou asociací úzkolistých kostrav se sverepem bezbranným. Humózní horizont těchto půd bývá slabě vyvinut; v půdním profilu je však zachován větší počet podobných pohnutých horizontů. Typologie nivních půd vychází z rozboru nivních a půdotvorných pochodů, charakteru vodního režimu a vlastností půdotvorného substrátu. V subtypech jsou pak obsaženy podřízené dílčí pochody, např. drnový, glejový aj.

Subhydrický půdotvorný pochod je doprovázen intenzivnější látkovou výměnou mezi půdou a vegetací, která je představována skupinou asociací rákosin a vysokých ostřic. Heterogenní, glejový půdotvorný substrát bývá často překryt polo-

rozloženými zbytky vegetace a většinou trvale pod slabě se pohybující vodou. Podnebí ovlivňuje tento půdotvorný pochod nepřímo prostřednictvím povrchových vod i vegetace. Vývoj subhydrických půd je spojen s odstavenými a opuštěnými rameny, s terénními depresemi mezi nivou a jejím vyšším stupněm (přílehlou terasou). Zvláštní význam v tomto půdotvorném pochodu má bylinná vegetace, způsobující zintenzivnění elementárních pochodů, doprovázejících dominantní pochod glejový. Typologie subhydrických půd vychází z rozborů znaků a vlastností půdotvorných substrátů, vodních poměrů a současně z charakteru vegetace jako půdotvorného faktoru.

Rašelinný půdotvorný pochod (který je předmětem speciálního výzkumu) probíhá v zájmové oblasti na fytogenních substrátech v období jejich aktivace. Primární vývoj rašelinných půd je jen lokální a uplatňuje se převážně v subtypových znacích. Vegetace je představována společenstvy slatinných a mokřých luk (skupina asociací bezkolence modrého). Primární vývoj rašelinných půd je spojen se zarůstáním opuštěných a odstavených ramen a zatopených terénních depresí, tedy se snižováním stupně provlhčení subhydrických půd, s narůstáním samostatné vrstvy rašeliny na povrchu glejových půd aj. Mnohem rozšířenější jsou rašelinné půdy, vyvíjející se na aktivovaných rašelinách.

Glejový půdotvorný pochod představuje další vývojovou etapu v rozvoji půd labské nivy. Je spojen především se změnou vodního režimu a jeho průvodních jevů v příslušném území. Ve vegetačním období jsou glejové půdy jen zřídka pokryty vodou, přičemž obsah půdní vláhy je v celém půdním profilu vysoký a je doplňován periodickými povodněmi. Hladina spodních, často slaběji mineralizovaných vod leží v povrchových půdních vrstvách a jen slabě kolísá. Tyto vláhové poměry vyvolávají specifický vývoj vegetace, která je zpětně ovlivňuje. V těchto podmínkách vzrůstá i význam klimatického půdotvorného faktoru, zúčastněního se vývoje dané půdy již přímo, materiálně i energeticky. Biologický koloběh látek je usměrňován skupinou asociací vrbových, vrbo-topolových, topolových a olše lepkavé. V těchto podmínkách vznikají převážně nízkomolekulární organické sloučeniny, které zintenzivňují glejový proces, jemuž jsou ostatní elementární pochody podřízeny. Glejový půdotvorný pochod probíhá při nadměrném ovlhčení, nízkém redoxpotenciálu snižovaném vyloučenými organickými látkami a produkty životní činnosti anaerobních mikroorganismů. Dochází tak k aktivaci hliníku a redukovanych sloučenin železa a současně k oxydaci organických látek, přičemž vznikají mj. pohyblivé nitrokomplexní sloučeniny, které se částečně oxydují v redukčně-oxydační zóně, tj. v povrchových půdních vrstvách. V redukční vrstvě pod hladinou spodních vod dochází k hydrolýze, k rozkladu a resyntézi jílových minerálů, obsahujících dvojmočné železo. Glejový horizont (zpravidla se zvýšeným obsahem jílu) bývá často zbarven vivianitem do modra. Typologie glejových půd vychází především z půdních druhů, dále z intenzity a moci glejových procesů (na úrovni řádů) a z podřízených subtypových pochodů, zvláště rašelinného a drnového. Výskyt glejových půd v zájmové oblasti je poměrně častý; jejich ponechání lesnickým účelům lze považovat za výhodné, neboť zemědělské osvojení by vyžadovalo snížení hladiny spodních vod, což by mohlo nevhodně „zestepnit“ i půdy přílehlých území.

Lužní půdotvorný pochod patří k nejrozšířenějším v zájmové oblasti labské nivy. Jeho podstatou je specifická bioakumulace organických látek a biogenních prvků v povrchových horizontech (v podmínkách relativně vyšší půdní vlhkosti), doprovázená glejovými pochody ve spodní části půdního profilu; nivní procesy jsou těmto podřízeny, a mají proto v lužním půdotvorném pochodu druhořadý význam. Výsledkem zvýšené biologické aktivity v podmínkách vyšší nasycenosti organominerálního koloidního komplexu je vytváření výšemolekulárních, vcelku stabilních organických látek příznivější kvality, přičemž dochází k poměrně hlubokému prohumóznění půdního profilu. Půdotvorné substráty jsou tvořeny nejčastěji bohatšími povodňovými hlinami, podloženými písčitými až šterkopískovými náplavy. Hladina silněji mineralizovaných spodních vod jen slabě kolísá (mezi 100–200 cm), takže trvale nadměrně ovlhčuje spodní část půdního profilu; ani v jeho horní části nedochází k dlouhodobějšímu periodickému prosýchání, která zůstává i po větší část suchého období v čerstvě vlhkém stavu. Tak se vytvářejí příznivé podmínky pro intenzivní růst a vývoj skupiny asociací osviku vyvýšeného a s nimi příbuzných vlhkých variant. Tyto půdy se často výjeví také pod lužními lesy, a to pod přechodným stupněm měkkých a tvrdých dřevin a dolním stupněm tvrdých dřevin s bohatě vyvinutým patrem keřů a silnou účastí (nitrofilních) rostlin v podrostu bylinném. Podnebí se zúčastňuje vývoje těchto půd přímo materiálně i energeticky i nepřímo ovlivňováním ostatních půdotvorných faktorů, především vegetace. U zorných lužních půd se silně projevují kulturní zásahy, vedoucí často k „výrobě“

умелých půd, zvláště zelinářských. Typologie lužních půd je založena mj. na stupni vyvinutosti, vlivu podřízených pochodů glejových, drnových, černozemních aj. (na úrovni řádů a subtypů). Část lužních půd, které patří k půdám agronomicky vysoce hodnotným, je poměrně značně zkulturněna.

Drnový půdotvorný pochod probíhá v podstatě v terestrických podmínkách, neboť hladina spodních vod je mimo půdní profil. Podstatou tohoto procesu je bioakumulace a fixace slaběji kondenzovaných organických látek a biogenních prvků na bezkarbonátových, prakticky nevětrávajících substrátech. V současné době je většina těchto půd obdělávána a část z nich využívána pro zelinářství; v těchto případech jsou drnové půdy zpravidla zavlažovány, intenzivně obdělávány, hnojeny a často i meliorovány (slnovány aj.). Vegetace v přirozených podmínkách je představována horním stupněm tvrdých dřevin s bohatším bylinným patrem. Na drnových půdách, vyvinutých na vátých pískách se často nacházejí asociace pohyblivých písků; pod borovými monokulturami s častým výskytem vřesu dochází k vývoji podzolovaných subtypů. Typologie drnových půd vychází (vedle stupňů zkulturnění, druhů a variet) z vyhodnocení vlivů, narušujících půdotvorný pochod, dále ze stupně rozvoje základních a podřízených pochodů, jako je illimerizace, podzolizace, pochodů černozemních, glejových aj. (na úrovni subtypů). Drnové půdy mají celkově nízkou přirozenou úrodnost, jejich efektivní úrodnost však může být poměrně značná (na úkor úrodnosti umělé). Neefektivněji jsou tyto půdy využívány pro zelinářství při umělých závlahách a vysoké úrovni agrotechniky.

Систематика и классификация почв лабской поймы

Почвообразовательный процесс исследуемой части лабской долины (голоценовые поймы на территориях между г. Градец Кралове и Роуднице над Лабей) на основании сущствующих до сих пор данных можно разделить на следующие частные процессы (стадии развития «пойменного» почвообразовательного процесса): начальный, аллювиальный, субгидрический, торфяной, глеевый, луговой, дерновый, терестрический и антропогенный.

Начальный почвообразовательный процесс вызывается лишь очень слабым биологическим круговоротом веществ между почвой в эмбриональной стадии развития и редкой растительностью (напр. единичные кустарниковые вербы почти без травяного покрова), которая не находит необходимых условий для более богатого развития. Этот частный процесс по существу представляет переход между генезисом вторичных почвообразующих субстратов и возникновением пойменной почвы. В настоящее время развитие этих процессов происходит лишь в отдельных местах на чрезвычайно бедных, часто гравельных наносах, лишь изредка населенных растительностью. Неразвитые почвы не расчленяются на генетические горизонты, так как даже гумусный слой морфологически неразвит. Комплекс признаков и свойств этих почв по существу дан качеством почвообразующих субстратов и водным режимом почвы, из чего также вытекает типология почв начального почвообразовательного процесса.

Пойменный почвообразовательный процесс проходит часто под различной растительностью, зависящей, помимо прочего, от качества аккумулярованных слоев, от водного режима, главным образом от качества и колебания уровня грунтовой воды, далее от характера половодий, атмосферных осадков и т. п. Пойменные почвы, встречающиеся в упомянутой области, представляют переход к дерновым почвам. Пойменные процессы у них значительно ограничены и в почвенных профилях проявляются преимущественно как реликтные признаки. О терестрическом развитии этих местностей также свидетельствует растительность, представленная группой сообществ узколистных овсяниц с кустом безостым. Гумусный горизонт этих почв бывает слабо развит; однако в почвенном профиле сохраняется небольшое количество подобных похороненных горизонтов. Типология полевых почв исходит из анализа полевых и почвообразовательных процессов, из характера водного режима и свойств почвообразующего субстрата. В подтипы же включены подчиненные частные процессы, напр. дерновый, глеевый и др.

Субгидрический почвообразовательный процесс сопровождается более интенсивным обменом веществ между почвой и растительностью, представленной группой сообществ тростника и высоких осок. Гетерогенный, глеевый почвообразующий субстрат часто бывает покрыт полуразложившимися остатками растительности и, в большинстве случаев, находится постоянно под слабо движущейся водой. Климат воздействует на этот почвообразовательный процесс косвенно, посредством поверхностных вод и растительности. Развитие субгидрических почв связано с отключением рукавов, с рельефными депрес-

сиями между поймой и ее высшей ступенью (прилегающей террасой). Особое значение в этом почвообразовательном процессе имеет растительная вегетация, способствующая интенсификации элементарных процессов, сопровождающих доминирующий глеевый процесс. Типология субгидрических почв исходит из анализа признаков и свойств почвообразующих субстратов, водного режима и в то же время от характера вегетации как почвообразующего фактора.

Торфяной почвообразовательный процесс (который является предметом специального исследования) протекает в приведенной области на фитогенных субстратах в период их активизации. Первичное развитие торфяных почв бывает лишь местное и имеет место преимущественно в подтиповых признаках. Вегетация представлена сообществами заболоченных и мокрых лугов (группа сообществ молинии голубой). Первичное развитие торфяных почв связано с зарастанием оставленных и отключенных рукавов и затопленных рельефных депрессий, т. е. со снижением степени увлажнения субгидрических почв, с нарастанием самостоятельного слоя торфа на поверхности глеевых почв и др. Гораздо более распространены торфяные почвы, развивающиеся на активированных торфяниках.

Глеевый почвообразовательный процесс представляет дальнейший этап развития почв лабских пойм. Этот процесс связан прежде всего с изменением водного режима и сопровождающих его явлений на данной территории. В период вегетации глеевые почвы редко бывают покрыты водой, причем содержание почвенной влаги во всем почвенном профиле высокое и дополняется периодическими наводнениями. Уровень грунтовых вод, часто слабо минерализованных вод, находится в поверхностных почвенных слоях и лишь слабо колеблется. Этот водный режим вызывает специфическое развитие вегетации, оказывающей на него обратное действие. В этих условиях возрастает значение и климатического почвообразовательного фактора, участвующего в развитии данной почвы уже непосредственно, и материально и энергетически. Биологический круговорот веществ направляется группой сообществ вербовых, верботопольевых, тополевых и ольхи клейкой. В этих условиях возникают преимущественно низкомолекулярные органические соединения, интенсифицирующие глеевый процесс, которому подчинены остальные элементарные процессы. Глеевый почвообразовательный процесс протекает при чрезвычайной влажности, низким окислительно-восстановительном потенциале, снижением выщелоченными органическими веществами и продуктами деятельности анаэробных микроорганизмов. Это приводит к активации алюминия и восстановленных соединений железа и одновременно к окислению органических веществ, в связи с чем возникают, помимо иного, подвижные внутрикислотные соединения, которые частично окисляются в восстановительно-окислительной зоне, т. е. в поверхностных слоях почвы. В восстановительном слое под уровнем грунтовых вод происходит гидролиз, разложение и новый синтез глинистых минералов, содержащих двухвалентное железо. Глеевый горизонт (как правило с повышенным содержанием глины) часто бывает окрашен вишневым в синий цвет. Типология глеевых почв исходит прежде всего из почвенных видов, из интенсивности и мощности глеевых процессов и из подчиненных подтиповых процессов, в особенности торфяного и дернового. Глеевые почвы встречаются в приведенной области сравнительно часто, их предостаточно лесному хозяйству можно считать рациональным, так как сельскохозяйственное освоение потребовало бы снижения уровня грунтовых вод, что могло бы дать нежелательный степной характер и почвам примыкающих территорий.

Луговой почвообразующий процесс принадлежит к самым распространенным процессам в приведенной области лабской поймы. Его сущность представляет специфическая биоаккумуляция органических веществ и биогенных элементов в поверхностных горизонтах (в условиях относительно повышенной влажности почвы), сопровождаемая глеевыми процессами в нижней части почвенного горизонта; им подчинены полевые процессы, которые ввиду этого в луговом почвообразовательном процессе имеют второстепенное значение. Результатом повышенной биологической активности в условиях повышенной насыщенности органоминерального коллоидного комплекса является создание более высокомолекулярных, в общем стабильных органических веществ довольно благоприятного качества, причем происходит сравнительно глубокое проникновение гумуса в почвенный профиль. Почвообразующие субстраты чаще всего образуются богатыми наносными глинами с песчаными до гравийных наносными отложениями. Уровень более значительно минерализованных подпочвенных вод колеблется слабо (между 100—200 см), ввиду чего он систематически с излишком увлажняет нижнюю часть почвенного профиля; даже его верхняя часть не подвергается долговременному периодическому просыханию и остается в свежем влажном состоянии и в большей части сухого периода. Таким образом создаются благоприятные условия для интенсивного роста и развития групп сообществ овса высокого и сродных с ними более влажных вариантов.

Эти почвы часто развиваются также под пойменными лесами, а именно под переходной ступенью мягких и твердых древесных пород и под нижней ступенью твердых древесных пород с богаторазвитым этажом кустарников и с активным участием нитрофильных растений в кустарниковом подлеске. Климат принимает участие в развитии этих почв непосредственно, материально и энергетически, а также косвенно влиянием прочих почвообразовательных факторов, прежде всего вегетации. У вспаханных луговых почв сильно проявляются культивационные вмешательства, которые часто приводят к «производству» искусственных почв, в особенности огородных. Типология луговых почв основывается, помимо прочего, на степени развития, на влиянии подчиненных глеевых, дерновых, черноземных и др. процессов (на уровне класса и подтипа). Часть луговых почв, принадлежащих к агрономически высококачественным почвам, в сравнительно большой степени окультурена.

Дерновый почвообразовательный процесс протекает по существу в terrestrischen условиях, так как уровень грунтовых вод находится вне почвенного профиля. Сущностью этого процесса является биоаккумуляция и фиксация более слабо конденсированных органических веществ и биогенных элементов на некарбонатных, практически невыветрившихся субстратах. В настоящее время большинство этих почв обрабатывается, а часть отведена под овощеводство; в этих случаях дерновые почвы, как правило, орошаются, интенсивно обрабатываются, удобряются, а зачастую на них проводится и мелиорация (мергелевание и др.). В естественных условиях вегетация представлена верхней ступенью твердых древесных пород с более богатым растительностью этажом. На дерновых почвах, образованных на зыбучих песках, часто встречаются сообщества подвижных песков; под сосновыми монокультурами с частым наличием вереска развиваются подзолистые подтипы. Типология дерновых почв исходит (наряду со степенью окультуривания, с видами и разновидностями) из оценки влияний, нарушающих почвообразовательный процесс, далее из степени развития основных и подчиненных процессов, как иллиммеризация, оподзоливание, из черноземных, глеевых и др. процессов (на уровне подтипов). Дерновые почвы обладают, в общем, низким естественным плодородием, но их эффективное плодородие может быть сравнительно значительным (за счет искусственного плодородия). С наибольшим эффектом эти почвы используются для овощеводства с искусственным орошением и высоким уровнем агротехники.

Die vertikale Zonalität der Böden im Hügelland der Donauebene

Vertikálna zónalnosť pôd na pahorkatinách Podunajskej nížiny

Вертикальная зональность почв холмистых районов Придунайской низменности

Ing. Zoltán BEDRNA

Pedologisches Laboratorium, Bratislava

Die vertikale Zonalität der Böden ist der gesetzmäßige Wechsel der Bodentypen mit zunehmender Seehöhe, der vor allem in den Gebirgsgegenden zur Geltung kommt. In den Niederungen tritt an den Berührungsstellen mit den Gebirgen eine charakterische Art der vertikalen Bodenzonalität auf (16). Diese Niederungszonalität, die auch als unechte Höhenabstufung der Böden bezeichnet werden kann, entsteht durch die Veränderung der bioklimatischen Verhältnisse vom Zentrum der Tiefebene in Richtung zu ihrem Rand und ist nicht durch das steigende Gelände, sondern durch die Annäherung an das Gebirge verursacht. Zum Unterschied von der echten vertikalen Gebirgszonalität der Böden, bei der deutlich geomorphologisch-geologische Verhältnisse zur Geltung kommen, denn diese Böden bilden sich auf steilen Hängen und meistens auf den wenig mächtigen Deluvien der festen Gesteine, zeigt sich die Niederungszonalität oder die unechte Höhenabstufung der Böden an Stellen, wo

mächtige Schichten loser Sedimente mit einem ebenen oder hügeligem Relief angesammelt sind und wo Bodentypen entstehen, die den Böden der ausgedehnten Tiefebene nahestehen. An der Bildung der Unterschiede zwischen der vertikalen Zonalität der Böden in den Ebenen und im Gebirge beteiligt sich in nicht geringem Maß auch der Mensch durch die intensivere Ausnutzung der fruchtbareren Niederrungsböden.

In der Tschechoslowakei kommt die vertikale Niederrungszonalität der Böden in allen Niederrungen vor.

Die Donauebene

Die Donauebene (die kleine Donauebene und das Komarner Becken) gehört zum System der innerkarpatischen Tiefebene und entstand durch Absinken bei der Faltung im Neogen. Die Donauebene erstreckt sich auf dem Gebiet der Slowakei zwischen der Donau und den südlichen Ausläufern der Westkarpaten über eine Fläche von annähernd 9850 km² (Abb. 1). Die Sohle der Tiefebene ist mit Sedimenten des neogenen Meeres ausgefüllt (Sandsteine, Ton, Kalksteine und Mergel), auf denen stellenweise Sedimente aus Süßwasserseen (Süßwasserkalk, Ton, Kies und Sand) abgelagert sind. Dieser Untergrund ist mit Flußkiesel, Sand, lehmigem Schlamm und vom Wind angewehten Ablagerungen von Sand und Löß bedeckt.

In der Donauebene unterscheiden wir außer der eigentlichen Ebene fünf selbstständige Hügelländer, und zwar die Gebiete von Trnava und Nitra und die Gebiete an den Flüssen Žitava, Hron und Ipel. Der Großteil des Hügellandes ist mit Löß- und Lößlehm bedeckt und ist zum Unterschied von der Ebene durch breite, flache

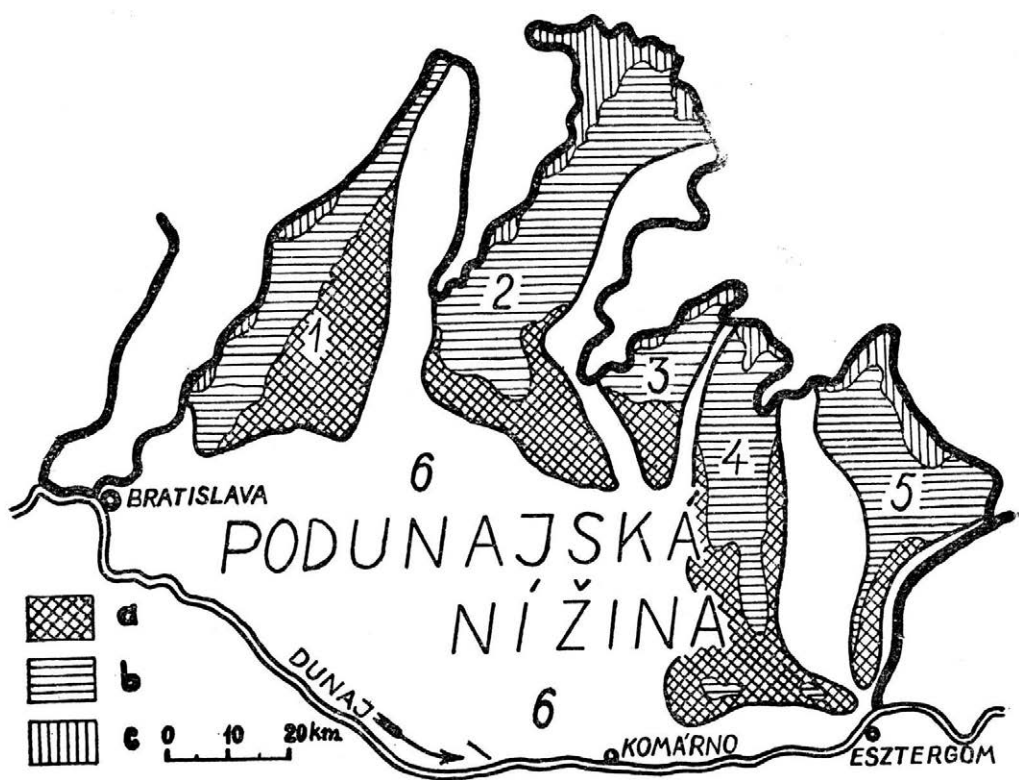


Abb. 1. Situationsplan des untersuchten Gebietes. Die Hügelländer der Donauebene:

1. Gebiet von Trnava, 2. Gebiet von Nitra, 3. Gebiet an der Žitava, 4. Gebiet am Hron, 5. Gebiet am Ipel, 6. Niederungsgebiet der Donauebene.

— — — Böden: a) Tschernosjomen, b) Parabraunerden, c) Fahlerden

Hügelrücken und seichte Flußtäler, gegebenenfalls abflußlose Mulden gekennzeichnet. Die Seehöhe der Hügelländer nimmt sehr langsam von der Berührungsfläche mit der Ebene (110—130 m) in Richtung auf die Gebirge zu, in deren Nachbarschaft sie eine maximale Höhe von 300 m erreichen. Durch den Einfluß der Gebirge bildeten sich in den Hügelländern Zonen, respektive Stufen mit verschiedenen bioklimatischen Bedingungen. Die südlichen, niedrigsten Lagen des Hügellandes hatten in der Vergangenheit (Neolit) den Charakter einer Grassteppe mit einer trockenheitsliebenden Vegetation (8, 11, 12, 15), die in der jüngeren Bronzezeit Eichenwäldern und Mischwäldern mit Eichen und Hainbuchen Platz machte. Das Vordringen des Waldes wurde aber auf dem ganzen Gebiet der Hügelländer durch den Menschen beeinflusst, der die weitere Verbreitung des Waldes verhinderte und später den Wald auf der ganzen Fläche des Hügellandes nach und nach beseitigte. Heute sind in diesen Gebieten hauptsächlich Ackerböden verbreitet. Die Böden behielten aber viele Eigenschaften, die sie während ihrer natürlichen Entwicklung gewannen. Zur Erhaltung dieser verschiedenen Eigenschaften helfen auch die gegenwärtigen klimatischen Bedingungen, die den Charakter einer vertikalen Zonalität haben. Die niedrigstgelegenen Teile des Hügellandes sind am wärmsten und trockensten. Mit Annäherung an das Gebirge steigt die Niederschlagsmenge, die Höhe der Schneedecke und ihre Dauer nehmen zu und teilweise ist das Klima auch kühler. Das Niederschlagsmaximum fällt in die Sommer- und Herbstmonate. Der wärmste Monat ist der Juli (um 20°C), der kühlgste Monat der Jänner mit einer Durchschnittstemperatur von ungefähr -2°C (1).

Die klimatischen und die Vegetationsstufen waren und sind trotz der Eingriffe der Menschen die wichtigsten Faktoren für die Entstehung der einzelnen Bodenzonen der vertikalen Niedrigungszonalität auf den Hügelländern der Donauebene.

Die vertikale Zonalität der Böden

In der Donauebene ist die Grenze zwischen der Ebene und den Hügelländern im wesentlichen die Grenze zweier verschiedenen Bodengruppen, der hydromorphen und der automorphen Böden.

In der Ebene überwiegen hydromorphe Böden; die Veränderungen der Bodentypen werden vor allem durch die Wirkung des Grundwassers als Hauptfaktor verursacht. Unter diesen Bedingungen entstehen keine bioklimatischen Zonen. Die Böden wurden nur in Übereinstimmung mit den geomorphologischen und hydrologischen Verhältnissen in mehrere Regionen mit einer bestimmten Kombination der Bodentypen eingeteilt (10, 29). Nach Gerasimov und Glazovskaja (6) können wir diese Bodenregionen auch Komplexe oder Bodenassoziationen nennen.

Die automorphen Böden der Hügelländer der Donauebene sind in Abhängigkeit von den bioklimatischen Bedingungen des Makroreliefs in drei Stufen der vertikalen Niedrigungszonalität angeordnet. Die einzelnen Stufen werden durch folgende Bodentypen gebildet: Tschernosjom — Parabraunerde — Fahlerde (Bodenklassifikation lt. Literaturnachweis 19), die in dieser Reihenfolge auch eine topographische Reihe bilden.

Der Tschernosjom befindet sich am Rand der Hügelländer in einer Höhenlage von ungefähr 120 (140) bis 180 (200) m über dem Meeresspiegel, wo die heutige mittlere Jahrestemperatur 8,5—10°C und die jährliche Niederschlagsmenge 550—600 mm beträgt. Er entstand wahrscheinlich im Neolithikum, gegebenenfalls in der Zeit des Borealantlantikums, d. h. ungefähr vor 7000—10 000 Jahren, wo im Hügelland ein bedeutend wärmeres Klima war als heute. Der Tschernosjom bildete sich unter der Steppenvegetation, wobei im Boden große Mengen an organischer Substanz humifiziert wurden. Vor der Degradierung durch den Wald in der späteren kühleren Periode wurde der Tschernosjom nur durch den Eingriff des Menschen bewahrt, der dauernd die Waldbestände beseitigte und so diesen Bodentyp bis heute künstlich erhielt (22). Die Zone der Tschernosjomböden in den Hügelländern der Donauebene, die 5—15 km breit ist, umfaßt Böden mit verschiedenen Merkmalen und Eigenschaften. An der Grenze zur Ebene treten Tschernosjomen mit myzelartigen Karbonaten auf, bei denen die Karbonate im Bodenprofil ein kalkiges Pseudomyzelium bilden. Näher zu den Gebirgen findet man ausgelaugte Tschernosjomen und verbrauchte Tschernosjomen (degradierte Tschernosjomen), bei denen es infolge

der Kalkausschwemmung aus dem Bodenprofil zu einer Degradation des Bodentyps kommt.

In einer Seehöhe von ungefähr 160 (200) bis 250 (300) m findet man im Hügelland am häufigsten Parabraunerden. Die mittlere Jahrestemperatur beträgt in ihrem Verbreitungsbereich heute 8 bis 9° C, die Jahresniederschlagssumme 600 bis 700 mm. Parabraunerden treten an solchen Stellen auf, wo die ursprünglichen Bestände durch wärmeliebende Eichenwälder und aus Eichen und Hainbuchen bestehende Mischwälder gebildet wurden. Diese Wälder wurden nach und nach geschlagen und heute ist das ganze Gebiet der Parabraunerden (bis auf kleine Wald-

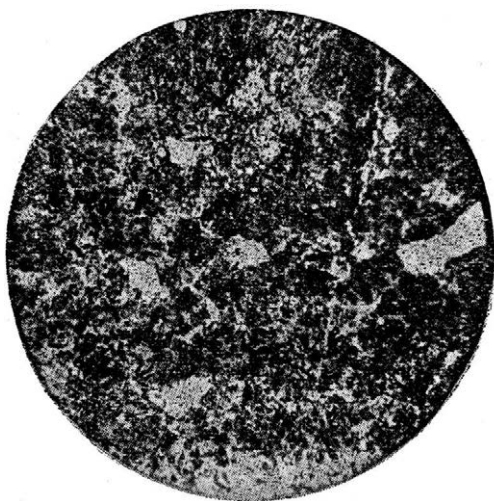


Abb. 2. Schliff von Löß unter Tschernosjom mit myzelartigem Karbonat. 19fache Vergrößerung



Abb. 3. Schliff von Löß unter illimerisierter Parabraunerde. An den Wänden der Poren feinkörniges Kalzit. 20fache Vergrößerung

inseln) unter dem Einfluß der intensiven wirtschaftlichen Tätigkeit des Menschen. Unter der ursprünglichen Vegetation verlief in dem warmen und feuchten Klima eine intensive Mineralisierung der Oberschichte der Parabraunerde und eine teilweise Humifizierung der abgefallenen Blätter des Baumbestandes und der abgestorbenen Organe der Kräuterschicht. In dem entkalkten Bodenprofil kam es zu einer intensiven inneren Verwitterung des Bodens und zu einer Migration der

tonigen und kolloiden Teilchen. Die Intensität der Migration der Tonteilchen im Bodenprofil ist in dem ganzen 8—10 km breiten Parabraunerdengebiet nicht überall gleich. An der Berührungsgrenze mit dem Tschernosjom ist sie am schwächsten (Tschernosjom - Braunerde), in Richtung auf die Gebirge nimmt sie zu (schwach illimerisierte Parabraunerde) und an der Grenze zu den Fahlerden ist sie am stärksten (illimerisierte Parabraunerde).

Die letzte Höhenstufe der vertikalen Niederrungszonalität, ungefähr von 220 bis 200 (350) m über dem Meeresspiegel befindet sich in unmittelbarer Nachbarschaft des Gebirges und häufig auch bis auf den Anschwemmkegeln des Vorgebirges. Sie wird durch Fahlerden gebildet, deren Zone zwei bis vier Kilome-

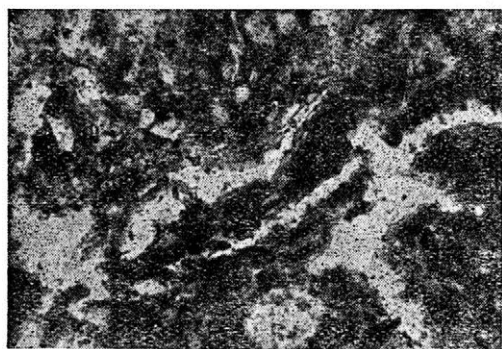


Abb. 4. Schliff aus dem Illuvialhorizont einer Fahlerde. Orientierter Ton in den Poren. 78fache Vergrößerung

ter breit ist. Sie treten in geringerem Maß auf Löß auf, häufiger auf den Hangdeluvien verschiedener Gesteine. Die mittlere Jahrestemperatur beträgt heute in diesen Lagen 7 bis 8°C und die durchschnittliche Jahresniederschlagsmenge 700 bis 800 mm. Die Fahlerden entstanden unter den ursprünglichen Mischwaldbeständen aus Eichen und Hainbuchen, weniger unter Rotbuchenwäldern. Der Abfall diesen Wälder mineralisierte im Sommer verhältnismäßig schnell, in den feuchten Perioden dagegen war er die Quelle einfacherer Säuren, die gemeinsam mit der ausreichenden Wassermenge im Boden zu einer Verlagerung der Tonteilchen im Bodenprofil beitrugen. Die Tonteilchen sammelten sich im unteren Teil des Bodenprofils. Dadurch entstand eine undurchlässige Schicht, die das Versickern des Gravitationswassers verhindert, und es kommt daher zu einer periodischen Staunässebildung durch das Oberflächenwasser.

Die Charakteristik der Bodenreihe

Die Bodenreihe ist eine kurze Erfassung der allmählichen Veränderung der Bodentypen in der Zeit und im Raum. Sibircev (25) schrieb: „Die topographischen Bodenreihen wiederholen sich systematisch. Für jede Zone oder für jedes Gebiet können sie in bestimmte Schemen vereinfacht, d. h. zu bestimmten boden-topographischen Typen zusammengefaßt werden, die das tatsächliche Mosaik der Bodenschichten verallgemeinern und charakterisieren.“

Auf den Hügeln der Donaubene stellen wir, wie dies auch aus der Abhandlung über die vertikale Zonalität hervorgeht, nachstehende Typen der topographischen Bodenreihe fest: Tschernosjom mit myzelartigen Karbonateinschlüssen (Čk)-, ausgelaugter Tschernosjom (Čv)-, verbraunter Tschernosjom (Čh)-, Tschernosjom-Braunerde (Hč)-, schwach illimerisierte Parabraunerde (Hi)-, illimerisierte Parabraunerde (Hl)-, Fahlerde (IP)-.

Diese topographische Reihe der Böden mit vertikaler Niederrungszonalität drückt linear die Veränderung, beziehungsweise das Vorkommen der einzelnen Böden im Hügelland aus, und zwar bei der Berührungsgrenze des Hügellandes mit der Ebene beginnend und mit dem Gebirge endend. Sie charakterisiert allerdings nicht die Veränderungen des Bodens an einer bestimmten Stelle während einer gewissen Zeit, d. h. die Entwicklungsreihe der Böden in der Zeit (die genetische Reihenfolge der Böden), die für ein bestimmtes Gebiet von Kubierna (13), Reuter (23) und anderen in ihren Arbeiten beschrieben werden.

Die Stratigraphie der Bodenprofile ist im Diagramm 1 veranschaulicht. Auf diesem Diagramm sieht man, wie sich von dem Tschernosjom zu den Fahlerden allmählich die Mächtigkeit des Humushorizontes zu Lasten des Horizontes der inneren Verwitterung des Bodens und des Illuvialhorizontes verringert. Weiter können wir uns von der Entstehung des Eluvialhorizontes in Böden mit einer stärkeren Verlagerung der Tonbestandteile im Bodenprofil überzeugen.

Von den morphologischen Eigenschaften möchten wir nur kurz auf die wichtigsten Merkmale der hauptsächlichsten Bodenhorizonte der einzelnen Glieder dieser Bodenreihe verweisen. Der Humushorizont hat nur bei dem Tschernosjom eine dunkle braungraue Farbe (10 YR-2/1, 10 YR-3/1), Parabraunerden haben einen graubraunen bis braunen Humushorizont (10 YR-3/3, 10 YR-3/2) und Fahlerden einen braungrauen (10

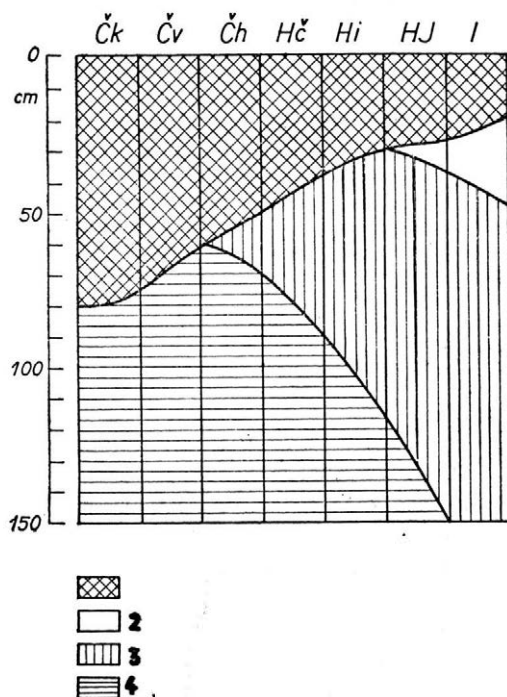


Diagramm 1. Stratigraphie der Bodenprofile. Bodenhorizonte: 1. Humushorizont, 2. Eluvialhorizont, 3. Illuvialhorizont und Horizont der inneren Bodenverwitterung, 4. Löß

Tiefe der Probe in cm	Index des Horizonts und Mächtigkeit in cm	Texturanalyse — Teilchen in mm					Spezifisches Gewicht g/cm ³	Reduziertes Rauminheitsgewicht g/cm ³	Porenvolumen in %	Humus in %	CaCO ³ %	pH		Sorptions-eigenschaften		
		0,001	0,01	0,01 — 0,05	0,05 — 0,25	0,25 — 2,00						H ₂ O	KCl	T mval/ 100 g	S mval/ 100 g	V %
Profilgrube 1. Tschernosjom mit myzelartigen Karbonatbildungen über Löß (Brestovany, Ebene, 148 m Seehöhe)																
10—20	H _{or} 23	16,96	35,27	51,45	12,65	0,63	2,58	1,20	53,48	2,47	0,0	7,8	7,2	21,65	20,45	94,28
30—40	H _{Ca} 25	21,49	39,75	50,23	9,82	0,20	2,57	1,12	56,42	1,89	1,7	7,9	7,3	20,71	20,71	100,00
55—65	h _{Ca} 22	21,20	41,18	35,39	23,23	0,20	2,62	1,36	48,09	1,44	10,5	8,1	7,3	18,68	18,68	100,00
100—110	P _{Ca} —	11,41	33,52	46,43	19,79	0,26	2,65	1,38	47,92	0,44	25,4	8,2	7,6	11,06	11,06	100,00
Profilgrupe 2. Ausgelaugter Tschernosjom über Löß (Balmuth, Ebene, 152 m Seehöhe)																
10—20	H _{or} 28	24,96	42,36	40,45	16,84	0,35	2,53	1,30	48,61	2,77	0,0	7,1	6,6	23,92	23,08	96,48
30—40	H 32	24,09	42,20	37,47	15,14	0,19	2,53	1,37	46,06	2,83	0,0	7,9	6,6	25,17	24,61	97,77
65—75	h 20	34,95	40,90	48,39	10,53	0,18	2,56	1,21	52,34	1,53	0,0	8,0	7,3	10,67	20,67	100,00
100—110	P _{Ca} —	14,51	37,26	51,66	10,79	0,29	2,62	1,27	51,52	0,43	24,0	8,2	7,6	11,58	11,58	100,00
Profilgrube 3. Verbraunter Tschernosjom über Löß (Trnava, Ebene, 160 m Seehöhe)																
15—25	H _{or} 28	18,85	39,00	41,10	18,70	1,20	2,63	1,25	52,47	1,59	0,0	7,2	6,9	17,52	14,02	80,00
35—45	h(v) 22	25,60	42,20	33,50	23,43	0,87	2,75	1,53	44,36	0,77	0,0	7,5	6,7	19,21	15,77	82,09
55—65	(h)V25	25,40	41,60	44,00	13,72	0,68	2,75	1,53	44,36	0,55	0,0	7,5	6,7	19,69	17,49	88,82
85—95	P _{Ca} —	14,71	46,28	38,29	13,38	2,05	2,85	1,52	44,66	0,41	26,7	7,9	7,7	11,96	11,96	100,00

Profilgrube 4. Tschernosjom-Braunerde über Löß (Nižná, mäßiger SO-Hang, 175 m Seehöhe)

10—20	h_{or} 30	20,93	37,10	49,83	12,79	0,28	2,56	1,39	45,70	1,69	0,0	7,2	6,6	16,07	14,80	92,09
30—40	(h)v 15	24,76	38,32	37,74	23,21	0,73	2,60	1,45	44,23	0,84	0,0	7,5	6,7	17,16	16,91	98,54
55—65	V(i) 33	27,54	43,72	41,81	14,34	0,13	2,57	1,48	42,41	0,60	0,0	7,8	6,7	17,86	17,86	100,00
80—90	v(i) 15	23,50	40,57	46,37	22,88	0,18	2,59	1,52	41,31	0,48	0,0	8,0	7,0	16,89	16,89	100,00
100—110	P _{Ca} —	16,28	33,90	53,65	11,65	0,80	2,62	1,60	38,93	0,44	18,7	8,1	7,2	12,49	12,49	100,00

Profilgrube 5. Schwach illimerisierte Parabraunerde über Löß (Dechtice, mäßiger SO-Hang, 198 m Seehöhe)

10—20	h_{or} 25	17,12	40,57	38,32	20,28	0,83	2,57	1,60	37,74	1,68	0,0	7,0	6,6	15,54	15,04	96,78
35—45	I 25	27,54	48,57	45,49	5,13	0,81	2,58	1,61	37,59	0,37	0,0	7,8	6,8	19,58	18,58	94,89
70—80	i 54	23,73	32,45	44,24	22,91	0,40	2,60	1,64	36,92	0,36	0,0	7,9	6,8	19,96	19,21	96,24
130—140	P _{Ca} —	13,24	37,31	50,74	11,44	0,51	2,64	1,58	40,15	0,39	15,0	8,2	7,3	13,08	13,08	100,00

Profilgrube 6. Illimerisierte Parabraunerde über Löß (Dolná Krupá, Rücken einer Geländewelle, 212 m Seehöhe)

10—20	h_{or} 23	11,27	29,54	50,86	18,97	0,63	2,53	1,31	48,22	1,31	0,0	6,8	6,3	12,33	10,34	83,86
25—35	(he)i17	22,82	43,14	40,62	15,60	0,64	2,50	1,40	39,11	0,58	0,0	6,8	5,6	14,37	9,42	65,55
55—65	I 30	24,94	43,39	42,13	14,21	0,27	2,54	1,49	41,33	0,41	0,0	6,9	5,9	18,46	15,96	86,45
80—90	i 32	24,26	42,19	45,01	12,69	0,11	2,56	1,55	39,45	0,39	0,0	7,2	6,7	17,25	17,25	100,00
110—120	P _{Ca} —	11,44	34,01	56,62	7,80	1,57	2,51	1,34	41,99	0,37	18,2	8,2	7,3	11,92	11,92	100,00

Profilgrube 7. Fahlerde über Hangfuß-Schwemmlehm und Lößlehm (Dlhá, SO-Hang, 223 m Seehöhe)

5—15	h_{or} 22	10,14	30,99	40,49	21,51	7,01	2,58	1,39	46,12	1,28	0,0	6,4	5,0	10,25	8,13	79,31
20—30	E 18	8,97	29,11	44,23	20,51	6,15	2,63	1,56	40,00	0,70	0,0	6,4	4,7	9,00	4,20	46,66
55—65	(e)I 30	22,55	39,17	43,38	11,91	5,54	2,62	1,68	38,78	0,22	0,0	6,7	4,8	14,00	9,10	65,00
90—100	I(g) 40	28,58	45,37	40,83	10,07	3,73	2,61	1,61	38,54	0,19	0,0	7,2	5,6	17,50	15,25	87,15
120—130	i —	21,11	44,86	37,61	14,60	2,93	2,63	1,99	24,33	0,02	0,0	7,6	5,8	16,08	15,16	94,27

YR-6/3) oder lichtgrauen (10 YR-5/2) Horizont. Der Verwitterungshorizont und der Illuvialhorizont sind bei allen Böden braun, nur die Schattierungen dieser Farbe sind bei den einzelnen Böden verschieden. Bei verbraunter Tschernosjom und Tschernosjom-Braunerde ist der Verwitterungshorizont gelbbraun (10 YR-7/6), während die Illuvialhorizonte bei illimerisierter Parabraunerde und Fahlerde eine rostig-braune Farbe haben (2,5 YR-4/6). Bei Fahlerde haben die Illuvialhorizonte häufig auch graue Flecken einer Pseudovergleyung. Die Merkmale des Eluvialhorizontes zeigen sich bei illimerisierten Parabraunerden durch einen grauen Schimmer auf den braunen Strukturaggregaten, während die Eluvialhorizonte bei Fahlerden mehr oder weniger zusammenhängend lichtgrau, gegebenenfalls gelbgrau sind. Der Löß ist hell gelbbraun (10 YR-8/4), bei Entkalkung mit brauneren Schattierungen, und lichter, sobald er eine größere Kalkmenge enthält.

Die Haupthorizonte der Bodenreihe unterscheiden sich nicht nur durch die Farbe, sondern auch durch den Charakter und durch die Makrostruktur. Die Makrostruktur der Humushorizonte ist schollig oder feinkrümelig, wobei der Bodencharakter der Ackerkrume direkt von der Bearbeitung abhängig ist. Bei Tschernosjom mit myzelartiger Karbonatbildung ist die Struktur körnig und sehr fest. Die Fahlerden haben im Humushorizont keine ständige Struktur, sie zerfallen sehr leicht, backen bei starkem Regen zusammen und bilden an der Bodenoberfläche eine feste Kruste. Der Eluvialhorizont hat bei illimerisierter Parabraunerde kleine polyedrische Aggregate, die Fahlerde dagegen eine schuppige Struktur, häufig mit Ansammlungen dünner, kleiner Blättchen (blättrige Struktur). Der Verwitterungshorizont hat eine mittelpolyedrische und polyedrische Struktur mit kleinen Aggregaten. Der Illuvialhorizont zeigt eine prismatische Struktur, wobei die Größe der Strukturelemente bei steigender Tiefe der einzelnen Illuvialhorizonte zunimmt. Löß spaltet sich in Schichten ab, was sich aber nur bei tieferen Profilgruben deutlich zeigt.

Tschernosjom mit einer myzelartigen Karbonatbildung hat im unteren Teil (40–80 cm) des Humushorizontes ein stark verzweigtes Kalkpseudomyzelium und in der Lößschicht dunklen Humus, der in den Wurzelgängen bis in eine Tiefe von 120–180 cm angesammelt ist. Bei ausgelaugtem Tschernosjom ist der Kalk in der Lößschicht, die häufig kleine und größere Kalkkonkretionen enthält. Die ersten Kolloid- und Tonüberzüge erscheinen auf den Bodenaggregaten im Verwitterungshorizont verbraunter Tschernosjome. Sie sind glänzend, dunkel gefärbt und dünn und kommen verhältnismäßig selten vor. Bedeutend intensiver sind sie in den Illuvialhorizonten der Parabraunerden und Fahlerden. Dort kommen noch Flecken und Konkretionen von Eisen und Mangan hinzu; gegebenenfalls organomineralische Neubildungen. Diese sind besonders in den Illuvialhorizonten der Fahlerden sehr groß, wo sie einen Durchmesser von 1–2 cm erreichen. Die Eluvialhorizonte der Fahlerden haben wiederum je Kubikzentimeter am meisten derartige Neubildungen in der Form und Größe von Schrottkörnern.

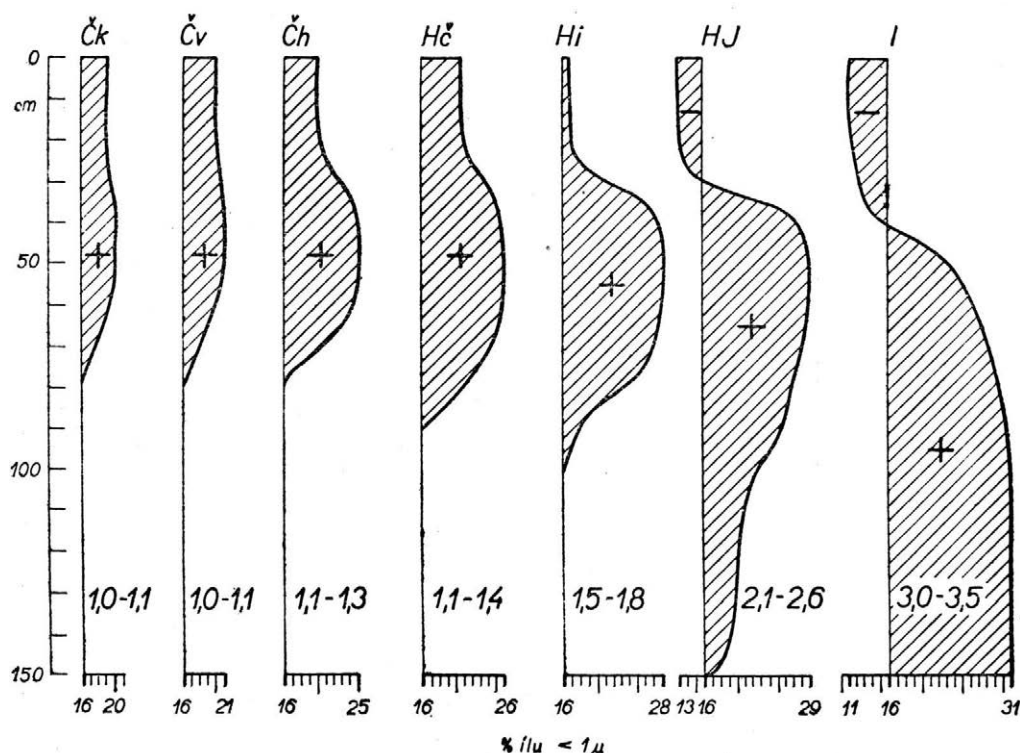
Es ist nun notwendig, die physikalischen, chemischen und physikalisch-chemischen, gegebenenfalls auch weitere (mikromorphologische und agronomische) Eigenschaften der topographischen Bodenreihe zu erwähnen.

Als Beispiel sind in der Tabelle I gewisse Angaben über die Böden im Hügelland von Trnava angeführt. Mit Absicht wurden die lehmigen Böden ausgewählt, d. h. in ihrer Textur im Hügelland überwiegende Böden, um den Einfluß der verschiedenen texturmäßigen Zusammensetzung auf die Bodeneigenschaften zu eliminieren.

In den untersuchten Böden ist der Anteil an Staubteilchen sehr hoch (40 bis 50 %) und nur wenig Sand, was für alle Böden auf Lößlehm charakteristisch ist. Es ist sehr interessant, den Anteil der Tonteilchen (1) in den Horizonten der einzelnen Glieder der Bodenreihe zu vergleichen. Lößlehm enthält in der Regel 14–18 % derartiger Tonteilchen (Durchschnitt aus mehr als 400 Analysen). Bei allen Tschernosjomen und bei Tschernosjom-Braunerden steigerte sich diese Tonmenge durch Verwitterung im Boden in den einzelnen Horizonten auf 16–28 %. In schwach illimerisierter Parabraunerde, in illimerisierter Parabraunerde und in Fahlerde sehen wir eine Senkung des Tongehaltes in den oberen Bodenschichten (Hi 15–19 %, HI 13–14 %, I 10–12 %) und eine Ansammlung dieser Tonteilchen im unteren Teil des Profiles in den Illuvialhorizonten (Hi 27–29 %, HI 27–32 %, I 28–35 %). Hiervon können wir uns auch auf Graph 1 überzeugen.

Seitens der physikalischen Eigenschaften zeigen die Lehmböden des Hügellandes ein sehr ausgeglichenes spezifisches Gewicht. Verhältnismäßig starke Unterschiede sind aber im Porenvolumen, dem reduzierten Raumeinheitsgewicht und der

damit zusammenhängenden Konzistenz und der Wasserdurchlässigkeit der einzelnen Bodenhorizonte. Die Ackerkrume kann schwer gewertet werden, da sich durch die Bodenbearbeitung ihre physikalischen Eigenschaften ändern. Verhältnismäßig stabile Werte haben die Horizonte des Unterbodens. Tschernosjomböden sind locker, stark durchlüftet, mit einem dichten Netz von Kapillaren. Das Gravitationswasser dringt in diese Böden leicht ein, wird aber in trockeneren und wärmeren Gebieten auch wiederum verhältnismäßig schnell durch Verdunstung beseitigt. Tschernosjom-Braunerde hat ähnliche physikalische Eigenschaften wie Tschernosjom. Bei Para-



Graph 1. Verteilung des Tonanteiles im Profil, bezogen auf den durchschnittlichen Tongehalt im Löß. 1,0—3,5 — Profilindex, d. h. Tongehalt im Eluvial- zum Illuvialhorizont

braunerden sinkt mit der Bildung eines Illuvialhorizontes die Wasserdurchlässigkeit dieser Böden, das Porenvolumen wird vermindert, die Porenverdichtung nimmt zu und die Anzahl der Kapillaren wird kleiner. Fahlerden haben einen lockeren Eluvialhorizont, durch den das Wasser leicht durchsickert, das aber auf dem verfestigten undurchlässigen Illuvialhorizont zurückgehalten wird. Die meisten Poren des Illuvialhorizontes bei Fahlerden sind mit Tonteilchen ausgefüllt. Die mikromorphologischen Untersuchungen haben gezeigt, daß nur in einigen größeren Kavernen und Bodenrissen Hohlräume bleiben.

Von den chemischen Eigenschaften der Bodenreihe, sind vor allem die Bodenreaktion und der Kalkgehalt des Bodens zu erwähnen. Tschernosjom mit myzelartiger Karbonatbildung enthält praktisch im ganzen Profil CaCO_3 , und daher ist auch die Bodenreaktion sämtlicher Horizonte neutral bis schwach basisch. Auch ausgelaugter Tschernosjom, verbraunter Tschernosjom und Tschernosjom-Braunerde haben eine neutrale Bodenreaktion, wobei der Kalk aus dem Boden bis in den Löß ausgelaugt ist. Illimerisierte Parabraunerden und Fahlerden haben eine schwach saure bis saure Bodenreaktion, die aber bei Kulturböden meistens durch Kalken geändert ist. Die chemische Gesamtanalyse zeigte eine verhältnismäßig intensive Abnahme von R_2O_3 und eine relative Ansammlung von SiO_2 in den oberen Teilen der Profile der illimerisierten Parabraunerden und der Fahlerden, bei denen ein

mit Sesquioxiden, Kalzium, Magnesium und weiteren Elementen angereicherter Illuvialhorizont entwickelt ist. Die Böden der topographischen Reihe enthalten nicht sehr viel organische Stoffe. Am meisten Humus haben die Tschernosjomen, am wenigsten die Fahlerden. Der Sorptionskomplex ist beinahe bei allen Kulturböden voll mit basischen Elementen gesättigt. Nur bei gewissen illimerisierten Parabraunerden und Fahlerden zeigt sich eine unvollkommene Sättigung des Kolloidkomplexes des Bodens.

Die Angaben über die Mitglieder der Bodenreihe deuten an, welchen Charakter die Prozesse haben, die sich in den einzelnen Böden abspielen, gegebenenfalls noch abspielen. Einen Überblick über gewisse Teilvorgänge des Bodenbildungsprozesses und ihre Intensität gibt die Tabelle II.

II. Teilvorgänge des Bodenbildungsprozesses und ihre Intensität

Bodenbildungs-Teilvorgang	Čk	Čv	Čh	Hč	Hi	HI	IP
Biologische Akkumulation	stark	stark	mittelstark	mittelstark	mittelstark	schwach	sehr schwach
Auslaugung	schwach	mittelstark	stark	sehr stark	sehr stark	sehr stark	sehr stark
Reduktionsprozesse	sehr schwach	sehr schwach	sehr schwach	schwach	mittelstark	mittelstark	stark
Innere Verwitterung des Bodens	schwach	mittelstark	stark	sehr stark	sehr stark	stark	stark
Tonverlagerung	keine	keine	keine	sehr schwach	schwach	mittelstark	stark

Die biologische Akkumulation ist im wesentlichen die Ansammlung organischer und mineralischer Stoffe durch die lebenden Organismen im Boden. Der Humus ist das bedeutendste Element der biologischen Akkumulation im Boden, denn in ihm spiegelt sich die Ansammlung und Umwandlung der organischen Stoffe wider. In der topographischen Bodenreihe sinkt der Humusvorrat von dem Tschernosjom zu den Fahlerden, so wie sich die Intensität der biologischen Akkumulation vermindert. In den einzelnen Böden ist die durchschnittliche Humusmenge wie folgt (in t/ha): Čk-255, Čv-245, Čh-175, Hč-161, Hi-134, HI-129, IP-111.

Die Auslaugung der leicht löslichen Salze und Karbonate ist ein weiterer Prozeß, der in jedem Gliede der Bodenreihe vorkommt. In dem Tschernosjom mit myzelärer Karbonatbildung sind die Karbonate nicht bis in den Löß ausgelautet, der laut der mikromorphologischen Beobachtungen nur grobkörniges Kalzit enthält (Photo 1). In den anderen Böden wird der Kalk bis in den Löß ausgeschwemmt, wo er aber keinen Akkumulationshorizont bildet, sondern sich gleichmäßig bis in die Tiefe von 3–4 m verteilt. Im Löß setzt sich das CaCO_3 an den Wänden der Poren in der Form von feinkörnigem Kalzit mit einem Durchmesser von 3–8 μ an (Photo 2). Aus den einzelnen Böden wurden annähernd nachstehende CaCO_3 -Mengen ausgelautet (in kg/m^2) Čk-92, Čv-154, Čh-175, Hč-231, Hi-246, HI-308 und I-492.

Die Reduktionsprozesse verlaufen in den automorphen Böden bei erhöhter Verdichtung, geringer Wasserdurchlässigkeit der Horizonte und Wasserüberschuß im Bodenprofil. Das Ergebnis dieser Prozesse sind Neubildungen, die durch die biologischen Vorgänge in dem Reduktionsmilieu entstehen. Über die Menge der Neubildungen (Ortstein) sprach ich schon bei der makromorphologischen Beschreibung der Bodenreihe. Zusätzlich möchte ich nur bemerken, daß diese Angaben auch durch die mikromorphologische Untersuchung voll bestätigt werden, die eine Zunahme

und Vergrößerung der Mikroortsteinbildungen von den Tschernosjomen zu den Fahlerden beweist.

Die Verwitterung im Inneren des Bodens und die Verlagerung der Tonbestandteile sind Teilvorgänge des Bodenbildungsprozesses, bei denen es zur Entstehung, gegebenenfalls zur Aufteilung des Tons im Bodenprofil kommt. Sie haben eine große Bedeutung für die Bestimmung des wichtigsten pedogenetischen Prozesses in den einzelnen Böden.

Die innere Verwitterung des Bodens ist die Verwandlung der ursprünglichen Minerale und die Bildung von Ton, und kommt praktisch in jedem Boden vor. Diese Prozesse werden nur durch die Anwesenheit von Kalzium, durch Wassermangel und niedrige Temperaturen gehemmt. Mit Rücksicht auf die Bedingungen des biohydrothermischen Regimes verläuft die Verwitterung im Boden am intensivsten im mittleren Teil des Profils (9,24) und in den Bedingungen der Donauebene am stärksten in den Parabraunerden. Das beweisen neben Graph 1 auch weitere mineralogische und mikromorphologische Beobachtungen.

Die Verlagerung des Tons ist ein Teil des Illimerisationsprozesses, der bei Parabraunerde und Fahlerde der wichtigste Bodenbildungsvorgang ist (17, 18, 19, 29). Der Ton wird aus den oberflächlichen Bodenhorizonten (Eluvialhorizonten) ausgeschwemmt und sammelt sich in den unteren Teilen des Bodenprofils (Illuvialhorizonte). Die Intensität der Tonverlagerung wird sehr häufig durch den sogenannten Profilindex (2, 19) ausgedrückt. Für die Böden der Donauebene ist die Intensität der Ausbleichung bei den einzelnen Böden durch nachstehende Profilindizes ausgedrückt: H_c - sehr schwach (1,1—1,4), H_i - schwach (1,5—1,8), H_{II} - mittelstark (2,1—2,6), IP - stark (3,0—3,5). Ich stelle aber fest, daß es bei verbrauntem Tschernosjom, der in der Literatur als degradiertes Tschernosjom angeführt wird, unter den Bedingungen der Donauebene nach der Auslaugung des Kalkes nur zu einer inneren Verwitterung des Bodens kommt. Die Illimerisation, die Širový (26) bei dem degradierten Tschernosjom von Uhřetice bei Chrudim feststellte, kommt in dem verbrauchten Tschernosjom der Donauebene nicht vor. Diese Tatsache wurde auch durch die mikromorphologische Untersuchung bestätigt, mit der die innere Verwitterung des Bodens verhältnismäßig deutlich von der Verlagerung des Tons im Boden unterschieden werden kann (3, 20, 21). Eine schwache Verschiebung des Tons zeigt sich nur bei Tschernosjom-Braunerde und ihre Intensität nimmt in Richtung auf die Fahlerde zu. In den Schriffen aus dem Illuvialhorizont eines Fahlerdebodens ist die Mehrzahl der Mikroporen vollkommen mit einem in Schichten gelagerten, optisch orientierten Stoff gefüllt (Photo 3).

Die Untersuchung der Bodeneigenschaften und der Teilvorgänge der Bodenbildungsprozesse ermöglichte mir, die Böden genau zu klassifizieren. Außer den verwendeten Klassifikationseinheiten, die schon Němeček (18, 19) früher bestimmte und charakterisierte, unterscheide ich zwei neue Bodensubtypen, und zwar verbrauchter Tschernosjom und Tschernosjom-Braunerde. Die Benennung übernahm ich aus der Literatur: Stefanovits (27) — Csernozjom-barna erdőtalaj, Laatsch (14), Fink (4) und Franz (5) — verbrauchter Tschernosjom, Tschernosjom-Braunerde, Gračanin 7) — braunizirani černoziem, černoziemizirano smedo tlo und weitere. Die Böden dieses Charakters wurden ursprünglich zu den degradierten Tschernosjomen und Parabraunerden eingereiht, von denen sie sich aber durch ihre Eigenschaften unterscheiden. Sie verdienen daher in der Bodenklassifikation eine Sonderstellung.

Zusammenfassung

Die Donauebene, die zum System der innerkarpatischen Tiefebene gehört, gliedert sich geomorphologisch in die Ebene und in Hügelland (15) und Abb. 1). In der Ebene überwiegen hydromorphe Böden, die keine bioklimatischen Zonen bilden, die aber unter dem Einfluß der geomorphologischen und hydrologischen Bedingungen zu Komplexen und Bodenassoziationen gruppiert sind (6, 10, 29). In den hügeligen Gebieten sind automorphe Böden, die sich zum Großteil auf Löß und seltener auf den abgedeckten neogenen Sedimenten des Untergrunds bilden. Durch den Einfluß der Westkarpaten entwickelten sich in den Hügelländern bioklimatische Zonen, die die Entstehung einer charakteristischen Art einer vertikalen Zonalität der Böden bedingten. Diese Art findet sich, zum Unterschied von der vertikalen Zonalität des Gebirges, in der Ebene, und zwar an ihrer Berührungsgrenze mit dem

Gebirge (16). In den Hügelländern der Donauebene beobachten wir folgende durch die Höhe bedingte Zonalität der Böden: Tschernosjomen-Parabraunerden-Fahlerden (Bodenklassifikation lt. Literaturnachweis 19). Der Tschernosjom ist auf den niedrigsten Teilen des Hügellandes mit einer Höhe von 120/140 — 180/200 m über dem Meeresspiegel, wo die heutige mittlere Jahrestemperatur 8,5 — 10°C und die jährliche Gesamtniederschlagsmenge 550—600 mm beträgt. Der Tschernosjom entstand wahrscheinlich im Neolit unter der Steppenvegetation. In dieser Zeit war das Klima auf den Hügeln wärmer als heute. Vor der Degradation durch den Wald in der späteren kühleren Periode wurden diese Böden durch die Menschen bewahrt, die systematisch die Waldvegetation beseitigten (22). Von 160 (200) bis 250 (300) Metern über dem Meeresspiegel sind auf den Hügeln Parabraunerden. Die durchschnittliche Jahrestemperatur in ihrem Verbreitungsgebiet beträgt heute 8—9°C, die jährliche Niederschlagssumme 600—700 mm. Parabraunerden kommen an solchen Stellen vor, wo ursprünglich Eichenwälder und Wälder aus Eichen und Hainbuchen standen, die heute schon gerodet sind. In der unmittelbaren Nachbarschaft des Gebirges, in einer Seehöhe von 220—300 (350) m, sind Fahlerden, die unter den ursprünglichen Waldbeständen aus Eichen und Hainbuchen und im geringeren Maß unter Buchenbeständen entstanden. Heute ist in diesen Lagen eine durchschnittliche Jahrestemperatur von 7—8°C und eine jährliche Niederschlagsmenge von 700—800 mm. Durch die Untersuchung der topographischen Bodenreihe des Hügellandes, die die Reihenfolge der Böden in gerader Linie von der Ebene bis zum Gebirge darstellt (Fink's Groß-Catena, Literaturnachweis 4), stellten wir folgende Böden fest: Tschernosjom mit myzelartiger Karbonatbildung (Čk)- ausgelaugter Tschernosjom (Čv)- verbraunter Tschernosjom (Čh)- Tschernosjom-Braunerde (Hč)- schwach illimerisierte Parabraunerde (Hi)- illimerisierte Parabraunerde (HI)- und Fahlerde (I). Jedes Glied der Bodenreihe hat charakteristische stratigraphische (Diagram 1), morphologische, physikalische, chemische und physikalisch-chemische Eigenschaften (Tabelle I). Diese entstanden durch die Einwirkung der Haupt- und Teilvorgänge des pedogenetischen Prozesses, die in den einzelnen Böden eine verschiedene Intensität hatten, bzw. haben (Tabelle II). Die biologische Akkumulation war am stärksten in den Tschernosjomen (heute Čk-255, Čv-245, Čh-175 Tonnen Humus je Hektar), schwächer bei den Parabraunerden (Hč-161, Hi-134, HI-129 Tonnen Humus je Hektar) und am schwächsten in den Fahlerden (111 Tonnen Humus je Hektar). Bei der Auslaugung, Tonverlagerung, Verwitterung im Boden und bei den Reduktionsprozessen ist das Verhältnis umgekehrt. Aus den Böden wurde folgende Menge CaCO₃ ausgelaugt (in kg/m²): Čk-92, Čv-154, Čh-175, Hč-231, Hi-246, HI-308 und IP-462. Der Kalk wird in den Löss ausgelaugt, wo er sich an den Wänden der Poren als feinkörniges Kalzit ansetzt (Photo 2), während Löss ohne eingeschwemmtes CaCO₃ nur grobkörniges Kalzit enthält (Photo 1). Die innere Verwitterung des Bodens und die Tonverlagerung wird teilweise durch Graph 1 veranschaulicht, wobei diese Prozesse hauptsächlich mikromorphologisch und mineralogisch untersucht werden. Die innere Verwitterung des Bodens ist am intensivsten bei Parabraunerde, die Tonverlagerung bei Fahlerde.

Auf Grund der festgestellten Eigenschaften setzten wir zum Unterschied von der Klassifikation nach Němeček (18, 19) zwei neue Bodentypen fest, und zwar verbraunter Tschernosjom und Tschernosjom-Braunerde, die früher zu den degradierten Tschernosjomen und den typischen Braunerden eingereicht wurden. Die Benennung für diese Böden übernahmen wir aus der Literatur (4, 5, 7, 14, 27).

Literatur

1. Atlas podnebia ČSR. Bratislava 1958. — 2. Aubert G., Duchaufour Ph.: Project de classification des sols. Rapp. VI. Congr. Sci. Sol., Vol. E, Paris 1956. — 3. Brewer R.: Optically oriented clays in this sections of soils. Rapp. VI. Congr. Sci. Sol., Com. I., Paris 1956. — 4. Fink J.: Die Böden Österreichs. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft, Wien, B. 100, H. III. 1958. — 5. Franz H.: Feldebodenkunde. Wien, München, 1960. — 6. Gerasimov I. P., Glazovskaja M. A.: Osnovy počvovedenija i geografija počv. Moskva 1960. — 7. Gračanin M.: Pedologija, III. Sistematika tala. Zagreb 1951. — 8. Häufner V., Korčák J., Král V.: Zeměpis Československa. Praha 1960. — 9. Jarišova Je. A.: Mikromorfologija počv Jergensinskoj vozvyšennosti. Počvovedenije No 2, 1963. — 10. Jurko A.: Pôdne ekologické pomery a lesné spoločenstvá Podunajskej nížiny. SAV Bratislava, 1958. —

11. Kolektiv: Přírodní poměry Československa. Praha 1960. — 12. Krippel E.: Pracovné metody historickej botaniky a jej výsledky na Slovensku. Biológia XVI, č. 4, 1961. — 13. Kubiena W. L.: Entwicklungslehre des Bodens. Wien 1948. — 14. Laatsch W.: Dynamik der mitteleuropäischen Mineralböden. Dresden, Leipzig 1954. — 15. Lukniš M., Plesník P.: Nížiny, kotliny a pohoria Slovenska. Bratislava 1961. — 16. Mičian L., Bedrna Z.: Dva druhy výskovej pásmitosti pôd v Strednej Európe so zvláštnym zreteľom na územie Slovenska. Geografický časopis, č. 1, 1964. — 17. Němeček J.: Genetická charakteristika hlavných pôdných typů půdoznaleckého průzkumu ČSSR. Část A, VTI, Praha 1962. — 19. Němeček J.: Československa. Rostlinná výroba č. 6-7, 1960. — 18. Němeček J. a kol.: Metodika Genetická a agronomická charakteristika půd ČSSR. Rostlinná výroba č. 3-4, 1963. — 20. Osmond D. A.: Micropedology. Soils and Fertilizers No. 1, Vol. XXI, 1958. — 21. Parfionova Je. I., Jarilova Je. A.: Mineralogičeskije issledovanija v počvo-vedenii. Moskva 1962. — 22. Problémy mapovania vegetačného krytu v ČSSR. Príspevky Škardu F. a Plesníka P., Biologické práce SAV, Bratislava 1961. — 23. Reuter G.: Tendenzen der Bodenentwicklung im Küstenbezirk Mecklenburgs. Berlin 1962. — 24. Rozanov A. N.: Počvy orechogo-plodovych lesov ferganskogo chrebtá. Tr. Počv. Inst. I. V. Dokučajeva T. XXXIX, 1953. — 25. Sibircev N. M.: Izbrannye sočinenija. T. I, II. Moskau 1951. — 26. Širový V.: Vliv reliéfu a zrnitostního složení na zvětrávací a půdorysný proces v degradované černozemi. Rostlinná výroba č. 6-7, 1958. — 27. Stefanovits P.: Magyarországi talajai. Budapest 1963. — 28. Šály R.: Hlavné typy lesných pôd na Slovensku. Bratislava 1962. — 29. Tarábek K.: Príspevok ku geografii pôd na Žitnom ostrove. Geografický časopis č. 1-2, 1955.

Vertikálna zonálnosť pôd na pahorkatinách Podunajskej nížiny

Podunajská nížina, ktorá patrí k systému vnútrokarpatských nížin, sa geomorfologicky člení na rovinu a pahorkatiny (Lukniš a Plesník, 1961, obr. 1). Na roviny prevládajú hydromorfné pôdy, ktoré netvoria bioklimatická pásma, ale pod vplyvom geomorfologických a hydrologických podmienok sú zoskupené do komplexov a asociácií pôd (Gerasimov, Glazovskaja, 1960, Jurko, 1958, Tarábek, 1955). Na pahorkatinách sú automorfné pôdy, ktoré sa vyvíjajú zväčša na spráši, menej na odkrytých podložínych neogénnych sedimentoch. Vplyvom Západných Karpát vytvorili sa na pahorkatinách bioklimatické pásma, ktoré podmienili vznik osobitného druhu vertikálnej zonálnosti pôd. Tento druh sa nachádza na rozdiel od horskej vertikálnej zonálnosti v nížinách na styku s pohorím (Mičian, Bedrna, 1964). Na pahorkatinách Podunajskej nížiny pozorujeme nasledujúci výškovú pásmitosť pôd: černozeme — hnedozeme — illimerizované pôdy (klasifikácia pôd podľa Němečka, 1963). Černozeme sú na najnižších polohách pahorkatín asi 120 (140) — 180 (200) m n. m., kde súčasná priemerná ročná teplota činí 8,5—10°C a ročný úhrn zrážok 550—600 mm. Vznikla asi v neolite, pod stepnou vegetáciou, keď bolo na pahorkatinách teplejšie ako je dnes a pred degradáciou lesom v pozdejšom chladnejšom období ju uchránil človek, ktorý sústavne odstraňoval lesnú vegetáciu (Škarda a Plesník, 1961). Od 160 (200) do 250 (300) m n. m. sú na pahorkatinách hnedozeme. Priemerná ročná teplota v oblasti ich rozšírenia činí 2—9°C, ročný úhrn zrážok 600—700 mm. Hnedozeme sa vyskytujú na miestach, kde pôvodný porast tvorili duby a dubohrabové lesy, dnes už vyrúbané. V bezprostrednom susedstve s pohorím v nadmorskej výške 220—300 (350) m sú illimerizované pôdy, ktoré vznikli pod pôvodným porastom dubohrabín, menej bučín. Dnes je v týchto polohách priemerná ročná teplota 7—8°C a ročný úhrn zrážok 700—800 mm. Skúmaním topografického radu pôd pahorkatín, ktorý vyjadruje sled pôd po priamke od roviny po pohorie (Finkova Gross-Catena, 1958) sme zistili tieto pôdy: černozem mycelárne karbonátová (Čk) — černozem vylúhovaná (Čv) — černozem hnedozemná (Ch) — hnedozem černozemná (Hč) — hnedozem slabo illimerizovaná (Hi) — hnedozem illimerizovaná (HI) — illimerizovaná pôda (I). Každý z členov radu pôd má osobitné stratigrafické (diagram 1), morfologické, fyzikálne, chemické a fyzikálno-chemické vlastnosti (tabuľka I). Tieto vznikli pôsobením hlavných a dielčích pedogenetických procesov, ktoré v jednotlivých pôdach mali, prípadne majú rozdielnú intenzitu (tabuľka II). Biologická akumulácia bola najsilnejšia v černozemiach (dnes Čk-255, Čv-245, Ch-175 t/ha humusu), slabšia u hnedozemí (Hč-161, Hi-134, HI-129 t/ha humusu) a najslabšia u illimerizovaných pôd (111 t/ha humusu). U vylúhovania, translokácii ílu, vnútro pôdnom zvetrávaní a redukčných procesoch je

тому наopak. Z pôd sa vylúžilo CaCO_3 (kg/m^2 : Čk-92, Čv-154, Čh-175, Hč-231, Hl-246, Hl-308, I-462. Vápno sa vyplavuje do spráše, kde sa usadzuje na stenách pórov ako jemnozrnný kalcit (obr. 2), zatiaľ čo spráš bez vplaveného CaCO_3 má len kalcit hrubozrnný (obr. 1). Vnútro pôdne zvetrávanie a translokáciu ílu znázorňuje čiastočne graf 1, pričom tieto procesy boli skúmané najmä mikromorfologicky a mineralogicky. Vnútro pôdne zvetrávanie je najintenzívnejšie v hnedozemiach a translokácia ílu v illimerizovanej pôde.

Na základe zistených vlastností vydělili sme oproti klasifikácii Něмеčka (1962, 1963) dva nové subtypy pôd: černоземе hnedоземné a hnedоземе černоземné, ktoré boli prv zaraďované k černоземiam degradovaným a typickým hnedоземiam. Názov pre tieto pôdy sme prevzali z literatury (Fink, 1958, Franz, 1960, Gračanin, 1951, Laatsch, 1954, Stefanovits, 1963).

Вертикальная зональность почв холмистых районов Придунайской низменности

Придунайская низменность, которая относится к системе внутрикарпатских низин, в геоморфологическом отношении расчленяется на равнину и холмистые районы (15 и рис. 1). На равнине преобладают гидроморфные почвы, которые не образуют биоклиматических зон, но под влиянием геоморфологических и гидрологических условий составлены в комплекты и ассоциации почв (1, 10, 29). В холмистых районах находятся автоморфные почвы, которые развиваются в большинстве случаев на лессе, менее на открытых боковых неогенных седиментах. Под влиянием Западных Карпат образовались в холмистых районах биоклиматические зоны, которые обусловили образование особого рода вертикальной зональности почв. Этот род находится, в отличие от горной вертикальной зональности в низинах, на стыке с горной областью (16). В холмистых районах Придунайской низменности можно наблюдать следующую высотную зональность почв: черноземы — буроземы, илиммеризованные почвы (классификация почв согласно лит. 19). Черноземы находятся на самых низких расположениях холмистых районов примерно 120 (140)—180 (200) м н. у. м., где современная среднегодовая температура составляет $8,5-10^{\circ}\text{C}$, а годовая сумма осадков 550—600 мм. Чернозем возник, вероятно, в неолите, под степной вегетацией, когда на холмах было теплее, чем в настоящее время, а перед деградацией лесом в позднейший, более холодный период, его защитил человек, который систематически устранял лесную вегетацию (22). От 160 (200) до 250 (300) м н. у. м. на холмах лежат буроземы. Среднегодовая температура в области их распространения составляет в настоящее время $8-9^{\circ}\text{C}$, годовая сумма осадков 600—700 мм. Буроземы встречаются на местах, где первоначальный древостой состоял из дубрав и дубо-грабовых лесов, в настоящее время уже вырубленных. В непосредственном соседстве с горной цепью на высоте 220—300 (350) м н. у. м. находятся иллиммеризованные почвы, которые возникли под первоначальным дубо-грабовым, менее буковым древостоем. Ныне в этих местоположениях средне-годовая температура $7-8^{\circ}\text{C}$ и годовая сумма осадков 700—800 мм. Путем исследования топографического ряда почв холмов, который выражает последовательность почв по прямой от равнины вплоть до горной цепи (лит. 4 Финка Гросс-Катена) мы установили следующие почвы: минерально карбонатный чернозем (Чк) — чернозем выщелоченный (Чв) — чернозем буроземный (Чб) — бурозем черноземный (Бч) — бурозем слабо илиммеризованный (Би) — бурозем илиммеризованный (БИ) — илиммеризованная почва (И). Каждый из членов ряда почв обладает специфическими стратиграфическими (диаграмма 1), морфологическими, физическими, химическими и физико-химическими свойствами (табл. I). Эти свойства возникли под действием главных и частных почвогенетических процессов, которые в отдельных почвах имели, а при случае имеют различную интенсивность (табл. II). Биологическая аккумуляция была самой сильной у черноземов (ныне Чк — 255, Чв — 245, Чб — 175 т/га гумуса), слабее у буроземов (Бч — 161, Би — 134, БИ — 129 т/га гумуса) и самой слабой у илиммеризованных почв (111 т/га гумуса). Что касается выщелачивания, транслокации глины, внутрипочвенного выветривания и редуцирующих процессов, положение обратное. Из почв выщелочили CaCO_3 (kg/m^2): Чк — 92, Чв — 154, Чб — 175, Бч — 231, Би — 246, БИ — 308, И — 462. Известь вымывается в лесс, где она оседает на стенах пор в качестве мелкозернистого кальцита (фото 2), в то время как лесс без наносного CaCO_3 содержит только крупнозернистый кальцит (фото 1). Внутрипочвенное выветривание и транслокация глины показаны частично на графике 1, причем эти процессы исследовались в особенности микроморфологически и минералогически. Внутрипочвенное выветривание интенсивнее всего в буроземах, а транслокация глины — в илиммеризованной почве.

На основании установленных свойств мы выделили вопреки классификации Немца (18, 19) два новых субтипа почв: черноземы буроземные и буроземы черноземные, которые первоначально относились к деградированным черноземам и типичным буроземам. Название этих почв взято нами из литературы (4, 5, 7, 14, 27).

Der Einfluß der Kulturmaßnahmen auf die Veränderung der Eigenschaften von Podsolböden

Vliv zkulturnění na změny vlastností podzolovaných půd

Влияние окультуривания на изменение свойств подзолистых почв

Doz. Ing. Rudolf VACULÍK, CSc.

Lehrstuhl für Bodenkunde der Landwirtschaftlichen Hochschule, Brno

Kurze Charakteristik des erforschten Gebietes

Das untersuchte Gebiet von Žďár liegt im Bereich der Böhmischemährischen Höhe. Vom physikalisch-geographischen Gesichtspunkt ist die Umgebung der Stadt Žďár dadurch charakteristisch und interessant, daß sie zum Einzugsbereich der Elbe gehört, also zum Gebiet der Nordsee. Südlich der Stadt Žďár verläuft die Wasserscheide zwischen dem Schwarzen Meer und der Nordsee. Das Oberflächenwasser, und das Wasser der Bäche überhaupt, fließt hier hauptsächlich in den Fluß Sázava, dessen Quellgebiet in der Nähe ist und an dessen Lauf die Stadt Žďár liegt.

Das Klima der Žďarer Umgebung entspricht den Hauptmerkmalen des Klimas der Böhmischemährischen Höhe. Nach dem klimatischen Atlas der ČSSR schwankt die Niederschlagshöhe normal um 700 mm. Die Seehöhe ist über 500 m. Es ist ersichtlich, daß das hiesige Klima überwiegend feucht ist, was sich auch in den Bodenbildungsprozessen zeigen muß. Die Bewegung des Niederschlagswassers von der Bodenoberfläche zum Untergrund überwiegt die umgekehrte Kapillarbewegung, und daher muß der Bodenbildungsprozeß im Sinne einer Podsolierung verlaufen.

Vom geologischen Gesichtspunkt liegt das untersuchte Gebiet im Bereich der kristallinen Schiefer (früher sogenanntes Urgebirge) und der Untergrund des Bodens wird hier ausschließlich von Gneis gebildet.

Die morphologische Charakteristik der Böden von Žďár

Zur Beurteilung der morphologischen Eigenschaften der Rasenpodsolböden des Gebietes von Žďár wurden aus einer ganzen Reihe von Bodenprofilgruben drei typische Profile in nachstehender Reihe ausgewählt:

- a) Profil Nr. 1: lehmig-sandiger Podsolboden über Gneis
- b) Profil Nr. 2: lehmiger, stark entwickelter Rasenpodsolboden über Gneis
- c) Profil Nr. 3: wenig ausgeprägter, lehmiger Rasenpodsolboden über Gneis.

Die angeführten drei Profilgruben wurden in einer Entfernung von annähernd 10 m ausgehoben, das Relief war bei allen aufgedeckten und untersuchten Profilen völlig ausgeglichen. Die derart gewählten und abgedeckten Profile gaben uns die Möglichkeit, alle Veränderungen in den morphologischen Eigenschaften, die die Böden im Prozeß der Kulturmaßnahmen des Menschen unter den einzelnen Pflanzkulturen durchmachten, ausführlich zu studieren und zu beurteilen.

Wir bringen die Beschreibung der einzelnen Profilgruben in der Reihenfolge Wald — Wiese — Acker.

Profil Nr. 1: ausgehoben auf einer umfangreichen Hochfläche mit einem Nadelmischwald aus Fichten und Kiefern, Alter 80 Jahre, Höhe über dem Meeresspiegel 553 m.

A₀+A₁ 0—4 cm: Waldstreu aus Nadeln und Zweigchen. Es überwiegt ungenügend humifizierter, dunkelrot gefärbter Rohhumus. Die Waldstreu ist deutlich vom Eluvialhorizont getrennt.

A₂ 4—56 cm: gut entwickelter, strukturloser Eluvialhorizont mit lichtgrauer Färbung, was für seine starke Auslaugung und seine Abreicherung an organomineralischen Verbindungen spricht, mit den Wurzeln der Gehölze durchwachsen, lehmig-sandig, feucht. Das ganze Profil ist mäßig verdichtet. Der Übergang zum folgenden Horizont ist allmählich.

B 56—105 cm: Illuvialhorizont mit gelbbrauner Farbe und rostigen Schattierungen, lehmig-sandig, ziemlich verdichtet, mittelpolyedrische Struktur mit leichtem Zerfall, von der Wurzelmasse der Gehölze durchdrungen, mäßig feucht. Im unteren Teil eine geringere Beimengung des verwitterten Muttergesteins. Übergang in das Muttergestein allmählich.

C 105 cm: verwitterter Gneis.

Profil Nr. 2: gleichfalls auf derselben Hochfläche, auf Dauergrünland, nach Angabe der ortsansässigen Bevölkerung wurde diese Wiese mehr als 50 Jahre nicht bearbeitet. Höhe über dem Meeresspiegel 553 m.

A₁ 0—15 cm: Grashumushorizont mit dunkelbrauner Farbe, mittlerer Humusgehalt, ohne CaCO₃, stark mit den Wurzeln mehrjähriger Gräser durchwurzelt, zahlreiche Tiergänge, lehmig, krümelige Struktur, ziemlich fest, mäßig verdichtet, feucht, jäher Übergang.

A₂ 15—45 cm: verhältnismäßig noch gut entwickelter, lichtgrauer Eluvialhorizont, was auch für eine ziemlich ausgeprägte Stufe der Podsolierung spricht, im oberen Teil von den Wurzeln der mehrjährigen Gräser durchdrungen, mit einer genügenden Anzahl von Tiergängen, durch die die Humusverbindungen fließen, sandig-lehmig, mäßig feucht, Übergang zum folgenden Horizont deutlich.

B 45—98 cm: Illuvialhorizont rostbraun, sandig-lehmig, polyedrische Struktur, zerfallend, stark verdichtet. Im unteren Teil Beimengungen von unverwittertem Muttergestein. Übergang in das Muttergestein allmählich.

C 98 cm: verwitterter Gneis, stark verdichtet.

Profil Nr. 3: wurde in unmittelbarer Nähe der Gruben 1 und 2 auf einem mehr als 80 Jahre bebauten Acker ausgehoben. 553 m über dem Meeresspiegel

A_{or} 0—35 cm: tiefe, kultivierte, dunkelbraune Ackerkrume mit deutlich ausgeprägter Krümelstruktur. Lehmig, humos, durchwurzelt, mäßig feucht, Gänge des Zooedaphons, deutlicher Übergang.

A₂ 35—40 cm: Reste des Eluvialhorizonts, lichtgelb, lehmig, kleinschollige Struktur, verdichtet, Übergang allmählich.

B₁ 40—60 cm: rostgelb, mit zahlreichen Manganfleckchen, lehmig, polyedrische Struktur, zerfallend, im unteren Teil verdichtet, mäßig feucht, Übergang allmählich.

B₂ 68—102 cm: rostbraun, sandig-lehmig, stark verdichtet bis versintert, Struktur verschmolzen, Übergang allmählich.

102 cm: zerfallendes Detritus des Muttergesteins (Gneis).

Die angeführten morphologischen Eigenschaften der Böden von Žďár zeigen, daß der Ackerboden durch den Einfluß der langfristigen ackerbaulichen Eingriffe eine Reihe neuer Eigenschaften gewann, durch die er sich von den Wiesenböden und besonders den Waldböden wesentlich unterscheidet. Durch den Einfluß der langjährigen Bearbeitung änderte sich das äußere Aussehen des Kulturbodens. Bei dem Wiesenboden steigerte sich die Mächtigkeit des Humushorizonts von 4 cm auf 15 cm und beim Ackerboden von 4 cm bis auf 35 cm, was zur Folge hatte, daß bei dem Ackerboden nur Reste des Eluvialhorizontes blieben. Der mit organischen Stoffen angereicherte Humushorizont gewann eine deutlichere, allerdings noch wenig gefestigte Krümelstruktur. Das beweist, daß durch die ackerbaulichen Maßnahmen sehr günstige Bedingungen entstehen, die eine Verlangsamung der Intensi-

tät des Podsolierungsprozesses verursachen, was sich auch positiv in einer größeren Akkumulation der organischen und mineralischen Stoffe in den Oberschichten zeigt. Bei den unteren Horizonten (B und C) sowohl des Wald- und des Wiesenbodens als auch des Ackerbodens blieben die ursprünglichen Merkmale erhalten. Die Illuvialhorizonte und das Muttergestein haben die gleichen morphologischen Eigenschaften.

Die Veränderungen der mechanischen Zusammensetzung der Žďárer Böden infolge der Kulturmaßnahmen

Ändert sich die mechanische Zusammensetzung der Böden unter dem Einfluß der Kulturmaßnahmen und in welcher Richtung treten diese Veränderungen ein? Eine ausführliche Erläuterung dieser Frage finden wir in der Tabelle I. Die angeführten Ergebnisse beweisen vor allem die Gleichartigkeit der mechanischen Zusammensetzung des Muttergesteins, auf dem die Böden in Žďár entstanden. Die Änderungen in der mechanischen Zusammensetzung der einzelnen Bodenprofile in der Richtung vom Muttergestein zur Bodenoberfläche wurden aber bestimmt durch die langjährigen ackerbaulichen Eingriffe hervorgerufen.

Wenn wir die untersuchten Böden von Žďár mit einander vergleichen, sehen wir eine bestimmte Gesetzmäßigkeit der mechanischen Fraktionen in den einzelnen Bodenprofilen. Die obersten Schichten aller Bodenprofile enthalten im Vergleich mit den tieferen genetischen Horizonten mehr abschlämbbare Teilchen, die zur Tonfraktion gehören. Der Anteil der Tonfraktion ist beim Waldboden unterhalb der Waldstreu im ganzen Bodenprofil am niedrigsten, während in den humosen und den Eluvial- und Illuvialhorizonten der Wiesen- und Ackerböden die Tonfraktion bedeutend stärker vertreten ist. Die ausgeglichene mechanische Zusammensetzung

I.

Horizont	Gehalt der Fraktionen in % mit einer Korngröße in mm				
	Tiefe in cm	<0,01	0,01—0,05	0,05—0,1	0,1—2
Profil Nr. 1 — Waldboden					
A ₀ +A ₁	0—4	49,50	15,58	10,92	24,00
A ₂	30—40	26,94	17,48	9,78	45,80
B	70—80	22,14	21,14	8,88	47,84
C	100—110	20,34	20,38	5,28	54,00
Profil Nr. 2 — Wiesenboden					
A ₁	0—15	40,22	18,28	7,64	33,86
A ₂	20—30	36,56	24,18	5,78	33,48
B	60—70	26,38	12,00	8,00	53,62
C	100—110	20,20	8,66	7,06	64,08
Profil Nr. 3 — Ackerboden					
A ₁	10—20	41,94	20,80	6,46	30,80
A ₂	30—40	43,18	24,34	5,68	26,80
	50—60	46,36	27,76	4,60	21,28
	80—90	22,56	11,92	7,96	57,60
B	90—100	25,86	9,84	7,84	56,46

ist bei dem kultivierten Ackerboden, bei dem der Anteil an Tonbestandteilen bis zu einer Tiefe von 60 cm praktisch gleich ist. Aus dem Angeführten ist ersichtlich, daß sich bei der Kultivierung die mechanische Zusammensetzung in der Richtung einer Anreicherung der Ackerkrume mit der Tonfraktion ändert. Die Hauptrolle in dieser Hinsicht spielten auf den Žďárer Böden die organischen und Mineraldünger, die Kalkung und die mehrjährigen Gräser.

Ein weiterer Faktor, der an der Anreicherung der Böden von Žďár mit der Tonfraktion beteiligt ist, ist der Verwitterungsprozeß der Minerale des Gneises, der auch weiterhin fortschreiten wird. Der Gneis ist schon genügend gut verwittert und wir finden daher im Untergrund keinen Schotter. Die unteren Horizonte enthalten aber über 50 % Fraktionen mit einem Durchmesser von 0,1–2 mm, die auf das physikalisch-mechanische Wasserregime des Bodens ungünstig einwirken. Der Bodenbildungsvorgang ist in den Bedingungen von Žďár stark durch das Muttergestein beeinflusst.

Die Veränderungen der chemischen Zusammensetzung und der physikalisch-chemischen Eigenschaften der Böden von Žďár

Die Umwandlung der morphologischen Eigenschaften der Žďárer podsoligen Böden durch den Einfluß der ackerbaulichen Maßnahmen rief gleichfalls Veränderungen der chemischen Eigenschaften hervor. Wenn wir die Werte der chemischen Analyse betrachten, die in einem Auszug mit 20%iger HCl durchgeführt wurden (Tabelle II), sehen wir, daß in den von uns untersuchten Böden eine ziemlich intensive chemische Verwitterung der Minerale vorsichgeht.

Nach der allgemeinen chemischen Zusammensetzung können wir die untersuchten Profile der Žďárer Böden in zwei Gruppen unterteilen: die oberen Horizonte bis zu einer Tiefe von 40–45–56 cm (A_0 , A_1 , A_2) mit einer wesentlichen Abreicherung an Eisenoxiden und Aluminium, aber mit einer Anreicherung durch SiO_2 , und die unteren Horizonte, die durch die Illuvialhorizonte mit einem umgekehrten Verhältnis dieser Verbindungen repräsentiert werden.

Aus dem Angeführten sehen wir, daß die Kultivierung der Podsolböden durch zwei verschiedene Prozesse begleitet wird: die Akkumulation gewisser Stoffe in den Oberhorizonten und die verhältnismäßige Verminderung anderer Stoffe. Zu den Stoffen, die sich unter dem Einfluß der Kulturmaßnahmen im Boden ansammeln, gehören vor allem organische Stoffe.

Die durch die durchgeführten Analysen ermittelte Zusammensetzung der Žďárer Böden bezeugt, daß durch den langfristigen Einfluß der ackerbaulichen Kulturmaßnahmen bei den bebauten Böden die Bodenazidität gesenkt wurde, was sich gleichzeitig in einer höheren Sättigungsstufe der Böden mit Basen zeigte. Ein klarer Beweis hierfür ist vor allem die Veränderung des pH-Wertes, sowohl in H_2O als auch in KCl. Bei Waldboden beträgt der pH-Wert in KCl in der Oberschicht 3,4, bei Ackerboden dagegen, bei dem die Azidität gesenkt ist, ist der pH-Wert günstiger. Bei Wiesenboden ist die Azidität vorteilhafter als bei Waldboden, aber bedeutend schlechter als bei Ackerboden.

Eine ähnliche Gesetzmäßigkeit können wir gleichfalls bei der hydrolytischen Azidität feststellen. Es wurde ermittelt, daß bei Waldboden die hydrolytische Azidität in der Oberschicht 7,7, im Eluvialhorizont 6,8 und im Illuvialhorizont 6,6–7,1 mval je 100 g Boden beträgt. Bei Ackerboden senkte sich die Bodenazidität auf 5,6 mval je 100 g Boden, und mit zunehmender Tiefe nimmt ihr Wert weiter ab. Die hydrolytische Azidität ist bei Wiesenboden bedeutend günstiger als bei Waldboden, aber ungünstiger als bei Ackerboden. Eine gesetzmäßige Folge der Azidität war eine Steigerung der Sättigung des Sorptionskomplexes mit Austauschbasen. Wenn wir den Wert V betrachten, stellen wir fest, daß die Sättigungsstufe beim Waldboden sehr niedrig ist — insgesamt 13,84 %. Bei dem kultivierten Ackerboden ist der Wert V in der oberen Ackerkrume allerdings beinahe dreimal so hoch. Bei dem Wiesenboden nimmt der Wert V gleichfalls eine mittlere Stellung ein.

Übereinstimmende Ergebnisse wurden auch bei der Bestimmung des augenblicklichen Gehaltes an Austauschbasen nach verschiedenen Autoren erzielt. Der augenblickliche Gehalt an Austauschbasen ist bei dem Ackerboden im Vergleich mit dem Waldboden zweimal so hoch (siehe Tabelle III).

Durch den Einfluß der ackerbaulichen Maßnahmen kam es auch zu bemerkenswerten Veränderungen im Phosphorsäure- und Kaligehalt. Der Gehalt an leicht löslichen Phosphorsäureformen betrug beim Waldboden 2,0 mval je 100 g Boden,

II. Chemische Analyse eines Auszugs mit 20 % HCl

Horizont	Tiefe in cm	SiO ₂	R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O
Profil Nr. 1 – Waldboden											
A ₀ /A ₁	0– 4	0,06	5,78	2,12	3,66	0,07	0,33	0,57	0,10	0,12	0,04
A ₂	30– 40	0,28	5,18	1,95	3,16	0,05	0,27	0,57	0,03	0,28	0,03
B	70 / 80	0,18	6,98	2,12	4,86	0,03	0,30	0,55	0,02	0,28	0,04
C	100–110	0,18	7,31	2,33	4,98	0,02	0,29	0,44	0,01	0,30	0,04
Profil Nr. 2 – Wiesenboden											
A ₁	0– 15	0,15	5,45	2,01	3,44	0,1	0,55	0,54	0,06	0,20	0,03
A ₂	20– 30	0,25	4,85	1,84	3,02	0,07	0,34	0,44	0,02	0,20	0,03
B	60– 70	0,18	7,56	2,48	5,08	0,05	0,47	0,58	0,02	0,50	0,04
C	100–110	0,18	6,34	1,99	4,35	0,06	0,52	0,48	0,01	0,48	0,03
Profil Nr. 3 – Ackerboden											
A ₁	10– 20	0,15	3,37	1,12	2,08	0,26	0,68	0,58	0,17	0,27	0,04
A ₂	30– 40	0,18	3,24	1,15	2,04	0,10	0,39	0,48	0,05	0,23	0,04
B	50– 60	0,12	7,62	3,70	3,92	0,30	0,40	0,52	0,07	0,28	0,03
	80– 90	0,16	7,25	2,43	4,82	0,15	0,65	0,54	0,04	0,35	0,04
C	100–110	0,16	8,48	2,62	5,86	0,12	0,65	0,49	0,03	0,39	0,04

III. Physikalisch-chemische Eigenschaften und zugängliche Nährstoffe der Žďárer Böden in mval und mg je 100 g

Horizont	Tiefe in cm	S nach Gedrojc	Ca+Mg nach Gedrojc	S nach Kappen	T-S	T	Hydr. Azidität	V	pH H ₂ O	pH KCl	P ₂ O ₅	K ₂ O
Profil Nr. 1 – Waldboden												
A ₀ +A ₁	0– 10	5,6	5,3	4,02	25,02	29,04	7,7	13,84	4,6	3,4	2,0	7,5
A ₂	30– 40	2,16	3,2	3,92	22,10	26,02	6,8	15,06	4,2	3,6	1,3	3,4
B	70– 80	2,74	3,4	4,12	21,45	25,57	6,6	16,11	4,8	4,2	0,6	2,2
C	100–110	3,12	3,4	4,88	23,07	27,95	7,1	17,46	5,1	4,2	0,8	2,5
Profil Nr. 2 – Wiesenboden												
A ₁	0– 15	9,10	9,5	6,3	19,17	25,47	5,9	24,73	5,3	4,7	6,2	8,5
A ₂	20– 30	4,26	4,8	3,78	18,85	22,63	5,8	16,70	5,2	4,5	1,7	3,5
B	60– 70	4,46	4,6	3,8	19,17	22,97	5,9	16,54	5,4	4,6	0,5	
C	100–110	4,26	4,6	3,69	15,27	18,96	4,7	19,46	5,6	4,4	0,8	
Profil Nr. 3 – Ackerboden												
A ₁	10– 20	11,42	10,2	9,88	18,20	28,08	5,6	35,18	6,4	5,7	12,5	11,5
	30– 40	6,44	6,8	4,21	13,32	17,53	4,1	24,01	6,3	5,7	9,6	2,0
	50– 60	6,44	6,5	4,69	14,95	19,64	2,6	23,87	5,8	5,4	1,2	2,0
B	80– 90	5,34	6,4	4,25	12,35	16,60	3,8	25,60	5,7	5,5	0,9	3,5
C	90–100	5,94	6,6	4,69	11,70	16,39	3,6	28,61	5,7	5,5	0,7	4,5

während ihr Gehalt im kultivierten Ackerboden sechsmal so hoch ist. Ähnlich, wenn auch nicht so kraß, ist das Verhältnis des Gehaltes an leicht löslichen Kaliformen.

Aus den angeführten Angaben ist ersichtlich, daß sich besonders die kultivierten Žďárer Böden von den anderen Böden durch einen hohen Nährstoffgehalt in der Ackerkrume und durch einen höheren Gehalt an Humus, Stickstoff, Phosphor und Kali unterscheiden. Diese Tatsache spricht dafür, daß zwischen dem Gehalt an organischen Stoffen im Boden und der Anwesenheit von Stickstoff, Phosphor- und Kaliverbindungen eine gegenseitige Beziehung besteht, wobei der Humus die Hauptquelle für die Ansammlung von Pflanzennährstoffen im Boden ist.

Die Veränderungen der beweglichen Formen von Eisen und Aluminium in der Žďárer Böden

Im Vorhergehenden wurde angeführt, daß sich bei den Žďárer Böden durch die Kultivierung der Sorptionskomplex mit Austauschbasen anreicherte und die Bodenazidität senkte, was eine Erhöhung der Sättigungsstufe und des Gehaltes an Nährstoffen, eine Qualitätsverbesserung des Humus u. a. m. zur Folge hatte. Gleichzeitig mit diesen Veränderungen kam es aber im Verlauf der langfristigen Entwicklung des kulturellen Bodenbildungsprozesses zu Veränderungen im Gehalt an Eisen und an Aluminium. Die Ergebnisse der Laboratoriumsanalysen sind in den Tabellen IV und V angeführt.

IV. Austauschbare Aluminiumformen und Austauschazidität nach Sokolov

Horizont	Tiefe in cm	Austausch- azidität $H^+ + Al^{+++}$	H	Austausch- bares Al^{+++} in mval je 100 g Boden	Al^{+++} in mg je 100 g Boden
Profil Nr. 1 – Waldboden					
A-	0– 4	5,37	0,980	4,39	39,0
A ₂	30– 40	2,75	0,071	2,67	24,0
B	70– 80	3,54	0,051	3,48	31,0
C	100–110	3,47	0,081	3,39	30,5
Profil Nr. 2 – Wiesenboden					
A ₁	0– 15	0,23	0,160	0,07	0,63
A ₂	20– 30	2,60	0,051	2,55	22,90
B	60– 70	2,60	0,040	2,56	23,00
C	100–110	1,37	0,040	1,33	12,00
Profil Nr. 3 – Ackerboden					
A ₁	10– 20	0,24	0,21	0,03	0,27
A ₂	30– 40	0,52	0,19	0,33	2,93
B	50– 60	0,65	0,17	0,48	4,31
	80– 90	1,09	0,11	0,98	7,90
C	90–100	1,04	0,25	0,79	7,10

V. Gehalt an beweglichen Formen von Al_2O_3 und Fe_2O_3 nach Tamm

Hori- zont	Hloubka v cm	R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃		Al ₂ O ₃	
			%	mval	%	mval
Profil Nr. 1 — Waldboden						
A ₀	0— 4	1,10	0,365	6,858	0,735	21,633
A ₂	30— 40	0,75	0,180	3,384	0,570	17,068
B	70— 80	1,55	0,670	12,588	0,880	25,898
C	100—110	1,55	0,860	16,155	0,690	20,306
Profil Nr. 2 — Wiesenboden						
A ₁	0— 15	0,70	0,232	4,358	0,467	13,743
A ₂	20— 30	0,40	0,070	1,315	0,330	9,711
B	60— 70	0,90	0,367	6,895	0,533	15,685
C	100—110	1,10	0,426	8,003	0,671	19,747
Profil Nr. 3 — Ackerboden						
A ₁	10— 20	0,363	0,142	2,667	0,221	6,054
A ₂	30— 40	0,286	0,099	1,859	1,187	5,503
	50— 60	0,55	0,270	5,072	0,280	8,240
B	80— 90	0,70	0,237	4,452	0,463	13,625
C	110—120	0,90	0,367	6,895	0,533	15,685

Aus diesen Angaben ist ersichtlich, daß die höchste Menge an beweglichen Formen des Aluminiums in dem Waldboden, dem unberührten Boden, enthalten ist. Der Gehalt an Aluminium im Waldboden ist bei der Feststellung mittels der Methode nach Sokolov sehr hoch. Am wenigsten Aluminium finden wir im Eluvialhorizont — 24 mg je 100 g Boden. Am meisten bewegliche Aluminiumformen enthält die Waldstreu — 38 mg je 100 g Boden. Der Aluminiumgehalt in den Eluvialhorizonten des Waldbodens ist ausgeglichen. Ein vollkommen anderes Bild zeigen uns Dauergrünland und Kulturböden. Wenn wir die Žďárer Böden mit einander vergleichen, stellen wir fest, daß der Gehalt an austauschbarem Aluminium in der Oberschicht des Waldbodens 60X höher ist als bei Wiesenboden und 140X höher als bei Ackerboden. Auf den ersten Blick scheint dies unglaublich, aber die einmal wiederholten Analysen haben diese Tatsache bestätigt. Die unteren Schichten haben einen ausgeglichenen Aluminiumgehalt. In dem kultivierten Ackerboden ist aber auch in diesen Schichten der Aluminiumanteil beinahe fünfmal niedriger als bei Waldboden.

Auch die beweglichen Verbindungen Al_2O_3 und Fe_2O_3 haben die gleiche Tendenz wie das freie Aluminium. Nach dem Gehalt an diesen Verbindungen haben alle Bodenprofile eine deutliche Differenzierung der einzelnen genetischen Horizonte. Die geringste Menge enthalten die eluvialen Horizonte, die höchste die Illuvialhorizonte. Wenn wir aber die Profile der Žďárer Böden auch seitens dieser Verbindungen mit einander vergleichen, kommen wir zu dem Schluß, daß wiederum der kultivierte Ackerboden den geringsten prozentigen Anteil an Aluminium und Eisen enthält. Die verschiedene quantitative Vertretung der Aluminium- und Eisenverbindungen steht vor allem mit der Bodenazidität im Einklang. Die größte Menge an diesen Verbindungen enthalten vor allen die Horizonte, die eine höhere Bodenazidität und einen weniger gesättigten Sorptionskomplex aufweisen. Erwähnenswert

ist auch die Tatsache, daß Böden mit einem hohen Anteil an Aluminium nur eine unwesentliche Menge an Nährstoffen, besonders an Phosphor enthalten.

Durch die langandauernde, systematisch wiederholte Kultivierung der Žďárer Böden kam es im Vergleich mit dem Wald- und Wiesenboden bei den Kulturböden zu einer Senkung der Eisen- und Aluminiumverbindungen, wodurch bessere Voraussetzungen für die Entwicklung und das Wachstum der Kulturpflanzen gebildet wurden.

Die Änderungen in der Zusammensetzung der organischen Substanz durch den Einfluß der Kulturmaßnahmen

Die gewonnenen Ergebnisse (siehe Tabelle VI) bestätigen uns ausreichend, daß infolge der Kultivierung eine qualitative Veränderung in der Zusammensetzung der organischen Substanz eintrat, und zwar vor allem in den obersten Schichten. Zu

VI. Zusammensetzung der organischen Substanz in %

Hori- zont	Tiefe in cm	Ct	N	C : N	C hydr.	C nicht- hydr.	Humus
Profil Nr. 1 — Waldboden							
A ₀ +A ₂	0— 4	4,85	0,100	48,5	3,15 64,94	1,70 35,06	8,36
A ₂	30— 40	0,21	0,014	15,0	0,14 66,66	0,07 33,34	0,36
B	70— 80	0,12	0,014	8,5	0,7 58,33	0,05 41,67	0,20
C	100—110	0,10	0,016	6,2	0,06 60,00	0,04 40,00	0,17
Profil Nr. 2 — Wiesenboden							
A ₁	0— 15	1,43	1,14	10,2	0,81 56,64	0,62 43,36	2,46
A ₂	20— 30	0,45	0,048	9,3	0,26 57,77	0,19 42,23	0,93
B	60— 70	0,30	0,033	8,5	0,17 56,66	0,13 43,34	0,51
C	100—110	0,15	0,024	6,2	0,09 60,00	0,06 40,00	0,25
Profil Nr. 3 — Ackerboden							
A ₁	10— 20	1,77	0,200	8,8	0,90 59,84	0,87 49,16	3,05
A ₂	30— 40	1,08	0,148	7,2	0,56 51,85	0,52 48,15	1,86
B	50— 60	0,25	0,036	6,9	0,12 48,00	0,13 52,00	0,43
	80— 90	0,15	0,023	6,5	0,08 53,33	0,07 46,67	0,25
C	90—100	0,14	0,022	6,3	0,08 57,14	0,06 42,86	0,24

geringeren Veränderungen kam es auch in den unteren Horizonten, in denen die organische Substanz nur unwesentlich vertreten ist.

In der Humuszusammensetzung kommt nicht nur zwischen den einzelnen Bodenprofilen, sondern auch im Profil ein und desselben Bodens eine gewisse Gesetzmäßigkeit zur Geltung, z. B. in der Kondensationsstufe der Huminsäuren, der Vertretung der einzelnen Komponenten der Verbindung usw. Die Untersuchung des Humus in dem ganzen Profil bietet uns die Möglichkeit, tiefer in seine Aufgabe im Bodenbildungsprozeß einzudringen. Jeder Bodentyp ist durch gewisse Gesellschaften von Mikroorganismen, die eine gesetzmäßige Verteilung im Bodenprofil haben, und durch ein gewisses hydrothermisches Regime charakterisiert. Als Ergebnis der Tätigkeit dieser Mikroorganismen unter bestimmten hydrothermischen und physikalisch-chemischen Bedingungen finden wir in jedem Bodenprofil organische Stoffe in einer bestimmten Qualität und Quantität und in einer gesetzmäßigen Verteilung.

Bei den Žďárer Profilen ist der Gehalt an Gesamtkohlenstoff am höchsten im Waldboden, bei dem er 4,85 % erreicht. Wenn wir den Kohlenstoffgehalt auf den Gesamthumus umrechnen, erhalten wir für die gesamte organische Substanz bzw. für den „Gesamthumus“ einen Wert von 8,36 %. In den Eluvial- und Illuvialhorizonten ist eine starke Abreicherung an organischer Substanz. Durch den Einfluß der intensiven Podsolbildung kommt es zu keiner Bildung des Humushorizonts auf Kosten des Eluvialhorizonts, der unter den hiesigen Bedingungen eine ungestörte Entwicklung besitzt. Der Prozeß der hydrolytischen und oxydativen Zersetzung der organischen Stoffe erreicht in diesen Böden seinen Höhepunkt. Von spezifischen Stoffen entstehen hier überwiegend Fulvosäuren. In geringerer Menge bilden sich auch schwer koagulierende Huminsäuren mit einer einfacheren Zusammensetzung, also solche im Zustand der höheren Dispersität. Ein großer Teil der Fulvosäuren ist bei diesen Böden nicht gebunden und beteiligt sich aktiv an der Podsolbildung.

Der hydrolysierbare Anteil, d. h. der Nährhumus, hat ein starkes Übergewicht über den nicht hydrolysierbaren Anteil, d. h. den Dauerhumus.

Bei den Žďárer Wiesenböden und besonders bei den Ackerböden ist die Verteilung des Humus sowie seine Qualität im Vergleich mit den Waldböden bedeutend besser. In dem oberen Teil des Profils von Wiesenböden wurde im Vergleich mit Waldböden ein beinahe um 10 % geringerer hydrolysierbarer Anteil der organischen Substanz festgestellt, die Verteilung des Humus ist hier bereits günstiger. Der eigentliche humose Horizont ist zum Unterschied vom Waldboden um 11 cm mächtiger und enthält 2,46 % des Gesamthumus.

Ein völlig anderes Bild bietet uns der kultivierte Ackerboden. Bei diesem kam es durch den Einfluß der am häufigsten verwendeten ackerbaulichen Maßnahmen (Kalkung, Düngung, Bodenbearbeitung usw.) zu den größten Veränderungen seiner Eigenschaften. Auf den ersten Blick bereicherte sich der Ackerboden infolge der Kulturmaßnahmen an organischen Stoffen. Die Quelle für die Anreicherung des Ackerbodens mit organischen Stoffen waren die Reste von Pflanzen und Tieren, die bei der Berührung mit dem Boden verschiedenartigen Veränderungen unterliegen. Gleichzeitig mit der Spaltung der organischen Stoffe in einfachere Verbindungen verlaufen im Boden die Synthesen neuer organischer Stoffe, zum Beispiel die Bildung des Plasmas der Mikroorganismen und die Bildung dunkel gefärbter Stoffe, der sogenannten echten Huminstoffe. Auf diese Art sind die organischen Stoffe aus einer ganzen Reihe nicht humifizierter Verbindungen zusammengesetzt, die ein wesentlicher Bestandteil der pflanzlichen und tierischen Reste und gleichfalls der von den Mikroorganismen synthetisierten Stoffe sind (Kohlenwasserstoffe, Amido- und Aminverbindungen, Pektinstoffe und andere), ferner aus humifizierten Stoffen, die aus Verbindungen entstanden, die überwiegend in der Form von Pflanzenresten in den Boden gelangten, und gleichfalls aus den von den Mikroorganismen synthetisierten Stoffen.

Gleichzeitig mit der Anreicherung der Kulturböden mit organischen Stoffen wurden diese auch durch den Gesamtstickstoff angereichert. Obwohl Waldböden in der Oberschicht nur 0,14—0,10 % Gesamtstickstoff enthält, stieg der Stickstoffgehalt bei den Kulturböden bis auf 0,148 — 0,200 %. Der Wiesenboden nimmt seitens des Gesamtstickstoffgehaltes eine mittlere Stellung ein.

Zusammenfassung

Der überwiegende Teil des gesamten landwirtschaftlichen Bodens in der ČSSR entstand durch Umwandlung der ursprünglichen Waldböden und gehört also klimatisch in das Bereich des podsolierenden Bodenbildungsprozesses. Volkswirtschaftlich tritt in dieser Richtung das Kartoffelanbaugebiet hervor, in dem die von uns untersuchten podsoligen Böden lagen.

Es wurde festgestellt, daß die Žďárer Böden in der Böhmischemährischen Höhe durch die langfristige Kultivierung ihre Stratigraphie und Morphologie veränderten. Die Rasenpodsolböden verloren durch den Einfluß des kulturellen Bodenbildungsprozesses nach und nach ihre ursprünglichen Züge und gewannen und gewinnen dauernd völlig neue Eigenschaften. Bei den kultivierten Ackerböden in Žďár wurde festgestellt, daß der unfruchtbare A₂ Horizont nicht so mächtig und deutlich ausgeprägt ist, wie bei den Wald- und Wiesenböden. Er wurde teilweise in die Kulturmaßnahmen miteinbezogen, d. h. gepflügt, wodurch sich die Tiefe der Ackerkrume wesentlich erhöhte und der A₂ Horizont allmählich verschwand.

Einen großen Teil der Žďárer Liegenschaften bilden Böden mit mittelschwerer mechanischer Zusammensetzung (überwiegend Lehm Böden). Die Žďárer Böden sind schon mehr als 100 Jahre in die Kulturmaßnahmen miteinbezogen. Bei diesen Böden zeigte sich die Kultivierung in Form der Anreicherung mit der Tonfraktion sehr deutlich, wofür auch das klar differenzierte Bodenprofil der kultivierten Böden seitens ihrer mechanischen Zusammensetzung spricht. Die oberen humosen Horizonte enthalten beinahe zweimal mehr Tonfraktionen als die Unterhorizonte. Es ist wahrscheinlich, daß im Profil die Verwitterung der Gneismineralien (Feldspat und Glimmer) fortschritt, wodurch weitere Tonteilchen frei gemacht werden. An dem Beispiel der Žďárer Böden wurde bewiesen, daß es durch die Kulturmaßnahmen zu keiner Verminderung, sondern im Gegenteil zu einer Erhöhung der Anzahl der Tonteilchen kommt, die einen wesentlichen Teil der mechanischen Zusammensetzung des Bodens bilden.

Durch die Kultivierung reicherte sich der Ackerboden stärker mit zweiwertigen Elementen, mit Magnesium und besonders mit Kalk an, die wir als Anzeiger der Kultivierungsstufe betrachten können. Der Gehalt an Austauschbasen beträgt im Humushorizont des Waldbodens 5,3 mval, bei Wiesenboden 9,5 mval je 100 g Boden, während bei den kultivierten Ackerböden im Vergleich mit dem Waldboden um 50 % mehr Austauschbasen gefunden wurden. Eine ähnliche Gesetzmäßigkeit finden wir auch bei der hydrolytischen Azidität und der Sättigungsstufe des Sorptionskomplexes.

Durch die Kultivierung der Ackerböden änderte sich die gesamte chemische Zusammensetzung, es steigerte sich der Gehalt an CaO und MgO und teilweise auch der Gehalt an P₂O₅ und K₂O. Durch die Kultivierung wurden die Žďárer Böden an den für Pflanzen aufnehmbaren Nährstoffen NPK reicher.

Es wurde nachgewiesen, daß der erhöhte Anteil an beweglichen Aluminiumformen eine höhere Bodenazidität verursacht, was einen ungünstigen Einfluß auf die Aufnahme der Kalzium-, Magnesium- und Kaliumkationen durch die Pflanzen und auf die Entwicklung der Bodenmikroflora hat. Bei allen Kulturböden wurde im Vergleich mit den Wald- und Wiesenböden nur eine geringe Menge an austauschbaren Aluminiumformen festgestellt.

Die Ergebnisse der Kultivierung zeigten sich gleichfalls im Humus, und zwar hauptsächlich in seinen funktionellen Komponenten. Bei allen Waldböden mit Nadelholzbeständen wurde festgestellt, daß die höchste Azidität durch das Übergewicht der freien Fulvosäuren und die Anwesenheit beweglicher Aluminiumformen verursacht ist. Der Humus ist bei den Kulturböden gleichmäßig über die ganze Ackerkrume verteilt. Durch die Kultivierung der Žďárer Böden änderte sich nicht nur die Quantität, sondern besonders die Qualität des Humus.

Vom Gesichtspunkt der landwirtschaftlichen Empirie ist die große Intensität der landwirtschaftlichen Produktion in den podsoligen Gebieten der Hügelländer der ČSSR, die mit einer starken Produktivität der landwirtschaftlichen Kulturen verbunden ist, ein Beweis für die hohe Kultivierung des landwirtschaftlichen Bodens, die durch die zielstrebige und systematische Fürsorge unserer Bauern um die von Natur aus verhältnismäßig für die Produktion landwirtschaftlicher Früchte schlecht ausgestatteten Böden erreicht wurde.

Literatur

1. Novák V., Hrdina J., Smolík L.: Půdозна́лекý průzkum pozemků hospodářské školy ve Žďáře na Moravě a přilehlém okolí. Sborník výzk. ústavů zemědělských, sv. 14, Praha, 1925. — 2. Vaculík R.: Složení humusu a mikrobiální činnost. ČSAV, Praha, 1962. — 3. Waksman S. A.: O proischoždeniji i prirode gumusu. Moskva, 1936.

Vliv zkulturnění na změny vlastností podzolovaných půd

Převážná část celkové zemědělské půdy ČSSR vznikla přeměnou z původní lesní půdy a přísluší tedy klimaticky a geneticky do oblasti půdotvorného procesu podzolizačního. Národohospodářsky vyniká v tom směru zemědělská výrobní oblast bramborářská, v které byly námi studovány podzolované půdy.

Bylo zjištěno, že dlouhodobým zkulturněním žďárských půd na Českomoravské vrchovině se změnila její stratigrafie a morfologie. Drnopodzolové půdy vlivem kulturního půdotvorného procesu postupně ztrácely své původní rysy, získaly a stále získávají vlastnosti zcela nové. U kulturních orných půd ve Žďáru bylo zjištěno, že neplodný A₂ horizont není tak silný a zřetelný jako u půd lesních a lučních. Byl částečně zapojen do kultury, přiorán, čímž se podstatně zvětšila hloubka ornice a A₂ horizont se postupně ztrácí.

Valnou část žďárského katastru tvoří půdy středně těžšího mechanického složení (převážně hlinité). Žďárské půdy jsou zapojeny v kultuře více než 100 let. U těchto půd se zkulturnění ve směru obohacení jílnatou frakcí projevilo velmi výrazně. Svědčí o tom jasné diferencované půdní profil zkulturněné půdy podle mechanického složení. Horní humózní horizonty obsahují téměř dvakrát více jílnaté frakce než horizonty spodní. Je pravděpodobné, že postupovalo v profilu zvětrávání rulových minerálů (živce, slíd), jímž se uvolňovaly další jílovité částice. Na příkladu žďárských půd bylo dokázáno, že při zkulturnění nedochází ke zmenšení, ale naopak ke zvýšení jílnatých částic, které tvoří podstatnou část mechanického složení půdy.

Vlivem zkulturnění se orné půdy více nasatily dvouvalentními prvky, hořčíkem a zejména vápníkem, které můžeme považovati za ukazatele stupně zkulturnění. Obsah výměnných bází v humózním horizontu lesní půdy činí 5,3 mg ekv. a u půdy luční 9,5 mg ekv. na 100 g půdy, zatímco u kulturní orné půdy bylo nalezeno o 50 % více výměnných bází v porovnání s půdou lesní. Obdobnou zákonitost u těchto půd spatřujeme rovněž u hydrolytické acidity a stupni nasycení sorpčního komplexu.

Zkulturněním orných půd se změnilo celkové chemické složení, zvýšil se obsah CaO, MgO a částečně P₂O₅ a K₂O. Zkulturněním se žďárské půdy více obohatily živinami NPK, přístupnými rostlinám.

Bylo prokázáno, že zvýšená kvanta pohyblivých forem hliníku podmiňují vyšší kyselost půdy, což má nepříznivý vliv na příjem kationtů vápníku, hořčíku a drasla rostlinami, dále má nepříznivý vliv na vývoj půdní mikroflóry. U všech zkulturněných půd bylo zjištěno jen nepatrné množství výměnných forem hliníku ve srovnání s půdami lesními a lučními.

Výsledek zkulturnění se projevil rovněž v humusu, hlavně v jeho funkčních složkách. U všech lesních půd jehličnatých porostů byla zjištěna nejvyšší kyselost způsobená převahou volných fulvokyselin a přítomností pohyblivých forem hliníku. Humus je u kulturních půd rozdělen rovnoměrně v celé ornici. Zkulturněním žďárských půd se změnila nejen kvantita, ale hlavně kvalita humusu.

Z hlediska zemědělské empirie je vysoká intenzita zemědělské výroby v podzolované oblasti pahorkatin ČSSR, spojená s vysokou produktivitou zemědělských plodin, dokladem vysokého zkulturnění zemědělské půdy, dosaženého cílevědomou systematickou péčí našeho rolnictva o půdy od přírody poměrně chudé pro produkci zemědělských plodin vybavené.

Влияние окультуривания на изменение свойств подзолистых почв

Преобладающая часть всех сельскохозяйственных земель ЧССР возникла от перехода из первоначальной лесной земли и, следовательно, она относится климатически и генетически к области почвообразовательного процесса оподзоливания. С народнохоз-

яйственной точки зрения в этом направлении создается сельскохозяйственная производственная картофелеводческая область, в которой нами изучались подзолистые почвы.

Было установлено, что в результате долговременного окультуривания ждярских почв на Чешско-Моравской возвышенности их стратиграфия и морфология изменялись. Дерновоподзолистые почвы под влиянием культурного почвообразовательного процесса постепенно теряли свои первоначальные черты, приобрели и постоянно приобретают совсем новые свойства. У культурных пахотных земель в Ждяре было установлено, что неплодородный A_2 горизонт не так мощен и выразителен, как у лесных и луговых почв. A_2 горизонт был частично включен в культуру, вспахан, причем существенно увеличилась глубина слоя, и A_2 горизонт постепенно исчезал.

Значительную часть ждярского кадарстра образуют почвы средне-тяжелого механического состава (преимущественно глинистые). Ждярские почвы включены в культуры свыше 100 лет. У этих почв окультуривание в виде обогащения илстой фракцией проявилось весьма отчетливо, об этом свидетельствует явно дифференцированный почвенный профиль окультуренной почвы по механическому составу. Верхние гумусные горизонты содержат почти в два раза больше илстой фракции по сравнению с нижними горизонтами. Вероятно, что в профиле происходило выветривание гнейсовых минералов (полевого шпата, слюды), в результате которого освобождались дальнейшие илстые частицы. На примере ждярских почв было доказано, что при окультуривании не происходит уменьшения, но наоборот, увеличение илстых частиц, образующих существенную часть механического состава почвы.

Под влиянием окультуривания пахотные земли больше насытились двухвалентными элементами, магнием и особенно кальцием, которые мы можем считать показателями степени окультуривания. Содержание обменных оснований в гумусном горизонте лесной почвы составляет 5,3 мг экв., а у луговой почвы — 9,5 мг экв. на 100 г почвы, в то время как у культурной пахотной почвы было обнаружено на 50 % больше обменных оснований по сравнению с лесной почвой. Аналогичную закономерность у этих почв мы также встречаем у гидролитической кислотности и степени насыщения сорбционного комплекса.

В результате окультуривания пахотных земель изменился общий химический состав, повысилось содержание CaO , MgO и частично P_2O_5 и K_2O . В результате окультуривания ждярские почвы больше обогатились чистыми питательными веществами $НРК$, доступными растениям.

Было доказано, что повышенное количество подвижных форм алюминия обуславливает более высокую кислотность почвы, что оказывает неблагоприятное влияние на прием катионов кальция, магния и калия растениями, далее оно оказывает неблагоприятное влияние на развитие почвенной микрофлоры. У всех окультуренных почв было установлено лишь незначительное количество обменных форм алюминия по сравнению с лесными и луговыми почвами.

Результат окультуривания проявился также и в гумусе, главным образом в его функциональных компонентах. У всех лесных почв под хвойными породами была установлена самая высокая кислотность, вызванная перевесом свободных фульвокислот и наличием подвижных форм алюминия. У культурных почв гумус разделен равномерно по всему пахотному слою. В результате окультуривания ждярских почв изменилось не только количество, но и, главным образом, качество гумуса.

С точки зрения сельскохозяйственного опыта высокая интенсивность сельскохозяйственного производства в подзолистой области холмистых местностей ЧССР, связанная с высокой продуктивностью сельскохозяйственных культур, является свидетельством высокого окультуривания сельскохозяйственной земли, достигнутого целенаправленной систематической заботой нашего крестьянства о земле, являющейся от природы сравнительно бедной для производства сельскохозяйственных культур.

Contribution to the Problem of Genesis and Fertility of Soils in Czechoslovakia

K některým otázkám geneze a úrodnosti půd ČSSR

К некоторым вопросам генезиса и плодородия почв ЧССР

Ing. J. DAMAŠKA, Dr. J. NĚMEČEK

Central Research Institute for Plant Production, Prague-Ruzyň

A consequent use of measures for increasing the fertility of soil is at present one of the most urgent tasks which must be quickly solved in order to attain the planned growth and development of the Czechoslovak agriculture. The decisive condition of a successful solution of the task of soil fertilizing is a complete understanding of soil properties (i. e. of factors and conditions of soil fertility), which makes possible a scientifically differentiated approach to the practical carrying out of the proposed measures. The gathering of necessary scientific basic data is at present conducted in the framework of the nationwide action of Complex investigation of agricultural soils in Czechoslovakia. Results of this investigation for the respective agricultural establishments contain a set of soil maps and charts of soil properties, including the chart and a written report for the complex solution of proposals of fertilizing measures.

In the connexion with the nationwide investigation of agricultural soils which is carried out since 1961, several theoretical problems of research and soil mapping in agricultural areas made into the foreground, which have a basic importance for the future trend of scientific research in the field of the basic soil research as well as for the methodologic development of soil mapping. As it is known, the development of soil mapping in this country as well as abroad proceeded in two main directions: The static method (mapping of single properties of soils) and the dynamic method (soil mapping on ground of genetic principles). In Czechoslovakia, thank to the efforts of outstanding pedologists as Novák and Spirhanzl, a gradual transition was effectuated in 1925—1930 from the static classification of soils to the genetic classification, which attained in a short time a broad use in mapping of agricultural soils. Although the genetic classification of soils used in this country was subject to certain changes in the following years (especially in the last decade), its basic principles remained unchanged, i. e. the study of external (morphologic and stratigraphic) features and properties of the soil as well as of internal (physical, chemical, biological) features and properties of the soil, as the criterion of the assessment of genesis and classification of the soil. The only new aspect introduced in present classifications of soil, is the specification of the degree of soil cultivations as a variant of natural genetic soil types* not influenced by cultivation. In this specification there is so far lack of consequent and uniform formulation of principles of discriminating the respective types. This circumstance is caused especially by the lack of understanding of relationship concerning the genesis and fertility of soils and is a main cause of a certain inconsistency in using the present methodology of soil mapping, especially when determining the genetic type (classification) of soils of various degree of cultivation. Experiences from the Complex investigation of agricultural soils carried out in Czechoslovakia are emphasizing the general insufficiency of methodology for a responsible solution of the classification of cultural soils (which means of almost all agricultural land in Czechoslovakia), although the all-round morphologic and analytical characteristics of investigated soils is to a significant extent a sufficient basis for the scientific solution of the problem of increasing the fertility of the soil. When comparing results of field investigation of soils and results of analysis from the profile of soil samples, we meet very often extreme cases of discrepancies between the morphologic and stratigraphic characteristics of soils and analytical data, so that the final classification of a soil is not necessarily in accordance with the complex of soil properties, attributed to this soil representant, and still less in accordance with our opinion concerning the degree

*) soil type = great soil group (main genetic unit)

of cultivation, i. e. the state of soil fertility. It must be of course noted that morphologic and analytical criteria of our classification of agricultural soils in Czechoslovakia are to a significant extent automatically containing the present state of soil cultivation, so that extreme cases of discrepancies are mostly caused only by residual (morphologic and stratigraphic) features of natural (non cultural) soils in various degrees of their cultivation. Except that, an important contribution to the assessment of agronomic properties are results of systematic agrochemical testing of arable soils (in the framework of the complex investigation of soils in Czechoslovakia), which serve not only as a basis for a more precise differentiation of the soil fertility, but also for a certain assessment of the potential production ability of the given soil. In natural conditions (not influenced by human action), external (morphologic and stratigraphic) features of the soil are in complete accordance with all internal features (which may be determined analytically). The specific complex of partial pedogenetic procedures in the soil is going on in accordance with natural conditions of the geographic medium. Thus a specific type is formed of the exchange of substances between the soil and the environment. In the process of soil cultivation, a significant modification of external features occurs only by the formation of plough layer, which is a cultural horizon originating from former forest soils by mixing and a long term cultivation of upper horizons. There is no substantial change in stable analytical features of deeper horizons, which are to a great extent results of irreversible processes (for example migration of clay, migration of R_2O_3 , weathering and so on). The dynamic properties of the soil are influenced to a greater extent. It is the result of the acceleration or slowing down, even stoppage of certain partial processes when the complex of factors in the natural environment is influenced by human action. By the cultivating activity of man the rhythm of a number of processes in the soil is changed. Apart from that, new cycles are entering the picture, which do not exist in natural soils, created by the system of agrotechnical measures during the year as well as during the rotation of sowing procedure. The exchange of substances and energy between the soil and the environment is substantially changed.

In cultural soils the morphological, stratigraphic and the more stable analytical features of the original natural soil as well as certain relations to the geographic milieu are on the whole conserved. The dynamic (unstable) features and soil regimes are, however, undergoing a change. The insufficient understanding of soil regimes and their changes by cultivation is causing inaccuracy in the genetic approach to the scientific and practical (geonomic) assessment of cultural soils.

If we are thus talking about the difference between external features of soils, which have so far no theoretical explanation and justifying in the classification of agricultural soils used in this country, we try to emphasise that, in the conditions of intensive agricultural cultivation, it is necessary to use for soil mapping such genetic principles, which are fully respecting new conditions of cultural development of agricultural soils, accompanied by a significant change of soil-forming factors by purposeful human action. In order to meet this demand, we must be able before all to answer several theoretical questions concerning the investigation of soils and their mapping, especially the following questions:

- whether external (morphologic and stratigraphic) features of soils are in conditions of agricultural areas a good criterion for their mapping, indicating also the state of soil fertility (cultural level of the given soil),
- whether the genetic trend of the present soil mapping is for agricultural soils substantiated and perspectively useful.

It is with these two questions that this short study is dealing — a contribution to the understanding of several relationships between the genesis and fertility of soils, without pretence to a deeper study, which can not be conducted at present due to the lack of comparative material.

Present state of opinions concerning the genesis and classification of cultural soils

In view of the penetrating influence of cultivation in several states, it was necessary to deal with the conception of the soil-forming process and especially problems of classification of cultural soils. Generally, it may be however stated, that this problem is still in the beginning of its solution.

A detailed analysis of the soil-forming process of cultural soils and of its relation to the fertility of the soil is contained in works of Blagovidov (1948,

1954). According to this author, the development of soil fertility is considered from the evolutive-genetic point of view as a pedogenetic process, from the agronomical point of view, as an exploitation of means for the soil cultivation. According to Blagovidov, a deep study of partial pedogenetic processes is needed for cultural soils. By the cultivation, which is a factor of transforming soils with an economically conditioned character, the man is changing the relation between the activity of soil-forming factors, resulting in weakening or strengthening of partial processes going on in the soil in mutual relations according to certain laws. The man is not creating new processes, but is changing their mutual ratio. The soil-forming process is thus gaining a generally new direction.

Dolotov (1955) and a majority of other authors consider the process of creating cultural soils and their fertility as an influenced, purposefully directed natural process. They disapprove of the forcible separation of two stages in the development of the soil (the natural and cultural stage), as well as considering the original virgin soil as a mother substratum, from which the cultural soil is developing according to its own laws.

Novák (1955, 1956) is considering the research of cultural soils as the most significant problem of the present pedogenetics. His opinions are representing the genetic trend in the research of cultural soils and their fertility. He is presenting a programme for research of changes in the soil body structure and especially of the most active soil components and their dynamics in cultural soils. He is analysing measures for cultivating soils as well as results of these measures as far as the genesis and fertility of soils is concerned.

Authors from the U. S. S. R., dealing with the problem of cultivating sod-podzolic soils, are considering from the genetic point of view the process of the development of these cultivated soils as a conflict of opposite processes between the podzol-forming and sod-forming process. There are many studies in which authors are presenting experimental material concerning the influencing of soil properties (especially sod-podzolic soils) during the cultivating process. In a series of these works the nature of changes of the genetic soil properties is not investigated. The development of cultural soil is considered only as an increase of soil fertility of natural soils under the influence of purposeful agrotechnical measures. Scientific works, dealing with the sod-podzolic and bog soils, edited until 1956, are reviewed by Garkuša (1956).

Nadeždin (1960) is briefly characterising the effect of cultivating activity on further soil types (grey forest soils, chernozem soils, grey semi-desert soils).

Lieberoth (1962) is presenting comparative material concerning the changes in properties of weakly cultivated and cultural soils in comparison with forest soils. This material is especially valuable for us as it has been gained on soils corresponding to illimerized (grey-brown podzolic) soils in Czechoslovakia. Also very valuable is the material in the studies of Tavernier, Pécotre, Dudal, Livens (quoted Lieberoth 1962) from grey-brown podzolic soils (soils bruns lessivés, soils lessivés) in Belgium.

From the Czechoslovak territory there are studies of Najmr (1956) and Vaculík (1962). Najmr is pointing out on the example of illimerized soils, that the past cultivation did not cause in these soils on the Czechoslovak territory such substantial changes which would mean a complete disappearance of characteristic morphologic features of the original genetic type. Significant changes in internal properties are reaching up to the lower part of the illuvial horizon. Vaculík is characterizing the changes of internal properties of podzolized soils (according to the characteristics acid brown forest soils) on permian substratum due to the cultivation.

The comparison of data concerning the change of internal properties (for example in illimerized soils), as given by various authors, indicates, that apart from agreeing conclusions concerning the effect of cultivation in the morphology of the upper part of the profile, changes in the soil reaction and saturation of the sorption complex and so on, we find also disagreeing data for example concerning changes of the humus content and the extent of its qualitative changes.

Several partial pedogenetic processes are gradually fully stopped by cultivation measures (for example the podzolisation, the surface gley and the gley process), with only residual features remaining, in other processes the cultivation is influencing the degree of their intensity. Even in cultural soils for example the clay migration may make itself valid (illimerization), according to concrete conditions, as is shown by Kundler (1961). He is finding fresh colloidal films and the filling of pores by the colloidal "plasma" in cultural illimerized soils. As it has been already

pointed out, the most significant change of the accumulating process is concerning humus and several — especially biogenous — elements.

When comparing soils cultivated for a long time at a certain level of agricultural production (without radical reclamation measures), we may observe, that for each soil unit (whose more stable features were during the cultivation not substantially influenced due to the genetic flatness or due to the effect of erosion), the changes of internal properties have reached certain balanced values. The respective genetic units of cultural soils may then be arranged in cultural-evolutionary series, analogous to series of natural soils.

The solution of basic theoretical questions of the soil forming process in cultural soils must reflect in their classification, which is necessary for the arrangement of relatively extensive, but still not properly arranged material concerning cultural soils. It is also a necessary theoretical basis of mapping the agriculturally exploited soils.

The problem of classification of cultural soils is very insufficiently elaborated. This insufficiency is connected with the lack of precise diagnostics of cultural soils and with the local character of the majority of published works.

Meanwhile, the following principles of classification of cultural soils may be distinguished:

- according to the bonity (non genetic)
- genetic a) with indication of the techniques and the manner of used fertilizing measures
- b) with genetic interpretation of directing the pedogenetic process by cultivation.

The opinion is prevailing that also for present cultural soils it is necessary to use the classification on genetic principles (Soviet, German, American literature). The new American classification, the genetic basis of which is making itself valid by diagnostic horizons, is for example fully subordinated to the principle, that agricultural soils should on one hand not be classified differently from forest soils due to changes connected with the formation of plough layer, and should not be classified on the other hand only according to presumption how they looked out before the cultivation, but according to actual features and properties (Smith 1960, Flach 1963).

Another important question, tried to be solved by many authors, is the problem of categorisation and taxonomic level, by which the degree of cultivation ought to be expressed.

The approach of various authors to the solution of this question may be divided into three basic directions, where the degree of cultivation is expressed by

- individual taxons (types) of cultural soils
- general genetic classification of soils — as independent taxons on a lower level
- general genetic classification of soils — on various levels according to the degree of influencing pedogenetic processes (up to the level of sub-type and type).

The definition of independent soil types of cultural and non cultural soils proves to be unsuitable. On one hand a sharp line is thus drawn between the soil-forming process in cultural and natural conditions, on the other hand it is necessary to admit the zonal character of the cultural process and define zonal cultural soils. (Ganssen, 1959, Orlov and others, see Nadeždin, 1960).

Gerasimov (1954) and Ivanova (1956) are of the opinion, that it is necessary to define cultural variants (the degree of cultivation of soils) of the respective taxons of the general genetic classification.

The most logical approach to the solution is the third manner. The concrete solution is, however, even here by far not uniform. It is also influenced by the definition of soil types, which is for example in Middle Europe narrower than in the U.S.S.R., as indicated by comparison of designs given for example by Nadeždin (1960), Grigorev and Konovalova (1963) with designs of Lieberoth (1962).

In the genetic — agronomical classification of soils used for soil mapping in Czechoslovakia, results of cultivating activity are partly expressed directly in the conception and diagnostics of the respective genetic taxons (and also of types and sub-types), partly they are assessed in agronomic soil groups and sub-groups, which are units of the agronomical interpretative classification of soils.

The nomenclature of cultural soils has also not been solved from a broader point of view. Since long ago there were tendencies to mark cultural soils originating from forest soils in a manner, that already the denomination of the type would

emphasise, that the given soil is in present condition not a forest soil. For example Nadeždin is using the term grey anthropogenous soils in place of grey forest soils. In the nomenclature of our agricultural soils the term "forest" does not occur. Very frequent is the use of the prefix "post" for cultural podzolized soils, in which the basic process of the natural soil is stopped. Lieberoth (1963) also indicates cultural soils by "Acker-type denomination" as a total expression of changes in genetic processes and properties of the soil. In the Soviet literature the degree of cultivation is frequently indicated as bonity characteristics in place of expressing the genetic category. On the higher level the more important cultural influence is expressed by the denomination of the type or sub-type: sod-podzolic soil → podzol-soddy soil. The nomenclature of cultural soils is very important, its solution must, however, be preceded by the solution of general nomenclature of soils.

Further progress in the solution of conception of cultural soils genesis and their classification will be possible after the accumulation of further comparative material concerning the changes of properties of various soil types under the influence of cultivation and especially after an explanation of soil regimes, dynamics of partial processes in cultural soils.

Results of comparative research

In this work selected profiles are compared with cultural (original forest) soils relative as far as the evolution is concerned, with the aim to explain laws of their development after deforestation. The object of the study are two independent genetic series of soils:

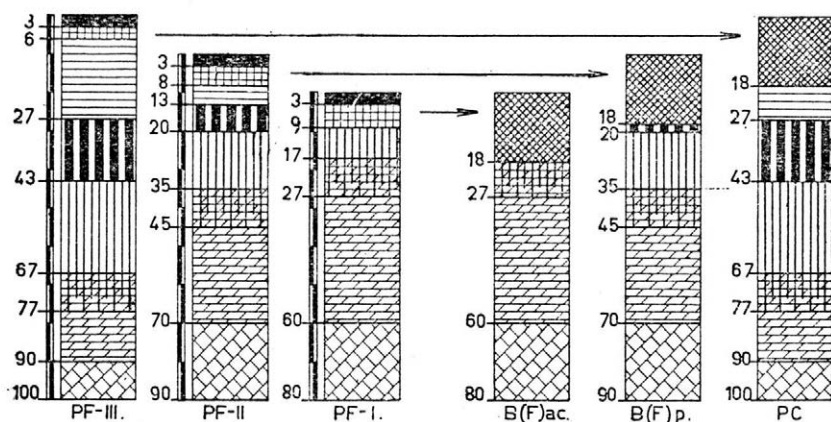
- series of mountain soils, represented by: podzol (forest) (PF) — acid brown forest podzolized soil (B[F]p), acid brown forest soil, (B[F]ac),
- series of soils from plains and hilly country, represented by illimerized soil (IC) — (deep) illimerized brown earth (B[E]i) — brown earth (B E).

From every genetic-evolutive series only two extreme soil units are demonstrated, namely: PF --- B(F) ac and IF --- BE.

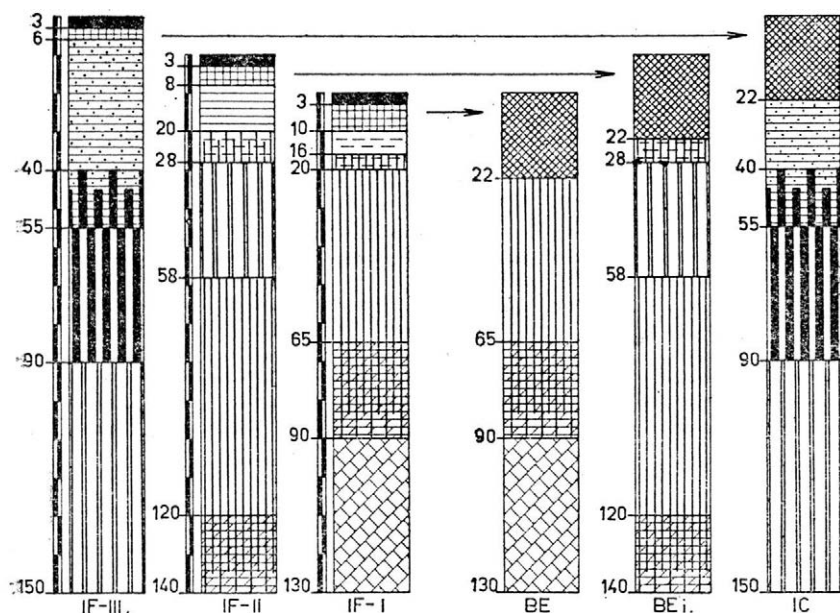
In the evolutive genetic series of mountain soils we find in general soils with a smaller genetic (affected by the pedogenetic process) depth. After ploughing even to a small depth of 16—18 cm, significant changes of the profile stratigraphy occur, because the ploughing eliminates essentially marked features of podzolization (eluviation). This effect is still increased in the case of the surface water erosion.

In the second development series of soils from plains and hilly country there are genetically deep profiles on pleistocene substrata. The ploughing of original forest soils causes analogical changes in the profile stratigraphy as in mountain soils. Simultaneously, the generally deeper ploughing (22—26 cm) and the effect of the surface erosion emphasise still more changes in the stratigraphy of these soils. Profiles non influenced by erosion allow, however, under the given conditions of cultivation a general regaining of stratigraphy of the original profile. The process of original forest soils cultivation forming two separate genetic and evolutive series is illustrated on Fig. 1. The first development series with the prevailing process of podzolization is presented in three stages of intensity of the podzolization process: PF — I (shallow profile of the forest podzol), PF — II medium depth profile of podzol) and PF — III (deep profile of the marked humus-iron podzol). The occurrence of such soils is bound on humid mountain areas, where the mother substratum is generally formed by mixed deluvia-eluvia, granite-gneiss. The stratigraphy of demonstrated profiles is emphasising typical marks of forest podzolized soils (eluvial and illuvial horizons), especially characteristic humus-iron illuvial horizons, which are specific for marked forest podzols. A model of profiles of forest podzolised soils was drawn on ground of our experiences from the soil investigation as well as on ground of data in the literature. The cultivation (ploughing) of forest podzolized soils (illustrated by the horizontal arrow), leading to the creation of a new genetic horizon — plough layer, causes significant changes in the stratigraphy of profiles, represented by gradual elimination of upper genetic horizons, however with simultaneous conservation of certain external features of the podzolised soil. For example after ploughing a marked deep podzol (PF — III) only a part of the eluvial horizon is eliminated, after ploughing a medium depth podzol (PF II) the whole eluvial horizon is eliminated together with a substantial part of the humus-iron illuvial horizon, finally after ploughing the shallow podzol (PF — I) all features of the pod-

CULTIVATION (PLOUGHING) OF PODZOL (FOREST) SOILS

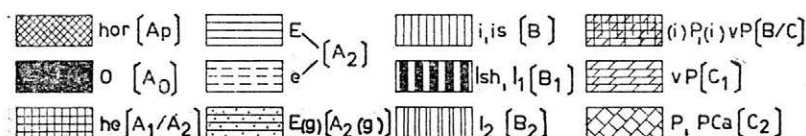


CULTIVATION (PLOUGHING) OF ILLIMERIZED (FOREST) SOILS



THE INFLUENCE OF AGRICULTURE (PLOUGHING) ON THE STRATIGRAPHY OF PODZOL (PF) AND ILLIMERIZED (IF) FOREST SOILS, IN DIFFERENT STAGES (I. - II. - III.) OF PODZOLISATION AND ILLIMERIZATION

EXPLICATION



Soil Type		Podzol (cultural) on Gneiss									Acid Brown forest soil on Gneiss									
Horizon		hor	Ap	E	A ₂	Ish	B	(is)vP B/C	vP	C	hor	Ap	^{h(i)} v	A (B)	vP ₁	C ₁	vP ₂	C ₂		
Depth cm		0—15		15—28		28—53		53—65		65	0—15		15—40		40—70		70			
Mechanical	<10 ^μ	25,0		21,9		21,6		10,3		6,9	33,4		34,3		25,4		25,8			
Composition %	< 1 ^μ	5,8		2,2		4,1		1,6		1,0	11,7		12,3		8,5		9,5			
Carbon (C _t)	%	3,3		1,0		3,1		1,1		0,2	2,3		0,9		0,2		0,2			
Humus (C _t × 1,724)	%	5,7		1,8		5,4		2,2		0,4	4,1		1,6		0,4		0,3			
Nitrogen (N _t)	%	0,20		0,06		0,10		0,02		0,01	0,19		0,07		0,03		0,01			
C : N — ratio		16,5		16,7		31,0		55		—	12,1		12,8		—		—			
Soil	H ₂ O	5,3		5,2		5,3		5,3		5,2	6,0		5,4		5,3		5,2			
Reaction	pH	4,2		4,3		4,7		4,8		5,0	5,0		4,6		4,5		4,4			
Available Al mg/100 g		17,8		13,7		7,1		5,3		1,3	1,8		5,0		8,0		10,7			
Exchangeable	H*	12,2		4,2		20,2		2,7		—	9,9		8,0		4,9		1,1			
Cations me./100 g	Ca**	1,7		2,4		2,8		0,4		0,1	2,9		1,7		1,5		0,9			
Exchange Capacity me./100 g		14,4		6,8		23,9		6,8		1,4	13,1		14,1		5,6		4,1			
Base Saturation		15		39		20		61		—	24		47		13		16			
20 % HCl Acid-Soluble Constituents %	Fe ₂ O ₃	1,8		1,09		3,4		1,6		1,7	2,5		3,2		2,3		2,4			
	R ₂ O ₃	4,5		2,3		7,3		3,2		3,1	5,0		6,0		3,5		4,2			
	P ₂ O ₅	0,10		0,02		0,11		0,09		0,15	0,2		0,2		0,1		0,1			
	K ₂ O	0,1		0,1		0,2		0,2		0,3	0,2		0,2		0,09		0,1			
	CaO	0,2		0,1		0,2		0,2		0,2	0,2		0,2		0,08		0,08			
	MgO	0,08		0,04		0,08		0,06		0,06	0,2		0,4		0,2		0,1			
Available	P ₂ O ₅	0,3		0,1		0,1		0,1		0,1	2,0		1,1		0,1		0,1			
Nutrients mg/100 g		K ₂ O		6,5		1,0		2,5		1,5	1,0		6,5		4,0		2,0		1,5	

Ib.

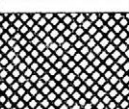
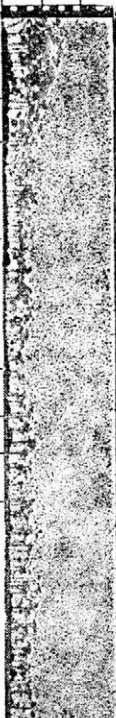
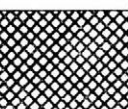
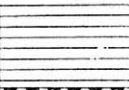
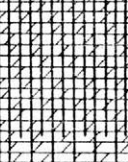
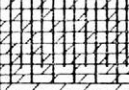
Soil Type		Grey — Brown illimerized soil on Loessic Loam											Brown Earth (Illimerized) on Loess								
Horizon		hor	Ap	E (g)	A ₂	E-I (g)	A ₂ /B	I ₁	B ₁	I ₂	B ₂	i/P	B ₁ /C	hor	Ap	i	B	iP	B/C	PCa	C
Depth cm		0—20		20—35		35—50		50—85		85—140		140		0—26		26—50		50—60		60	
Mechanical	<10 ^μ	33,8		39,8		39,8		41,8		42,9		47,0		35,6		43,8		41,8		37,1	
Composition %	< 1 ^μ	7,6		6,4		12,9		19,2		20,3		20,2		23,2		29,2		24,4		14,4	
Carbon (C _t)	%	1,0		0,3		0,1		0,05		0,05		0,03		0,9		0,5		0,3		0,2	
Humus (C _t × 1,724)	%	1,8		0,5		0,2		0,1		0,1		0,05		1,6		0,6		0,5		0,4	
Nitrogen (N _t)	%	0,10		0,03		0,03		0,02		0,02		0,01		0,11		0,04		0,04		0,01	
C : N — ratio		10		10		—		—		—		—		9,1		12,5		—		—	
Soil pH reaction	H ₂ O	6,7		6,7		7,0		6,8		5,7		5,8		7,7		7,3		7,3		7,6	
	KCl	6,5		6,4		6,5		6,3		5,0		4,9		7,0		6,7		6,8		7,1	
Available Al mg/100 g		0,2		0,1		0,1		0,05		1,2		1,8		0,0		0,0		0,0		0,0	
Exchangeable	H*	2,4		1,6		1,6		3,7		3,8		3,8		0,0		0,0		0,0		0,0	
Cations me./100 g	Ca**	5,7		4,3		3,5		10,0		8,3		7,5		15,3		16,5		14,1		(26% CaCO ₃)	
Exchange Capacity me./100 g		10,5		6,4		6,1		14,3		15,0		13,0		16,9		19,6		18,3		8,0	
Base Saturation %		75		75		74		74		74		70		100		100		100		100	
20 % HCl Acid- Soluble Constituents %	Fe ₂ O ₃	2,1		1,7		2,0		3,7		4,2		3,6		3,0		4,2		3,8		3,0	
	R ₂ O ₃	4,4		3,6		4,7		8,2		9,0		8,1		7,0		10,0		9,3		6,1	
	P ₂ O ₅	0,2		0,3		0,3		0,2		0,2		0,15		0,14		0,2		0,1		0,2	
	K ₂ O	0,2		0,1		0,3		0,5		0,5		0,5		0,4		0,5		0,5		0,4	
	CaO	0,5		0,4		0,4		0,6		0,5		0,3		0,8		0,8		10,7		10,3	
	MgO	0,4		0,3		0,4		0,6		0,7		0,5		0,6		0,8		0,8		1,3	
Available nutrients mg/100 g	P ₂ O ₅	3,1		2,0		2,6		3,5		2,3		1,5		6,1		3,0		1,5		0,3	
	K ₂ O	6,0		2,0		2,5		8,5		9,5		9,5		11,5		10,0		9,0		5,5	

zolized soil are eliminated, only a part of the transitory illuvial horizon being conserved. It is evident that such substantial changes in the stratigraphy of forest podzolized soils after their cultivation must also be reflected in their denomination. Although principally cultural variants of forest podzolized soils are concerned, it would be incorrect to divide these soils with the equal level of cultivation (depth of ploughing) according to the degree of cultivation. In our classification these cultural variants of podzolized soils are therefore put on the level of soils with equal morphologic and analytical properties, formed in natural (unaffected) conditions of the pedogenetic process. Cultural variants of the marked humus-iron podzol are then specified as cultural podzolized soils — PC, those of the medium depth podzol as acid brown podzolized soils — B[F]p and those of the shallow podzol as acid brown soils — B[F] ac.

Analogically the process of cultivation (ploughing) of illimerized soils of plains and hilly country may also be interpreted, for various intensities of the illimerization process. In agreement with the principles of our classification of agricultural soils, cultural variants of (original forest) significantly (deeply) illimerized soils (IF — III) are marked as (cultural) illimerized soils (IC), those of medium depth soils as deep illimerized brown earths (BEi) and those of shallow illimerized soils as brown earths (BE).

This illustration of the effect of cultivation (ploughing) on original forest soils has the purpose only to show a possible manner of creating new genetic soil units in conditions of a long term systematic cultivation, the important question of the effect of cultivation on the change of dynamics of soil regimes of these cultural soils being not discussed. It may be however assumed that residual morphologic

PRODUCTIVE CAPACITY
(GREEN WEIGHT PRODUCTIVITY) OF
PODZOL (CULTURAL) **ACID BROWN FOREST SOIL**
(BARTOŠOVICE) (ČERVENÝ POTOK)

GREEN WEIGHT g./m ²	STRATIGRAPHY	HORIZON	5	10	10	5	HORIZON	STRATIGRAPHY	GREEN WEIGHT g./m ²
630		hor [A _p]			15	50	hor [A _p]		815
181		E [A ₂]					h(i) v [A/B]		552
248		lsh [B]					40		166
56		(is) vP [B/C]					v P ₁ [C ₁]		
64		vP [C]				70	v P ₂ [C ₂]		106

and stratigraphic features of cultural variants of podzolized or of illimerized soils are in accordance only with stable, analytically determinable features, whereas unstable (active) features are in a greater extent reflecting cultural changes of given soils.

Extreme soil representants of both development series are confronted on concrete material.

The studied soils were selected in such a manner, that couples of mountain and lowland soils were placed in immediately neighbouring areas on the same mother substrata.

The used standard methods of mechanical and chemical analysis are explained in further papers published in this number.

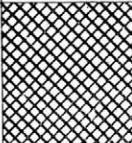
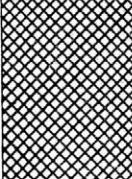
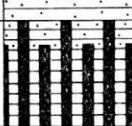
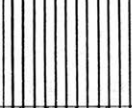
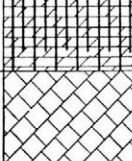
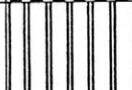
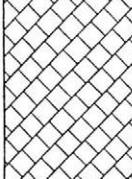
Except that, vegetation tests with mustard at optimal humidity were carried out. Mustard was sown directly on the soil monolith and successively isolated with the spacing of plants 2x2 cm.

Mountain soils are developed on eluvio-deluvium of ortho-gneiss of Orlické hory and Kralický Sněžník. Climatic conditions are characterized by the annual total of precipitation of 1000 mm, by the average annual temperature of 5°C, July temperature of 15°C and January temperature of -4°C, the length of the vegetative period being 130 days.

The podzol (cultural) originating from the original humus-iron podzol has under the 15 cm layer of plough layer a light grey non-structural eluvial horizon (E-A₂). In 28 cm there is a transition of 2-3 cm (straight transition) into a non structural rusty-brown, in the upper part most expressively coloured, illuvial horizon with insignificant gravel admixture, (I_{sh}), passing over in the range of 53-65 cm into

PRODUCTIVE CAPACITY (GREEN WEIGHT PRODUCTIVITY) OF

GREY BROWN ILLIMERIZED SOIL (TURNOV) BROWN EARTH (ILLIMERIZED) (HORKY / JIZEROU)

GREEN WEIGHT g./m ²	STRATIGRAPHY	HORIZON	5	10	10	5	HORIZON	STRATIGRAPHY	GREEN WEIGHT g./m ²
910		hor [A _p]					hor [A _p]		1063
263		E(g) [A ₂]							
103		E-l(g) [A ₂ B]					i [B]		572
124		I ₁ [B ₁]					iP [B/C]		330
110		I ₂ [B ₂]					PCa [C]		260

a weathered ortho-gneiss. The upper part of the profile (deluvium) is light loamy. The content of particles $< 1 \mu$ is in the whole profile low, with sufficiently pronounced differentiation (only for this profile, but not generally) between the eluvial and illuvial horizon. The plough layer is enriched by particles $< 1 \mu$. Still more pronounced is the differentiation in the content of Fe_2O_3 (R_2O_3) and especially of organic substances, which show, apart from a high content of C_t in the plough layer, a second marked maximum in the illuvial horizon. The value of the exchange capacity is also in accordance with this differentiation of the profile.

The acid brown forest soil has under the 15 cm thick plough layer (hp-Ap) a light brown, non structural horizon h(i)v — A (B) with a small admixture of gravel, which is in the range of 40—70 cm passing over (in P1-C) into the layers of weathered ortho-gneiss. Both these upper horizons are loamy, the eluvium of the mineral light loamy. There is no substantial differentiation in the profile in the content of particles $< 1 \mu$, only a weak differentiation in the content of sesquioxides. The exchange capacity in the plough layer and in the brown subsoil horizon is 13—14 me., decreasing strongly in greater depths.

Soils of plains are developed on loess to a small depth (60 cm for brown earth) or deeply (over 250 cm for illimerized soils) decalcinated, on plains of North-eastern Bohemia. Climatic conditions for illimerized soils/brown earths: Annual total of precipitation 700/580 mm, annual average temperature $7,6/7,8^\circ\text{C}$, average July temperature $17\text{--}18^\circ\text{C}$, average January temperature -2 to -3°C , length of the vegetative period 161/157 days.

The illimerized soil has a light grey plough horizon to 20 cm, in greater depths white-grey eluvial horizon (E[g]-A₂) of platy structure, with rusty grains, reaching to a depth of 35 cm. It is passing over in tongues to the illuvial horizon. Apart from the transitory horizon in the range of 35—50 cm the tonguing is reaching into the upper part of the illuvial horizon, which is brown coloured, has a polyedric-prismatic structure (I₁-B₁) and reaches to 85 cm; the lower part of the illuvial horizon (I₂-B₂) has a yellow-brown colour, coarsely prismatic structure. In the illuvial horizon we find colloidal films on the surface of structural elements. It contains also small Fe-Mn concretions and films. From 140 cm a weakly illuviated transitory horizon is beginning. The whole soil profile is loamy. It is showing a very marked texture differentiation of particles $< 1 \mu$ and a marked differentiation in the content of Fe_2O_3 and R_2O_3 . The exchange capacity shows a marked minimum in the eluvial and transitory horizon.

The brown earth has under the grey-brown plough layer 26 cm deep a brown illuvial horizon of polyedric structure with colloidal films (i-B). In the range of 50—60 cm find a transitory horizon (iP-BC) of light brown colour, prismatic structure. In the depth of 60 cm pale carbonate loess is beginning. The whole profile is loamy. There is a weak differentiation in the content of particles $< 1 \mu$, Fe_2O_3 and R_2O_3 . The mentioned stable properties especially of the subsoil remained conserved without greater changes from original forest soils. Thus the genetic classification is possible in these extreme cases, according to processes, which were valid before the beginning of agricultural use of the soils.

In the following text properties of studied soils are mentioned, which have been affected to a greater or smaller extent by cultivation.

The podzolized soil has a high content of organic substances both in the illuvial horizon and in the plough layer, with a high C:N-ratio, which is characteristic for the humus of inferior quality and for weakly cultivated soils. The colloidal complex is showing in the humus and eluvial horizons a very small saturation, this circumstance being less significant in the illuvial horizon, further a low pH value and a high content of active aluminium. The accumulation of available P_2O_5 is very low, the whole profile has far less available K_2O than the studied acid brown forest soil.

The relatively high content of organic substances with a very gradual decrease in greater depths with C:N-ratio greater than 10 is characteristic for the acid brown forest soil. In the upper part of the profile a certain increase of the saturation of the colloidal complex, of the pH value and by that also a decrease of active aluminium content occurred. The accumulation of P_2O_5 in the plough layer and a higher content of available K_2O in the whole profile indicate far more favourable conditions than in the profile of podzolized soil.

The influence on internal properties of cultivations is very expressive in low-land soils.

The illimerized soil has a low content of humus in the plough layer with a marked decrease already in the eluvial horizon. The colloidal complex is up to the illuvial horizon saturated to cca 75 %, the soil reactions weakly acid. The accumulation of biogenous elements in the soil profile, especially of available nutrients, is placing these soils far before all mountain soils.

Brown earths have a low content of humus in the plough layer with a very narrow C:N-ratio. This content is gradually decreasing with depth. The colloidal complex is fully saturated, the reaction is neutral or almost neutral. The profile shows the highest content of biogenous elements, especially of K_2O , CaO , MgO (soluble in warm 20 % HCl) from all investigated profiles and the greatest content of available nutrients in the plough layer and in the illuvial horizon.

In vegetation tests on soil monoliths the following results were obtained:

The production of green matter of mustard is pointing to a high cultural state of the plough layer of investigated soils in the following sequence: Brown earth, illimerized soil, acid brown forest soil, podzol (cultivated).

The production of green matter of mustard also indicates changes in dynamic properties of the soil profile, we may however also observe a certain correlation with genetic soil horizons. In brown earth the production of green matter is only gradually decreasing with depth, whereas in the illimerized soil a marked decrease in eluvial and transitory horizon may be observed with a slight increase in the illuvial horizon.

Analogically the plough layer of acid brown forest soil has a greater productive ability than that of the podzol, the growth of mustard indicating in the case of acid brown soil significant cultural changes in the whole soil profile, whereas in the podzolized soil the higher level of cultivation is limited only to the plough layer.

The influence of cultivation on dynamic features and properties of studied soils is thus sufficiently confirmed. It must be of course noted that the observed relation in the fertility (that means in the ability to produce green matter of mustard) of studied soils, is conditioned not only by the manifestation of residual features of original forest soils, but also by zonal situative conditions of their long-term cultivation. We may conclude by stating that the process of cultivation of original forest soils is not limited only to the creation of a new cultural horizon — the plough layer, but is to a considerable extent influencing also properties of the subsoil genetic horizons, the morphologic and stable analytic (residual) features of original forest soils being conserved.

Summary

The complex investigation of agricultural soil in Czechoslovakia is connected with certain difficulties in the agronomic assessment and classification of genetic soil units in various degrees of cultivation. There are especially problems of existing disagreement between the morphologic and stratigraphic characteristics of soils (external features) and the analytical characteristics (internal features) in extreme cases of the genetic series of podzolised and illimerized soils. The substance of this phenomenon is in the disharmony of relations between stable, residual features of original forest soils and properties of these soils when they have attained a certain degree of cultivation. In order to explain properly the substance of existing discrepancies between external features and internal properties of soils, we must know the answer to several theoretical questions concerning the problem of research, namely:

- whether the external, that means morphologic and stratigraphic features of soils, are in conditions of agricultural areas a good criterion of their mapping, reflecting also the state of soil fertility, that means the cultural level of the given soil,
- whether the genetic trend of the present soil mapping is right in conditions of cultural agricultural areas,
- to what extent it may be reckoned with perspective use of genetic principles for the mapping of agricultural soils.

The presented study is dealing with these questions, giving a contribution to the explanation of several relationship between the genesis and fertility of soils, without pretence to a deeper study, which could not be so far effectuated due to the lack of comparative material.

The comparative research has been carried out on extreme representants of two genetic series of soils: Podzol (cultural) acid brown forest soil (mountain areas) and illimerized soil — brown earth of plains and hilly countries.

On Fig. 1 the effect of cultivation (ploughing) on morphologic and stratigraphic changes of original forest soils is illustrated. It has been stated that the creation of a cultural genetic horizon — the plough layer — causes elimination of several upper genetic horizons. Cultivation is however not causing changes in the stratigraphy (of original forest soils in various stages of podzolization — illimerization) in subsoil horizons of these soils. A significant effect of cultivation is, however, assumed to result from changes in soil regimes, characterizing the effective fertility of these soils. The used classification of agricultural soils is reflecting to a considerable extent qualitative changes of cultural variants of original forest soils, as they pass over to other genetic soil units on the level of the next development sub-type up to the type with the corresponding agronomic character.

The immediate effect of cultivation was studied on four extreme representants, representing genetic series of podzolized and illimerized soils. On ground of comparison of the analytical characteristics (Table 1a, 1b) and of results of vegetation tests with mustard on monoliths of these soils (Fig. 2a, 2b) we have come to the following conclusions: Changes due to the cultivation of studied soils in morphologic and stratigraphic as well as stable analytical properties are concerning only upper parts of the profile, from which the arable soil originated. Changes in dynamic properties are concerning not only the plough layer, but to various degrees the whole soil profile. The extent and specificity of all these changes is dependent on the situative conditions of the long-term cultivation of the respective soil representants.

The genetic classification of cultural soils which is respecting changes caused in the present level of cultivation of original forest soils directly in the conception and characteristics of the respective genetic, taxonomic units, will be still fully used for a long time. In the present level of cultivation of former forest soils there is for the time being no need of working out basically new principles of their classification.

References

1. Blagovidov N. L.: Okultiviranie podzolistých počv, Trudy počv. in-ta t. XXVII, 1948. — 2. Blagovidov N. L.: Sušnost okultiviraniya podzolistých počv. Počvovedeniye 2, 46-60, 1954. — 3. Dolotov V. A.: K voprosu izučeniya i klasifikacii okultirennykh počv. Počv. 7, 84-91, 1955. — 4. Flach K. W.: Soil investigations and the 7th approximation. Soil Sci. Amer. Proc. 27, 2, 226-228, 1963. — 5. Garkuša I. F.: Okultiviraniye počv kak sovremennyy etap počvoobrazovaniya. Gorki 1956. — 6. Grigorjev G. I., Konovalova A. S.: Voprosy klassifikacii, nomenklatury i diagnostiki suglinistých dernovopodzolistých okultirennykh počv russkoj ravniny. Počvovedeniye 7, 27-45, 1963. — 7. Jenny H.: Factors of Soil Formation, 1941. — 8. Kundler P.: Bodenkunde 5, 1961. — 9. Lieberoth I.: Über die Bodenentwicklung auf Löß in Nordsachsen. Sb. ČSAZV Rostlinná výroba 6, 875-880, 1960. — 10. Lieberoth I.: Über den Einfluß der Ackerkultur auf die Bodenentwicklung im sächsischen Lößgebiet. Albrecht-Thare Archiv 6, 3-30, 1962. — 11. Nadeždin B. V.: K voprosu o principach klassifikacii antropogennykh počv. Počv. 1, 64-71, 1960. — 12. Najmr St.: Der Einfluß langjähriger Kultivierung auf entwicklungsmäßige Veränderungen von Ackerböden (podsoliierte Böden). Für die Sozialistische Landwirtschaft-Wissenschaft. Ser. A 5, 219-227, 1956. — 13. Novák V.: O potřebě typologické revize kulturních půd. Sb. VŠZV Brno 2, 1955. — 14. Novák V.: Kulturböden und genetische Bodentypologie. Kongres f. Bodenkunde 178-187, Budapest 1956. — 15. Novák V.: Das Problem der Typologie von Kulturböden. Für die Sozialistische Landwirtschaft-Wissenschaft. Ser. A 5, 215-218, 1956. — 16. Vaculík R.: Zkulturnování drnopodzolových půd v oblasti permských pískovců. Sborník ČSAZV Rostlinná výroba 8, 163-178, 1962, 8, 311-326, 1962. — 17. Vaculík R.: Některé poznatky o zkulturnování půd. Sborník VŠZ v Brně 1-2, 93-111, 1961. — 18. Zavališin A. A., Nadeždin B. V.: K izučeniju sovremennogo počvoobrazovaniya na zapade russkoj ravniny. Sbornik rabot centralnogo muzeja počvovedeniya II., p. 27-56, 1957.

K některým otázkám geneze a úrodnosti půd ČSSR

Při provádění komplexního průzkumu zemědělské půdy ČSSR se setkáváme s určitými potížemi při agronomickém hodnocení a klasifikačním zařazování genetických půdních představitelů v různém stupni zkulturnění. Jsou to především otázky existujícího nesouladu mezi morfologicko-stratigrafickou charakteristikou půd (vnějšími znaky) a analytickou charakteristikou (vnitřní znaky) extrémních případů genetické řady podzolovaných a illimerizovaných půd. Podstata tohoto jevu spočívá v disharmonii vztahů mezi stabilními, reliktními znaky původních lesních půd a vlastnostmi těchto půd po dosažení určitého stupně jejich zkulturnění. Abychom mohli náležitým způsobem vysvětlit podstatu existujících nesouladů vnějších znaků a vnitřních vlastností půd, musíme znát odpověď na některé teoretické otázky problematiky výzkumů půd, jmenovitě:

zda vnější, tj. morfologicko-stratigrafické znaky půd jsou v podmínkách kulturních zemědělských oblastí vhodným kritériem jejich mapování, odrážejícím i stav půdní úrodnosti, tj. kulturní úroveň dané půdy;

zda genetické zaměření současného mapování půd má v podmínkách kulturních zemědělských oblastí svoje oprávnění;

do jaké míry je možno počítat s perspektivním uplatněním genetických principů při mapování kulturních zemědělských půd.

Těmto důležitým otázkám je věnována předložená studie — příspěvek k poznání některých zákonitých vztahů mezi genezí a úrodností půd bez nároků na hlubší studium, které pro nedostatek srovnávacího materiálu nemohlo být zatím uskutečněno.

Srovnávací výzkum byl proveden na extrémních představitelích dvou genetických řad půd, jmenovitě podzolových-hnědých půd kyselých (horské oblasti) a illimerizovaných půd-hnědozemí (nižinných a pahorkatinných oblastí).

Na schematickém nákresu (graf č. 1) byl znázorněn vliv kultivace (orby) na morfologicko-stratigrafické změny původních lesních půd. Bylo konstatováno, že vytvoření kulturního genetického horizontu-ornice, má za následek likvidaci některých svrchních genetických horizontů. Kultivace však nevyvolává změny ve stratigrafii (původních lesních půd různého stadia podzolizace-illimerizace) ve spodních podorničních horizontech těchto půd; předpokládá se vak výrazný vliv kultivace na změny půdních režimů, charakterizujících efektivní úrodnost těchto půd. Námí používaná klasifikace zemědělských půd do značné míry odráží kvalitativní změny kulturních variant původních lesních půd tím, že přecházejí v jiné genetické půdní představitel na úrovni vývojově nejbližšího subtypu až typu s odpovídající agromickou náplní.

Bezprostřední vliv kultivace byl studován na čtyřech extrémních představitelích, reprezentujících genetické řady podzolových a illimerizovaných půd. Na základě porovnání analytické charakteristiky (tabulky Ia a Ib) a výsledků vegetačních zkoušek s hořčicí na monolitech těchto půd (grafy 1a a 1b) jsme přišli k těmto závěrům: změny vyvolané kultivací studovaných půd, v morfologicko-stratigrafických a stabilních analytických vlastnostech se týkají pouze svrchní části profilu, ze které vznikla ornice. Změny v dynamických vlastnostech se netýkají pouze ornice, ale v různém stupni celého půdního profilu. Rozsah a specifičnost veškerých těchto změn je závislá na stanovištních podmínkách dlouhodobé kultivace jednotlivých půdních představitelů.

Genetická klasifikace kulturních půd, která respektuje změny vyvolané při současné úrovni zkulturnění původních lesních půd přímo v pojetí a charakteristice jednotlivých genetických, taxonomických jednotek, bude mít ještě dlouhou dobu plné uplatnění. Za současné úrovně zkulturnění bývalých lesních půd není zatím třeba rozpracovávat zásadně nové principy jejich klasifikace.

К некоторым вопросам генезиса и плодородия почв ЧССР

При проведении комплексного исследования сельскохозяйственной земли ЧССР мы встречаем определенные затруднения при агрономической оценке и классификации генетических почвенных представителей в различной степени окультуривания. Это прежде всего вопросы существующего несоответствия между морфологическо-стратиграфической характеристикой почв (по внешним признакам) и аналитической характеристикой (по

внутренним признакам) экстремных случаев генетического ряда подзолистых и илимеризованных почв. Сущность такого явления заключается в несоответствии отношений между стабильными, реликтовыми признаками первоначальных лесных почв и свойствами этих почв после достижения определенной степени их окультуривания. Для того, чтобы выяснить соответствующим способом сущность имеющихся несоответствий внешних признаков и внутренних свойств почв, необходимо уметь ответить на некоторые теоретические вопросы проблематики исследования почв, а именно:

- являются ли внешние, т. е. морфологическо-статиграфические признаки почв в условиях культурных сельскохозяйственных областей подходящим критерием их съемки, отражающим и состояние почвенного плодородия, т. е. культурный уровень данной почвы,
- оправдано ли генетическое направление современной съемки почв в условиях культурных сельскохозяйственных областей,
- до какой степени может иметь место перспективное применение генетических принципов при съемке культурных сельскохозяйственных почв.

Этим важным вопросам посвящается предлагаемая работа — материал по познанию некоторых закономерных отношений между генезисом и плодородием почв без претензий к более глубокому изучению, которое, ввиду недостаточного сравнительного материала, не могло быть пока что реализовано.

Сравнительное исследование проводилось на экстремных представителях двух генетических рядов почв, в особенности: подзолистых — бурых кислых почв (горные области) и илимеризованных почв — буроземов (низменных и холмистых областей).

На схематическом чертеже (диагр. № 1) было изображено влияние культивации (вспашки) на морфологическо-статиграфические изменения первоначальных лесных почв. Было констатируемо, что образование культурного генетического горизонта — пахотного слоя влечет за собой ликвидацию некоторых поверхностных генетических горизонтов. Однако культивация не вызывает в статиграфии (первоначальных лесных почв разной стадии оподзоливания — илимеризации) нижних подпахотных горизонтов этих почв; предполагается, однако, значительное влияние культивации на изменения почвенных режимов, характеризующих плодородие этих почв. Применяемая нами классификация сельскохозяйственных почв отражает в значительной степени качественные изменения культурных вариантов первоначальных лесных почв тем, что они переходят в другие генетические почвенные представители на уровне самого близкого по развитию подтипа (до типа) с соответственным агрономическим объемом.

Непосредственное влияние культивации изучалось на четырех экстремных репрезентантах, представляющих генетические ряды подзолистых и илимеризованных почв. На основе сравнения аналитической характеристики (табл. 1а, 1б) и результатов вегетационных испытаний с горчицей на монолитах этих почв (диагр. № 2а, 2б) мы пришли к следующим заключениям: изменения, вызванные культивацией изучаемых почв, в морфологическо-статиграфических и стабильных аналитических свойствах относятся лишь к поверхностной части профиля, из которой возник пахотный слой. Изменения динамических свойств относятся не только к пахотному слою, но в разной степени и ко всему почвенному профилю. Объем и специфичность всех этих изменений зависит от местных условий долгосрочной культивации отдельных почвенных представителей.

Генетическая классификация культурных почв, учитывающая вызванные при современном уровне окультуривания первоначальных лесных почв изменения непосредственно в понятии и характеристике отдельных генетических, таксономических единиц, будет еще долго иметь широкое применение. При современном уровне окультуривания бывших лесных почв пока что нет необходимости в разработке совершенно новых принципов их классификации.

Die Charakteristik der Tonfraktion einiger Böden über Löß und Lößlehm

Charakteristika jílové frakce v některých půdách na spraších a sprašových
hlínách

Характеристика илистой фракции в некоторых почвах на лессах
и лессовидных суглинках

Ing. Vladimír SIROVÝ, CSc.

Zentrales Forschungsinstitut für pflanzliche Produktion, Prag-Ruzyně

Eine wichtige Aufgabe in der Dynamik der Bodenprozesse und bei der Bildung einer Reihe von Bodeneigenschaften kommt den hochdispersen Bodenkomponenten zu, d. h. dem organisch-mineralischen kolloiden Komplex im Boden. Der kolloide Bodenkomplex ist der Träger einer Reihe von physikalisch-chemischen Reaktionen, die nicht nur bei den Bodenbildungsvorgängen, sondern auch bei der Ernährung der Pflanze wirken und die physikalischen, mechanischen und technologischen Eigenschaften des Bodens beeinflussen.

Bei der Untersuchung der Böden der Tschechoslowakischen Sozialistischen Republik wurden beachtliche Erfahrungen über einige Eigenschaften des Kolloidkomplexes gesammelt, z. B. über Sättigungsgrad, Sorptionskapazität und Gehalt an einzelnen Austausch-Kationen. Auch die Erforschung der organischen Komponente des Kolloidkomplexes — des Humus — hat bei uns bereits ihre Tradition. Es fehlt uns jedoch bisher eine im breiteren Maße durchgeführte, tiefere qualitative Charakteristik der Tonfraktion, die nicht nur eine Vergleichen einer Reihe von Erkenntnissen über die Bodengenesis ermöglichen würde, sondern auch zur Lösung praktischer Fragen der Pflanzenernährung, Bodenbearbeitung und zu Maßnahmen für die Bodenverbesserung beitragen könnte.

Der vorliegende Beitrag versucht, die Tonfraktionen in einigen Bodenprofilen auf möglichst homogenen Substraten genauer zu charakterisieren, wobei auf einige gegenseitige Beziehungen zwischen den einzelnen Eigenschaften dieser Fraktionen hingewiesen wird.

Methodik

Für die grundlegende analytische Charakteristik der Bodenprofile wurden die durch die „Methodik zur komplexen Erforschung der Böden der ČSSR“ (Lit. 10) gegebenen Methoden verwendet. Die Methodik wurde durch eine chemische Gesamtanalyse der Böden ergänzt (Hraško u. Mitarbeiter, 1962).

Die Tonfraktion wurde nach der von N. I. Gorbunov (1960) beschriebenen Methodik isoliert. Bei dieser Fraktion bestimmten wir die chemische Gesamtzusammensetzung und durch eine konduktometrische Titration mit einer Bariumhydroxydlösung die Sorptionskapazität für Kationen (Hraško, 1962, Sandhoff, 1953). Die thermische Dehydratation wurde nach der von J. Konta (1957) beschriebenen Methode in Intervallen zu 50°C bis zu einer Temperatur von 800°C durchgeführt. Die Differenzialthermoanalyse erfolgte auf einer Apparatur mit einem Temperaturanstieg von 10°C/min. Als inerte Probe, in der die Temperaturen gemessen werden, benutzten wir geglähtes Kaolin aus Sedlec. Für die röntgenographischen Analysen wurden die Tonproben mit Magnesium-, gegebenenfalls auch Kaliumionen gesättigt. Die eigentliche Untersuchung führten wir mit einem mikrostrukturellen Röntgenapparat *Mikrometa* in zylinderförmigen Kammern Ø 57,3 mm durch, die für das Registrieren kleiner Winkel angepaßt waren (Pavel, 1958, Sedlecký, 1955). Die Proben wurden in einer Gelatine-Kapillare Ø 0,7 mm untergebracht. Es kamen CoK α Strahlen zur Anwendung, die vorher durch ein Eisenfilter geleitet wurden. Die Expositionszeit war 2—3 Stunden, bei 30 kV und 22 mA. Die Röntgenogramme wurden mit einem Komparator mit einer Genauigkeit von 0,1 mm gemessen, wobei wir die Intensität der Linien innerhalb einer zehnstufigen Skala abschätzten. Einige

Röntgenaufnahmen wurden mit einem Mikrophotometer Marke Zeiss gemessen. Die festgestellten Werte korrigierten wir auf den Durchmesser der Probe (Mirkin, 1961), die zugehörigen d -Werte fanden wir in Tabellen (Tolkatschef, 1955).

Grundlegende Charakteristik der Bodenprofile

Für die Arbeit wählten wir folgende Bodenrepräsentanten: Tschernosjom, degradiertes Tschernosjom, Parabraunerde, Fahlerde und zwei Profile Pseudogley-Fahlerde.

Tschernosjom aus Löß (Liběznice bei Prag). Das Profil wird durch einen bis in eine Tiefe von zirka 45 cm reichenden Humushorizont charakterisiert, der deutlich in Subhorizonte H_1 und H_2^*) unterteilt ist. Der Subhorizont H_2 unterscheidet sich vom grauen Horizont H_1 vor allem durch seine schwarzgraue Farbe, aber auch durch eine griesige Struktur. Er geht mit seinem Humusausläufern allmählich in den hellen Löß über. Karbonate treten in 57 cm Tiefe, der reine helle Löß in 70 cm Tiefe auf.

Einige der wichtigsten analytischen Werte sind in der Tab. I angeführt. Im ganzen Profil ist die Reaktion neutral, der Sorptionskomplex voll gesättigt. Sowohl die Bestimmung des Tongehaltes, als auch die vollständige chemische Analyse zeigen — wie aus dem Verhältnis $SiO_2 : R_2O_3$ zu ersehen ist —, daß es im Bodenprofil zu keiner sichtbaren Differenzierung der Mineralstoffe (mit Ausnahme von $CaCO_3$) kommt.

Degradierter Tschernosjom aus Löß (Nasobúrky, Kr. Olomouc). Unter dem schwach ausgewaschenen Teil des Humushorizontes $h(e)$ tritt in einer Tiefe von 37 cm ein schwach angereicherter graubrauner Teil des Horizontes mit griesiger Struktur und Überzügen organischer Kolloide auf den Strukturelementen auf, der in etwa 60 cm Tiefe allmählich in einen dunkelbraunen Horizont hi übergeht. Dieser hat eine nußförmige Struktur und deutliche Kolloidüberzüge. Auch dieser Horizont geht sehr langsam in das Muttersubstrat, anfänglich entkalkten Löß, über. Kalziumkarbonat erscheint in 120 cm Tiefe.

In den Horizonten Hi und i/P zeigt sich bereits eine schwach saure Reaktion, hier ist auch die Stufe der Sorptionssättigung am niedrigsten (84 %). Trotzdem ist der Sorptionskomplex noch genügend mit Basen gesättigt. Die Veränderungen im Tongehalt und im Verhältnis $SiO_2 : R_2O_3$ beweisen bereits eine beachtliche Differenzierung der Mineralkomponenten im Bodenprofil.

Parabraunerde aus tonig-lehmigem Löß (Prag, Ruzyně). An den 30 cm starken Humushorizont schließt scharf ein körniger Illuvialhorizont an, in dem man nach der Färbung und Struktur zwei Subhorizonte unterscheiden kann. Von 80 cm an geht der Illuvialhorizont allmählich in das Muttersubstrat über, wobei bereits in dieser Übergangsschicht Kalziumkarbonat auftritt. Das eigentliche Ausgangsmaterial wird von einem gelbbraunen, kalkhaltigen ton-lehmigen Löß gebildet.

Die Reaktion ist im ganzen Profil neutral, der Sorptionskomplex voll gesättigt, auch wenn im Anreicherungshorizont ein schwaches Absinken der Reaktion und des Sorptionssättigungsgrades beobachtet werden kann. Sowohl die Veränderungen im Tongehalt, als auch in dem Verhältnis $SiO_2 : R_2O_3$ weisen auf eine schwache Differenzierung der Mineralkomponenten im Profil hin, die nicht nur durch eine Anreicherung, sondern auch durch den mit der Tiefe zunehmenden Einfluß des Muttersubstrates bedingt ist.

Pseudogley-Fahlerde aus Lößlehm (Drahněnice, Kr. Tábor). Der lehmige Humus-Eluvialhorizont reicht in eine Tiefe von 20 cm, d. h. bis zur Tiefe der Ackerkrume. Der schwach vergleyte, 10 cm mächtige Eluvialhorizont mit gut entwickelter Plattenstruktur geht mit seinen Ausläufern in den ockerbraunen, grünlich und grauweiß marmorierten Illuvialhorizont über. Auf Grund seiner Struktur kann man den Illuvialhorizont in zwei Subhorizonte teilen. Er geht sehr langsam in das vergleyte Muttersubstrat über.

Die Reaktion im Profil sinkt praktisch von neutral in der Ackerkrume bis zu sauer im Anreicherungshorizont. Entsprechend ändert sich auch der Sorptionssättigungsgrad von voller Sättigung in der Ackerkrume bis zum ungesättigten Zustand

*) Index der Horizonte nach Lit. (10).

I. Grundlegende analytische Charakteristik der Bodenprofile

Boden	Horizont (Probe aus einer Tiefe von cm)	% Ton <1 μ	% Cox	% Ca CO ₃	pH/ KCl	mval/100 g		%	Molekular verhältnis SiO ₂ :R ₂ O ₃
						H	T		
Tschernosjom Libeznice	Hor 5- 10	26,0	1,91	stopy	6,90	0,0	24,6	100	9,16
	H ₁ 20- 30	—	1,38	stopy	7,15	0,0	24,6	100	8,70
	H ₂ 35- 45	26,9	1,33	stopy	6,95	0,0	24,6	100	9,30
	h/P 47- 55	25,8	0,96	stopy	7,10	0,0	23,2	100	7,60
	(h)P (Ca) 57- 69	23,2	0,53	5,8	7,20	0,0	19,3	100	8,96
	PCa 90-100	—	0,13	18,0	7,35	0,0	12,0	100	8,48
Degradierter Tschernosjom Nasobúrky	h(e) 5- 15	10,0	1,23	0,3	7,40	0,0	17,31	100	11,4
	H(i) 40- 50	18,0	0,93	0,0	6,9	1,74	19,31	91	11,2
	hi 65- 75	20,1	0,48	0,0	6,7	3,48	21,98	84	9,0
	i/P 87- 97	20,5	0,26	0,0	6,8	3,05	19,31	84	9,7
	PCa 125-135	13,7	0,13	10,4	7,3	0,0	12,65	100	12,2
Parabraunerde Ruzyně	hor 5- 15	25,1	1,05	0,16	7,2	0,8	16,0	95	10,60
	(h)I _{r1} 40- 50	35,6	0,46	0,10	6,9	2,0	25,3	92	7,99
	It ₂ 60- 70	33,7	0,29	0,05	6,8	1,6	24,6	94	7,45
	(i _t)P (Ca) 80-100	35,6	0,20	2,75	7,1	0,0	26,0	100	7,99
	PCa 110-120	39,6	0,28	2,60	7,1	0,0	28,6	100	8,56
	PCa 130-150	37,3	0,21	2,26	7,2	0,0	27,3	100	7,80
Pseudogley- Fahlerde Drahnětice	he or 2- 12	14,0	1,59	0,0	6,75	0,78	17,4	96	7,72
	E(g) 22- 32	13,6	0,47	0,0	5,70	3,11	12,8	76	7,40
	el(g) 40- 50	14,8	0,30	0,0	5,10	6,23	12,8	51	7,77
	I ₁ g 60- 70	25,4	0,28	0,0	5,00	5,44	23,2	77	5,66
	I ₂ g 90-100	27,8	0,22	0,0	5,00	5,84	21,6	73	4,75
	(i)Pg 135-140	25,6	0,17	0,0	5,00	3,50	23,7	93	4,80
Fahlerde Přepere	hor 2- 15	7,5	1,11	0,0	5,1	5,3	12,4	57	13,39
	E(g) 20- 30	8,3	0,87	0,0	5,3	3,8	12,4	69	13,11
	e/i 40- 50	14,0	0,54	0,0	5,2	3,4	12,7	73	12,99
	I ₁ 70- 80	23,2	0,39	0,0	5,3	3,4	17,2	80	6,63
	I ₂ 100-120	19,7	0,30	0,0	5,4	1,9	15,5	88	6,50
	i/P 140-150	20,7	0,21	0,0	5,6	1,9	15,5	88	6,30
	PCa 240-260	—	0,15	1,5	7,1	0,0	16,4	100	8,42
Pseudogley- Fahlerde Prostřední Lipka	he(g) 5- 10	15,6	2,07	0,0	5,70	12,0	23,0	48	9,34
	e(g) 18- 25	15,4	0,48	0,0	4,40	8,8	12,2	28	9,78
	I ₁ g 50- 55	22,2	0,32	0,0	4,25	13,6	17,6	23	9,56
	I ₂ g 70- 80	22,7	0,19	0,0	4,25	11,6	18,0	36	8,15
	Ip(g) 105-115	19,3	0,16	0,0	4,20	10,0	19,6	49	7,73
	iP(g) 160-170	—	—	—	—	12,8	19,3	34	5,73

— = wurden nicht bestimmt

beim Übergang vom Eluvial- zum Illuvialhorizont. In enger Abhängigkeit von den mittleren bis starken Texturunterschieden im Profil ändert sich auch das Verhältnis SiO₂:R₂O₃.

Fahlerde aus Lößlehm (Přepere bei Turnov). In einer Tiefe von 20 cm wird der Humushorizont von einem 15 cm starken, schwach vergleyten Eluvialhorizont abgelöst, der zungenförmig in den Illuvialhorizont übergeht. Dieser hat zunächst

eine nußförmige, tiefer eine prismatische Struktur. Von 140 cm an geht er mit braunen Ausläufern in hellgrauen kalklosen Boden über. Kalkhaltiger Löß wurde erst in einer Tiefe von fast 250 cm festgestellt.

Die Austauschreaktion ist im ganzen Profil mit Ausnahme des Muttersubstrates sauer. Die Stufe der Sorptionssättigung entspricht in den Horizonten *hor* bis *e/I* einer schwachen Sättigung, im Anreicherungs-horizont weist jedoch der Wert *V* auf eine Sättigung des Sorptionskomplexes hin. Der Grund für diesen scheinbaren Widerspruch dürfte vor allem in den Formen der Bodenazidität zu suchen sein, d. h. ob sie direkt von Wasserstoffionen oder durch aktive Aluminiumformen verursacht wird. Die Aluminiumverbindungen können durch hydrolytische Vorgänge sekundär Wasserstoffionen frei machen, die bei der Titration erfaßt werden. Ebenfalls können Unterschiede im Pufferungsvermögen des Bodens eine Rolle spielen. Die starken Texturdifferenzierungen und die damit verbundene Änderung des Verhältnisses $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$, die durch die Illimerisation hervorgerufen wurden, sind durch das schwache Vergleichen (vor allem im Eluvialhorizont) etwas verzerrt.

Pseudogley-Fahlerde aus Lößlehm (Prostřední Lipka, Kr. Ústí nad Orlicí). Der schwach vergleyte Humuseluvialhorizont geht in einer Tiefe von 18 cm scharf in einen mäßig vergleyten, etwa 10 cm mächtigen Eluvialhorizont über. An diesen Horizont schließt dann in 40 cm Tiefe allmählich ein Illuvialhorizont an. Der Übergang in das Muttersubstrat ist von 100 cm Tiefe an schwächer vergleyt. Skelettbeimengungen, die in etwa 150 cm Tiefe auftreten, weisen auf eine ungleichmäßige Zusammensetzung des bodenbildenden Substrates hin, was auch die Ergebnisse einiger Analysen bestätigen.

Die Reaktion ist im ganzen Profil mit Ausnahme der Ackerkrume stark sauer. Der Tongehalt und auch das Verhältnis $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ zeugen von einer mittleren Differenzierung der Mineralkomponenten im Profil infolge der Illimerisation. Die Ergebnisse der chemischen Analysen im Horizont *iP/g* bestätigen die Annahme, daß das Bodensubstrat im untersten Teil des Bodenprofils nicht homogen ist.

Auswertung der experimentellen Ergebnisse

Die chemische Zusammensetzung der Tonfraktion. Die Ergebnisse der vollständigen chemischen Analyse sind in Tabelle II verkürzt dargestellt. Das Molekularverhältnis $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ bewegt sich bis auf geringe Ausnahmen im Bereich von 2,5—3,5, was für das Übergewicht dreischichtiger Tonminerale spricht. Am ausgeglichtesten ist es im gesamten Profil des Tschernosjomes und des degradierten Tschernosjomes, wo auch die geringste Differenzierung der Mineralkomponenten im Bodenprofil auftritt. Verhältnismäßig beachtliche Unterschiede sind in der Parabraunerde zwischen dem Humushorizont und dem Ausgangsmaterial vorhanden, aber auch die anderen Horizonte unterscheiden sich beachtlich. Den größten Unterschied des Molekularverhältnisses sehen wir bei Fahlerde zwischen dem Eluvial- und dem Illuvialhorizont, während er bei Pseudogley-Fahlerden viel kleiner ist. Diese Unterschiede deuten darauf hin, daß es bei der Illimerisation bereits zu einer teilweise differenzierten Verlagerung des Tones im Profil kommt, während sich bei den auf schweren Substraten entwickelten Fahlerden der Unterschied durch den Einfluß des Ausgangsmaterials und auch des Vergleichen verringert. Im Profil der Pseudogley-Fahlerde aus Prostřední Lipka weist das Verhältnis $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ ziemlich unregelmäßige Veränderungen auf. Dadurch wird die Annahme, daß das bodenbildende Substrat nicht homogen ist, bestätigt.

In den Profilen des Tschernosjomes, des degradierten Tschernosjomes und der Parabraunerde zeigt das Verhältnis $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ im Muttersubstrat ein Maximum, auf Grund dessen man auch voraussetzen kann, daß hier die Menge des Montmorillonits, gegebenenfalls der montmorillonitischen Strukturen, anwächst. Dies bestätigen die Werte des Verhältnisses $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$, das hier auch sein Maximum aufweist. Dieses Verhältnis bewegt sich nämlich beim Illit um 3,5 und beim Monmorillonit um 5 (Grimm, 1953, Jasmund, 1955). Diese Voraussetzung wird ebenfalls durch die Bestimmung des K_2O -Gehaltes bestätigt, der vor allem bei dem Tschernosjom und der Parabraunerde gerade im Muttersubstrat ein klares Minimum aufweist. Demgegenüber ist der MgO -Gehalt hier am größten.

Bei der Fahlerde kann man die mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion nicht so einfach auf Grund des Verhältnisses $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ und $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ beurteilen, denn diese Verhältnisse können in größerem Maße durch die Anwesenheit freier Eisen- und Aluminiumhydrate beeinflusst werden, die bei der Isolierung der

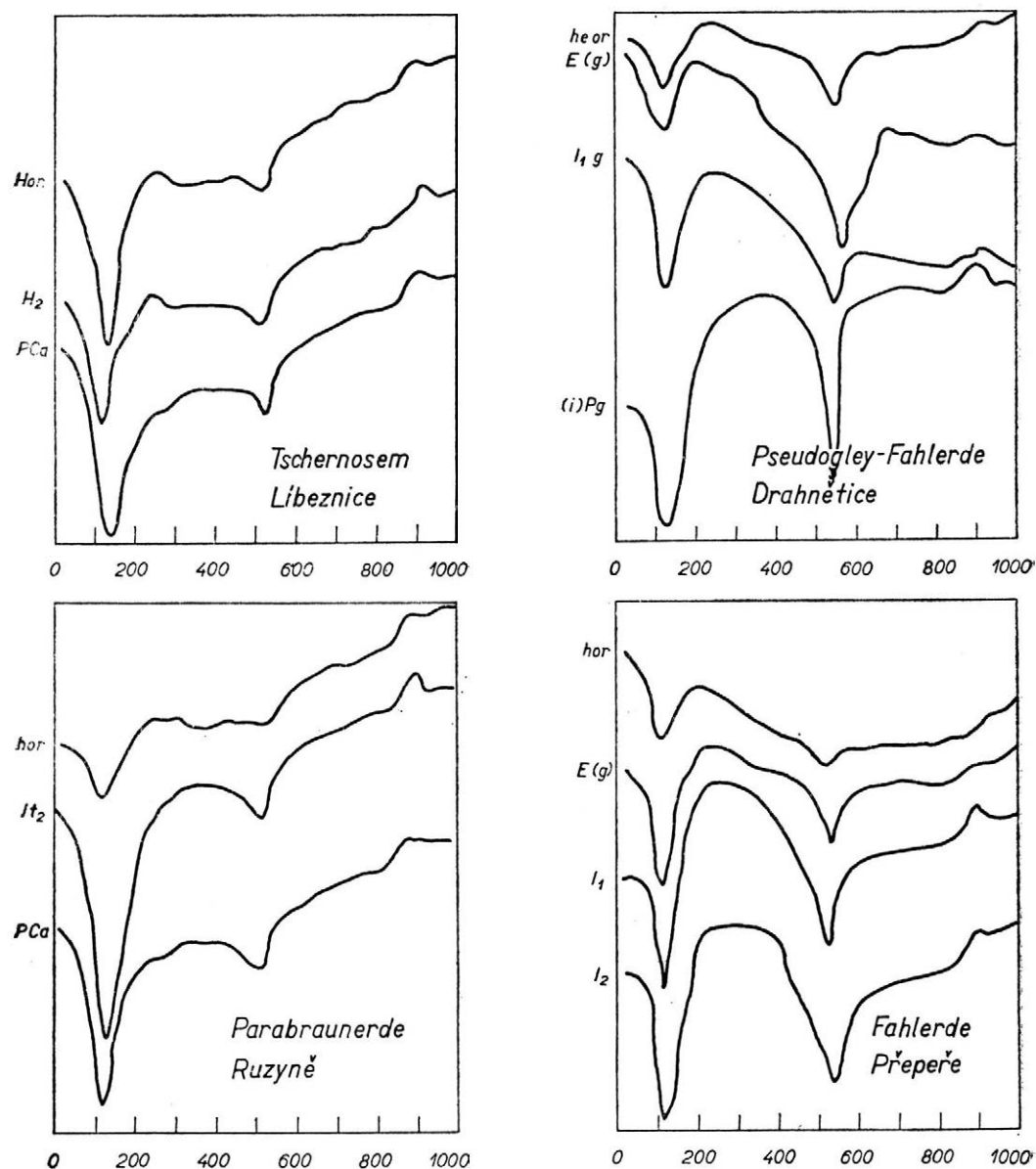
II. Analytische Charakteristik der Tonfraktion

Boden	Horizont (Probe aus einer Tiefe von cm)	% MgO	% K ₂ O	Molekularverhältnis				T mval/100 g
				SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃	
				R ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	
Tschernosjom Libeznice	Hor 5- 10	1,67	1,48	2,97	3,87	12,8	3,45	73,9
	H ₁ 20- 30	2,14	1,46	2,98	3,91	12,5	3,20	66,9
	H ₂ 35- 45	1,50	1,44	3,05	4,00	12,9	3,24	75,6
	h/P 47- 55	1,66	1,40	3,05	3,97	12,6	3,18	77,7
	(h)P							
	(Ca) 57- 69	1,69	1,32	3,16	4,02	14,5	3,63	74,2
Degradierter Tschernosjom Nasobúrky	PCa 90-110	2,01	1,32	3,38	4,37	14,9	3,47	75,1
	h(e) 5- 15	1,26	0,38	3,42	4,78	12,0	2,51	60,0
	H(i) 40- 50	1,35	0,33	3,64	4,83	14,9	3,08	53,3
	h i 65- 75	1,63	0,33	3,35	4,55	12,6	2,78	63,2
	i/P 87- 97	0,75	0,38	3,50	4,66	14,3	3,07	55,0
	PCa 125-135	1,93	0,36	3,62	4,91	13,7	2,78	52,1
Parabraunerde Ruzyně	hor 5- 15	1,48	0,74	2,70	3,40	13,1	3,85	68,7
	(h)I ₁ 40- 50	1,71	1,06	2,95	3,88	12,1	3,10	77,1
	It ₂ 60- 70	1,73	1,00	3,04	3,91	13,6	3,48	78,0
	(i ₁)P							
	(Ca) 80-100	1,93	0,80	2,94	3,85	12,2	3,18	74,0
	PCa 110-120	1,77	0,68	3,42	4,48	14,2	3,16	74,6
Pseudogley- Fahlerde Drahnětice	PCa 130-150	2,35	0,68	3,52	4,60	14,2	3,09	77,7
	he or 2- 12	2,30	1,53	2,74	3,45	12,8	3,75	54,0
	E(g) 22- 32	1,57	1,44	2,82	3,56	13,9	3,92	55,5
	I ₁ g 60- 70	2,03	1,24	2,56	3,33	11,7	3,34	72,3
	I ₂ g 90-100	1,65	1,06	2,31	2,89	11,4	3,95	74,8
	(i)Pg 135-140	1,84	1,22	2,42	3,06	11,1	3,65	70,2
Fahlerde Přepeře	h or 2- 15	1,65	1,76	3,05	3,94	13,6	3,53	55,5
	E(g) 20- 30	1,69	1,44	3,41	4,32	16,3	4,00	52,0
	I ₁ 70- 80	1,23	1,40	2,55	3,30	11,1	3,37	74,1
	I ₂ 100-120	1,78	1,46	2,95	3,50	13,0	3,72	68,7
	PCa 240-260	1,96	1,56	3,10	4,10	13,0	3,18	66,9
Pseudogley- Fahlerde Prostřední Lipka	he(g) 5- 10	1,70	2,20	3,78	4,54	22,8	5,03	59,2
	e(g) 18- 25	1,54	2,60	3,26	4,16	14,9	3,58	58,5
	I ₁ g 50- 55	1,89	2,60	3,28	3,95	19,5	4,91	61,0
	I ₂ g 70- 80	2,00	1,10	2,96	3,73	14,4	3,88	51,0
	ip(g) 160-170	1,36	1,70	2,71	3,33	14,5	4,34	37,2

Tonfraktion nicht beseitigt wurden. Trotzdem kann man wegen des niedrigen Verhältnisses SiO₂:R₂O₃ und vor allem wegen des wesentlich höheren K₂O-Gehaltes annehmen, daß in diesen Böden der Illitgehalt größer als in den ersten drei Profilen ist. Die verhältnismäßig hohen Werte des Verhältnisses SiO₂:R₂O₃ und ebenfalls der geringere MgO-Gehalt in den Proben des degradierten Tschernosjomes können durch einen höheren Quarzgehalt erklärt werden.

Die Austausch-Sorptionskapazität der Tonfraktion. Die Werte der Sorptionskapazität sind in der Tabelle II angeführt. Die höchsten Werte im Profil wurden beim Tschernosjom und bei der Parabraunerde festgestellt, wo sie bei einem Durchschnitt von 75 mval/100 g liegen. Diese Werte weisen auf einen höheren Gehalt an montmorillonitischen Tonmineralen hin, denn die Sorptionskapazität des Illit bewegt sich zwischen 20—40 mval/100 g, während sie beim Monmorillonit bis 100 mval/100 g erreicht.

In den Profilen der Fahlerde, und zwar vor allem in den Humus- und den Illuvialhorizonten sind die Werte der Sorptionskapazität wesentlich geringer, etwa 55 mval/100 g. Diese Feststellung stimmt mit den auf Grund der Wertung der chemischen Zusammensetzung der Tonfraktion ausgesprochenen Voraussetzungen überein. Bei den Illuvialhorizonten dieser Böden nähern sich jedoch die Werte der Sorptionskapazität der Tonfraktion den beim Tschernosjom und bei der Parabraunerde festgestellten Werten. Hier muß vor allem das gesteigerte Dispersionsvermögen der mineralischen Kolloidteilchen im Illuvialhorizont berücksichtigt werden, das mit einer höheren Sorptionskapazität verbunden ist. Gegebenenfalls kann man die Anwesenheit einer kleinen Menge montmorillonitischer Minerale mit größerer Sorptionskapazität voraussetzen. Einen gesteigerten Montmorillonitgehalt in den Illuvialhorizonten verschiedener Böden stellten z. B. Gorbunov (1961), Gradusov (1960), Mačeva (1961) u. a. fest. Demgegenüber weisen Bidwell und Page (1950) auf



1. DTA-Kurven der Tonfraktionen

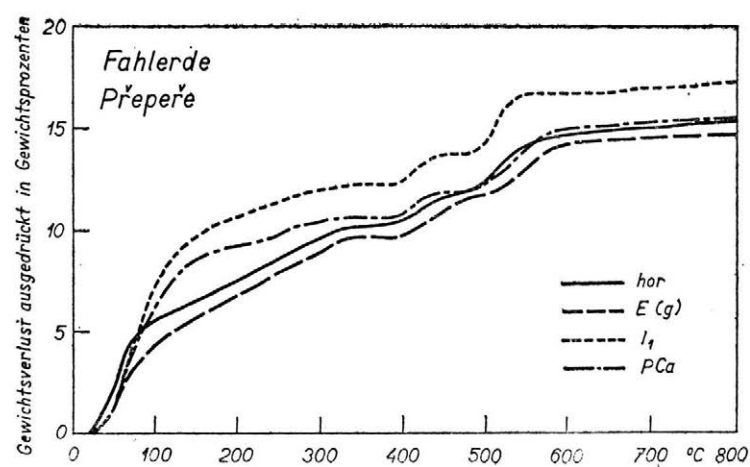
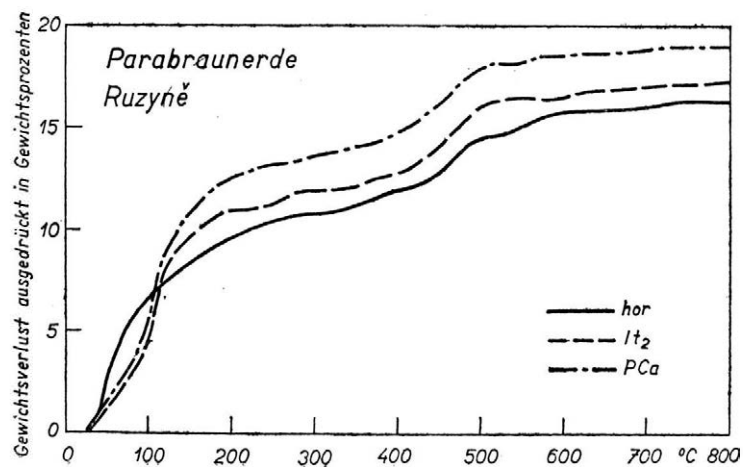
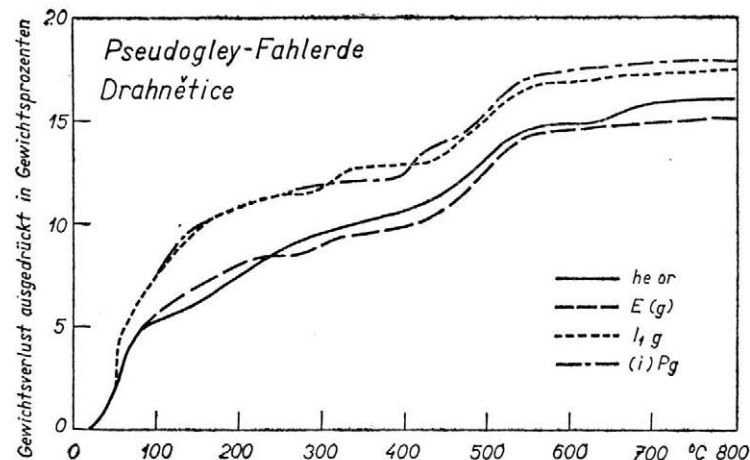
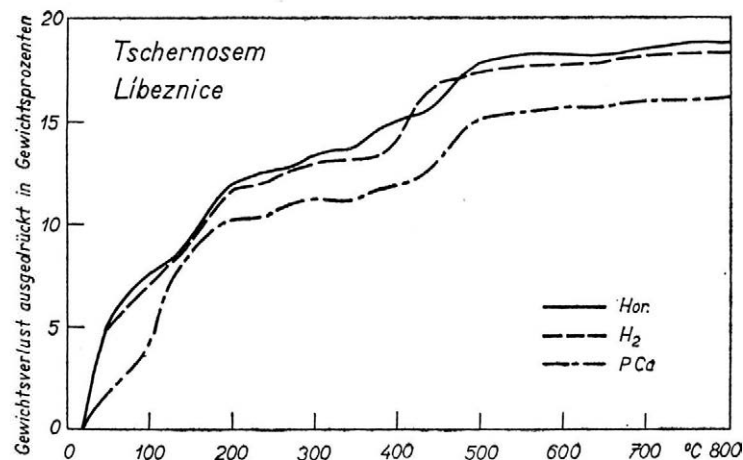
beachtliche Unterschiede der Sorptionskapazität im Profil hin, die eher durch ein verändertes Dispersionsvermögen, als durch die mineralogische Zusammensetzung dieser Fraktion verursacht werden.

Die verhältnismäßig geringe Sorptionskapazität der Tonfraktion aus dem degradierten Tschernosjom läßt sich durch eine höhere Quarzbeimengung (gegebenenfalls andere SiO_2 -Formen) erklären, die bei der Wertung der chemischen Analysen schon erwähnt wurden.

Differenzialthermoanalyse. Die entsprechenden Kurven der Tonfraktionen aus 4 Profilen sind auf der graphischen Darstellung 1 gezeigt. Für alle Kurven sind zwei deutliche endotherme Reaktionen charakteristisch. Die erste mit einem Scheitel bei 130° , der das Entweichen des molekularen Wassers bedeutet, wird in den Profilen meist mit zunehmender Tiefe größer, was auf den sich mit der Tiefe steigenden Gehalt an hydrophilen mineralischen Kolloiden hinweist. Die zweite deutliche endotherme Abweichung mit einem Scheitel bei 530° , die der Dehydroxylierung entspricht, zeigt in den verschiedenen Profilen eine sehr unterschiedliche Form. Bei dem Tschernosjom und der Parabraunerde ist die zweite Abweichung weniger ausgeprägt und nicht so steil, was für alle Illite charakteristisch ist. Bei den Profilen der Pseudogley-Fahlerde aus Drahnëtice ist sie stärker und der Scheitel weist eine sehr scharfe Begrenzung auf, was am besten bei der Probe aus dem Horizont (i)Pg zu sehen ist. Dieser Verlauf deutet bereits auf eine beachtliche Kaolinitbeimengung hin. Einen ähnlichen Verlauf dieser endothermen Abweichung kann man mit Ausnahme der Probe aus dem Horizont h auch bei den Fahlerdeproben aus Präpeře beobachten. Hier verweist die Form der Abweichung auf fast keine oder eine geringe Beimengung von Kaolinit. Unbedeutende endotherme Abweichungen, die bei einigen Proben etwa bei 280°C auftreten, deuten Beimengungen freier Eisenhydrate an. Nur bei einigen Tschernosjomproben zeigten sich auch undeutliche Minima im Bereich von $600\text{--}650^\circ\text{C}$, die Montmorillonitbeimengungen ahnen lassen. Bei der Auswertung der Kurven für die Differenzialthermoanalyse muß man jedoch in Betracht ziehen, daß die endotherme Abweichung für die Dehydroxylierung des Montmorillonits verhältnismäßig schwach zu sein pflegt und bis zu einem beachtlichen Maße vom vorhergehenden Verlauf der Kurve mit einer deutlichen Illit- und Kaolinitreaktion verdeckt sein kann. Auch montmorillonitische Strukturen in Mineralen mit Wechsellagerungsstruktur müssen auf der Kurve durchaus nicht klar erscheinen.

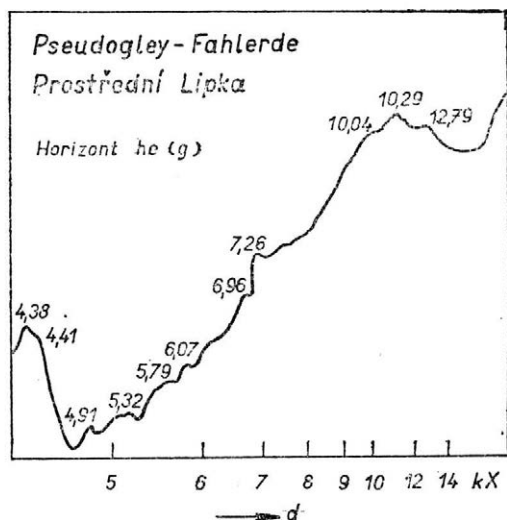
Verlauf der Wärmedehydratation. Die den Verlauf der Wärmedehydratation zeigenden Kurven sind auf der graphischen Darstellung 2 ersichtlich. Für die Beurteilung der Zusammensetzung der Tonfraktion sind die Kurvenabschnitte im Bereich von $20\text{--}200^\circ$ und $400\text{--}500^\circ\text{C}$, bzw. 550°C am wichtigsten. Der größte Gehalt an molekularem Wasser wurde bei den Tonfraktionen aus dem Tschernosjom (10,2—12 %) und der Parabraunerde (9,6—12,4 %) festgestellt. Etwas niedriger war er bei den Proben aus degradiertem Tschernosjom (9—10,5 %). Den geringsten Gehalt an molekularem Wasser finden wir in den Tonproben aus den Humushorizonten der Fahlerden (7,2—8,8 %). Er wächst mit der Tiefe und erreicht in den Illuvialhorizonten ein Maximum. Hier ist die Beziehung zu den vorausgesetzten Unterschieden im Dispersionsvermögen ersichtlich. Umgekehrte Verhältnisse kann man beim Wasserverlust feststellen, der der Dehydroxylierung der Tonminerale entspricht. Der geringste Wasserverlust tritt im Tschernosjom und in der Parabraunerde (ungefähr von 2,5 bis 3 %) auf, wogegen er bei Fahlerden zwischen 3 und 5 % liegt. Der größte Wasserverlust wurde bei einer Probe aus dem (i)Pg-Horizont aus Drahnëtice ermittelt, wo auch die Kurve der Differenzialthermoanalyse auf den größten Kaolinitgehalt hinweist. In einigen Fällen ist der Wasserverlust in diesem Bereich nicht kontinuierlich, sondern verläuft stufenförmig. Dies kann entweder durch fortlaufende Dehydroxylierung der einzelnen Tonminerale oder — bei den Montmorilloniten — durch unterschiedliche Struktureigenschaften verursacht sein, wie dies Grim (1953) anführt (Montmorillonite mit niedrigem Eisen- und Magnesiumgehalt verlieren z. B. das Hydroxylwasser bereits bei verhältnismäßig niedrigen Temperaturen). Wasserverluste bei einer Temperatur von etwa 600°C , gegebenenfalls auch etwas höher, die vor allem bei einigen Proben aus dem Tschernosjom und aus dem Humushorizont der Fahlerde von Drahnëtice sichtbar sind, können entweder zum Montmorillonit oder zu einer nachträglichen Dehydroxylierung des Illits gehören. Die im Temperaturbereich von $280\text{--}300^\circ\text{C}$ bei einigen Proben auftretenden Wasserverluste müssen der Dehydratation der freien Eisenhydrate zugeschrieben werden.

Röntgenographische Analysen. Bei allen Proben wurde eine sehr deutliche, dem Illit gehörende Linie im Gebiet von 10 kX festgestellt. Bei den Fahlerden jedoch



2. Kurven der thermischen Dehydratation der Tonfraktionen

ist diese Linie viel schärfer und weist eine maximale Schwärzung im Bereich von 10,3 kX auf (siehe graphische Darstellung 3). Bei den Tschernosjomen und der Parabraunerde dagegen ist diese Linie ziemlich breit, die Schwärzung verschiebt sich zu den kleinen Winkeln (bis etwa 12,5 kX). Dieser Umstand weist anscheinend auf die Anwesenheit gemischter Illit- und Montmorillonitstrukturen hin, wie dies Gorbunova (1961) anführt. Minerale mit gemischten Illit- und Montmorillonitstrukturen werden in Böden auf Löß, z. B. von Schröder (1955), Kundler (1959) u. a., nachgewiesen.



3. Mikrofotometrische Kurve des mittleren Teiles des Debyeagrammes

ausgeprägt bei Fahlerde. Am ausgeprägtesten ist sie bei den Proben aus der Pseudogley-Fahlerde aus Drahnětice, weniger deutlich bei der Fahlerde aus Přepěře, wo sie am stärksten bei der Probe aus dem Eluvialhorizont ist. Außerdem zeigten sich auf allen Röntgenbildern auch Quarzlinien (z. B. 1,82, 1,45, 1,42, 1,38 kX), die am intensivsten bei den Proben aus dem degradierten Tschernosjom sind.

Zusammenfassung

In der vorgelegten Arbeit wird eine Charakteristik der Tonfraktion (kleiner als 1μ) von Tschernosjom, degradiertem Tschernosjom, Parabraunerde, Fahlerde, und von zwei Profilen der Pseudogley-Fahlerde gegeben. Die Tschernosjome und die Parabraunerde haben sich aus Löß, die Fahlerde und die Pseudogley-Fahlerde aus Lößlehm entwickelt.

Die chemischen Analysen, vor allem das Verhältnis $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ beweisen, daß es beim Tschernosjom und bei der Parabraunerde nicht im gesamten Profil zu einer sichtlichen Differenzierung in der chemischen Zusammensetzung der Tonfraktion kommt. Dagegen wurden bei Fahlerden bereits bestimmte Unterschiede im Verhältnis $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ festgestellt, das sich im Illuvialhorizont etwas verringert. Der Anteil dieses Verhältnisses im Eluvial- und Illuvialhorizont („Profilcharakterzahl“ nach Geering) beträgt bei der Fahlerde 1,15–1,34, bei einer Pseudogley-Fahlerde dagegen 1,10–1,21. Das bedeutet, daß die Vergleyung infolge einer begrenzten Auswaschung des Bodens während der Zeit der erhöhten Feuchtigkeit der Illimerisation entgegenwirken kann. Im zweiten Profil der Fahlerde sind die Werte des Verhältnisses $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ sehr unausgegleichen. Dies bestätigt die auf Grund des höheren Skelettgehaltes in den untersten Schichten des Profils ausgesprochene Vermutung, daß das Ausgangsmaterial nicht ausgeglichen ist. Bei Verwendung des Verhältnisses $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ im Humuseluvialhorizont, wo es am höchsten ist, erhalten wir einen Anteil von 1,15–1,28.

Auch Scheffer, Fölster und Meyer (1961) setzten voraus, daß in den Böden meist nicht typische Tonminerale auftreten, sondern vor allem verschiedene Übergangminerale, deren Bestimmung beachtliche Schwierigkeiten bereitet. Bei den Proben aus den Horizonten Hor und PCa des Tschernosjomes, PCa des degradierten Tschernosjomes und PCa der Parabraunerde wurde eine ziemlich intensive, 14,62–15,40 kX entsprechende Linie festgestellt, die dem Montmorillonit gehört, denn nach der Solvation mit Glycerin verschiebt sie sich auf ungefähr 17,3 kX. In diesen Fällen ist beim degradierten Tschernosjom und bei der Parabraunerde die Illitlinie bei 10,04 viel schärfer, ohne stärkere Schwärzung in Richtung zu den kleinen Winkeln. Auf allen Röntgenaufnahmen wurde auch eine 7,12–7,22 kX entsprechende Linie verzeichnet, die zum Kaolinit gehört (nach dem Ausglühen der Probe bei 550°C verschwindet sie). Sie ist am schwächsten bei Proben aus degradiertem Tschernosjom, stärker bei Tschernosjom und Parabraunerde, sehr

Auf Grund des Verhältnisses $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Fe}_2\text{O}_3$ kann man sagen, daß der Eluvialhorizont mehr an Eisen- als an Aluminiumverbindungen abgereichert ist, die sich jedoch bereits im ersten Illuvialhorizont in erhöhtem Maße ansammeln.

Außer einer Anreicherung mit Eisen und Aluminium drückt sich die Illimerisation in den Illuvialhorizonten der Fahlerden durch erhöhte Wasseraufnahmefähigkeit der Mineralkolloide aus, wie durch die thermischen Analysen bewiesen wurde. Gleichzeitig wächst auch die Austausch-Sorptionskapazität dieser Kolloide. Diese Feststellungen lassen sich eher auf Grund eines erhöhten Dispersionsvermögens der Tonfraktion im Boden, als durch qualitative Veränderungen in der mineralogischen Zusammensetzung erklären.

In bezug auf die mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion wurde durch Röntgenaufnahmen in den Proben aus dem Tschernosjom Montmorillonit sowohl im Ackerboden, als auch im Ausgangsmaterial festgestellt. Beim degradierten Tschernosjom und bei der Parabraunerde konnte ein wesentlicher Anteil des Montmorillonits nur beim Ausgangsmaterial beobachtet werden. Dies zeigt, daß beim Tschernosjom das Ausgangsmaterial vom bodenbildenden Prozeß am wenigsten beeinflusst wird. Weiter fanden wir bei allen diesen Proben eine ziemlich breite Linie im Bereich von etwa 10,04 bis 12,5 kX, die für die Anwesenheit von illitischem Mineral oder seinen Mischstrukturen mit Montmorillonit spricht (Beidellit nach Gorbunov). Sowohl die Intensität dieser Linien, als auch die Diffusionsschwärzung in Richtung zu kleineren Winkeln werden bei Proben mit Montmorillonit kleiner, d. h. daß die Menge dieses Minerals in diesen Proben proportional zur Montmorillonitmenge abnimmt. Außerdem wurde im Tschernosjom und in der Parabraunerde eine kleine Beimengung Kaolinit gefunden, während beim degradierten Tschernosjom diese Beimengung unbedeutend war. Im Illuvialhorizont der Parabraunerde wurde eine kleine Menge freier Eisenoxydhydrate beobachtet.

Bei den Fahlerden überwiegt unter den Tonmineralen das Illit, gegebenenfalls mit einer kleineren Menge an montmorillonitischen Strukturen (eine schärfere, in Richtung zu den kleinen Winkeln leicht diffuse Linie bei 10,04 kX). Der Kaolinitanteil ist in diesen Böden wesentlich höher, besonders im Eluvialhorizont der Fahlerde und in den tieferen Horizonten der Pseudogley-Fahlerden. In der Tonfraktion aus den Illuvialhorizonten aller untersuchten Fahlerden tritt auch eine größere Menge hydratisierter Eisenoxyde als bei Parabraunerde auf.

In allen Proben der Tonfraktionen zeigten sich kleine Quarzbeimengungen, ein etwas höherer Anteil wurde im degradierten Tschernosjom gefunden.

Literatur

1. Bidwell O. W., Page J. B.: The effect of weathering on the clay mineral composition of soils in the Miami Catena, Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 15, 314-318, 1950. — 2. Brindley G. W., et al.: X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Min. Soc., London 1951. — 3. Gorbunov N. I.: Minerály tonkoj frakciji počv, zakonomernosti ich raspredelenija i metodika izučenija, Počvovedenije, No. 10, 890-898, 1952. — 4. Gorbunov N. I.: Metodika podgotovki počv, gruntov, vzvesej rek i osadkov morej k mineralogičeskemu analizu, Počvovedenije, No. 11, 79-84, 1960. — 5. Gorbunova Z. N.: Svojstva počv, pojmy r. Kljazmy i mineralogičeskij sostav ich ilistych frakcij, Počvovedenije, No. 1, 61-67, 1961. — 6. Gradusov B. P.: K chimiko-mineralogičeskij charakteristike počv. srednej časti Karelskogo perešejka, Počvovedenije, No. 7, 53-62, 1960. — 7. Grim R. E.: Clay mineralogy, Mc Graw-Hill, New York, Toronto, London, 1953. — 8. Hraško J. a kol.: Rozbory pod, SVPL, Bratislava 1962. — 9. Jasmund K.: Die silikatischen Tonminerale, Chemie, Weinheim, 1955. — 10. Komplexní průzkum půd ČSSR. Souborná metodika. Praha 1962. — 11. Konta J.: Jílové minerály Československa. ČSAV, Praha 1957. — 12. Kundler P.: Zur Kenntnis der Rasenpodsole und grauen Waldböden Mittel- und Osteuropas im Vergleich mit den Sols lessivés des westlichen Europas. Zeitschrift f. Pflanzenernährung, Düng., Bodenkunde, 86, 16-36, 1959. — 13. Mačeva K. T.: Vtoričnyje minerály v serych lesnych počvach Bolgariji, Počvovedenije, No. 11, 73-80, 1961. — 14. Mirkin L. I.: Spravočnik po rentgenostrukturnomu analizu polikristalov, Gos. izd. fiz.-mat. lit., Moskva 1961. — 15. Pavel L.: Něktéré poznámky k rentgenografické identifikaci půdních jílových minerálů „práškovou“ Debye-Scherrerovou metodou s válcovou komůrkou, Sb. ČSAZV, Rostl. výr., 4, 117-126, 1958. — 16. Sandhoff H.: Konduktometrische Bestimmung des T-Wertes von Böden und

Bodenbestandteilen, Zeitschrift f. Pflanzenernährung, Düng., Bodenkunde, 62, 1-19, 1953. — 17. Sedleckij I. D.: Metody opredelenija kolloidno-dispersnych mineralov, Izd. Kijevskogo gos. univ., 1955. — 18. Scheffer F., Fölster H., Meyer B.: Zur Diagnostik und Systematik von Dreischicht-Tonmineralen in Böden und pedogenen Sedimenten. Chemie d. Erde, XXI, 210-238, 1961. — 19. Schroeder D.: Tonminerale mit Wechselschichtstruktur im Löss. Zeitschrift f. Pflanzenernährung, Düng., Bodenkunde, 70, 17-22, 1955. — 20. Tolkačev S. S.: Tablicy mežploskostnych rasstojanij, Izd. leningr. univ., Leningrad 1955.

Charakteristika jílové frakce v některých půdách na spraších a sprašových hlinách

V práci je podána charakteristika jílové frakce (menší než $1\ \mu$) černozemě, černozemě degradované, hnědozemě, illimerizované půdy a dvou profilů illimerizované půdy oglejené. Černozemě a hnědozemě jsou vyvinuty na spraších, illimerizovaná půda na sprašové hlině a oglejené illimerizované půdy na jílovitohlinitých pleistocenních pokryvech.

Chemické rozbor, především hodnoty poměru $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ prokazují, že u černozemí a hnědozemí nedochází v celém profilu k patrné diferenciaci v chemickém složení jílové frakce. Naproti tomu u illimerizovaných půd byly již zjištěny určité rozdíly v poměru $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$, který se poněkud zmenšuje v iluviálním horizontu. Podíl z tohoto poměru v eluviálním a iluviálním horizontu („Profilcharakterzahl“ podle Geeringe) činí u illimerizované půdy 1,15–1,34, zatímco u jedné illimerizované půdy oglejené je 1,10–1,21. To znamená, že oglejení může působit opačným směrem proti illimerizaci v důsledku omezení promývání půdy v období zvýšení vlhkosti. V druhém profilu illimerizované půdy jsou hodnoty poměru $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ značně nevyrovnané, což potvrzuje domněnku o nevyrovnanosti půdotvorného substrátu, vyslovenou na základě zvýšeného obsahu skeletu v nejspodnějších částech profilu. Za použití hodnoty poměru $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ v humusoeuviálním horizontu, kde je nejvyšší, vychází tento podíl 1,15–1,28.

Na základě poměru $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Fe}_2\text{O}_3$ lze říci, že eluviální horizont je více ochuzován o sloučeniny železa než hliníku, avšak tyto sloučeniny se ve zvýšené míře hromadí již v prvním iluviálním horizontu.

Vedle zvyšování obsahu železa a hliníku projevuje se illimerizace v iluviálních horizontech illimerizovaných půd zvyšováním hydrofilnosti minerálních koloidů, jak bylo prokázáno termickými analýzami. Současně roste i výměnná sorpční kapacita těchto koloidů. Tato zjištění lze vysvětlit spíše na základě zvyšování disperzity půdní jílové frakce než v důsledku kvalitativních změn v mineralogickém složení.

Pokud se týká mineralogického složení jílové frakce, byl ve vzorcích u černozemě rentgenograficky zjištěn montmorillonit jak v ornici, tak i v matečném substrátu. U degradované černozemě a hnědozemě byl nalezen podstatný podíl montmorillonitu pouze v matečném substrátu. Svědčí to o tom, že u černozemě je půdotvorný substrát nejméně ovlivňován půdotvorným procesem. Dále byla u všech těchto vzorků zaznamenána značně široká linie v rozmezí od cca 10,04 do 12,5 kX, která nasvědčuje přítomnosti illitického minerálu nebo jeho smíšeným strukturám s montmorillonitem (beidellit podle Gorbunova). Intenzita této linie a rovněž i difusní zčernání směrem k menším úhlům se zmenšují ve vzorcích s montmorillonitem, tzn. že množství tohoto minerálu se v těchto vzorcích zmenšuje úměrně množství montmorillonitu. Kromě toho v černozemi a hnědozemí byla zjištěna malá příměs kaolinitu, zatímco u degradované černozemě je tato příměs nepatrná. V iluviálním horizontu hnědozemě bylo zjištěno malé množství volných hydrátů kysličníku železa.

V illimerizovaných půdách je převládajícím jílovým minerálem illit, popřípadě s menším množstvím montmorillonitických struktur (ostřejší, směrem k malým úhlům mírně difusní linie při 10,04 kX). Podíl kaolinitu je v těchto půdách podstatně vyšší, zvláště v eluviálním horizontu illimerizované půdy a hlubších horizontech illimerizovaných půd oglejených. V jílové frakci z iluviálních horizontů všech zkoumaných illimerizovaných půd se objevuje i větší množství hydratovaných kysličníků železa než je tomu u hnědozemě.

Ve všech vzorcích jílových frakcí se objevuje malá příměs křemene, poněkud vyšší obsah byl nalezen v degradované černozemi.

Характеристика илистой фракции в некоторых почвах на лессах и лессовидных суглинках

В работе приводится характеристика илистой фракции (менее чем $1\ \mu$) чернозема, деградированного чернозема, бурозема, иллиммеризованной почвы и двух профилей иллиммеризованной оглеенной почвы. Черноземы и буроземы более развиты на лессах, иллиммеризованная почва — на лессовидном суглинке, а оглеенные иллиммеризованные почвы — на тяжелом суглинке плейстоценовых покровов.

Химические анализы, прежде всего величины соотношения $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$, показывают, что у чернозема и бурозема во всем профиле не происходит заметной дифференциации в химическом составе илистой фракции. Наоборот, у иллиммеризованных почв были установлены определенные различия в соотношениях $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$, которые несколько уменьшаются в иллювиальном горизонте. Доля этого соотношения в элювиальном и иллювиальном горизонтах („Profilcharakterzahl“ по Герингу) составляет у иллиммеризованной почвы 1,15—1,34, в то время как у одной иллиммеризованной оглеенной почвы оно составляет 1,10—1,21. Это означает, что оглеение может действовать противоположно иллиммеризации в результате ограничения промывания почвы в период повышенной влажности. Во втором профиле иллиммеризованной почвы величины соотношения $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ значительно невыравнены, что подтверждает предположение о невыравненности почвообразовательного субстрата, высказанное на основе повышенного содержания скелета в самых нижних частях профиля. С применением величины соотношения $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ в гумусо-элювиальном горизонте, где оно самое высокое, эта доля равна 1,15—1,28.

На основе соотношения $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Fe}_2\text{O}_3$ можно сказать, что элювиальный горизонт более беден соединениями железа, чем алюминием, причем эти соединения в повышенной мере уже накапливаются в первом иллювиальном горизонте. Наряду с повышением содержания железа и алюминия иллиммеризация проявляется в иллювиальных горизонтах иллиммеризованных почв путем повышения гидрофильности минеральных коллоидов, как это было доказано термическими анализами. Одновременно растёт и ёмкость поглощения катионов у этих коллоидов. Это установление можно объяснить скорее на основе повышения дисперсности почвенной илистой фракции, чем в результате качественных изменений в минералогическом составе.

Что касается минералогического состава илистой фракции, в образцах у чернозема рентгенографически был установлен монтмориллонит как в пахотном слое, так и в материнском субстрате. У деградированных черноземов и буроземов была установлена значительная доля монтмориллонита только в материнском субстрате. Это свидетельствует о том, что у чернозема почвообразовательный субстрат меньше всего подвергается влиянию почвообразовательного процесса. Далее у всех этих образцов была отмечена значительно широкая линия в пределах приблизительно от 10,04 до 12,5 кХ, которая свидетельствует о наличии иллитического минерала или его смешанных структур с монтмориллонитом (беиделлит по Горбунову). Интенсивность этих линий, а также и диффузное почернение по направлению к меньшим углам уменьшается в образцах с монтмориллонитом, это означает, что количество данного минерала в этих образцах уменьшается пропорционально количеству монтмориллонита. Помимо этого в черноземе и буроземе была установлена малая примесь каолинита, в то время как у деградированного чернозема эта примесь была незначительной. В иллювиальном горизонте бурозема было установлено малое количество свободных гидратов окиси железа.

В иллиммеризованных почвах преобладающим илстым минералом является иллит, при случае с небольшим количеством монтмориллонитических структур (более резкая, по направлению к малым углам умеренно диффузная линия при 10,04 кХ). Доля каолинита в этих почвах существенно выше, особенно в элювиальном горизонте иллиммеризованной почвы, а также в более глубоких горизонтах иллиммеризованных оглеенных почв. В илистой фракции из иллювиальных горизонтов всех обследуемых иллиммеризованных почв обнаружено и большее количество гидратизированных окисей железа, чем у бурозема.

Во всех образцах илстых фракций найдена малая примесь кварца, несколько более высокое содержание было установлено в деградированном черноземе.

Fractionation of Humus Substances of Several Soil Types in Czechoslovakia

Frakcionace humusových látek některých půdních typů ČSSR

Фракционирование гумусовых веществ некоторых почвенных типов ЧССР

F. POSPÍŠIL

Central Research Institute for Plant Production, Prague-Ružyně

By humus substances we understand the complex of substances which are extracted from the soil in various ways, in most cases by alkaline solutions. The mechanism of the effect of alkaline solutions on humus substances in the soil is as follows: Humic acids peptize due to the effect of alkaline solutions and pass as humates to the solution. The use of strong alkaline solutions as pointed out by Tinsley and Salam (1961), causes, however, certain complications, as for example the possible contamination of humus substances by the silicic acid and silicates, alkaline solutions dissolve hemicelluloses and lignin so that we are extracting simultaneously non humified substances. Also various condensation reactions are going on in the alkaline medium. Due to all that we get by alkaline solutions considerable amount of unspecified organic substances. As a great part of humus substances is bound in the soil in the form of indissoluble complex compounds with divalent and trivalent ions, various procedures of eliminating these complex-bound ions are used. For example NaF, various oxalates, pyrophosphates or other complex-forming reagents are used. Recently the ethylenediaminetetraacetic acid at pH 7.0 was used by Dubah, Mehta and Duel (1962) for extraction of organic substances. In this manner they succeeded in extracting only humus substances from the soil.

The separation of humic acids from fulvic acids is made possible by reducing the pH of alkaline solutions of humus substances, because fulvic acids are soluble in acid medium. It was, however, observed that fulvic acids, i. e. fractions soluble in the diluted acid, contain a number of non humified substances. Therefore the separation of proper fulvic acids from this admixture is possible only by forming complexes of fulvic acids with lead, barium and copper ions, as advised by Dubah, Mehta, Duel (1962). Other methods, as electrodialysis and dialysis, are according to indications in the literature less suitable, in view of the possible oxidation and reduction of substances. Humic acids gained by acidifying alkaline solutions may be purified from low molecular admixtures by repeated coagulation by acids.

Forms of humus in the soil

As we have already mentioned, the substantial part of humus substances in the soil is bound on the mineral part of the soil. Free humus substances (first fraction) are found in greater extent in soils enriched by non humified organic substances, where intensive decomposition of organic matter is going on. There is no doubt that free humus substances (humic acids and fulvic acids) exist as compounds soluble by water as Na, K, NH_4 humates. Humus substances form in the soil a number of complex compounds with various ions. They also form complexes with mineral colloids of the soil, with the effect that a significant part of humus substances may be extracted from the soil only after disturbing this complex by very radical means, by acid hydrolysis. The second fraction is thus formed by substances which are gained from the soil after its decalcination. It is especially the extraction of calcium and magnesium humates.

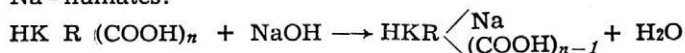
The third fraction is formed by humus substances bound in the form of complexes on trivalent cations (Fe and Al) or bound on clay minerals. Binding of humus substances on Fe oxides causes the deposition of these substances on the mineral skeleton of the soil. Previous data in the literature indicate that humic acids as well as fulvic acids forming polymeric complexes, occur in the soil in several forms or bindings to the anorganic part of the soil. From works of I. V. Tjurin (1951) and collaborators (1962) and from other studies (Najm, 1962) it is

evident that humus substances may be divided according to the solubility in alkaline solutions into two groups:

1. Indissoluble in alkaline solutions in cold: Humines, humolignines, humus coal. Humus coal is a carbonized substance resistant against the action of alkaline substances.

2. Substances soluble in alkaline solutions in cold-humus substances. Humic acids may be present in the soil according to the division by Tjurin in the following forms:

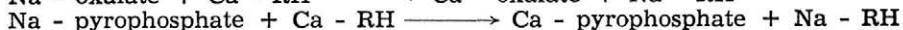
- a) directly soluble in weak alkaline solutions (0,1 N NaOH). This fraction represents the free humic acids, which peptize in alkaline medium in the form of Na-humates:



Humic acids (together with fulvic acids) go over in this form in the soil to sols and are forming spheric colloids.

- b) By the effect of Ca, Mg, Fe, Al, humic acids coagulate and become the respective humates. The Ca humates are little dissoluble in water, they are forming gels, covering by a thin sheet soil particles and reinforcing them. The Al and Fe gels of humic acids are strongly bound to its mineral part. The Ca-humates are extracted from the soil after its decalcination and the following peptization of humic acids by the solution of NaOH.

We may also use various complex-forming reagents, as is shown by the equation



Soluble Na-humates then pass into the solution.

- c) The third fraction is formed mainly by Al and Fe-humates, which are gained from the soil after hydrolysis of the soil with the acid. Thus the binding of humus substances with the mineral part of the soil is naturally disturbed.

Fulvic acids may be divided into four fractions. Here it is necessary to point out that it has been proved by many authors that "between the outspoken humic acids and the outspoken fulvic acids in the soil there exist a number of transitory forms, for example fulvic acids coagulating from the solution by the acid as humic acids, being nevertheless by remaining properties fulvic acids, and so on". Kononová (1962).

During the extraction of humus substances we are extracting from the soil a number of various organic substances. This is also emphasized in the work of Kononová and Belčíková (1961), where the authors write directly about "fulvic acids" as correctly about organic substances, which remain in the solution during the coagulation of humic acids." (page 7).

A special fraction is formed by substances extracted by the sulphuric acid in warm. They are mainly hemicelluloses and other substances. Ponomarova (1957) shortened the Tjurin method by combining decalcination by the sodium sulphate solution with washing of the soil by 0,1 N sulphuric acid into one single process, thus decalcining the soil and extracting the most movable organic substances (fulvic acids etc.) in the soil at the same time.

The Tjurin method of fractionation of humus substances as used by Birecki and Gastol (1961) for determining the quality of humus under various cultures (lucerne, lucerne with grass, potatoes). Simultaneously they investigated optical properties of the respective fractions of humic acids. The best composition of humus (ratio of humic acids to fulvic acids) was found in long-duration grass cultures, the worst composition was under potatoes. Humus under lucerne and under lucerne-grass mixture contained more humines and ulmines and humic acids, less fulvic acids, than humus under potatoes. The optical density of humic acids was higher in the first case. Najmr (1962) used the following method for classification of organic matter of the soil: In the first fraction he determined the hydrolysable (7,2 % H₂SO₄) and non hydrolysable part of all organic matter. In the second fraction he determined humic acids and fulvic acids after the decalcination of the soil. From his long-term analysis it may be concluded: Chernozem soil is characterized by a small content of free humic acids and by a higher content of humic acids gained after the decalcination of the soil (calcium humate and magnesium humate). The ratio of carbon of humic acids to fulvic acids is higher than 1.

Brown illimerized soil (sol brun lessivé) is characterized by a low content of free humic acid. In saturated soils there is a higher content of humic acids gained after decalcination, the highest in arable soil, decreasing in the direction to deeper layers. The ratio of carbon of humic acids to fulvic acids is usually lower than 1, sometimes equal to 1.

In our podzolic soils there is a small amount of free as well as bound humic acids. The calcium humate and magnesium humate occur relatively sparsely, the occurrence of Fe humate being more frequent. Fulvic acids are outnumbering humic acids, the ratio of humic acids to fulvic acids is always smaller than 1. The occurrence of a considerable amount of fulvic acids is accompanied by a considerable acidity of the soil. The method of classification of the soil organic matter according to Najmr was also by Haslbach (1962) for investigating the composition of garden soil humus.

Methodology

Determination of the carbon content

Determination of carbon was carried out by an oxidimetrical method according to Tjurin as described in the study Rozbory pôd (1962), with the electrometric determination of the end of titration. Results gained by this method are marked C_{ox} .

Shortened fractionation of humus substances

The principle of the method: In two mounds of the soil, free and bound humic acids and fulvic acids are determined. We obtain three fractions of humic acids: free acids, easily peptizing by the effect of lye; acids bound to calcium (magnesium), which may be released only after decalcination; humic acids bound to the mineral part of the soil and to R_2O_3 , which may be released only after the hydrolysis of the soil. As fulvic acids form polymeric complexes with humic acids, we gain by this extraction also the corresponding fractions of fulvic acids and furthermore the fraction of fulvic acids and other organic substances, which are released by sulphuric acid during the decalcination.

Determination of free humus substances

(fulvic acids and humic acids)

To the mound of fine soil in an Erlenmayer jar, 200 ml 0,1 N NaOH is added. The jar is closed by a rubber stopper, well shaken in a way that the soil must not cling to the glass and left standing until the next day (20—24 hours). During the working time jars should be shaken. The next day, about 5 ml of saturated solution of Na_2SO_4 is added by a pipette to the extract. Solutions are mixed and left standing until anorganic colloids are left out — 10 to 15 minutes. Then the content is filtered by a thick filter. At the beginning of filtration the first part is usually returned to the filtration. At the start it is also necessary to transfer the solution with soil on the filter in order to accelerate the filtration and obtain a pure filtrate. In the respective parts of the filtrate we determine: Total amount of organic carbon of humus substances, carbon content of humic and fulvic acids (according to colour).

Determination of carbon in humus substances

A certain amount of the extract of humus substances is removed by pipette according to the colour of the solution, acidified by 1,0 N H_2SO_4 in the amount of about 1/4 of extract. The surplus of acid is then neutralised by ammoniac. Solutions are evaporated in a sand bath to a dry state.

Coagulation of humic acids

From a measure one half of the amount of alkaline extract matter is removed by pipette and humic acids coagulated by 5 N H_2SO_4 to pH 1,0—2,0. The jars are left in the thermostat heated to 60°C for about 30 minutes, until the coagulations of

Characteristics	Horizon	Depth of collections of samples	% C _{ox}	% C HK : C _{ox}				% C FK : C _{ox}					HK
				1	2	3	Σ	1a	1	2	3	Σ	FK
on loess Ustín	Chernozem soils												
	H p	0—25	1,60	1,9	22,6	18,1	42,6	3,8	3,7	—	10,6	18,1	2,3
	H	25—45	1,27	1,3	19,2	16,5	37,0	2,8	5,8	—	10,2	18,8	1,9
	h/PCa	45—56	0,81	1,5	13,3	14,8	29,6	3,6	7,1	—	13,5	24,2	1,0
on sandy loess Hodonín	H p	10—37	1,16	5,8	27,0	4,6	37,4	2,4	7,0	—	4,6	14,0	2,6
	H	37—69	1,02	3,1	37,0	4,3	44,4	2,8	4,2	—	4,3	11,3	3,0
	h	69—86	0,84	2,7	29,1	2,7	34,5	2,9	3,6	—	2,7	9,2	3,6
on heavy loess Kašnice	H p	5—25	1,86	1,3	11,0	25,3	37,3	5,3	0,3	5,3	6,7	17,6	2,1
	H	30—55	1,32	—	31,2	15,1	46,3	6,5	0,5	2,2	9,2	18,4	2,5
	h/P	55—75	1,41	—	15,6	28,2	43,8	3,1	—	12,1	8,9	24,1	1,8
on marls Činěves	H(Ca)	3—13	—	0,6	38,0	5,4	43,0	4,5	—	9,9	5,1	20,5	2,0
	H/Ca	15—25	—	0,7	39,4	5,4	45,5	4,7	—	8,3	9,3	17,3	2,8
	HCa	25—33	—	3,1	35,0	6,2	44,3	8,3	—	7,1	3,1	18,5	2,8
on loess Voděrády	Chernozem soil with pseudomycelium carbonates												
	H(Ca)p	3—16	1,62	2,4	13,6	37,0	53,0	3,0	5,0	—	8,6	16,6	3,2
	H(Ca)	20—30	1,56	—	43,6	12,2	55,8	5,1	1,9	—	7,6	14,6	3,8
	H/Ca	35—45	1,44	—	41,6	19,4	61,0	4,7	0,8	—	6,9	12,4	4,9
on loess Kozojídky	Degraded Chernozem												
	Hp	6—21	1,48	3,2	26,5	1,9	31,6	2,0	2,5	2,0	2,9	9,4	3,3
	H(i)	21—45	1,04	—	38,4	1,8	40,2	2,3	—	5,3	6,7	14,3	2,8
	(h)i	45—65	0,43	—	36,7	9,2	45,9	7,2	1,5	6,8	14,1	29,6	1,5
on loess Kudějov	H p	0—22	1,51	2,8	20,4	3,3	26,5	3,4	7,2	3,3	4,2	18,1	1,4
	H(e)	22—53	1,12	1,7	24,2	3,7	29,6	4,1	4,8	5,4	4,2	18,5	1,6
	H(i)	53—76	0,86	1,9	28,3	3,8	34,0	4,3	4,5	2,2	3,9	14,9	2,2

on loess V i n a r y	Illimerized Chernozem												
	H p	0—20	1,05	9,9	17,5	4,9	32,3	5,2	12,7	—	5,5	23,4	1,3
	H(e)	20—35	0,80	—	23,9	5,2	29,1	5,1	9,2	—	7,5	21,8	1,3
	H(i)	35—50	0,66	—	29,6	10,6	40,2	6,6	8,6	—	9,2	24,4	1,6
on loess U n i č o v	hp	0—30	1,15	2,9	27,9	3,4	34,2	6,9	—	5,5	2,6	13,0	2,6
	H(i)	30—55	0,83	1,2	22,8	7,2	31,2	1,0	7,4	—	1,5	9,9	3,1
	h i ₁	55—80	0,62	—	10,0	—	10,0	1,4	—	1,0	1,5	3,9	2,5
	(h)i ₂	80—110	0,41	—	1,3	—	1,3	1,2	—	8,7	1,2	11,1	0,1
on loess (under forest) T i c h ý H á j	Brown Illimerized soil (sol brun lessivé)*)												
	e	15—30	0,67	6,5	2,7	—	9,2	10,9	3,2	—	4,5	18,6	0,49
	e/i	30—45	0,58	5,1	2,9	—	8,0	11,9	0,4	—	4,9	17,2	0,46
	I	45—70	0,36	—	—	—	—	14,7	—	5,4	8,2	28,3	—
on loess (cultivated) V r o u t e k	hp	0—25	0,87	3,4	12,6	8,0	24,0	1,1	16,1	—	3,4	20,6	1,1
	i ₁	25—44	0,43	—	9,3	6,9	16,2	4,6	—	11,6	6,9	23,1	0,7
	i ₂	44—67	0,31	—	—	6,4	6,4	3,2	—	—	6,4	9,7	0,6
on loess K r á l o v é	hp	0—30	1,02	4,8	7,8	10,7	23,3	1,9	13,8	—	7,8	23,5	0,9
	i ₁	30—58	0,31	—	3,2	6,4	9,6	2,5	—	12,9	6,4	21,8	0,4
on loess J i r ě a n y	hp	0—24	1,12	4,3	9,6	13,4	27,3	0,7	12,6	1,1	7,2	21,7	1,2
	(h)i ₁	37—57	0,71	1,8	8,0	16,9	26,7	0,5	16,7	8,4	10,0	35,6	0,7
on loessic loam B y s t r o v a n y	Brown deep Illimerized soil												
	hp	0—20	0,86	7,0	12,7	5,3	25,0	4,0	16,2	5,3	7,7	33,2	0,7
	e	20—43	0,30	12,0	9,0	8,0	29,0	8,0	23,3	5,3	17,6	54,2	0,5
	e/i	43—58	0,29	6,2	6,5	5,8	18,5	6,2	21,7	—	15,1	43,0	0,4
	I	58—95	0,21	4,2	9,6	6,6	20,4	7,6	20,4	—	15,2	43,2	0,5
on deluvial deposits Z v o l e	hp	0—19	0,92	7,5	—	5,7	13,2	3,2	12,9	—	4,2	20,3	0,6
	e(g)	26—42	0,30	—	6,6	6,6	13,2	6,6	—	23,3	3,3	33,2	0,4
	eg/ig	42—52	0,22	—	9,1	4,5	13,6	9,1	—	18,1	9,0	36,2	0,4

Characteristics	Horizon	Depth of collections of samples	% C _{ox}	% C HK : C _{ox}				% C FK : C _{ox}					HK
				1	2	3	Σ	1a	1	2	3	Σ	FK
	Illimerized soil*)												
on loessic loam P ř e p e ř e	hp E(g) E/I(g)	0,92 0,85 0,72	13,0 14,1 13,0	0,9 — —	9,4 8,0 7,6	23,3 22,1 20,6	6,3 5,4 15,3	11,1 14,6 15,3	— — —	2,5 4,4 4,3	19,9 24,4 21,4	1,1 0,9 0,9	
	Illimerized pseudogleyic soil												
on loessic loam Š t ě p á n o v	hp E(g)	0—20 20—43	1,13 0,47	6,3 6,2	8,6 10,3	10,6 10,4	25,5 26,9	2,9 7,2	4,5 13,2	9,4 7,4	3,2 8,8	20,0 36,6	1,3 0,7
on loessic loam M n i c h	h(e) E(g) I(g)	3—15 23—32 65—75	1,53 0,33 0,14	1,6 — —	8,5 6,6 —	10,0 10,0 4,0	20,1 16,6 4,0	5,5 20,0 17,0	10,5 4,0 3,0	— 3,0 —	4,1 5,1 7,7	20,1 32,1 27,7	1,0 0,5 0,1
	Brown (forest) soils												
on shists S l o p n ě	hp vg vg	5—20 25—40 50—70	1,63 0,28 0,14	7,9 5,0 5,4	2,4 9,2 4,5	3,3 9,2 13,3	13,6 23,4 23,2	2,3 5,7 7,1	12,3 12,4 32,8	— 6,7 —	4,6 22,1 29,2	19,2 46,9 69,1	0,7 0,4 0,3
	Acid brown (forest) soils												
on shists H r a n i č n í P e t r o v i c e	hp hV V	0—17 17—30 30—68	1,84 1,64 0,78	14,6 12,7 11,5	7,7 7,4 —	4,3 1,2 2,5	26,6 21,3 14,0	4,8 3,6 10,2	11,5 19,6 21,8	— — —	3,8 4,3 6,4	20,1 27,5 38,4	1,3 0,7 0,3
on shists D o l n í V á c l a v o v	hp h/v v	5—15 25—45 60—80	1,88 1,11 0,97	16,4 12,6 9,2	2,1 0,9 —	3,7 8,0 2,0	22,2 21,5 11,2	3,1 4,5 7,2	18,6 24,3 22,6	— — —	5,3 4,5 5,4	27,0 33,3 35,2	0,9 0,6 0,3

	Podzol soils												
	h(e)	3-15	1,67	12,3	7,7	7,7	27,7	3,5	12,9	2,6	4,5	23,5	1,2
on gneiss (cultivated) Bartošovice	E	22-32	0,55	13,4	4,7	8,5	26,6	3,6	2,2	14,2	5,4	25,4	1,0
	Ish	65-75	2,46	7,7	4,0	4,0	15,7	5,1	27,4	5,5	5,6	43,6	0,3
on sandstones (under forest) Broumov	ho	1-5	8,85	15,5	4,7	1,2	21,4	0,3	5,0	—	0,9	6,2	3,4
	he	10-20	0,89	17,7	12,9	1,2	21,8	2,1	22,1	—	2,2	26,4	0,8
	E	25-40	0,25	23,8	5,2	—	29,0	30,0	11,8	—	2,4	44,2	0,7
	Ish ₁	40-45	5,50	5,4	2,2	1,4	9,0	12,8	20,9	—	0,8	34,5	0,3
	Ish ₂	60-70	1,09	5,4	3,0	4,9	13,3	12,7	34,0	—	1,6	48,3	0,3
	i/P	80-90	0,08	10,4	5,8	—	16,2	28,8	—	—	7,5	36,3	0,4

*) grey-brown podzolic soil

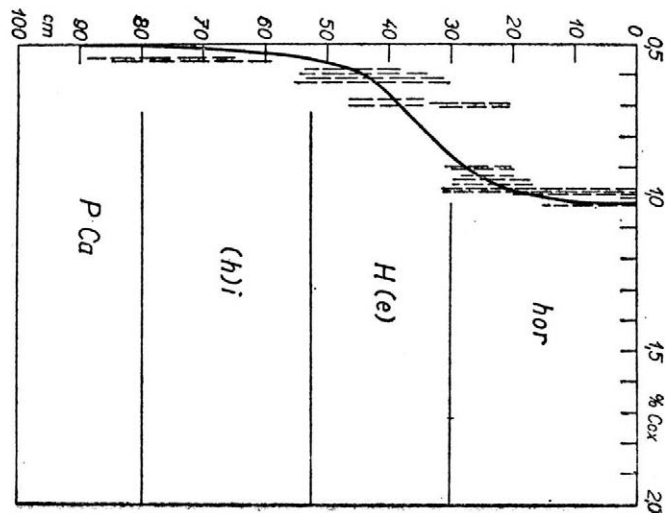
Abbreviations: HK = humic acids

FK = fulvic acids

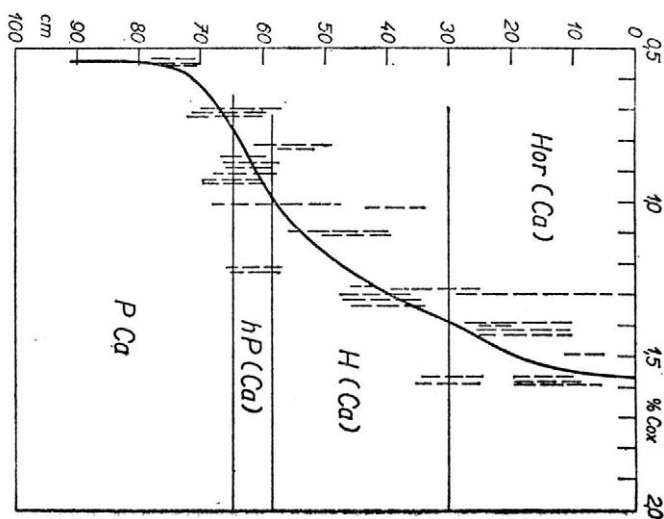
HK = ratio of humic acids to fulvic acids

FK

Graph 2. Illimerized chernozems



Graph 1. Chernozem with pseudomycelium carbonates



humic acids are rolled up. After the cooling, humid acids are eliminated by filtration with filter wetted by 0,02 N H_2SO_4 , jars are washed by 0,02 N H_2SO_4 , humic acids on the filter are washed at least twice by this acid. After that, humic acids on the filter are dissolved by warm 0,02 N NaOH. After dissolution the filter must be white and the trickling filtrate colourless and alkaline. The filtrate is then neutralized for the determination of carbon by 1,0 N H_2SO_4 , the surplus of acid is neutralized by ammoniac. The solution is evaporated in a sand bath to a dry state. Care must be taken that humic acids do not become carbonized towards the end of evaporating. The determination of carbon is carried out by the already described procedure.

Decalcination of the soil

The decalcination of the soil until the elimination of exchangeable calcium is carried out as follows: To the mound of soil in centrifugal tubes (usually 4 g) 30 ml 0,1 N H_2SO_4 is added. The tubes are left standing until the next day with occasional shaking. The next day we centrifugate and pour the supernatant into a jar. Another 30 ml 0,1 N H_2SO_4 are added and centrifugated in intervals of half an hour to one hour. Solution is then washed by a diluted acid until the elimination of exchangeable calcium, which is checked complexometrically. For carbonate soils the decalcination and extraction of humus substances is carried out by the solution of natrium pyrophosphate. The separation of humus substances from the decalcinated soil is carried out as follows:

Into centrifugal tubes with the decalcinated soil 30 ml 0,1 N NaOH is poured, tubes closed by a rubber stopper, the content well shaken. The next day 5 ml of saturated solution of natrium sulphate is added, the content shaken and centrifugated in 15 minutes intervals. The supernatant is poured into a 250 ml jar, the remaining soil in the tube is repeatedly extracted under thorough shaking with 30 ml 0,02 N NaOH. This extraction is carried out until the supernatant is almost colourless. Then the soil is washed in centrifugal tubes once or twice by distilled water. The gathered alkaline extract is completed in the measuring jar to the volume, then left standing for 24 hours, decanted and filtrated by a dense filter. The precipitate on the filter is added to the soil. After decalcination, carbon of humus substances in alkaline extract is determined, humic acid separated, carbon in humus substances, humic acids and, according to colour, in fulvic acid determined. The content of carbon in the acid extract is then determined. In this case as well as in determining the content of carbon in fulvic acids the solution is neutralized by ammoniac into a neutral reaction, evaporated in the sand bath, then we proceed as has been already described.

Hydrolysis of the soil

On the soil in centrifugal tubes we pour 30 ml 1,0 N H_2SO_4 , tubes are placed into a thermostat heated to 90°C . The hydrolysis is carried out for 2 hours. Then the soil is cooled, centrifugated, washed in the tubes by water until the elimination of H_2SO_4 . After that, 30 ml 0,1 N NaOH is added into the tube and the extraction carried out in the same way as when decalcining the soil. Then we proceed as already described in previous chapters. Soluble salts are eliminated from the rest of the soil in centrifugal tube by percolation with distilled water, then the rest of the soil is transferred on a watch glass, after drying up to a constant weight the soil is weighed. In a glass or agate dish the soil is ground and from the mound 0,2 g carbon determined oxydimetrically.

Results of experiments

Content of C_{ox} in several soil types

In Fig. 1—5 averages are listed from a series of analytical determinations.

Fractionation, of humus substances

Chernozem

Chernozem soil with pseudomycelium carbonates is characterised by a high content of humic acids of the second fraction, which are forming complexes with calcium. Humic acids of the first fraction, which are free, are very often absent. Considerably high is also the content of humic acids of the third fraction. Fulvic acids are significantly represented in the third fraction, gained after the hydrolysis of the soil, they are absent in the second fraction. The prevailing content of humic acids is also in accordance with the ratio of the total amount of humic acids to fulvic acids, which is higher than 3. Another characteristic feature is, that no decrease of humic acids content occurs in the profile, on the contrary, a certain increase may be observed.

Degraded chernozem. A characteristic feature of degraded chernozem from the viewpoint of composition of humus substances is a higher content of humic acids in illuviated horizon as compared with surface horizon, where the content of fulvic acids is increased. The total content of humic acids is greater than the content of fulvic acids.

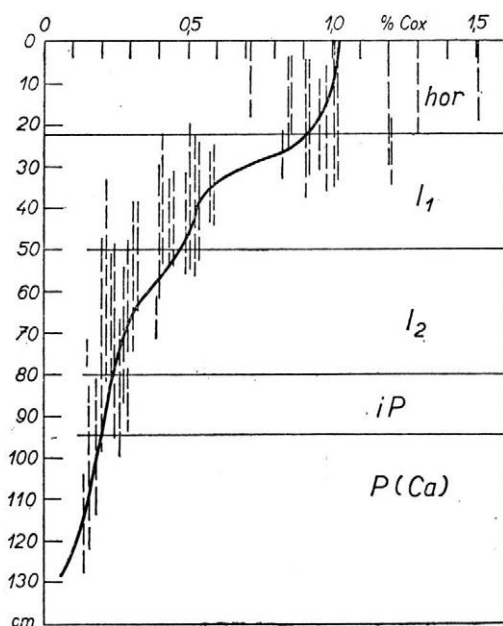
Illimerized chernozem soil. In comparison with previous sub-types the illimerized chernozem is characterized by an increased content of fulvic acids, especially of those forming polymeric complexes with free humic acids and single free fulvic acids. The content of free humic acids is very low, the higher content of humic acids of the second fraction thus standing out. A characteristic feature is a generally lower content of humic acids in the upper part of the profile, where there is at the same time an increased content of fulvic acids.

Chernozem soils on marl and heavier carbonate substrata are characterized especially by a low content of free humic acids. A marked increase of humic acids gained after decalcining the soil takes place, accompanied by a sharp decrease of fulvic acids of this fraction. The ratio of humic acids to fulvic acids is lowest in *Hp* and in *H* horizons remains considerably high in *h/p* horizons. Generally, these soils are characterized by a high content of humic acids.

Brown illimerized soils*)

Brown illimerized soils on loess are characterized by a higher content of humic acids of the second fraction and simultaneously by a very low content of fulvic acids of this fraction. The ratio of humic acids to fulvic acids in the humus and eluvial (partly also in illuvial) horizons is generally higher than 1,5, although it does not reach such values as for chernozem soils.

Brown deep illimerized soil. The characteristic feature of deep illimerized brown soils is the increase of content of fulvic acids, especially of the first fraction, which are free and form polymeric complexes with humic acids of the first fraction. In eluvial and illuvial horizons the ratio of the humic acids content to fulvic acids reaches values lower than 1. For a generally lower content *Cox* (about 0,5—1,0) the content of fulvic acids in relation to *Cox* reaches values of up to 50 %. At the same time an increase of



Graph 3. Brown illimerized soil
(sol brun lessivé*)

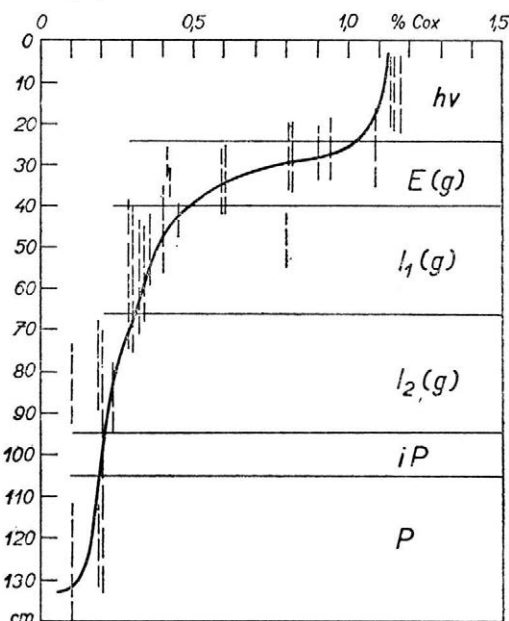
*) sol brun lessivé, grey-brown podzolic soils

humic acids content of the first fraction may be observed. The fraction of humic acids and fulvic acids after hydrolysis is characterized in eluvial and illuvial horizon by an increase of fulvic acids content.

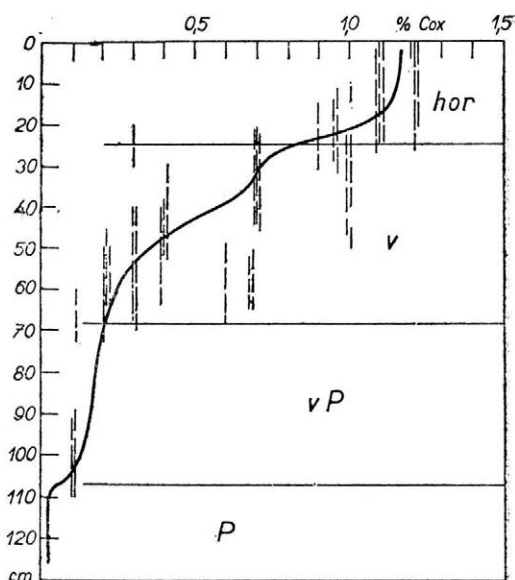
Illimerized soils*). The main characteristics of the composition of humus substances in illimerized soils is a decrease of the total content of humic acids, so that the ratio of humic acids to fulvic acids in the arable soil is about 1,0, for several soils lower than 1,0.

In eluvial and illuvial horizon this ratio is lower than 1, reaching usually values of 0,3—0,9. The humic acids content of the first two fractions is usually equal. The total amount of humic acids extractable by this method reaches 30—30 % in relation to the Cox . Another characteristics of these soils is a strong decrease of the humus content in the eluvial horizon and in the illuvial horizon, as compared with the humus content in the ploughing layer.

In pseudogleyic illimerized soils a marked increase of the fulvic acids content makes itself valid, prevailing strongly above the content of humic acids (ratio up to 0,3).



Graph 4. Illimerized soils (sol lessivé)*)



Graph 5. Brown (forest) soils

Brown (forest) soils. Characteristics of fractional compositions of the brown soil humus is the prevailing participation of fulvic acids, so that the ratio of humic acids to fulvic acids is lower than 1,0 (with the exception of the hp horizon, where the ratio is sometimes slightly higher than 1,0). Humic acids are represented in the most part as the so-called free acids, that means that the content of the first fraction is highest, the content of the second fraction being the lowest, especially in acid brown forest soils. With that also the high percentage of fulvic acids of the la and first fraction is connected, whereas the content of fulvic acids of the second fraction forming polymeric complexes with humic acids is low.

Podzol soils. A characteristic feature of these soils is an increased content of humic acids of the first fraction and a prevailing content of fulvic acids in the eluvial horizon. The ratio of humic acids to fulvic acids is in eluvial and illuvial horizon lower than 1, although in $h/e/$ the ratio of humic acids to fulvic acids is higher than 1,0. The high content of fulvic acids of la fraction and of the first fraction is characteristic, pointing to the composition of humus substances, to their small condensation.

*) sol lessivé, grey-brown podzolic soil

*) Grey-brown podzolic soil

References

1. Alexandrova L. N.: Sovremennye predstavlenija o prirode gumusovyh vščestv i ich organomineralnyh proizvedenij. Problemy počvovedenija, 77-100, 1962. — 2. Birecki M., Gastol J.: Charakteristika niektórych elementów składowych agregatów glebowych wytworzywych pod wpływem roślin uprawnych. Roczniki Nauk Rolniczych. 84-A-4, 701-732, 1961. — 3. Dubah P., Mehta N. C., Ducl H.: Extraktion von Huminstoffen aus dem B Horizont eines Podzols mit Äthylendiamintetraessigsäure. Zeitschr. f. Pflanzern., Düng. u. Bodenkunde. 2, 95, 119-132, 1962. — 4. Haslbach J.: Zusammensetzung des Humus in den einzelnen Arten der gärtnerischen Erden. Studies about Humus, p. 91-99, 1962, Praha. — 5. Hraško and others: Rozbory pôd. Bratislava 1962. — 6. Kononová M. M., Belčiková N. P.: Uskorennyje metody opredelenija sostava gumusa mineralnyh počv. Počvovedenije 10, 75-78, 1961. — 7. Kononová M. M.: Issledovanija akademika I. V. Tjurina v oblasti izučenia organičeskogo vščestva počv. Počvovedenije 12, 1-7, 1962. — 8. Najmr S.: Humus ve výrobně důležitých půdních typech. Praha 1957. — 9. Najmr S.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Humine in genetischen Bodentypen. Studies about Humus, p. 155-163, 1962. — 10. Němeček J.: Genetická a agronomická charakteristika půd ČSSR. Rostlinná výroba 9, XXXVI, 3-4, 225-240, 1963. — 11. Ponomareva V. V.: K metodice izučenia sostava gumusa po scheme I. V. Tjurina. Počvovedenije 8, 66-71, 1957. — 12. Tjurin I. V.: Nekotoryje rezultaty rabot po sravniteľnom izučeniju sostava gumusa v počvach SSSR. Tr. Počv. Inst. im. Dokučajeva, XXXVIII, 1951. — 13. Tjurin I. V.: K metodice analiza dlja sravniteľnogo izučenija sostava gumusa v počvach SSSR. Tr. Počv. inst. im. V. V. Dokučajeva, XXXVII, 1951.

Frakcionace humusových látek některých půdních typů ČSSR

Černozemě

Černozem karbonátová je charakterizovaná vysokým obsahem huminových kyselin 2. frakce, tedy těch, které tvoří komplexy s vápníkem. Velmi často chybí huminové kyseliny 1. frakce, tedy volné. Značně vysoký je i obsah huminových kyselin 3. frakce. Fulvokyseliny jsou zastoupeny výrazněji v 3. frakci, získané po hydrolyze zeminy, v 2. frakci chybí. Převládající obsah huminových kyselin je dán i poměrem celkového množství huminových kyselin k fulvokyselinám, jež je vyšší než 3. Charakteristické dále je, že nedochází v profilu k snížení obsahu huminových kyselin, ale naopak k jeho mírnému zvýšení.

Černozem degradovaná — charakteristickým znakem degradované černozemě z hlediska frakčního složení humusových látek je zvýšený obsah huminových kyselin v iluviovaném horizontu, proti humóznímu horizontu a eluviálnímu horizontu, kde dochází ke zvýšení obsahu fulvokyselin. Ovšem celkový obsah huminových kyselin převyšuje obsah fulvokyselin.

Černozem illimerizovaná. Proti předcházejícím subtypům je illimerizovaná černozem charakterizována zvýšeným obsahem fulvokyselin, hlavně těch, jež tvoří polymérní komplexy s volnými huminovými kyselinami a samotnými volnými fulvokyselinami. Velmi nízký je obsah huminových kyselin volných, výrazněji tím vystupuje obsah huminových kyselin 2. frakce. Charakteristickým znakem je celkově nižší obsah huminových kyselin ve svrchní části profilu h/e/, kde je současně zvýšený obsah fulvokyselin.

Černozemě na slínu a těžších karbonátových substrátech jsou charakterizovány především nízkým obsahem huminových kyselin volných, tím více však dochází ke zřetelnému zvýšení huminových kyselin získaných po dekalci-naci zeminy při současném prudkém poklesu fulvokyselin této frakce. Poměr huminových kyselin k fulvokyselinám je nejnižší v hor a v H horizontech, zůstává značně vysoký v h/P horizontech. V souhrnu jsou tyto typické černozemě charakterizované vysokým obsahem huminových kyselin.

Hnědozemě

Hnědozemě na spraši jsou charakterizovány vyšším obsahem huminových kyselin 2. frakce a zároveň velmi nízkým obsahem fulvokyselin této frakce. Poměr huminových kyselin k fulvokyselinám v humózním a eluviálním (částečně

i iluviálním) horizontu bývá vyšší než 1,5, ačkoliv nedosahuje takového množství jako u černozemí.

Нněдозем иллимeризoванá. Charakteristickým znakem иллимeризoванých hněдоземí je zvýšení obsahu fulvokyselin, zvláště 1a a 1. frakce, tedy volných a tvořících polymerní komplexy s huminovými kyselinami 1. frakce. V eluviálních a илуviálních horizontech dosahuje poměr obsahu huminových kyselin k fulvokyselinám hodnot nižších než 1. Při celkovém nižším obsahu C_{ox} (okolo 0,5—1,0) dosahuje obsah fulvokyselin k C_{ox} v % hodnot až 50. Zároveň můžeme pozorovat zvýšení obsahu huminových kyselin 1. frakce. Frakce huminových kyselin a fulvokyselin po hydrolyze je charakterizována v eluviálním a илувиálním horizontu zvýšením obsahu fulvokyselin.

Иллимeризoванé пұды. Hlavní charakteristikou složení humusových látek иллимeризoванých пұд je snížení celkového obsahu huminových kyselin, takže poměr huminových kyselin k fulvokyselinám je v орnici okolo 1,0, u některých пұд menší než 1,0. V eluviálním a илувиálním horizontu je tento poměr menší než 1 a bývá obvykle 0,3—0,9. Obsah huminových kyselin prvních dvou frakcí je obvykle stejný. Celkové množství huminových kyselin extrahovatelných touto metodou dosahuje 20—30 % k C_{ox} . Další charakteristikou těchto пұд je silný pokles obsahu humusu v eluviálním horizontu a v илувиálním horizontu, proti obsahu humusu v орnici.

U oglejených иллимeризoванých пұд se výrazně projevuje zvýšený obsah fulvokyselin, silně převládající nad obsahem huminových kyselin (poměr až 0,3).

Иллі́дá пұда — charakteristikou frakčního složení humusu hnědých пұд je převládající množství fulvokyselin, takže poměr huminových kyselin k fulvokyselinám je nižší než 1,0 (s výjimkou hor horizontu, kde bývá někdy poměr o něco vyšší než 1,0). Huminové kyseliny jsou zastoupeny nejvíce jako tzv. volné, tj. obsah 1. frakce je nejvyšší, přičemž nejnižší bývá obsah 2. frakce, zvláště u kyselých a oglejených hnědých пұд. S tím souvisí též vysoké procento fulvokyselin 1a a 1. frakce, kdežto obsah fulvokyselin 2. frakce tvořících polymerní komplexy s huminovými kyselinami je nízký.

Подзолové пұды. Charakteristickým znakem těchto пұд je zvýšený obsah huminových kyselin 1. frakce a převládající obsah fulvokyselin v eluviálním horizontu. Poměr huminových kyselin k fulvokyselinám je v eluviálním a илувиálním horizontu nižší než 1, ačkoliv v h/e/ je poměr huminových kyselin k fulvokyselinám vyšší než 1,0. Charakteristický je vysoký obsah fulvokyselin 1a. frakce a 1. frakce, což ukazuje na složení humusových látek, na jejich malou kondenzaci.

Фракционирование гумусовых веществ некоторых почвенных типов ЧССР

Черноземы

Чернозем карбонатный характеризуется высоким содержанием гуминовых кислот 2 фракции, т. е. тех, которые образуют комплексы с кальцием. Очень часто отсутствуют гуминовые кислоты 1 фракции, т. е. свободные. Значительно высоко и содержание гуминовых кислот 3 фракции. Фульвокислоты яснее представлены в 3 фракции, полученной после гидролиза почвы, во 2 фракции они отсутствуют. Преобладающее содержание гуминовых кислот дано и отношением общего количества гуминовых кислот к фульвокислотам, которые выше 3. Далее характерно то, что в профиле не происходит снижения содержания гуминовых кислот, но наоборот, его некоторое повышение.

Чернозем деградированный — характерным признаком деградированного чернозема с точки зрения фракционного состава гумусовых веществ является повышенное содержание гуминовых кислот в иллювиальном горизонте по сравнению с гумусным и элювиальным горизонтом, в которых происходит повышение содержания фульвокислот. Однако общее содержание гуминовых кислот превышает содержание фульвокислот.

Чернозем иллимeризoваннýй по сравнению с предшествующими подтипами характеризуется повышенным содержанием фульвокислот, главным образом тех, которые образуют полимерные комплексы со свободными гуминовыми кислотами и с собственно свободными фульвокислотами. Очень низко содержание свободных гуминовых кислот; тем выразительнее выступает содержание гуминовых кислот 2 фракции. Характерным признаком является в общем более низкое содержание гуминовых кислот в верхней части профиля h(e), в котором одновременно повышено содержание фульвокислот.

Черноземы на мергеле и на более тяжелых карбонатных субстратах характеризуются прежде всего низким содержанием свободных гуминовых кислот, однако тем больше происходит явное повышение гуминовых кислот, полученных после декальцинации почвы при одновременном резком снижении фульвокислот этой фракции. Отношение гуминовых кислот к фульвокислотам самое низкое в Н пахотного слоя и в Н горизонтах, значительно высоким оно остается в переходных h/P горизонтах. В общем эти типические черноземы характеризуются высоким содержанием гуминовых кислот.

Буроземы

Буроземы на лессе характеризуются более высоким содержанием гуминовых кислот 2 фракции и одновременно очень низким содержанием фульвокислот этой фракции. Отношение гуминовых кислот к фульвокислотам в гумусном и элювиальном (частично и в иллювиальном) горизонтах бывает выше чем 1,5, хотя и не достигает такого количества, как у чернозема.

Бурозем иллимеризованный — характерным признаком иллимеризованного бурозема является повышение содержания фульвокислот, особенно 1а и 1 фракции, следовательно, свободных и образующих полимерные комплексы с гуминовыми кислотами 1 фракции. Отношение содержания гуминовых кислот к фульвокислотам в элювиальных и иллювиальных горизонтах достигает величин, меньших 1. При общем низком содержании Сах (около 0,5—1,0) содержание фульвокислот Сах в % достигает величин до 50. Одновременно мы можем наблюдать повышение содержания гуминовых кислот 1 фракции. Фракция гуминовых кислот и фульвокислот после гидролиза характеризуется в элювиальном и иллювиальном горизонтах повышением содержания фульвокислот.

Иллимеризованные почвы. Основной характеристикой состава гумусовых веществ иллимеризованных почв является снижение общего содержания гуминовых кислот, так что отношение гуминовых кислот к фульвокислотам в пахотном слое приблизительно 1,0, у некоторых почв — меньше 1,0. В элювиальном горизонтах это отношение меньше 1, а обычно бывает 0,3—0,9. Содержание гуминовых кислот первых двух фракций обычно такое же. Общее количество гуминовых кислот, экстрактивных этим методом, достигает 20—30 к Сах. Следующей характеристикой этих почв является резкое снижение содержания гумуса в элювиальном и в иллювиальном горизонтах по сравнению с содержанием гумуса в пахотном слое.

У оглеенных иллимеризованных почв явно проявляется повышенное содержание фульвокислот, сильно преобладающих над содержанием гуминовых кислот (отношение даже 0,3).

Бурые почвы — характеристикой фракционного состава гумуса бурых почв является преобладающее количество фульвокислот, так что отношение гуминовых кислот к фульвокислотам меньше 1,0 (за исключением Н пахотного слоя, где иногда бывает отношение несколько выше 1,0). Гуминовые кислоты больше всего представлены в качестве так наз. свободных, т. е. содержание 1 фракции самое большое, причем самым низким бывает содержание 2 фракции, в особенности у кислых и оглеенных бурых почв. С этим также связан высокий процент фульвокислот 1а и 1 фракции, в то время как содержание фульвокислот 2 фракции, образующей полимерные комплексы с гуминовыми кислотами, низко.

Подзолистые почвы — характерным признаком этих почв является повышенное содержание гуминовых кислот 1 фракции и преобладающее содержание фульвокислот в элювиальном горизонте. Отношение гуминовых кислот к фульвокислотам в элювиальном и иллювиальном горизонтах ниже 1, хотя в h(e) отношение гуминовых кислот к фульвокислотам выше 1,0. Характерно высокое содержание фульвокислот 1а и 1 фракций, что свидетельствует о составе гумусовых веществ и о их малой конденсации.

Die Charakteristik der Zusammensetzung der organischen Substanz einiger Parabraunerden in der Slowakei

Charakteristika zloženia organickej hmoty niektorých hnedozemných pôd Slovenska

Характеристика состава органической массы некоторых буроземов Словакии

Doz. Ing. S. SOTÁKOVÁ

Landwirtschaftliche Hochschule, Nitra

Die Erforschung des organischen Anteils des Bodens, seiner Zusammensetzung und seiner Eigenschaften hilft uns, das Wesen der Bodenbildungsprozesse und der Bodenfruchtbarkeit tiefer zu erkennen. Die Bildung und Entwicklung der Böden sowie ihrer Fruchtbarkeit ist eng mit der Wirkung organischer Stoffe verschiedener Formen auf das Muttergestein verbunden und stellt in der Grundlage einen biogeochemischen Prozeß dar (Turin, Kononowa 1962). Der Hauptteil des Prozesses ist die ständige Akkumulation der organischen Substanz, die einer Verwandlung durch die Wirkung der Mikroorganismen unterliegt. Die Erkenntnis der Gesetzmäßigkeiten der Humusbildung und der Humusqualität ist für die Lösung der Fragen der Bodentypologie und für die weitere Lenkung der auf eine Steigerung der Bodenfruchtbarkeit abzielenden Prozesse sehr wichtig.

Die Probleme der Entstehung und der Charakteristik der Eigenschaften der Parabraunerden werden von den Bodenkundlern verschiedener Länder schon längere Zeit behandelt. Trotzdem können wir aber nicht behaupten, daß ihre Ansichten in der gegenwärtigen Zeit vereinheitlicht sind. Die wesentliche Verschiedenheit der Ansichten der einzelnen Autoren zeigt sich hauptsächlich in der ungenügenden Übereinstimmung der geographisch-genetischen und biogenetischen Methoden zur Untersuchung dieser Prozesse, die zur Bildung von Podsol- und Fahlerdeböden führen.

An der Differenzierung des Bodenprofils beteiligen sich sowohl spezifische als auch unspezifische Humusstoffe. Wie Ponomarjowa (1962) zeigt, handelt es sich hier überwiegend um nicht neutralisierte Fulvosäuren, die bei einem transperkolativen Wasserregime sehr beweglich sind und in die tieferen Horizonte des Profils übergehen, wodurch die Humussäuren, die mit dem Kalk unlösliche und schwer bewegliche Verbindungen bilden, eine Akkumulation des Humus in den Oberschichten verursachen. Wie zu ersehen ist, ist die proportionelle Vertretung der spezifischen Humusstoffe, in erster Reihe der Fulvosäuren und der Huminsäuren, eine wichtige Charakteristik für die Entwicklungsstufe des Bodens. Es handelt sich um Stoffe, die komplizierte, hochmolekulare, stickstoffhaltige organische Verbindungen mit einer verschiedenen Kondensationsstufe und einem aromatischen Kern darstellen, wobei sie sich durch den Kolloidzustand, die Löslichkeit und die Beweglichkeit unterscheiden. Wenn wir entsprechend der augenblicklichen Ansichten, und wie eine ausreichende Menge an Unterlagen zeigt (Freytag, 1955, Scheffer, Ulrich, 1960, Kononowa, Belčikowa, 1960, Turin, Kononowa, 1962, Alexandrowa, Andrejewowa, 1963), voraussetzen können, daß die Huminsäuren und Fulvosäuren im wesentlichen in ihrer Zusammensetzung und im Aufbau übereinstimmende Stoffe sind und daß sie gegeneinander vertauschbar sind, die Fulvosäuren können hierbei als Anfangsform der Bildung der Huminsäuren oder als Produkt ihrer Destruktion angesehen werden, kann es scheinen, daß ihre Unterteilung in selbständige Gruppen problematisch ist. Vorläufig sind aber die physikalisch-chemischen Eigenschaften, die ihre geographische Gesetzmäßigkeit in den Bodenbildungsprozessen widerspiegeln würden, nicht genügend tief erforscht und daher müssen wir uns mit einer Fraktionierung der Humusstoffe und ihrer qualitativen Charakteristik begnügen. Die weiteren Arbeiten in dieser Richtung sind auf die Untersuchung der Eigenschaften und des Baus der Humusstoffe zu richten, die ihre Beweglichkeit und Stabilität bedingen.

Forschungsmaterial und Diskussion

Bei der Untersuchung der organischen Substanz widmen wir den Parabraunerden eine besondere Aufmerksamkeit, denn diese nehmen einen wesentlichen Teil der landwirtschaftlichen Böden der Slowakei ein. Die ursprünglichen Bodenbildungs-

prozesse sowie die Stufe der Kultivierung dieser Böden zu verfolgen, ist eine sehr schwere Aufgabe, da es an den Stellen ihres Vorkommens zu häufigen Veränderungen der artmäßigen Zusammensetzung der natürlichen Pflanzenbestände sowie zu einem Wechsel zwischen natürlichen und Kulturbeständen kam.

Zur Untersuchung des organischen Anteils gewisser Parabraunerden der Slowakei nahmen wir Bodenproben von mehreren Lokalitäten und unter natürlichen und Kulturbeständen ab. In der vorliegenden Arbeit wählten wir zur Charakteristik zwei der typischen Lokalitäten, und zwar Horná Malanta (Kreis Nitra) und Partizánské (Kreis Topolčany), die sich nur durch die verschiedene Intensität und die Tiefe der Kulturmaßnahmen unterscheiden.

Die angeführten Lokalitäten befinden sich in der gleichen Höhe über dem Meeresspiegel (220 m), in einem warmen, mäßig trockenen bis mäßig feuchten Gebiet (mittlere jährliche Niederschlagshöhe 600 bis 650 mm, Niederschlagsmenge in der Vegetationsperiode 280 bis 300 mm, mittlere Jahrestemperatur 9 bis 9,2° C, in der Vegetationsperiode 16° C — nach dem im Klimaatlas der CSR aus dem Jahre 1958 angeführten 50jährigen Durchschnitt), gehören dem Wasserregime nach zu dem althero-transperkolativen Typ und liegen auf basischen sedimentären Muttergesteinen (Löß und Lößlehm). Die Hauptquelle der organischen Substanz waren, nach den erhaltenen Waldassoziationen in der Nähe der Lokalitäten zu urteilen, Laubmischwälder mit Buchen und Eichen, die später zu Hainbuchen-Eichenwäldern des Typs Carpineto-Quercetum rekonstruiert wurden, in denen besonders Winterreichen, Zerreichen und Hainbuchen zur Geltung kommen, in der Strauchetage Schlehdorn, Feldahorn, Weißdorn, Schneeballstrauch und andere. Den Kräuteranteil bilden trockenheitsliebende Gräser wie Schwingel, Hainrispe, Trespe, Waldplatterbse, Frühlingsplatterbse u. a.

Die Charakteristik des Bodenprofils der einzelnen Lokalitäten ist wie folgt:

Lehmige Parabraunerde über Löß — Horná Malanta

- h = 0—21 cm braun mit grauem Stich, körnig bis krümelig, lehmig, trocken, mäßig verdichtet, an der Oberfläche verschmolzen, mit Rissen, stark durchwurzelt, zahlreiche Wurmrohre, ohne Karbonatanteil, allmählicher Übergang
- h/i = 21—53 cm braun mit rostigem schokoladebraunem Stich, schwach polyedrisch, lehmig, trocken, stark verdichtet, sehr schwach durchwurzelt, Wurmgänge, karbonatlos, allmählicher Übergang
- i = 53—75 cm schokoladebraun mit rostigem Stich, schwach polyedrisch, nach unten strukturlos, lehmig, mäßig feucht, stark verdichtet, sehr wenige Würzelchen und Wurmgänge, aus einer Tiefe von 67 cm schwach schäumend, deutlicher Übergang
- p = 75—128 cm gelb mit lichtbraunem Stich, große Menge an Karbonaten in der Form von Adern, Flecken und Konkretionen, im unteren Teil des Horizonts dunkle Manganansammlungen, Übergang allmählich
- P = 128—180 cm gelber Löß

Lehmige Parabraunerde über Lößlehm — Partizánské

- h = 0—20 cm braun mit lichtbraunem Stich, krümelig, lehmig, mäßig trocken, locker, sehr stark durchwurzelt, zahlreiche Wurmrohre, allmählicher Übergang
- h/i = 20—42 cm braun, mit lichtgrauem und schokoladebraunrostigem Stich, krümelig bis schwach polyedrisch, mäßig verdichtet, geringere Durchwurzelung und wenige Wurmrohre, karbonatlos, allmählicher Übergang
- i = 42—80 cm schokoladebraun mit rostigem Stich, schwach polyedrisch, lehmig, verdichtet, sehr wenig Wurzeln und Wurmrohre, karbonatlos, Übergang allmählich
- i/p = 80—108 cm lichter als der vorhergehende Horizont, verdichtet, karbonatlos, Übergang allmählich
- p = 108—160 cm gelb mit braunrostigem Stich, aus einer Tiefe von 100 cm schwach schäumend, allmählicher Übergang zum Lößlehm.

I. Humuszusammensetzung

Benennung des Bodens	Horizont	Tiefe in cm	Humus in %	Huminsäuren			Summe der Humin- säuren HS	Fulvosäuren				Summe der FS	$\frac{C\ HS}{C\ FS}$
				Fraktion %				Fraktion %					
				I	II	III		Ia	I	II	III		
Lehmige Parabraunerde	h	5–15	2,69	1,60	15,07	5,34	22,01	3,94	3,86	10,28	5,55	23,63	0,92
über Löß (Acker)	h/i	35–45	1,27	1,36	22,36	5,89	29,61	7,91	2,71	20,81	7,81	39,67	0,74
H. Malanta	i	60–70	0,95	1,70	14,45	4,30	20,45	6,49	5,60	17,79	3,61	33,49	0,61
Lehmige Parabraunerde	h	5–17	1,68	3,30	12,08	8,33	23,71	3,51	4,82	11,04	2,07	21,44	1,1
über Lößlehm (Acker)	h/i	20–40	0,65	3,37	4,16	9,47	17,00	5,34	4,13	15,12	17,31	41,90	0,40
Partizánske	f	45–70	0,57	3,45	7,80	10,77	22,02	7,94	2,83	18,71	10,30	39,78	0,55
	i/p	80–100	0,57	2,73	5,84	4,19	12,76	7,94	—	17,29	11,43	36,66	0,34

In den aus den einzelnen genetischen Bodenhorizonten (siehe Tabellen) entnommenen Bodenproben bestimmten wir die qualitative Humuszusammensetzung nach Turin in der Modifikation nach Ponomarjowa (1957), den Gesamtkohlenstoffgehalt nach Turin (Prozentsatz an Humus berechnet aus dem prozentuellen Kohlenstoffanteil $\times 1,724$), den Gesamtstickstoffgehalt nach Kjeldahl, die freien Sesquioxide, und komplexmetrisch die in einen Auszug mit 0,1 N H_2SO_4 übergehenden basischen Kationen. Die Huminsäuren wurden aus einem Auszug mit Natriumpyrophosphat und nachfolgender Dialyse gewonnen.

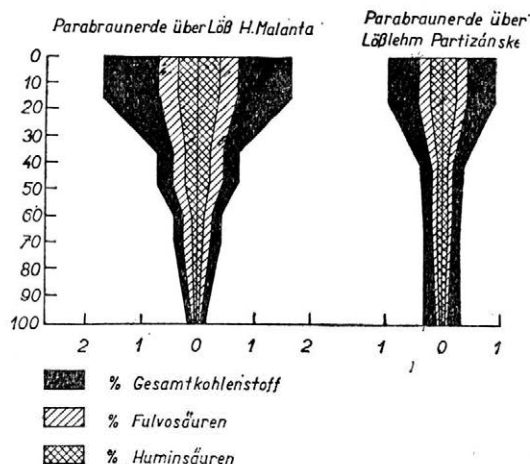
Infolge der Wirkung der angeführten bioklimatischen Bedingungen, warmes, mäßig feuchtes bis mäßig trockenes Klima, althero-transperkolatives Wasserregime, und hauptsächlich durch die Beteiligung der Pflanzenreste unter den Laubmischwäldern mit Buchen, Hainbuchen und Eichen, die reich an basischen Elementen sind, bildet sich in unseren Parabraunerden ein spezifisches, differenziertes Bodenprofil, das weder mit den Tschernosjomen noch mit den Podsolböden verglichen werden kann (Tabellen I, II, Diagramm 1).

II. Gesamtgehalt an C und N und an in 0,1 N H_2SO_4 löslichen Stoffen

Benennung des Bodens	Horizont	Tiefe in cm	Gesamtgehalt in %		C:N	Löslich in 0,1 N H_2SO_4 in % des trockenen Bodens					
			C	N		C	R_2O_3	Fe_2O_3	Al_2O_3	Ca	Mg
Lehmige Parabraunerde über Löß (Acker)	h	5-15	1,561	0,116	13:1	0,062	0,47	0,14	0,33	0,39	0,16
	h/i	35-45	0,739	0,060	12:1	0,059	0,73	0,28	0,45	0,50	0,16
	i	60-70	0,551	0,028	19:1	0,036	0,90	0,20	0,70	1,50	0,28
Horná Malanta											
	h	5-17	0,983	0,112	8:1	0,035	0,47	0,24	0,23	0,39	0,04
	h/i	20-40	0,382	0,067	5:1	0,020	0,63	0,30	0,33	0,28	0,10
	i	45-70	0,336	0,059	5:1	0,027	0,60	0,32	0,28	0,39	0,14
Partizánske	i/p	80-100	0,336	0,061	5:1	0,027	0,83	0,28	0,55	0,44	0,22

Die gewonnenen Ergebnisse erlauben uns, folgende kurze Schlüsse zu ziehen.

In den untersuchten Parabraunerden kommt es im Humushorizont zu einer intensiven Humusakkumulation. Der Gesamthumusgehalt bewegt sich zwischen 1,7 und 2,5 %. Mit zunehmender Tiefe nimmt der prozentuelle Humusanteil sehr schnell ab und sinkt im i-Horizont häufig unter 0,9 bis 0,5 %. In der überwiegenden Mehrzahl der untersuchten Böden stellten wir fest, daß im Humus lichter gefärbte Komponenten mit einer verhältnismäßig niedrigen Kondensationsstufe vorherrschen, d. h., daß die Fulvosäuren die Huminsäuren überwiegen. Die Vertretung der einzelnen Fraktionen zeigt keine deutlichere Gesetzmäßigkeit. Es sind aber bestimmte Tendenzen, zu einer Ansammlung der gebundenen Humin- und Fulvosäuren im Illuvialhorizont zu beobachten. Freie Fulvosäuren (Fraktion Ia) nehmen in Richtung auf die Tiefe zu. Eine ähnliche Tendenz verzeichneten wir bei den Sesquioxiden und bei den in einem Auszug mit 0,1 N H_2SO_4 festgestellten basischen Kationen. (Siehe Tabelle I und II.)



Zusammenfassung

Die Parabraunerden der Slowakei, die über Löss und Lösslehm in den Bedingungen eines warmen, mäßig trockenen bis mäßig feuchten Klimas, mit einem alerno-transperkolativen Wasserregime unter Laubmischwäldern aus Rotbuchen, Hainbuchen und Eichen entstanden, haben nachfolgende Charakteristik der organischen Bestandteile:

1. Die Akkumulation der organischen Substanz erfolgt im Humushorizont, der 1,7 bis 2,5 % Humus enthält. Mit zunehmender Tiefe nimmt der Humusgehalt schnell ab.

2. Im Humus überwiegen die Fulvosäuren die Huminsäuren, wobei mit zunehmender Tiefe besonders der Gehalt an freien Fulvosäuren steigt.

3. Mit der Tiefe wächst auch der Anteil an Sesquioxiden, besonders des Aluminiums, und an basischen Kationen, vor allem des Kalks, die in 0,1 N H_2SO_4 löslich sind.

Literatur

1. Aleksandrovová L. N., Andrejevová I. M.: O processach prevraščenija gumusovykh veščestv v počve. Počvovedenije 7, 1963. — 2. Belčikovová N. P.: Materialy k izučeniju gumusa podzolistykh i dernovo-podzolistykh jestestvennykh i osvojennykh počv jevropejskoj časti SSSR. Mikroorganizmy i organičeskoje veščestvo počv. Izd. AN SSSR. Moskva. 1961. — 3. Freytag H. E.: Über die Huminstoffe in Abbau befindlicher Pflanzenwurzeln. Zeitschr. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde, Bd. 68. H. 2, 1955. — 4. Kauričev I. S., Nozdrunová E. M.: Rol' komponentov vodnorastvorimogo organičeskogo veščestva rastitel'nykh ostatkov v obrazovanii podvižnykh železoorganičeskich sojedinenij. Počvovedenije 10, 1961. — 5. Kononovová M. M.: Problema počvennogo gumusa i sovremjonnyje zadači jeho izučenija. Moskva 1951. — 6. Kononovová M. M.: Gumus glavnejšich tipov počv. SSSR, jeho priroda i puti obrazovanija. Počvovedenije 3, 1956. — 7. Kononovová M. M.: Organičeskoje veščestvo počvy jeho priroda, svojstva i metody izučenija. Izd. AN SSSR. Moskva 1963. — 8. Kononovová M. M., Belčikovová N. P.: K izučeniju prirody gumusovykh veščestv počvy prijomami frakcionirovanija. Počvovedenije 11, 1960. — 9. Najm S.: Některé výsledky výzkumu ústrojené hmoty v genetických půdních typech. II. Typ hnědozemní. Sborník ČAZ, roč. XXII. č. 3-5. — 10. Ponomarjovová V. V.: O roli gumusovykh veščestv v processach počvoobrazovanija. Problemy počvovedenija vyp. I, 1962a. — 11. Ponomarjovová V. V.: O roli gumusovykh veščestv v obrazovanii burych lesnykh počv. Počvovedenije 12, 1962b. — 12. Rudnevová E. N.: K voprosu o genezise burych lesnykh počv predgorij Zakarpatja. Počvovedenije 10, 1957. — 13. Scheffer F., Ulrich B.: Lehrbuch der Agrikulturchemie und Bodenkunde. III. Humus und Humusdüngung. Bd. I. Stuttgart 1960. — 14. Turin I. V., Kononovová M. M.: Biologija gumusa i voprosy plodородija počv. Doklady k meždunarodnoj konferenciji po počvovedeniju. N. Zelandija, 1962. Moskva 1962. — 15. Zaimov K. K., Fil'kov V. A.: Izmenenije napravlenija gumusobrazovanija v lesnykh počvach Moldaviji pri raspaške. Počvovedenije 4, 1963.

Charakteristika zloženia organickej hmoty niektorých hnědozemných pôd Slovenska

Hnědozemné pôdy Slovenska vytvárané na sprašiach a sprašových hlinách v podmienkach teplej, mierne suchej až mierne vlhkej klímy s periodicky premyvným typom vodného režimu pod bukovo-hrabovými dúbravami majú nasledujúcu charakteristiku organickeho podielu:

1. Akumulácia organickej hmoty sa uskutočňuje v humusovom horizonte vo výške 1,7–2,5 % humusu. Postupne s hĺbkou obsah humusu rýchlo klesá.

2. V humuse prevládajú fulvokyseliny nad humínovými kyselinami, pričom v hĺbkou zvlášť obsah voľných fulvokyselín stúpa.

3. Postupne s hĺbkou rastie obsah sesquioxydov, najmä hliníka a bázičských kationov, predovšetkým vápnika, rozpustných v 0,1 N H_2SO_4 .

Буроземы Словакии, образованные на лессах и лессовых почвах в условиях теплого, умеренно сухого и умеренно влажного климата с периодически промывным типом водного режима под буково-грабовыми дубравами, имеют следующую характеристику органической доли:

1. Аккумуляция органической массы происходит в гумусовом горизонте в размере 1,7—2,5 % гумуса. Постепенно с глубиной содержание гумуса быстро понижается.
2. В гумусе фульвокислоты преобладают над гуминовыми кислотами, причем с глубиной содержание свободных фульвокислот особенно повышается.
3. Постепенно с глубиной возрастает содержание полуторных окисей, главным образом алюминия и основных катионов, прежде всего известняка, растворимых в 0,1 N H_2SO_4 .

Studie über die Beziehungen einiger Eigenschaften in der Bodendynamik

Studie o vztahu některých vlastností v půdní dynamice

Исследование об отношении некоторых свойств в почвенной динамике

Dr. Ing. Zbyněk FACEK, CSc.

Zentrales Forschungsinstitut für pflanzliche Produktion Prag-Ruzyně

Die Bodendynamik ist mit einem bestimmten Rhythmus quantitativer oder auch qualitativer Umwandlungen verbunden, die zu einer Veränderung jener Eigenschaft führt, die ihren Einfluß auf weitere Bodenzustände ausübt und vorübergehend oder auf längere Zeit zur Geltung kommt.

Um die Bodenprozesse richtig beeinflussen zu können, muß man sie vorerst kennen lernen, und zwar nicht nur in ihren Einzelercheinungen, sondern besonders in ihren gegenseitig bedingten Beziehungen.

Durch eine zielbewußte und systematische Beeinflussung des Bodens können wir dann günstige Veränderungen der Bodeneigenschaften erzielen, wofür die hohe Kultivierungsstufe unserer landwirtschaftlichen Böden einen Beweis liefert.

In den Jahren 1956—1960 verfolgten wir auf dem Anstaltsgut unseres Versuchsinstitutes in Ruzyně auf schwerer lehmartiger Parabraunerde unter Hack- und Getreidefrüchten im Rahmen der Fruchtfolge die Veränderungen im oberen (5—10 cm) und unteren (15—20 cm) Teil der Ackerkrume in kurzen Zeitintervallen (im Jahre 1959 unter Weizen sogar täglich); dadurch konnten wir in die Dynamik der im Boden sich abspielenden Prozesse einen tieferen Einblick gewinnen (siehe Diagramm 1). Bestimmte Ergebnisse wurden mit Hilfe weiterer Bodenrepräsentanten und Bodenbedingungen überprüft.

Verfolgte Faktoren:

Dynamik der Bodenfeuchtigkeit, Gesamtvolumen (Porenvolumen) der festen Bodenphase, der Bodenstruktur, Permeabilität, Konsistenz und der aktiven Komponenten (Humusstoffe und silikatfreie Formen von Eisen und Aluminium).

Angewandte Methoden:

Feuchtigkeit — Trocknen bis zum konstanten Gewicht;
Umfang der festen Bodenphase (Porosität) — nach Facek (4);

Struktur — a) nach Facek (4),

b) modifizierte Methode nach Bakšev — die Analysen wurden auf Grund von Durchschnittsproben mit natürlicher Bodenfeuchtigkeit und von solchen, die an der Luft getrocknet wurden, ausgeführt — (Hraško u. Koll. — 8);

Granulationsanalyse durch Pipettierung (Hraško u. Koll. — 8);

silikatfreies Eisen und Aluminium — nach Tamm (Natriumoxalat);

Gesamtkohlenstoff — nach Tjuring;

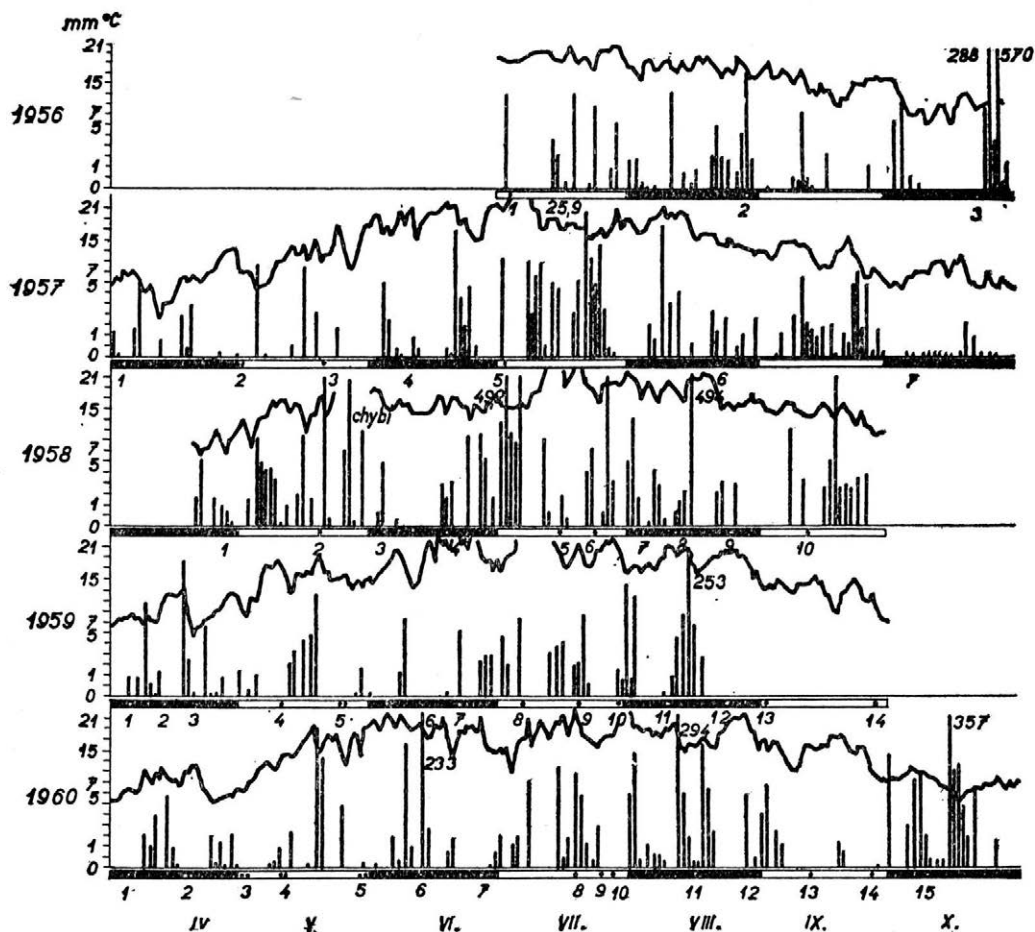


Diagramm 1. Verlauf der Tagesniederschläge und Temperatur der Bodenoberfläche mit Angabe der Entnahmen in den einzelnen Monaten der Versuchsjahre 1956–1960.

Humusfraktionen — bestimmt auf Grund einer Einwaage (Humusstoffe, freie Humin- und Fulvosäuren — mit Natronlauge extrahiert und dieselben gebunden — mit einer Mineralsäure präpariert und dann mit Natronlauge wiederum extrahiert und oxydimetrisch bestimmt);

Konsistenzgrenzen — obere und untere Verflüssigungsgrenze, Klebrigkeits-, Geschmeidigkeits-, Bindungsvermögensgrenze und Plastizitätszahl (Klika-Novák — 9). Bei der unteren Verflüssigungsgrenze bediente man sich des Litvinov-Testes (Balanzierkegelspitze);

Bodenpermeabilität — mit dem in der Tschechoslowakei modifizierten Kačinský-Gerät.

Versuchsobjekt und -material

Parabraunerde (Ruzyně):

das Klima der Versuchsstandorte hat einen semihumiden Charakter;
Morphologie und Stratigraphie des Bodenprofils:

A = h Ackerkr. 0—24 (30) cm:	graubraun, brocken- bis klumpenförmig, lehmig
A/B = (h) I ₁ 24 (30)—70 (50) cm.	scharfer Übergang zur rötbraunen, tonig-lehmigen Erde, mittelpolyedrische Struktur
B = I ₂ 70 (50)—110 cm:	dieselbe Bodenart, jedoch heller mittelpolyedrische bis prismaförmige Struktur mit leicht verwitterten Peruc-Sandsteinnestern und Tonschieferdetritus
B/C = (i) P 110—150 cm:	olivengelb mit rostfarbigen Zwischenschichten, die mit Ton fest verkittet sind.

Chemische Charakteristik

Karbonate sind im ganzen Profil nur spurenweise vertreten. Die Austauschreaktion des Bodens bewegt sich zwischen pH 6,8—7,5, sinkt leicht im Illuvialhorizont und in der Richtung auf den Unterboden nimmt sie wieder etwas zu. Die Sorptionskapazität (T) beträgt in der Ackerkrume 18—22 mval 100 g und die Sättigung des Kolloidkomplexes (V) 85—98 %. Der Sorptionskomplex ist vor allem mit bivalenten Kationen gesättigt.

Der Humusgehalt bewegt sich von 2,0 bis 2,2 % und sinkt im Illuvialhorizont plötzlich auf 1,2 %. Das Verhältnis C:N (mit Ausnahme der Unterkrume, wo es breiter ist) gleicht 10. Die Gesamthumusstoffe sind am Gesamtgehalt der organischen Masse mit cca 48 % beteiligt. Die Huminsäuren machen annähernd 52 % aus, wovon zwei Drittel auf festere Huminsäureverbindungen mit mineraler Bodenmasse entfallen. Das Verhältnis der Humin- zu den Fulvosäuren ist gleich 1, während bei den fester gebundenen die Huminsäuren stärker vertreten sind.

Der Gehalt an aufnehmbarem Phosphor (nach Egner) beträgt 25 mg/100 g (total 150—200), an Kalium (nach Schachtschabel) 18 mg/100 g (total 300—600). Aus den oberwähnten Zahlen ist die verhältnismäßig hohe Stufe der Kultivierung ersichtlich, und zwar besonders im Krumenhorizont.

Physikalische Charakteristik

Die Textur der Versuchsflächen im Bodenprofil ist ziemlich heterogen. Sie werden zu den Lehmböden gerechnet. Die Fraktion unter 0,01 mm ist in der Ackerkrume am niedrigsten und bewegt sich von 43 bis 46 %. Im Illuvialhorizont steigt sie auf 56 bis 59 % und in weiteren Horizonten und Schichten schwankt sie zwischen 50—59 %. Der Anteil des groben Staubes ist mit 41—46 % in der Ackerkrume am höchsten, in weiteren Horizonten und Schichten ist er niedriger. Auf Sandfraktionen entfällt nur ein kleiner Prozentsatz. Die Partikeln unter 0,001 mm sind in der Ackerkrume mit 17—21 % am schwächsten vertreten und übersteigen in den übrigen Horizonten 30 %. Die Verteilung der Partikeln deutet auf Verarmung der Ackerkrume an Kolloiden hin. Die markantere Kolloidtranslokation im Profil wird durch die Heterogenität des Substrates verdeckt.

Das spezifische Gewicht der Ackerkrume bewegt sich von 2,65—2,66 und nimmt mit der Tiefe zu; ab 70 cm Tiefe beträgt es bereits 2,74 g/cm³.

Das reduzierte Volumengewicht ist gewöhnlich in der Ackerkrume am niedrigsten und in der Unterschicht mit 1,52—1,54 cm³ am höchsten. Das Porenvolumen der Illuvialhorizonte und der Unterkrume nähert sich 40 %. Im ganzen Bodenprofil überwiegt das Aggregatporenvolumen das Zwischenaggregatporenvolumen. Das engste Verhältnis hält sich in der Ackerkrume, wo das Zwischenaggregatporenvolumen 40 % erreicht.

Der Strukturzustand ist verhältnismäßig labil und oft trifft man auf Pseudo-

I. Humusgehalt, Textur und technologische Werte

Katastral- gemeinde	Bodentyp	Tiefe cm	Ct in %	Huminsäuren in %		Korngrößenverteilung in %					Konsistenzgrenzen in Feuchtigkeitsprozenten*)					
				frei	ge- bunden	> 0,25	0,05 0,01	0,01 0,001	< 0,001	< 0,01 mm	HM	DM	ČP	ML	MVL	MSp
Dymokury	Wiesen- schwarzerde	5– 15 20– 30	3,0 2,5	0,13 0,08	0,88 0,50	4,0 3,5	1,5 11,1	37,4 35,9	48,6 42,9	86,0 78,8	84,2 86,9	52,7 54,2	26,2 30,6	33,2 29,9	26,5 23,6	19,1 15,7
Činěves	Wiesen- schwarzerde	15– 25 105–110	3,7	nicht festgestellt nicht festgestellt		6,1 7,1	14,7 11,6	31,3 32,7	40,2 39,1	71,5 71,8	89,3 88,6	50,8 55,9	28,8 31,1	26,4 25,6	22,0 26,8	14,1 13,1
Lenešice	Schwarz- erde	5– 23	2,3	nicht festgestellt		20,8	17,7	21,3	29,3	50,6	75,0	38,0	17,9	24,7	20,1	14,7
Semčice	Schwarz- erde	5– 20	1,6	0,10	0,34	23,0	16,6	17,9	23,2	41,4	69,9	35,5	19,3	19,8	16,2	10,8
Kostelec na Hané	Schwarz- erde	5– 30 80–100	1,5 0,2	nicht festgestellt nicht festgestellt		4,0 0,2	47,8 49,2	22,4 21,3	14,9 18,3	37,2 39,6	65,8 71,4	29,8 29,7	10,0 10,8	22,6 22,4	19,8 18,9	9,0 9,1
Velvary	Schwarz- erde	5– 10 40– 50	1,7 0,6	0,11 nicht festgestellt	0,43 nicht festgestellt	5,4 0,8	42,7 41,8	20,3 22,0	17,1 26,5	37,4 48,5	65,1 74,5	30,2 34,1	11,7 17,0	20,3 22,8	18,5 17,1	9,7 7,7
Horky nad Jizerkou	Parabraun- erde	0– 10 70– 90	1,1 0,4	nicht festgestellt nicht festgestellt		3,4 5,7	49,9 40,0	19,2 14,5	19,6 19,9	38,8 34,4	62,9 64,5	28,9 30,5	9,0 10,7	19,7 20,0	18,3 18,1	9,4 7,9
Hladké Životice	Fahlerde	5– 25 30– 40	1,1 0,2	0,13 nicht festgestellt	0,13 nicht festgestellt	4,5 5,0	52,8 48,2	23,2 19,1	8,6 16,3	31,8 35,4	58,0 65,1	29,1 27,3	8,2 9,4	21,8 20,1	20,9 17,9	6,4 7,8
Deštnice	Auenboden	5– 15	0,7	0,10	0,10	14,6	nicht fest- gest.	13,3	25,5	38,8	65,2	32,9	15,5	20,0	17,4	11,6
Deštnice	Braunerde	5– 10	1,5	0,14	0,28	31,1	20,5	22,3	7,1	29,4	60,5	29,4	8,6	22,6	20,8	8,0

*) HM = obere Verflüßigungsgrenze, DM = untere Verflüßigungsgrenze, MVL = Geschmeidigkeitsgrenze, MSp = Binderkraftgrenze
 ČP = Plastizitätszahl, ML = Klebrigkeitsgrenze,

strukturformen. Die Böden neigen zur Klumpenbildung, Zerweichung und Verkrustung.

Hinsichtlich der Produktivität gehören sie zum Rübenanbautyp und dem Gerstenuntertyp.

Vergleichsmaterial

Parabraunerde (Objekt Ruzyně) — ihre Zusammensetzung entspricht jener der bereits beschriebenen Parabraunerde, jedoch mit dem Unterschied, daß der Illuvialhorizont in der Tiefe von 80 cm in einen kalkartigen toniglehmigen Löß übergeht.

Schwarzerde (Objekt Ruzyně) — der Humushorizont reicht bis 45 cm Tiefe mit Anzeichen einer schwachen Akkumulation in 35–45 cm Tiefe und geht zungenförmig in den kalkartigen Löß über. Die Textur ist tonig-lehmig.

Fahlerde (Katastr Přepeře) — der schwach humushaltige 20 cm mächtige Horizont geht in einen Eluvialhorizont über. Von 50 cm an folgt ein illuvierter Horizont, der in 140 cm Tiefe in Lößlehm übergeht. Mit Ausnahme des Illuvialhorizontes weist das Profil lehmige Textur auf. Weitere Bodenvertreter sind in der Tabelle I angeführt.

Methoden der Ergebniswertung

Die Verfolgung und Bewertung der kurzfristigen und saisongebundenen Dynamik der Bodenzustände ist wegen der großen Variabilität der Ergebnisse und wegen der Unvollkommenheit einiger pedologischen Methoden sehr schwierig. Dadurch, daß wir die Interpretation auf Grund einer Synthese mehrerer Methoden durchführten, deren gegenseitige Abhängigkeiten wir im Voraus auf Grund des reichen Materials versuchsweise durch die Korrelationsrechenmethode nach Rode und Vagnerová (14) überprüften, konnten wir die Tendenzen und Abhängigkeiten innerhalb einzelner verfolgten Größen beurteilen. Genaue mathematische Berechnungen konnten wir nicht vornehmen, da die meisten Beziehungen keine lineare Abhängigkeit aufwiesen, wodurch die Errechnung sehr schwierig wird; wir führen einige dieser Berechnungen nur orientierungshalber an. Um die Beziehungen zwischen mehrfachen Abhängigkeiten näher auszudrücken, zeichnten wir an den Schnittpunkten von zwei Größen die Werte einer dritten GröÙ und durch Rückabnahme erhielten wir die Klassen für einzelne Reichweiten, veranschaulicht in dreidimensionalen Diagrammen.

Erzielte Ergebnisse

Durch die Verfolgung der kurzfristigen Dynamik gelangten wir zu der Erkenntnis, daß jede durch einen bestimmten Wert gegebene Eigenschaft mehr oder weniger von einer anderen Eigenschaft (vom anderen Wert) abhängig ist und sich in einer bestimmten Korrelation befindet. Neben dem Ausgangszustand, der eine Grundlage für den Umfang der Veränderung einer bestimmten Eigenschaft bildet, stellt vor allem die Bodenfeuchtigkeit den bedingenden Faktor der Bodendynamik dar. Es ist keine unbedingte und hauptsächlich dem Umfang der Feuchtigkeitsveränderung proportionelle Abhängigkeit, was daraus ersichtlich ist, daß wir sie nicht in jedem Versuchsjahr rechnerisch-biometrisch nachweisen konnten und dadurch die Möglichkeit ihrer vollen Verallgemeinerung verloren. Soweit es das gewonnene Material zuließ, bemühten wir uns, bestimmte Abhängigkeiten abzuleiten und eventuell ihren Bereich zu bestimmen.

Abhängigkeit zwischen der Bodenfeuchtigkeit und dem Gesamtvolumen der festen Bodenphase (Porosität)

(siehe Diagramme Nr. 2 und 3)

Der Stand der Bodenfeuchtigkeit des Ackerkrumenhorizontes wurde unter Berücksichtigung der Wetterverhältnisse während eines gegebenen Zeitabschnittes und der Verluste oder Zuwächse beurteilt, die zwischen den einzelnen Beobachtungen eingetreten sind.

Die Volumenveränderungen der festen Bodenphase wurden sowohl volumetrisch (der Methode entsprechend), als auch gravimetrisch ermittelt. Durch Vergleich des

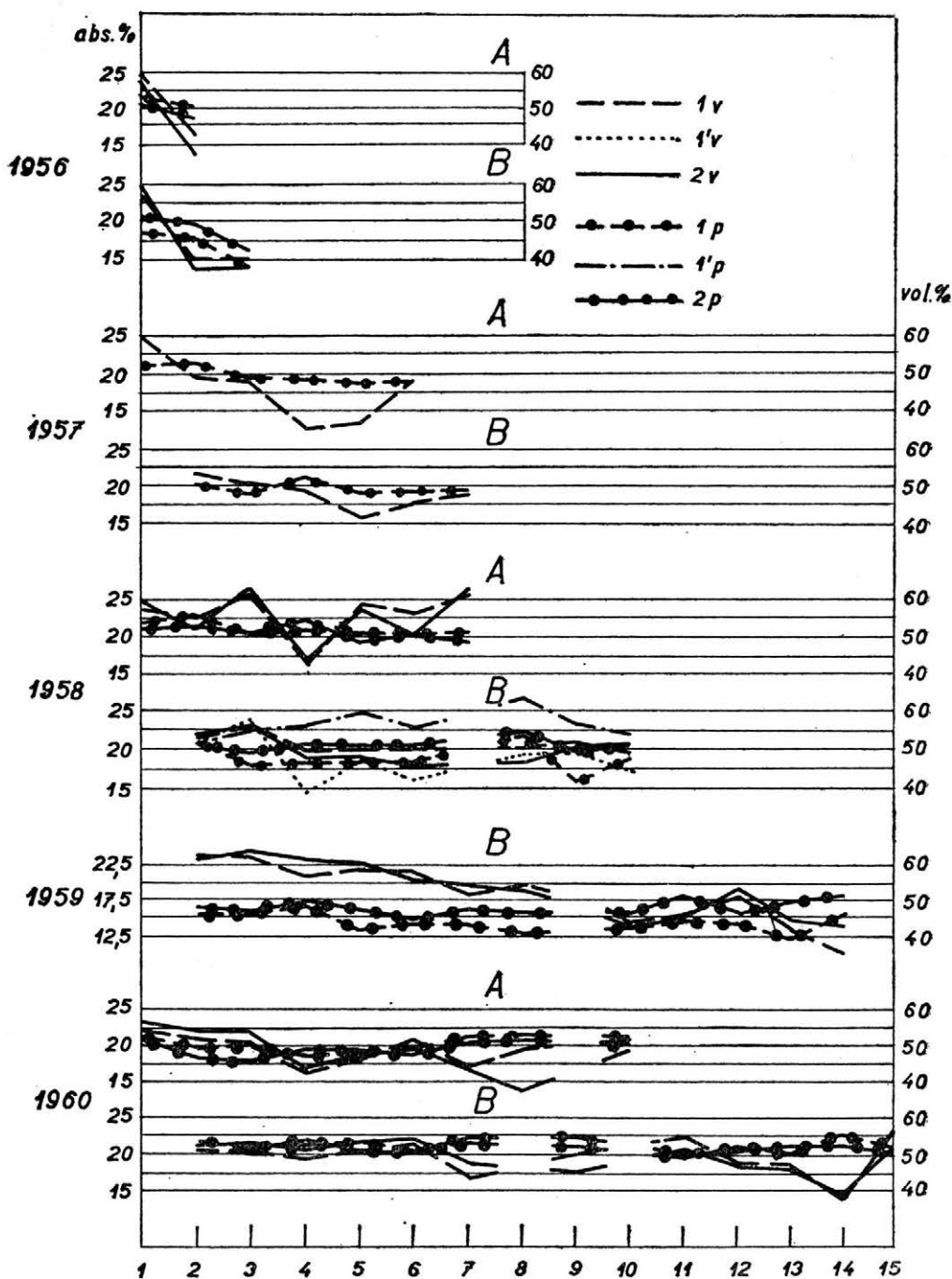


Diagramm 2. Feuchtigkeit und Porosität während der Versuchsjahre 1956—1960
 A = unter Getreide, B = unter Hackfrüchten, v = Bodenfeuchtigkeit in abs. %, p = Bodenporosität in Vol. %.

1 = obere Ackerkrumenschicht (5—10 cm), 1' = (5—10 cm) Kartoffeldamm

2 = untere Ackerkrumenschicht (15—20 cm)

reduzierten Volumengewichtes und des Gesamtvolumens stellten wir fest, daß das spezifische Gewicht (Gewicht geteilt durch Volumen) bei höherem Gesamtvolumen (52 Volumenprozent) zurückging, was durch die sinkende Bodenfeuchtigkeit (niedriger als 15 %) unterstützt wurde; dies war auch bei niedrigem Gesamtvolumen (weniger als 50 Volumenprozent) und Feuchtigkeitsüberfluß der Fall. Die Zunahme des spezifischen Gewichtes war mit niedrigerem Volumen und niedrigerer augenblicklicher Feuchtigkeit des Bodens verbunden. Wenn wir auch einen methodischen Fehler nicht ausschließen wollen, so zeigten sich diese Unterschiede auch in Fällen einer totalen Aufschlammung der Probe im Zylinder. Das spezifische Gewicht schwankte auf diese Weise zwischen 2,50 bis 2,75 g/cm³.

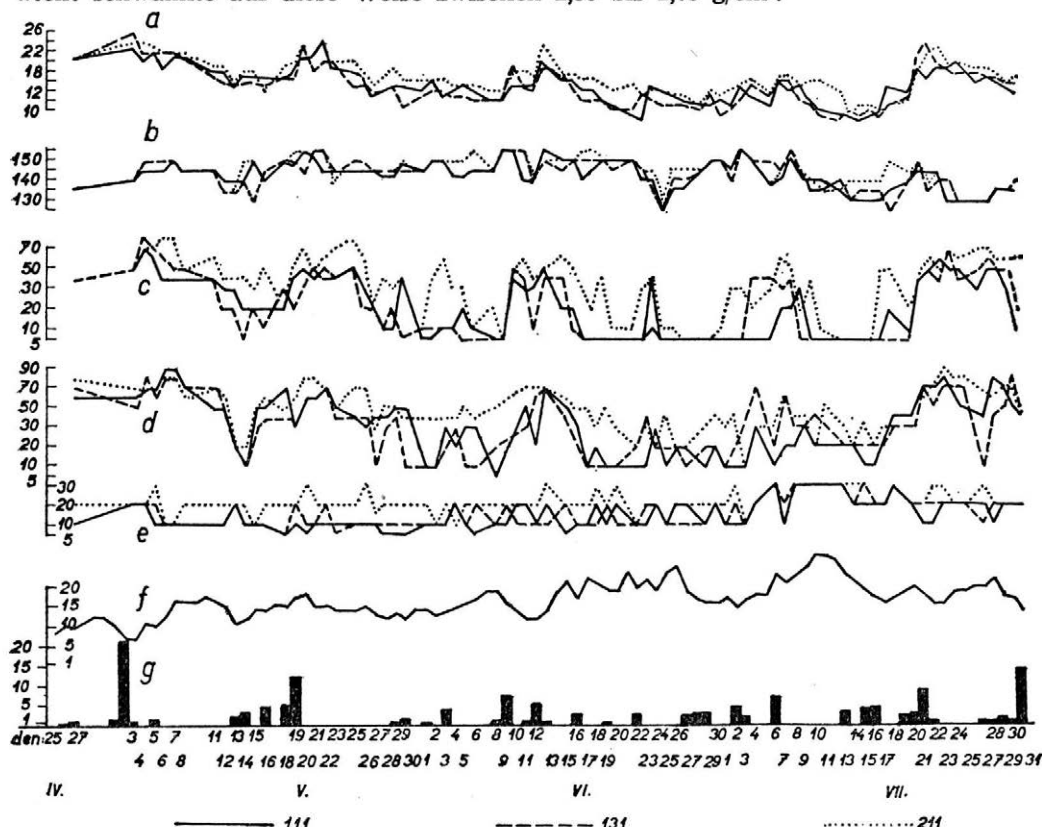


Diagramm 3. Tägliche Verfolgung unter Weizen im Versuchsjahre 1959

a = Bodenfeuchtigkeit in abs. %, b = reduziertes Volumengewicht des Bodens in g, c = Aggregatanalyse nach Facek — wasserresistente Aggregate über 1 mm Durchmesser in %, d = Aggregatanalyse (nach Bakšejev) naturfeuchter Proben — wasserresistente Aggregate über 1 mm Durchmesser in %, e = Aggregatanalyse (nach Bakšejev) luftgetrockneter Proben — wasserresistente Aggregate über 1 mm Durchmesser in %, f = Temperatur der Bodenoberfläche in °C, g = Regenniederschläge in mm, 131, 211 = verschiedene Düngung.

Czeratzki (3) verfolgte die Porosität und Zusammenziehung der festen Bodenmasse und fand, daß durch die Zusammenziehung das spezifische Gewicht der festen Bodenmasse zunahm. Auf Grund der Korrelationsrechnung (orientierungsweise im Versuchsjahre 1959 ausgeführt, wo die Bodenfeuchtigkeit große Veränderungen verzeichnete), wurde auch die negative Korrelation zwischen der Feuchtigkeit und dem spezifischen Gewicht bestätigt (Korrelationskoeffizient $r = -1,052$, Regressionskoeffizient $b_y = -0,059$).

Auf Grund der Ergebnisse — siehe Diagr. 2, 3 und 1 — hat sich gezeigt, daß das Gesamtvolumen der festen Bodenphase mit der zunehmenden Bodenfeuchtigkeit anwächst und mit ihr auch sinkt, ebenso wie das reduzierte Volumengewicht. Bei

Regenwetter steigt das Gesamtvolumen gesetzmäßig und am deutlichsten an. Die Zu- und Abnahme des Gesamtvolumens ist jedoch vom Wassergehalt des Bodens nicht linear abhängig. Das Gesamtvolumen nimmt umso mehr zu, je häufiger und tiefer die Differenzen der Bodenfeuchtigkeit sind. Eine wesentliche Vergrößerung des Gesamtvolumens trat nur dann ein, wenn die absolute Feuchtigkeit unter 15 % sank. Je tiefer die Feuchtigkeit gesunken war, desto höher stieg das Gesamtvolumen der festen Bodenphase nach ihrem weiteren Anstieg. Es schien, daß auch eine länger andauernde Trockenperiode das Volumen erhöhte oder dessen größere Abnahme nicht zuließ. Wenn sich die Bodenfeuchtigkeit über der 15%-Grenze hielt, zeigten sich bei stark schwankender Feuchtigkeit keine wesentlichen Volumenveränderungen und das Volumen blieb relativ niedrig (1958 und 1960). Die Abhängigkeit war in der Oberschicht der Ackerkrume größer, wo ein Volumenzuwachs von größerem Ausmaß verzeichnet wurde; dagegen zeigte sich in der unteren Schicht der Ackerkrume eine Abnahme. Das Volumen nahm bei relativ niedriger Porosität in größerem Ausmaße zu und sank nur sehr wenig. Bei hoher Porosität blieb die Volumenzunahme beschränkt und die Abnahme (beim Sinken der Feuchtigkeit) war viel markanter. Kullmann, Klimes-Szmik (10) nehmen an, daß mit der Zunahme der Bodenfeuchtigkeit Expansionskräfte (Schwellung) und bei Abnahme Attraktionskräfte (Kapillar- und Kohäsionskräfte) zur Geltung kommen. Bei höherer Bodenfeuchtigkeit schwinden allmählich die Attraktionskräfte. Abweichende Verhältnisse fand man beim schweren Boden aus Vezseny, wo dem Bericht der Autoren gemäß diese Kräfte ein gewisses Gleichgewicht bewahren. Man darf jedoch

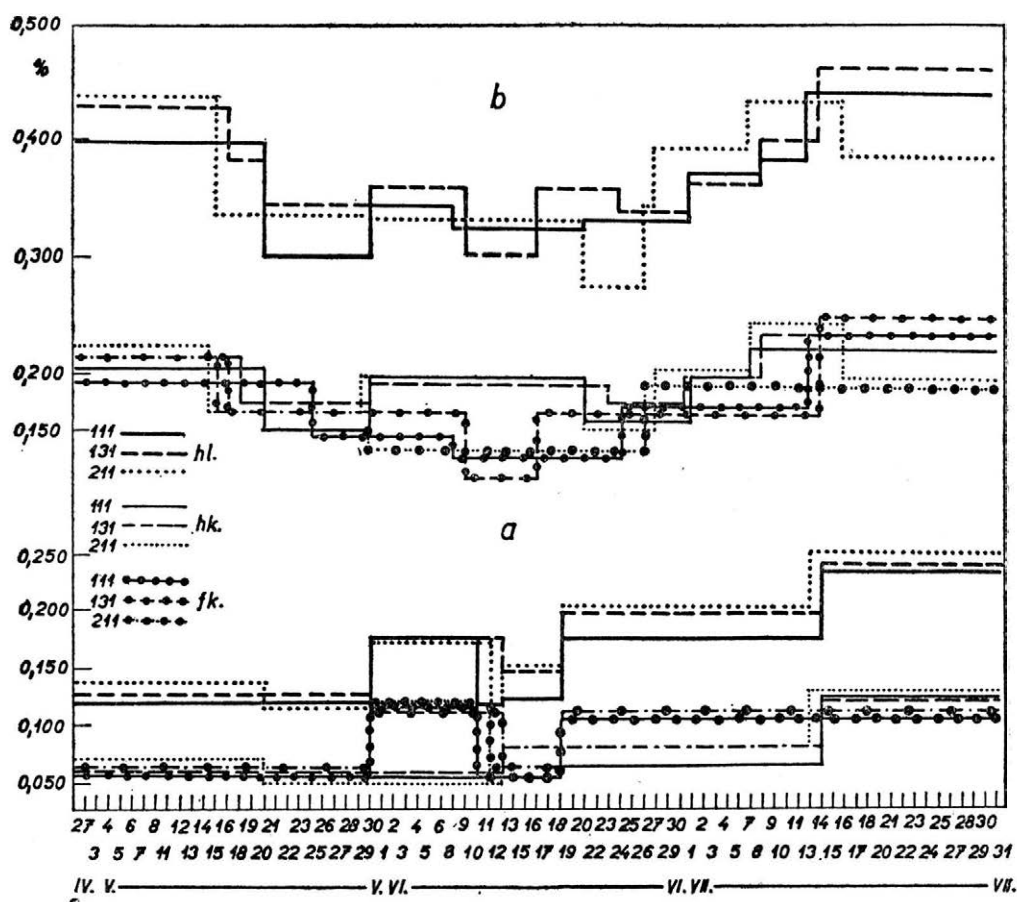


Diagramm 4. Fraktionen in % während einzelner Beobachtungstage im Versuchsjahr 1959

hl = Humusstoffe, hk = Huminsäuren, fk = Fulvosäuren, a = frei, b = gebunden

auch die durch saisonbedingte Dynamik verursachten Veränderungen nicht übergehen, die sich viel wirksamer durchsetzen und die durch Veränderungen der Bodenfeuchtigkeit gegebene Dynamik vollkommen überdecken können. Ebenso wie der Feuchtigkeitsanspruch der Pflanzen vom Entwicklungsstadium der Pflanze abhängig ist, so wird auch die Porosität, wie wir festgestellt haben — Facek (5) — durch die Feldfrüchte beeinflusst. Bei der Beurteilung des Gesamtzustandes während der einzelnen Monate der Versuchsjahre hat sich gezeigt, daß die Verdichtung der Ackerkrume unter den Hackfrüchten auf die zweite Hälfte Juni, auf Juli, die zweite Hälfte August und erste Hälfte September und Oktober fällt. Unter den Getreidefrüchten beginnt die Verdichtung bereits in der zweiten Hälfte April, in der zweiten Hälfte Mai und Juni sowie in der ersten Hälfte Juli, also zur Zeit der Bestockung, des Schossens, der Blüte und der Milchreife. Dagegen fiel die Bodenauflockerung unter den Hackfrüchten auf die erste Mai- und Augusthälfte und die zweite Septemberhälfte. Bei den Getreidefrüchten war es gleichfalls die erste Mai- und die zweite Julihälfte, gewöhnlich bis zur Beendigung der Ernte.

Bei dieser Gelegenheit müssen wir eine auffallende Übereinstimmung zwischen dem Anstieg des Porenvolumens, dem Gehalt an gebundenen Huminsäuren und den beständigeren Strukturformen erwähnen — siehe Diagram 3 und 4. Hier zeigt sich zweifellos eine ganze Kette von miteinander verbundenen Gliedern, wo die Wirkung eines Gliedes das Resultat des folgenden Gliedes beeinflusst. Man kann annehmen, daß diese dynamischen Elemente bis zu einem gewissen Grade durch Vegetationszyklen reguliert werden, was sich auch daraus ergibt, daß wir ab Mai oft während der erwähnten periodischen Zeitspannen eine negative Korrelation zwischen der Feuchtigkeit und dem Gesamtvolumen der festen Bodenphase fanden. Diese negative Korrelation wies dann in den festzustellenden Werten eine viel breitere Amplitude auf als die positive Korrelation. Auch im April (zu Beginn des Monats) war die Korrelation zwischen der Feuchtigkeit und dem Gesamtvolumen der festen Bodenphase gewöhnlich negativ, doch muß man diesen Umstand noch der allmählichen mechanischen Verdichtung der Ackerkrume zuschreiben. Die Häufigkeit der negativen Korrelation war unter den Hackfrüchten sowie in der oberen Ackerkrumenschicht und bei höherem Volumengewicht des Bodens größer.

Nitzsch (11) hat bei der Bestimmung des Porenvolumens verschiedener Bodenarten festgestellt, daß der Luftgehalt des Bodens in verschiedenen Jahreszeiten sehr verschieden ist. Am höchsten soll er in den Monaten Juli und August sein. Ferner fand er, daß der Luftgehalt in schweren Böden viel stärker zunahm (während derselben Monate) als bei leichten Böden. Auch in dem Unterboden verzeichnete man Veränderungen des Luftgehaltes, jedoch nicht in einem solchen Maße wie bei den kultivierten Ackerkrumen.

Ein Vergleich von Ergebnissen, die sich auf zwei innerhalb von 14 Tagen erfolgte Probenentnahmen beziehen — und besonders bei einem längeren Intervall — ist oft sehr problematisch, da — wie wir uns durch tägliche Verfolgung überzeugt haben — inzwischen zahlreiche wesentliche Veränderungen der Bodenfeuchtigkeit und somit auch des Volumens des festen Bodenphase (sowie der unabhängigen negativen Korrelation) eintreten konnten. Damit muß man einige Unregelmäßigkeiten der positiven Korrelation beim Vergleich der Probeentnahmen (offensichtliche Rückschlüsse ausgenommen) erklären.

Die Feuchtigkeitsveränderungen wirken jedoch nicht nur auf das Gesamtvolumen der festen Bodenphase, sondern auch umgekehrt, wie wir uns durch Versuche im Jahre 1961 in Ruzyně, ferner auf Schwarzerde, Parabraunerde und Fahlerde überzeugen konnten. Im Profildurchschnitt — siehe Diagramm 5 — verursachte die Zunahme des reduzierten Bodenvolumengewichtes, die nicht immer in einer positiven Korrelation zur augenblicklichen Feuchtigkeit stand (die Probenentnahmen waren zeitlich weit voneinander entfernt), eine wesentliche Steigerung der Kapillarwasseraufnahmefähigkeit und der maximalen Kapillarkapazität laut Novák, und zwar im ganzen verfolgten Profil. Sehr anschaulich zeigte sich dies bei Verfolgung der Ackerkrume im Versuchsjahre 1961. Die maximale Kapillarkapazität nach Novák stieg mit dem reduzierten Volumengewicht, und je größer dieses Gewicht wurde, desto stärker nahm auch die maximale Kapillarkapazität mit der augenblicklichen Bodenfeuchtigkeit zu.

Die Zunahme des Gesamtvolumens (des Gewichts) der festen Bodenphase geht also zu Lasten der Makroporen und die Abnahme zu Lasten der Mikroporen; dabei erhöht sich die Wasserkapazität mit dem augenblicklichen Gehalt an Bodenfeuchtigkeit.

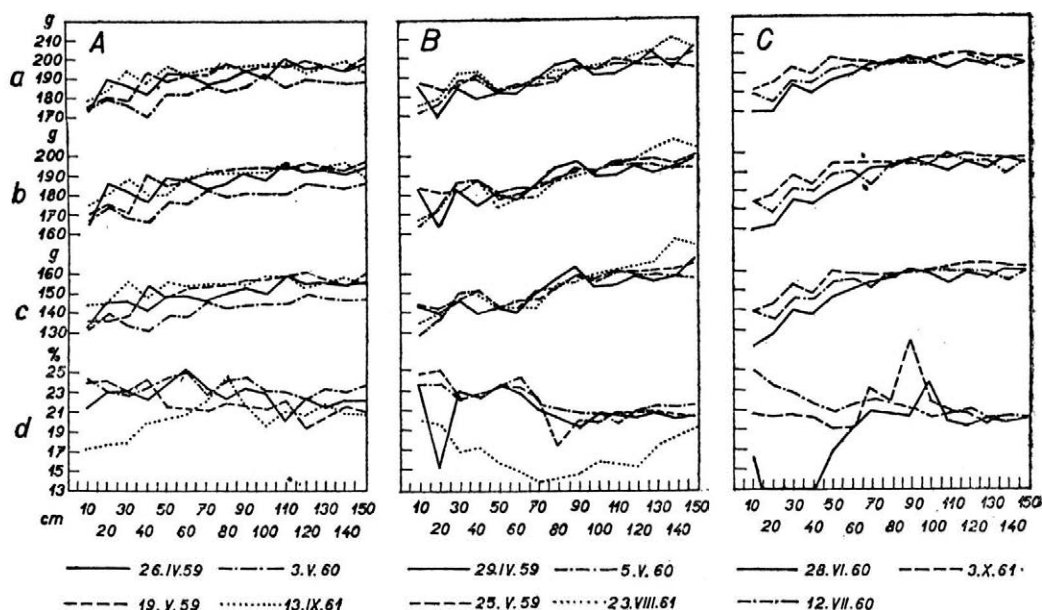


Diagramm 5. A = Parabarunerde (Ruzyně), B = Schwarzerde (Ruzyně), C = illimierter Boden (Přepeře)

a = Kapillaranisugfähigkeit nach Novák, b = maximale Kapillarkapazität nach Novák, c = reduziertes Volumengewicht des Bodens, d = Bodenfeuchtigkeit (absolut).

Abhängigkeit zwischen der Bodenfeuchtigkeit, dem Gesamtvolumen der festen Bodenphase und der Wasserresistenz der Struktur

Man verglich die Abhängigkeit der Ergebnisse der Aggregatanalyse von bei natürlicher Bodenfeuchtigkeit entnommenen Proben und veranschaulichte sie durch das dreidimensionale Diagramm 6. Die Abhängigkeit der Wasserresistenz von der Feuchtigkeit ist bei

Feuchtigkeit bis zu 15 % und Gesamtvolumen der festen Bodenphase bis 57,5 %, Feuchtigkeit von 15–22,5 % und Gesamtvolumen der festen Bodenphase bis 52,5 %, Feuchtigkeit über 22,5 % und Gesamtvolumen der festen Bodenphase bis 42,5 % höher.

Die Abhängigkeit vom Gesamtvolumen der festen Bodenphase war in dem Falle größer, wenn der Umfang der festen Bodenphase die obangeführten Grenzen überstieg. Sonst nahm die Wasserresistenz mit der ansteigenden Bodenfeuchtigkeit und dem Gesamtvolumen zu. Die Abhängigkeit der Menge von wasserresistenten Aggregaten von der Feuchtigkeit haben wir als Beispiel für das Jahr 1958 berechnet, wo der Korrelationskoeffizient $r = 0,822$ und der Regressionskoeffizient $b_y = 9,732$ ist. Die Erhöhung der Bodenfeuchtigkeit um 1 % hatte demnach eine Zunahme der Zahl wasserresistenter Aggregate um 9,732 % zur Folge.

Soweit es sich um Aggregate von großem Durchmesser (größer als 20 mm) handelt, wurden solche nicht festgestellt, wenn das Gesamtvolumen der festen Bodenphase niedriger war als 42,5 %.

Sie kamen vor: bei

Gesamtvolumen von 42,5 bis 45,0 % und bei Feuchtigkeit von über 20 %,
Gesamtvolumen von 45,0 bis 50,0 % und Feuchtigkeit von über 17,5 %,
Gesamtvolumen von 52,5 bis 60,0 % und Feuchtigkeit von über 14,0 %,
Gesamtvolumen von 60,0 % und Feuchtigkeit von über 11,0 %.*)

*) Ihr Auftreten und vor allem ihre Häufigkeit waren überwiegend vom Gesamtvolumen der festen Bodenphase abhängig.

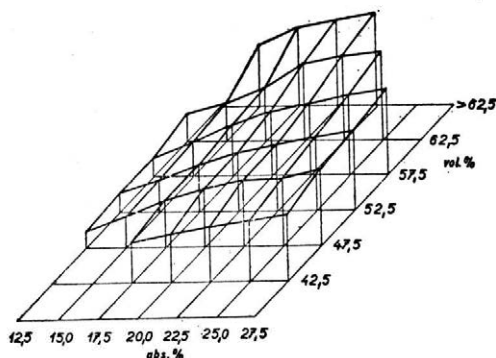


Diagramm 6. Abhängigkeit zwischen der Feuchtigkeit (in abs. %), dem Volumen der festen Bodenphase (in Vol. %) und der Menge wasserresistenter Aggregate (Pseudostruktur) über 1 mm Durchmesser (in %)

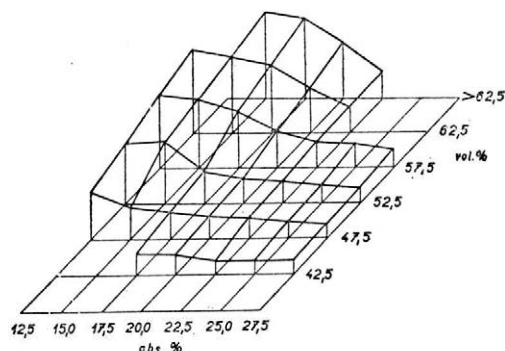
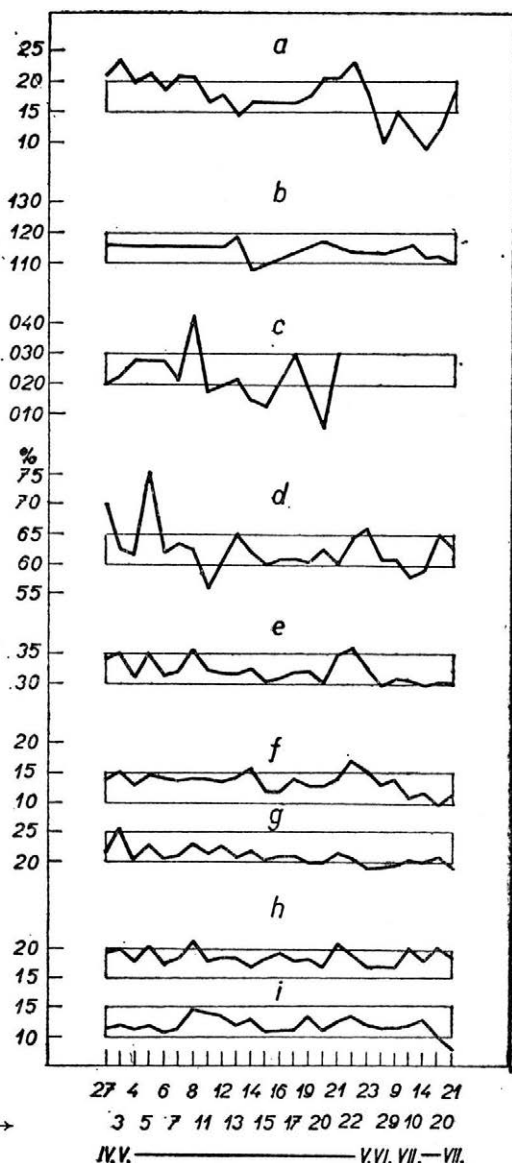


Diagramm 7. Abhängigkeit zwischen der Feuchtigkeit (in abs. %), dem Volumen der festen Bodenphase (in Vol. %) und der Bodenpermeabilität (in kg Widerstand/cm²)

Diagramm 8. Verlauf des Bodenfeuchtigkeitsgehaltes, des Gesamtkohlenstoffs, der Austauschformen des Aluminiums und der Konsistenzgrenzen während einzelner Beobachtungstage im Versuchsjahre 1959

a = Bodenfeuchtigkeit in abs. %, b = Gesamtkohlenstoff in %, c = Al_2O_3 in %, d = obere Verflüssigungsgrenze, e = untere Verflüssigungsgrenze, f = Plastizitätszahl, g = Klebrigkeitsgrenze, h = Geschmeidigkeitsgrenze, i = Bindekraftgrenze



d = obere Verflüssigungsgrenze, e = untere Verflüssigungsgrenze, f = Plastizitätszahl, g = Klebrigkeitsgrenze, h = Geschmeidigkeitsgrenze, i = Bindekraftgrenze

Analysen von luftgetrockneten Proben ließen mit ihren Ergebnissen keinen Vergleich mit der augenblicklichen Feuchtigkeit und Porenvolumen zu, es sei denn bei großen Veränderungen und bei Bildung von Aggregaten von großem Durchmesser.

Abhängigkeit zwischen der Bodenfeuchtigkeit, dem Gesamtvolumen der festen Bodenphase und der Bodenpermeabilität

Dem Diagramm 7 entnehmen wir einen Rückgang der Abhängigkeit der Permeabilität vom Gesamtvolumen der festen Bodenphase für den Fall, daß die Feuchtigkeit

keit höher war als 20 %. Bei einer Bodenfeuchtigkeit von mehr als 15 % kam das Gesamtvolumen nur dann zur Geltung, wenn er höher als 52,5 % war. Unter der Feuchtigkeitsgrenze von 15 % war die Permeabilität vom Gesamtvolumen der festen Bodenphase unbedingt abhängig und die abnehmende Feuchtigkeit steigerte die Endwerte der Resistenz nur geringfügig.

Aus dem Gesagten geht hervor, daß die auf Grund der Bodendurchlässigkeit gezogenen Schlüsse vor allem den Werten unterzuordnen sind, die ihre Grundlage bilden.

Abhängigkeit zwischen der Bodenfeuchtigkeit und den austauschbaren Formen des Eisens und des Aluminiums

Bei ausgewählten (an Luft getrockneten) Proben der täglichen Beobachtungen (1959) — siehe Diagramm 8 — stellten wir fest, daß mit der Abnahme der Bodenfeuchtigkeit auch die Menge des freigewordenen Aluminiums zurückgeht, während die Anteile von Fe_2O_3 konstant bleiben, wodurch ihr Verhältnis breiter wird. Wahrscheinlich gehen infolge der herabgesetzten Konzentration der Bodenlösung größere Mengen der freien Aluminiumformen in die Lösung über.

Abhängigkeit zwischen der Bodenfeuchtigkeit und einigen Konsistenzgrenzen

Die Veränderungen der silikatreien Aluminiumformen erzwangen einen Vergleich mit anderen Konsistenzgrenzen. Es zeigte sich, daß die untere Verflüssigungsgrenze, die Grenze der Klebkraft, Geschmeidigkeit, der Bindekraft und die Plastizitätszahl keine derart sichtbaren Abweichungen aufweisen, wie die obere Verflüssigungsgrenze, bei der mit der Feuchtigkeitsabnahme auch der Bereich dieser Grenze sichtlich enger wurde. Bei der Amplitude von etwa 9—26 % der (augenblicklichen) Feuchtigkeit betrug der Bereich dieser Grenze ungefähr 58—73 % der Feuchtigkeit. In einem noch größeren Ausmaße kam die Ab- und Zunahme der augenblicklichen Feuchtigkeit während der Verfolgung zur Geltung. Durch die Aufstellung der Regressionsgeraden bei zwei Bereichen (9—18 und 9—26 %) der augenblicklichen Feuchtigkeit wurde tatsächlich dieselbe Tendenz bestätigt und bei der Bodenfeuchtigkeitserhöhung um 1 % wurde eine größere Wassermenge gebraucht, um die obere Verflüssigungsgrenze zu erreichen. Bei den übrigen Konsistenzgrenzen war diese Tendenz bereits wenig markant. Es ergibt sich aus dem Gesagten, daß die Anwendung der oberen Verflüssigungsgrenze als Ausdruck der spezifischen Bodeneigenschaften problematisch ist, wenn gleichzeitig die Feuchtigkeit der Probe bei ihrer Entnahme nicht in Betracht gezogen wird.

Beziehung zwischen der Bodenfeuchtigkeit und den Haupthumuskomponenten

Dem Verlauf der Veränderungen der Bodenfeuchtigkeit gemäß — siehe Diagramm 3 und 4 — konnten wir zwei differenzierte Veränderungsprozesse der organischen Bodenmasse verfolgen. Wenn die Bodenfeuchtigkeit höher als 16 % war, wurden die gebundenen Humusstoffe, besonders die Huminsäuren, abgebaut, während die freien Humusstoffe keine wesentlichen Veränderungen erfuhren. Die höhere Feuchtigkeit wirkte sich demnach in der Richtung der Mineralisierung aus. Bei einer niedrigeren Feuchtigkeit (unter der angeführten Grenze) kam es zur Erhöhung der gebundenen Huminsäurenfraktion und der freien Fulvosäuren sowie zur Senkung der gebundenen Fulvosäuren. Die niedrigere Feuchtigkeit beeinflusste die Veränderungen der gebundenen Fulvosäuren, die wahrscheinlich zum Teil in stärker kondensierte Formen übergingen, also in gebundene Humin- und zum Teil in freie Fulvosäuren. Die Veränderungen verliefen in der Richtung der Humifizierung. Bei gebundenen Humusstoffen verliefen die Veränderungen in einem bestimmten Intervall (5—10 Tage) von Beginn der feuchteren oder trockeneren Periode, während sie bei den freien Humusstoffen unmittelbarer waren.

Beziehung des Gesamtkohlenstoffes zu einigen der verfolgten Werte

Bei ausgewählten Proben — siehe Diagramm 8 — bestimmten wir auch den Gehalt an Gesamtkohlenstoff, der bis zu einem gewissen Grade in direkter Korrelation mit der augenblicklichen Bodenfeuchtigkeit zu stehen scheint. Diese Bezie-

hung wurde bedingt aufgestellt, da die erreichten Ergebnisse stark unbeständig sind.

Ähnlich wie bei der Feuchtigkeit, gab es auch eine direkte Korrelation des Kohlenstoffes mit der oberen Verflüssigungsgrenze und weniger schon mit den übrigen festgesetzten Konsistenzgrenzen.

Die positive Korrelation zwischen dem Gesamtkohlenstoff und der Plastizitätszahl, wie sie z. B. von Baver (1), oder zwischen der Konsistenzzahl und dem Bodentyp von Špička (16) angeführt wird, wo die Humusqualität gegenüber der Quantität in den Vordergrund tritt, kann nicht eindeutig ausgedrückt werden. Bei ausgewählten Bodenrepräsentanten — siehe Tabelle I — deuten die festgestellten Konsistenzgrenzen auf eine Verengung des Bereiches einzelner Grenzen bei höherem Humusgehalt, wenn es sich um schwere und mittelschwere Böden handelt, wo auch die gute Humusqualität eine Bedingung darstellt.

Beziehung zwischen dem Pflanzenertrag und dem Bodenzustand

Der Vergleich einzelner Jahreserträge in bezug auf die Bodenzustände war sehr problematisch, denn die Bildung der Erträge war mit einer Reihe von Begleitursachen verbunden (unterschiedliche Witterungsbedingungen, Auswinterung, verschiedene Krankheiten der Kulturen, Lagerung des Getreides usw.). Doch fand eine Erkenntnis ihre Bestätigung, daß nämlich mit der Zunahme der Bodenporosität die Strohproduktion ansteigt, wodurch das Verhältnis Korn: Stroh zurückgeht. Das wirkt natürlich auch auf die Werte der übrigen verfolgten Größen, deren Beziehung zur Porosität (Gesamtvolumen der festen Bodenphase) in den entsprechenden Absätzen ausgedrückt worden ist.

Schlußfolgerung

Der Ackerkrumenhorizont der Parabraunerde, den wir fünf Jahre lang verfolgten, macht tiefe Veränderungen in bezug auf die Bodenzustände durch. Diese Veränderungen sind nicht zufällig, sondern weisen eine gewisse Gesetzmäßigkeit auf. Das entscheidende Glied dieser Veränderungen ist die wechselnde Bodenfeuchtigkeit.

Wir haben eine positive Korrelation zwischen der Feuchtigkeit und dem Gesamtvolumen der festen Bodenphase festgestellt. Das Gesamtvolumen der festen Bodenphase ist jedoch vom Wassergehalt des Bodens nicht linear abhängig. Das Gesamtvolumen der festen Bodenphase stieg am deutlichsten nach Regenfällen und war umso größer, je häufiger und tiefer die Unterschiede der Bodenfeuchtigkeit waren. Wenn sich die Bodenfeuchtigkeit über der absoluten 15%-Grenze hielt und selbst dann, wenn sie oberhalb dieser Grenze stark schwankte, kamen die Kontraktions- und Imbibitionskräfte fast nicht mehr zur Geltung, denn der Umfang änderte sich nur sehr wenig und die Porosität des Bodens blieb hoch. Es schien, als ob auch länger dauernde Trockenheit das Gesamtvolumen der festen Bodenphase erhöhen würde. Die Abhängigkeit des Gesamtvolumens von der Feuchtigkeit war in der oberen Schicht der Ackerkrume höher. Mit den Feuchtigkeitsveränderungen und somit auch mit den Veränderungen des Gesamtvolumens veränderte sich die Wasserkapazität des Bodens durchaus gesetzmäßig. Bei gleichem Gesamtvolumen und zunehmender Bodenfeuchtigkeit stieg teilweise auch die Wasserkapazität des Bodens, und zwar umsomehr, je höher die Grenze des Gesamtvolumens der festen Bodenphase war. Mit der zunehmenden Bodenfeuchtigkeit ging ihr spezifisches Gewicht zurück.

Neben dem direkten Einfluß der Bodenfeuchtigkeit war unter der spezifischen Wirkung der Feldfrüchte auch die saisonbedingte Dynamik beteiligt. So stellte sich ab und zu eine negative Korrelation zwischen dem Volumen der festen Bodenphase und der Feuchtigkeit ein, die eine viel breitere Amplitude aufwies als die positive Korrelation.

Die Aggregatanalysen der Proben bei natürlicher Feuchtigkeit waren für die Beurteilung der kurzfristigen Dynamik der Pseudostrukturformen viel zugänglicher. Es zeigte sich, daß sie durch die Feuchtigkeit und das Volumen der festen Bodenphase bedingt waren. Die dauerhafteren Strukturformen (Analysen von an der Luft getrockneten Proben) zeigten eine sehr kleine Variabilität und ihre Wasserresistenz wies eine positive Korrelation mit den gebundenen Huminsäuren auf.

Die Bodenpermeabilität war vor allem das Resultat der Feuchtigkeit und Porosität, mit denen sie in direkter Korrelation stand.

Die Werte der Konsistenzgrenzen wiesen keine beweisbaren Veränderungen auf. Nur die Werte der oberen Verflüssigungsgrenze standen in direkter Korrelation mit der augenblicklichen Bodenfeuchtigkeit. Bei mittelschweren und schweren Böden kamen der höhere Humusgehalt und die Humusqualität durch Einengung der oberen und der unteren Verflüssigungsgrenze, der Plastizitätszahl und durch Erhöhung der Geschmeidigkeitsgrenze zum Vorschein.

Bei den silikatfreien Fe- und Al-Formen war der Aluminiumgehalt von der augenblicklichen Feuchtigkeit direkt abhängig.

Die Veränderungen der Bodenfeuchtigkeit spiegelten sich auch in den Veränderungsprozessen der organischen Bodenmasse wider. Bei Feuchtigkeit von mehr als 16 % herrschte der Mineralisierungsprozeß, bei einer niedrigeren Feuchtigkeit der Humifikationsprozeß vor. Der Gesamtkohlenstoffgehalt stand in einer negativen Korrelation zu den gebundenen Huminsäuren.

Wir gelangten zu der Überzeugung, daß es bei der Bewertung bestimmter Bodeneigenschaften notwendig sein wird, auch den Zeitpunkt und die Umstände der Probenentnahme in Betracht zu ziehen, denn die von uns festgestellten Unterschiede sind größer als bei solchen Bodenrepräsentanten, die voneinander ziemlich entfernt sind.

Literatur

1. Baver L. D.: Soil Physics. New York, 1940. — 2. Bodman G. B.: Methods of measuring soil consistency. Soil Sci. 68, 37-54, 1949. — 3. Czeratzki W.: Der Einfluß der Kolloidschrumpfung auf die Porosität des Bodens. Forschungsdienst, Neudamm-Berlin, 11, 15-21, 1941. — 4. Facek Z.: Struktura půdy a její dynamika. Věd. práce VÚRV-ČSAZV, Praha-Ruzyně, 5, 175-190, 1960. — 5. Facek Z.: Dynamika některých fyzikálních a koloidně-chemických vlastností půdy ve vztahu k půdní úrodnosti. Kand. disertační práce, ÚVÚRV, Praha-Ruzyně, 10, 1962. — 6. Freytag H. E.: Über die Huminstoffe in Abbau befindlicher Pflanzenwurzeln. Zeitschrift f. Pflanzenern., Düng. u. Bodenkunde, 68 (11), 123-132, 1955. — 7. Gössl (Kosil) V. a Janovský J.: Minerální vodní kapacita (Vageler) našich hlavních půdních druhů. Sborník ČAZ, XVII, 281, 1942. — 8. Hraško J. a kol.: Rozbory půd. SVPL, Bratislava, 1962. — 9. Klika J., Novák V.: Praktikum fytocenol. ekol. klimat. a půdoznalství. Nakl. ČSAV, Praha 1954. — 10. Kullmann A. a Klimes-Szmik A.: Ein Beitrag zu den Veränderungen der Bodenporosität in Abhängigkeit von der Zeit. „Albrecht Thaer-Archiv“ 10, 712-723, 1962. — 11. Nitzsch W.: Der Porengehalt des Ackerbodens. Bodenkunde u. Pflanzenernährung, 1, 101-115, 1936. — 12. Novák V.: Agrofyzikální studie. Zemědělský archiv, 1919. — 13. Novák V.: Zkulturnění půd v ČSR. Sborník ČSAZV - Rostlinná výroba XXXIII, 883-889, 1960. — 14. Rod J., Vágnerová V.: Základy biometrie. SPN, Praha 1958. — 15. Strickling E.: Relationship of porosity to water stability in Beltsville soil aggregates. Soil Sci. 80, 449-459, 1955. — 16. Špička A.: Za lepší zpracování půdy v Československu. Vyd. ČSAZV ve SZN, Praha 1958. — 17. Tjurin I. V.: K metodice analýzy dlja sravnitel'nogo izučeniya sostava počvennogo peregrnoja ili gumusa. Trudy počv. inst. im. V. V. Dokučajeva 38, 5-21, 1951.

Studie o vztahu některých vlastností v půdní dynamice

Orniční horizont hnědozemě, na které jsme prováděli pětileté sledování, prodělává hluboké změny v půdních stavech. Tyto změny nejsou náhodné, nýbrž mají jistou zákonitost. Rozhodujícím článkem těchto změn je měnící se půdní vlhkost.

Zjistili jsme pozitivní korelaci mezi vlhkostí a objemem pevné fáze půdy. Objem pevné fáze půdy však nemá lineární závislosti na obsahu vody v půdě. Objem pevné fáze půdy se nejzřetelněji zvyšoval po dešťových srážkách a čím byly častější a hlubší difference v půdní vlhkosti. Udržovala-li se půdní vlhkost nad hranicí 15 % abs. a i když silně kolísala nad touto hranicí, síly kontrakce a imbibice se již téměř neuplatňovaly, neboť objem se měnil velmi nepatrně a pórovitost půdy zůstávala vysoká. Zdálo se, že i déletrvající přísušek zvyšoval objem pevné fáze půdy. Závislost objemu na vlhkosti byla větší ve svrchní části ornice. Změnami vlhkosti a tím

i объему se měnila vodní kapacita půdy zcela zákonitě. Při stejném objemu a vzrůstající půdní vlhkosti se též částečně zvyšovala vodní kapacita půdy, a to tím více, čím vyšší byla hranice objemu pevné fáze. S přibývajícím vlhkostí půdy se snižovala její specifická váha.

Vedle přímého vlivu půdní vlhkosti se na změnách půdního objemu uplatňovala i sezónní dynamika pod specifickým účinkem plodin. Tak docházelo k negativní korelaci mezi objemem pevné fáze půdy a vlhkostí, která měla mnohem širší rozkyv než korelace pozitivní.

Agregátové analýzy vzorků za přirozené vlhkosti se projevovaly jako mnohem přístupnější pro posouzení krátkodobé dynamiky pseudostrukturních forem. Ukázaly se jako podmíněné na vlhkosti a objemu pevné fáze půdy. Trvalejší formy struktury (analýzy vzorků na vzduchu vyschlých) jevíly velmi malou variabilitu a jejich vodoodolnost byla v pozitivní korelaci s vázanými huminóvými kyselinami.

Prostupnost půdy se jevila především jako výslednice vlhkosti a pórovitosti, s nimiž byla v přímé korelaci.

Hodnoty konzistenčních mezí nejevily průkazných změn. Jedině hodnoty horní meze ztekucení byly v přímé korelaci s momentní půdní vlhkostí. U středně těžkých a těžkých půd se projevoval zvýšený obsah a kvalita humusu na zúžení horní a dolní meze ztekucení, čísla plastičnosti a zvýšení meze vláčnosti.

Z nesilikátových forem Fe a Al byl obsah hliníku v přímé závislosti na obsahu momentní vlhkosti.

Změny půdní vlhkosti se projevovaly i v procesu proměn organické půdní hmoty. Byla-li vlhkost vyšší než 16 %, převládal proces mineralizace, při nižší vlhkosti proces humifikace. Obsah veškerého uhlíku byl v negativní korelaci s vázanými huminóvými kyselinami.

Došli jsme k přesvědčení, že při hodnocení některých vlastností půd bude třeba brát v úvahu též dobu a stav, za kterého bylo sledování konáno, neboť námi stanovené rozdíly jsou větší než u půdních představitelů sobě dosti vzdálených.

Исследование об отношении некоторых свойств в почвенной динамике

Пахотный горизонт бурозема, на котором мы производили пятилетние наблюдения, испытывает глубокие изменения в состоянии почвы. Эти изменения не случайны, но обладают некоторой закономерностью. Решающим звеном этих изменений является изменяющаяся почвенная влажность.

Мы установили положительную корреляцию между влажностью и объемом твердой фазы почвы. Объем твердой фазы почвы, однако, не имеет линейной зависимости от содержания воды в почве. Объем т. ф. в почве яснее всего повышался после дождей, и чем чаще и глубже были дифференциации в почвенной влажности. Если почвенная влажность удерживалась выше границы 15 % абс, и даже в том случае, если она сильно колебалась выше этой границы, контрактивные и имгибиционные силы уже почти не действовали, так как объем изменился лишь очень незначительно и пористость почвы оставалась высокой. Казалось, что и более долговременное подсушивание повышало объем твердой фазы почвы. Зависимость объема от влажности была больше в верхней части пахотного слоя. Вследствие изменений влажности, а тем самым и объема, влагоемкость почвы изменялась вполне закономерно. При одинаковом объеме и повышающейся почвенной влажности также частично повышалась влагоемкость почвы, причем тем больше, чем выше была граница объема твердой фазы. По мере повышения влажности почвы снижался ее удельный вес.

Наряду с непосредственным влиянием почвенной влажности на изменения почвенного объема действовала также сезонная динамика под специфическим воздействием культур. Таким образом иногда имела место отрицательная корреляция между объемом твердой фазы почвы и влажностью, которая имела гораздо большее рассеяние, чем положительная корреляция.

Агрегатные анализы образцов при естественной влажности оказывались гораздо более доступными для оценки кратковременной динамики псевдоструктуральных форм. Они оказались обусловленными влажностью и объемом твердой фазы почвы. Более длительные формы структуры (анализы образцов, высохших на воздухе) показали очень малую изменчивость и их водостойкость была в положительной корреляции со связанными гуминовыми кислотами.

Проницаемость почвы проявлялась прежде всего как результат влажности и пористости, с которыми она находилась в прямой корреляции.

Величины границ консистенции не показали достоверных изменений. Только величины верхней границы разжижения были в прямой корреляции с моментальной почвенной влажностью. У средне-тяжелых и тяжелых почв проявлялось повышенное содержание и качество гумуса на сужении верхней и нижней границы ожигения, числа пластичности и повышения границы тягучести.

Из несиликатных форм Fe и Al содержание алюминия было в прямой зависимости от содержания моментальной влажности.

Изменения почвенной влажности проявлялись и в процессе изменений органической почвенной массы. Если влажность была выше 16 %, преобладал процесс минерализации, при более низкой влажности — гумификации. Содержание всего углерода было в отрицательной корреляции со связанными гуминовыми кислотами.

Мы пришли к убеждению, что при оценке некоторых свойств почв нужно будет принимать во внимание также время и состояние, при которых производилось исследование, так как нами установленные различия больше, чем у почвенных представителей, значительно удаленных друг от друга.

Charakteristik der physikalisch-hydrologischen Eigenschaften der Böden der Tschechoslowakischen Sozialistischen Republik

Charakteristika fyzikálně-hydrologických vlastností půd ČSSR

Характеристика физико-гидрологических свойств почв ЧССР

Ing. Oldřich GLET, CSc.

Zentrales Forschungsinstitut für pflanzliche Produktion Prag-Ruzyně

Die bisherigen, bei der Untersuchung der Böden für landwirtschaftliche Zwecke verwendeten physikalischen Analysen beschränkten sich, besonders bei der Bodenkartierung, auf die Bestimmung solcher Werte, die die statischen Eigenschaften des Bodenwassers erfassen, und auf die Feststellung des Verhältnisses von Wasser und Luft im Boden. Es wurden vor allem das reduzierte Raumeinheitsgewicht und das spezifische Gewicht des Bodens, das Gesamtporenvolumen (Porenanteil), der momentane Wassergehalt (Durchfeuchtung), die kapillare Wasseraufnahmefähigkeit, die maximale Kapillarkapazität, der augenblickliche Luftgehalt (Durchlüftung) und die Luftkapazität ermittelt. Gegebenenfalls wurde auch die relative Durchfeuchtung berechnet und zur Charakteristik wichtiger Bodenprofile die Hygroskopizitätszahl (V_h) bestimmt. Zur Ermittlung der physiologischen Wirksamkeit des Bodenwassers wurde empfohlen, als Ergänzung der agrophysikalischen Analyse, den kritischen Wassergehalt aus der Wassergiebigkeit nach Sekera zu bestimmen, ferner die minimale Wasserkapazität (C_{min}) nach Vageler und die lineare Schrumpfung (zur Berechnung des minimalen Porenvolumens P_{min}) nach Vageler (3). Die Bilanz des Bodenwassers wurde in einfacheren Fällen aus der Bestimmung des physiologisch nicht verwertbaren Wassers nach Solnář (10) zusammengestellt und bei genaueren Untersuchungen in der Form der „Regenkapazität“ nach Sekera (3).

Die Entwicklung der physikalischen Methoden der Bodenanalyse im Ausland und ein gewisser Stillstand dieser Disziplin in der ČSSR nach dem zweiten Weltkrieg verursachten, daß die bisher verwendeten Methoden bei einer komplexen Auffassung der Lösung der gegebenen Aufgabe nicht mehr ausreichend sind. Aus diesem Grund wurden einige bisher neue Methoden in der letzten Zeit zum Gegenstand einer intensiven Forschung.

Die Genehmigung der Hauptforschungsaufgabe der Bodenkunde „Komplexe physikalische und chemische Untersuchung der Böden der ČSSR“ im Jahre 1961,

deren Bestandteil auch die langfristige Aufgabe „Komplexe Erforschung der Böden der ČSSR“ ist, brachte die Voraussetzung für ein weiteres methodisches Studium und seine Anwendung bei der Charakteristik der physikalischen Eigenschaften unserer Bodenrepräsentanten von Gesichtspunkt ihrer Entstehung.

Die Komplexuntersuchung der agrophysikalischen Eigenschaften und der Regime der Böden

Forschungsmethodik

Bei der komplexen Untersuchung der physikalischen Eigenschaft und des Wasserregimes der Böden wird konsequent mit dem ganzen Bodenprofil bis zu einer Tiefe von 150 cm gearbeitet, und nur zur orientativen Feststellung der Mächtigkeit und der texturmäßigen Zusammensetzung des Muttersubstrats bis zu einer Tiefe von 300 cm. Die Abnahme der Bodenproben erfolgt in Schichten zu 10 cm, wobei gleichzeitig die Morphologie und Stratigraphie des Bodenprofils berücksichtigt wird. Die Anzahl der einzelnen Bestimmungen richtet sich nach der Heterogenität des Bodens. Meistens werden die Bestimmungen in fünffacher Wiederholung durchgeführt. Die Ergebnisse werden statistisch verarbeitet, das heißt, es werden die Mittelwerte und die Standardabweichungen bestimmt, die die mittlere Veränderlichkeit in der gegebenen Proben darstellen.

Zur Charakteristik der physikalischen Bodeneigenschaften wird eine Gesamtheit von Methoden verwendet, die nachstehende Analysen umfassen:

1. Bestimmung der Bodentextur, durch Abschlämmen der Proben in einem Apparat mit drei Zylindern nach Kopecký, und des Anteils an physikalischem Ton mittels der Pipettierungsmethode nach Kačinskij und Fedulov (6).
2. Bestimmung der Mikroaggregatzusammensetzung nach Kačinskij.
3. Bestimmung des Strukturzustandes mittels der Methode nach Savvinov durch Absieben einer unzerstörten Bodenprobe bei optimaler Feuchtigkeit (1).
4. Bestimmung der Wasserbeständigkeit der Bodenaggregate aus einer durchschnittlichen Einwägung lufttrockener Strukturelemente nach der von Bakšev modifizierten Methode (4).
5. Pyknometrische Bestimmung des spezifischen Gewichts des Bodens.
6. Bestimmung des reduzierten Raumeinheitengewichtes mittels der üblichen Methode in Zylindern mit einem Inhalt von 100 cm³.

7. Bestimmung des Gesamtporenvolumens (Porenanteil P) durch Berechnung aus dem reduzierten Raumeinheitengewicht und dem spezifischen Gewicht des Bodens.

Das Gesamtporenvolumen des Bodens ist nach dem Vorschlag von Kačinskij (5) in nachstehende Kategorien unterteilt:

- a) Porenanteil der einzelnen Aggregate (P_a) mit einem Durchmesser von ungefähr 10 mm, der nach folgender Formel bestimmt wird:

$$P_a = \left(1 - \frac{p}{v \cdot S} \right) \cdot 100 \quad (1)$$

wobei:

- P_a = der Porenanteil des Aggregates in Prozenten seines Volumens,
 p = das Gewicht des absolut trockenen Aggregates in g,
 v = das Volumen des Aggregates in cm³,
 S = das spezifische Gewicht des Bodens
 ist.

- b) Gesamtanteil der Aggregate (P_{agr}) nach der Gleichung:

$$P_{agr} = \frac{P_a(100 - P)}{100 - P_a} \% \quad (2)$$

wobei:

- P_a = Porenanteil der einzelnen Aggregate,
 P = Gesamtporenanteil des Bodens
 ist.

e) Anteil der Poren zwischen den Aggregaten (P_{magr}):

$$P_{magr} = (P - P_{agr}) \% . \quad (3)$$

Die hydrologischen Eigenschaften des Bodens sind durch nachstehende Gesamtheit von Analysemethoden charakterisiert:

1. Bestimmung der maximalen Hygroskopizität (MH) mittels des vereinfachten Verfahrens nach Bentelspacher (5),

2. Bestimmung des permanenten Welkepunktes (VTV) durch die physiologische Methode der Vegetationsminiaturen nach Dolgov (12),

3. Bestimmung der minimalen Wasserkapazität (NV) in natürlichen Bedingungen mittels der Methode zur Ermittlung der Wasserkapazität in Feldbedingungen und der Laboratoriumsmethode nach Dolgov (13) in Zylindern mit 100 cm^3 ,

4. Bestimmung der maximalen Kapillarkapazität (MKK) nach Novák (7),

5. Bestimmung der kapillaren Wasseraufnahmefähigkeit (KN) nach Novák (7),

6. Bestimmung der vollen Wasseraufnahmefähigkeit (PV), die praktisch dem gesamten Porenvolumen entspricht,

7. Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit des Bodens (Durchlässigkeitskoeffizient) mit dem Gerät nach Litvinov (8).

Aus der angeführten Feuchtigkeitscharakteristik wird gleichzeitig auf Grund des Vorschlages von Kačinskij (5) das Volumen der mit fest gebundenem Wasser (Schwammwasser), mit locker gebundenem Wasser (hygroskopischem Wasser) und mit Kapillarwasser gefüllten Poren bestimmt. Die angeführten Kategorien des Bodenwassers, die gleichzeitig die unterschiedliche Zugänglichkeit für die Pflanzen charakterisieren, werden nach folgenden ursprünglichen, gegebenenfalls angepaßten Formeln berechnet:

a) Volumen der mit fest gebundenem und für die Pflanzen nicht zugänglichem Schwammwasser erfüllten Poren (P_{pp}):

$$P_{pp} = (MH \cdot O_r : 1,5) \% \quad (4)$$

wobei:

MH = maximale Bodenhygroskopizität in Gewichtsprozenten,

O_i = reduziertes Raumeinheitsgewicht in g/cm^3 ,

1,5 = mittlere Dichte des maximal hygroskopischen Bodenwassers ist.

b) Volumen der mit locker gebundenem, sehr schwer zugänglichem Kapillarwasser gefüllten Poren (P_{vp}):

$$P_{vp} = (VTV \cdot O_r - P_{pp}) \% \quad (5)$$

wobei:

VTV = permanenter Welkepunkt in Gewichtsprozenten,

O_r = reduziertes Raumeinheitsgewicht in g/cm^3 ,

P_{pp} = Volumen der mit Schwammwasser gefüllten Poren ist.

c) Volumen der mit zugänglichem Kapillarwasser gefüllten Poren (P_{kap}):

$$P_{kap} = NV - (VTV \cdot O_r) \% \quad (6)$$

wobei:

NV = die minimale Wasserkapazität in Volumenprozenten ist,

während die übrigen Formelzeichen ihre in der vorhergehenden Gleichungen angeführte Bedeutung behalten.

Die halbstationäre Verfolgung des Regimes des Bodenwassers wird im Verlauf des hydrologischen Jahres auf einem ebenen Teil des Grundstückes durchgeführt, bei dessen Auswahl die Ausgeglichenheit der Bodenverhältnisse berücksichtigt wird. Die Bodenoberfläche wird während der ganzen Untersuchung frei von Vegetation gehalten und bis zu einer Tiefe von 5 cm gelockert. Die Bestimmung des Gehaltes an Bodenwasser erfolgt während sämtlicher Perioden der Überprüfung im ganzen Bodenprofil bis zu einer Tiefe von 150 cm. Die Abnahme der Bodenproben wird mit einer hohlen Bodensonde (gegebenenfalls mit einem Bodenbohrer) in Schichten zu 10 cm durchgeführt, unter gleichzeitiger Berücksichtigung der Morphologie und Stratigraphie des Bodenprofils. Die Probenabnahme geschieht in 10tägigen

gen Intervallen, entsprechend den meteorologischen Angaben. Die einzelnen Bestimmungen erfolgen mindestens mit dreifacher Wiederholung, wobei die Probeabnahmenstellen so verteilt werden, daß zwei Sonden auf der einen Seite der Fläche, die dritte auf der gegenüberliegenden Seite durchgeführt werden. Die Entfernung zwischen den einzelnen Sonden bewegt sich zwischen 60 und 80 cm. Der Gehalt an Bodenwasser wird gewichtsmäßig bestimmt und auf den absolut trockenen Boden bezogen.

Die klimatischen Verhältnisse werden mit Hilfe der langfristige Mittelwerte aus der dem Versuchsort nächstgelegenen meteorologischen Station bestimmt. Zur Charakteristik der Witterungsverhältnisse in den einzelnen hydrologischen Jahren werden folgende Angaben verwendet: Gesamtniederschlagsmenge, Zahl der Niederschlagstage, mittlere, maximale und minimale Lufttemperatur, Summe der Temperaturen über 0°C und über 10°C , Dauer der Sonneneinstrahlung, relative Luftfeuchtigkeit, durchschnittliche monatliche Windgeschwindigkeit und der hydrothermische Koeffizient (P) nach Seljaninov.

$$P = \frac{A \cdot 10}{B} \quad (7)$$

wobei:

A = die Niederschlagsmenge für die verfolgte Periode in mm,
 B = die Summe der Temperaturen für die gleiche Periode in $^{\circ}\text{C}$,
 10 = Koeffizient
 ist.

Zur Bestimmung des Verdunstungswertes wird die annähernde Bestimmung nach B u d y k (2) verwendet:

$$V = 0,18 \Sigma t \quad (8)$$

wobei:

V = die Verdunstung in mm,
 Σt = die Summe der Temperaturen über 10°C ,
 ist.

Aus dem Verlauf der Veränderungen des Gehaltes an Bodenwasser werden unter gleichzeitiger Berücksichtigung der klimatischen Verhältnisse die Wasserbilanz und der Kreislauf des Wassers im Boden bestimmt und hieraus der Typ des Wasserregimes des Bodens abgeleitet.

Bei der Ermittlung der Wasserbilanz und des Wasserkreislaufes im Boden wird in den Fällen, wo es sich um einen ebenen Standort handelt, kein Wasserzufluß und Wasserabfluß an der Bodenoberfläche und im Boden in Betracht gezogen. Das tief liegende Grundwasser auf den untersuchten pleistozänen Schichten schließt ein Beeinflussung des Wassergehaltes des Bodenprofils durch aufsteigendes Grundwasser aus, genauso wie die Beseitigung der Vegetation eine unterschiedliche Desuktion der Pflanzen verhindert. Die Ermittlung der Wasserbilanz des Bodens beschränkt sich daher in diesen Fällen lediglich auf die Werte des Anfangs- und Endgehaltes an Bodenwasser, der atmosphärischen Niederschläge, der physikalischen Verdunstung und gegebenenfalls der Wasserversickerung in Tiefen über 150 cm. Sie wird nach folgender Formel bestimmt:

$$V_k - V_p = S_r - (V - P_r) \text{ mm} \quad (9)$$

wobei:

V_p = anfänglicher Wassergehalt des Bodens,
 V_k = Endgehalt an Bodenwasser,
 S_r = Summe der atmosphärischen Niederschläge,
 V = Wert der physikalischen Verdunstung aus dem Boden,
 P_r = Wert der Wasserversickerung in einer Tiefe von über 150 cm
 ist.

Der Wert der physikalischen Wasserverdunstung aus dem Boden wird in solchen Fällen, wo es zu keinem Einsickern des Wassers in eine größere Tiefe als 150 cm kommt, aus der Differenz zwischen dem Anfangsgehalt und dem Endgehalt an Bodenwasser bestimmt, unter gleichzeitiger Berücksichtigung der atmosphärischen Niederschläge in der gegebenen Periode.

Aus dem Verlauf der Veränderungen des Gehaltes an Bodenwasser kann unter Berücksichtigung der Werte des Gesamtporenvolumens gleichzeitig das Luftregime der einzelnen Horizonte und des gesamten untersuchten Bodenprofils abgeleitet werden.

Die Charakteristik der Eigenschaften und des Wasserregimes einiger repräsentativen Böden

In der ersten Etappe war die Erforschung der agrophysikalischen Eigenschaften und des Wasserregimes des Bodens auf die drei wichtigsten Bodentypen der Niederungsgebiete gerichtet:

Tschernosjom,
Parabraunerde,
Fahlerde.

Die Auswahl der untersuchten Bodenrepräsentanten richtete sich nach deren Vorkommen auf mächtigen homogenen Lössschichten mit tiefliegendem Grundwasserspiegel. Nach Möglichkeit wurde gleichzeitig die Ausgeglichenheit der texturmäßigen Zusammensetzung des Muttersubstrats berücksichtigt.

Tschernosjom. Der untersuchte Tschernosjom enthält in den humosen Oberhorizonten annähernd 50 % Tonbestandteile der I. Kategorie nach Kopecký, die in Richtung auf den Unterboden auf 58 % ansteigen. Die gleiche Tendenz zeigt der Anteil an physikalischem Ton, der sich im Bereich von 28 % bis 35 % im tiefen Unterboden bewegt. Die allgemein günstige strukturelle Zusammensetzung des Bodenprofils ist am vorteilhaftesten im Horizont *H* und in den Übergangsschichten, und zwar nicht nur durch die relativ höchste Vertretung der agronomisch wertvollen Fraktion 1—3 mm, sondern auch durch die Wasserbeständigkeit der Makroaggregate. Der Porenanteil des Bodens, der in der Ackerkrume mit 49 % den höchsten Wert erreicht, senkt sich allmählich bis auf 41 % in der Lössschicht. In dem gesamten Bodenprofil überwiegt bei größerer Verdichtung der Bodenteilchen und höherem Porenanteil der einzelnen Aggregate (35—38 %) der gesamte Porenanteil der Aggregate den Anteil der Poren zwischen den Aggregaten. Die mechanische Zusammensetzung und der strukturelle Aufbau des Bodens zeigt sich im Gesamtgehalt an Haftwasser bis zu einer Tiefe von 150 cm (426 mm), der im Vergleich mit den Parabraunerden und den Fahlerden relativ niedriger ist. Der Anteil des sorptionsmäßig gebundenen und für alle Pflanzen unzugänglichen Wassers (Hydratwasser) beträgt 28 % und des schwer zugänglichen Wassers 41 %, während der Gehalt an leichter zugänglichem Wasser nur 31 % erreicht. Das Volumen der spannungslosen Poren (*PV*—*VTV*) ist ausreichend und übersteigt im ganzen Profil 20 %. Das wirksame Porenvolumen gewährleistet eine genügende Durchlüftung des Profils und eine allgemeine Wasserdurchlaßfähigkeit des Ober- und des Unterbodens. Die Möglichkeit des Emporsteigens des Wassers durch die Kapillarität ist optimal.

Zu den charakteristischsten Unterschieden zwischen dem Boden und der Lössschicht kommt es infolge des bodenbildenden Prozesses und der Kultivierung des Bodens in der bearbeiteten Ackerkrume. Diese zeigen sich bei dem relativ niedrigen Gehalt an physikalischem Ton durch eine günstigere strukturelle Zusammensetzung und die Wasserbeständigkeit der Aggregate und ferner den höchsten Porenanteil, der bei Überwiegen der größeren Hohlräume zwischen den Aggregaten gleichzeitig die hohe Durchlüftung und die Wasserdurchlaßfähigkeit des Bodens günstig beeinflusst. Das Volumen der mit dem gesamten Haftwasser gefüllten Poren ist relativ am niedrigsten und der Gehalt an den Pflanzen zugänglichem Bodenwasser dagegen am höchsten.

Im Unterboden (Horizont *H*₁) bildete sich eine verdichtete, aber genügend durchlässige und für die Wurzeln durchdringbare Schicht, deren Entstehung mit der früheren Krümmenvertiefung und der gleichen Tiefe des normalen Pflügens zusammenhängt. Sie hat den Charakter einer mäßig entwickelten Pflugsohle. Ihre hydrologischen Eigenschaften sind durch eine gesteigerte Wasserhaltefähigkeit und die Zugänglichkeit des Bodenwassers für die Pflanzen charakterisiert.

Der eigentliche Einfluß des Bodenbildungsprozesses der Tschernosjome auf die untersuchten Eigenschaften zeigt sich in dem humosen Horizont *H*₂ und in den Übergangsschichten zum Untergrund. Er ist durch den relativ günstigsten strukturellen Aggregatzustand, den höchsten Gehalt an Haftwasser und andererseits den niedrigsten Anteil an für die Pflanzen zugänglichem Bodenwasser charakterisiert.

In den Übergangsschichten sind die physikalisch-hydrologischen Eigenschaften etwas besser. Den schlechtesten Stand erreichen sie in dem Lößmuttersubstrat.

Der Verlauf des Bodenwasserregimes, der in einigen hydrologischen Jahren auf strukturmäßig schweren Tschernosjomen verfolgt wurde, zeigte, daß die angebauten Kulturen trotz einer ausreichenden Wasserhaltefähigkeit des Bodens überwiegend in der sommerlichen Vegetationsperiode unter Mangel an Wasser leiden, das sie sich je nach ihren Fähigkeiten in der ganzen Tiefe des Bodenprofils beinahe bis zur äußersten Grenze seiner Zugänglichkeit aneignen, d. h. bis zum Wert der maximalen Hygroskopizität. Der Wasserkreislauf im Boden beschränkt sich unter überwiegender Evapotranspiration durchwegs auf die oberflächlichen Humushorizonte. Der Wert der Infiltration in der Herbst- und der Frühjahrsperiode war zwar höher als der Wert des Wasserdefizits im Sommer, der Wassergehalt des Untergrunds erreichte aber selbst in dieser Zeit nicht den Wert der minimalen Wasserkapazität. Auch nach Beseitigung der Desuktion der Feuchtigkeit durch die Pflanzen beschränkte sich der Wasserkreislauf im Boden nur auf die humosen Bodenhorizonte. Diese Tatsache bestätigt, daß die Tschernosjome nach Rode (9) zu den Böden mit einem nicht transperkolativen Wasserregime gerechnet werden können.

Parabraunerde. Die texturmäßige Zusammensetzung ist trotz einer gewissen Heterogenität im Bodenprofil annähernd gleich wie bei Tschernosjom, mit dem man sie vergleichen kann. Die strukturelle Zusammensetzung der Parabraunerde ist besonders im illuvialen Horizont I_2 weniger günstig. Die Wasserbeständigkeit der Bodenaggregate ist aber im Gegensatz, mit Ausnahme des Untergrundes, mäßig höher. Der Gesamtporenanteil des Bodens zeigt im Vergleich mit dem Tschernosjom, mit Ausnahme der Ackerkrume und der Übergangsschicht, relativ höhere Werte. In den oberen genetischen Horizonten ist er genau so wie bei Tschernosjom durch die entwickelte Makrostruktur beeinflusst, zum Unterschied von den unteren Schichten, wo die Mikrostruktur des Substrates mehr zur Geltung kommt. Der Porenanteil der einzelnen Aggregate hat im Bodenprofil annähernd ausgeglichene Werte (35 bis 36 %). Das Verhältnis zwischen dem Porenanteil in den Aggregaten und zwischen den Aggregaten wird in Richtung auf den Untergrund allmählich weiter. Der Gehalt an Haftwasser im Profil ist gegenüber Tschernosjom deutlich höher (siehe Tabelle I), wobei sich der Anteil an fest gebundenem und für die Pflanzen unzugänglichem Wasser mäßig erhöht.

Auf das verwertbare Wasser entfällt der gleiche Anteil der minimalen Wasserkapazität (31 %) wie bei Tschernosjom. Das Volume der Poren ohne Spannung übersteigt in der Ackerkrume 30 % und sinkt auch in den anderen Horizonten nicht unter 20 %. Es bildet geeignete Bedingungen für die Durchlüftung und die Wasserdurchlässigkeit des ganzen Profils, die nur unmerklich niedriger ist als bei Tschernosjom. Annähernd gleich ist auch die Fähigkeit des Emporsteigens des Wassers infolge der Kapillarität.

Der Einfluß des Bodenbildungsprozesses auf die Differenzierung des Bodenprofils zeigt sich unter anderem auch in den im wesentlichen verschiedenen physikalischen Eigenschaften der einzelnen Horizonte.

In dem eluvialen Humushorizont bildete sich infolge der starken Kultivierung eine günstige strukturelle Zusammensetzung, die sich in ihrer Qualität (der Wasserbeständigkeit der Aggregate) dem Tschernosjome nähert. Der hohe Anteil der Poren in und zwischen den Aggregaten beeinflusst gleichzeitig die maximale Durchlüftung und Wasserdurchlaßfähigkeit. Der geringe Vorrat an Haftwasser wird durch den überwiegenden Anteil an den Pflanzen zugänglichem Kapillarwasser, der gegenüber dem Tschernosjom relativ höher ist, ausgeglichen.

Die illuvialen Horizonte zeigen zwar eine höhere Verdichtung und eine niedrigere Porigkeit, Durchlüftung und Wasserdurchlaßfähigkeit, die Verdichtung ist aber sehr mäßig, ohne extrem entwickelte Pflugsohle. Diese Horizonte zeichnen sich durch einen höheren Wert der minimalen Wasserkapazität aus, der Anteil an zugänglichem Kapillarwasser ist aber bei gesteigerten Werten von *MH* und *VTV* wesentlich niedriger.

Im Übergangshorizont und im Lößuntergrund nimmt die Verdichtung der Bodenteilchen allmählich zu. Die strukturelle Zusammensetzung wird bei gleichzeitiger Senkung der Gesamtporenzahl und des Porenvolumens zwischen den Aggregaten, der Durchlüftung und der Wasserdurchlaßfähigkeit schlechter. Diese Verschlechterung zeigt sich auch in den Werten der minimalen Wasserkapazität und in dem weniger günstigen Verhältnis der einzelnen Kategorien des Bodenwassers.

I. Zugänglichkeit des Bodenwassers für die Pflanzen, Durchschnittswerte aus 10 cm dicken Schichten der einzelnen Bodenhorizonte

Bodentyp	Horizont	Zugänglichkeit des Bodenwassers in mm und relativ in %							
		unzugänglich		sehr schwer		mittel		gesamt*)	
		mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
Tschernosjom auf tonlehmigem Löß	H or	6,8	25	10,6	40	9,3	35	26,7	100
	H ₁	7,1	24	11,7	40	10,3	36	29,1	109
	H ₂	8,5	26	13,8	43	9,8	31	32,1	120
	h/P Ca	8,0	29	10,6	38	9,2	33	27,8	104
	P Ca	8,4	29	12,1	42	8,1	29	28,6	107
	Σ 0-150 cm	120,3	28	175,4	41	130,5	31	426,2	100
Parabraunerde auf tonlehmigem Löß	h or	5,8	22	9,4	36	10,9	42	26,1	100
	(h) I ₁	9,3	30	12,1	38	10,2	32	31,6	121
	I ₂	9,6	30	13,0	41	9,1	29	31,7	121
	(i)P (Ca)	9,7	31	13,1	42	8,1	27	30,9	118
	P Ca	10,4	33	12,0	39	8,8	28	31,2	119
	Σ 0-150 cm	135,7	30	178,9	39	139,4	31	454,0	100
Fahlerde auf Lößlehm	h or	2,8	10	6,2	23	18,4	67	27,4	100
	E(g)	3,0	12	6,7	25	16,6	63	26,3	96
	e/I	3,4	13	7,6	29	15,5	58	26,5	97
	I ₁	6,2	20	10,3	32	15,4	48	31,9	116
	I ₂	6,2	20	10,1	32	15,0	48	31,3	114
	i/P	6,6	22	10,2	34	13,2	44	30,0	109
	Σ 0-150 cm	78,4	17	136,8	31	233,7	52	448,9	100

*) entspricht dem Wert der geringsten Wasserkapazität, bestimmt mittels der Labor-methode nach Dolgow

Aus den Ergebnissen der Verfolgung des Regimes des Bodenwassers geht hervor, daß sich der Wasserkreislauf im Boden im überwiegenden Teil des hydrologischen Jahres auf die oberflächlichen genetischen Horizonte beschränkt. Im Vorfrühling kommt es aber unter normalen Witterungsbedingungen zu einer kurzfristigen Vernäßung nicht nur des Bodenprofils, sondern auch des tieferen Untergrundes. Aus den angeführten Gründen kann der untersuchte Parabraunerdeboden zu dem alterno-transperkolativen Typ des Wasserregimes gerechnet werden.

Fahlerde. Ihre mechanische Zusammensetzung ist durch den überwiegenden Anteil an Staubeilchen (48 bis 52 %) und den niedrigen Gehalt an physikalischem Ton (7 bis 23 %) charakterisiert. Die strukturelle Zusammensetzung ist im allgemeinen schlechter als bei den vorhergehenden Bodentypen, besonders in der Qualität der unteren Schichten des Profils. Der Gesamtporenanteil ist günstig und seine Werte entsprechen annähernd den Ergebnissen, die bei Tschernosjom ermittelt wurden. Die hohe Porigkeit der einzelnen Aggregate (42 bis 35 %), die mit zunehmender Tiefe eine allmählich sinkende Tendenz aufweist, hat zur Folge, daß im gesamten Profil das Volumen der Poren in den Aggregaten höher ist als das Volumen der

Poren zwischen den Aggregaten. Die Wasserhaltefähigkeit des Bodens erreicht die optimalen Werte (siehe Tabelle I). Der Gehalt an Haftwasser ist mäßig höher als bei Tschernosjom. Der geringe Anteil an feinen Tonbestandteilen und der infolgedessen auch kleine Gehalt an sorptionsmäßig gebundenem Wasser ermöglicht, daß sich hohe Vorräte an für die Pflanzen leicht zugänglichem Wasser bilden, dessen Menge mit 233,7 mm (d. h. mit 52 %) unter den untersuchten Bodenrepräsentanten am höchsten ist. Das Volumen der spannungslosen Poren ist in den eluvialen Horizonten weit über 30 %, im Illuvium sinkt es auf den Mittelwert von 25 %. Das wirksame Porenvolumen wirkt auf das Einsickern des Gravitationswassers nur in den Eluvialhorizonten und in der Übergangsschicht günstig. Die Wasserdurchlässigkeit der Illuvialhorizonte, besonders der Horizonte I₂, ist sehr erschwert, da sich hier schon bei dem vorteilhafteren strukturellen Zustand der ungünstige Einfluß des Muttersubstrates (Lößlehm) bemerkbar macht, das durch eine sehr niedrige Durchlaßfähigkeit gekennzeichnet ist.

Die Differenzierung des Bodenprofils in zwei wesentlich verschiedene Teile ist von der physikalischen Seite bei diesem Typ bedeutend ausgeprägter als bei der vorhergehenden Parabraunerde.

Die Ackerkrume zeigt infolge der Kultivierung im allgemeinen eine günstige strukturelle Zusammensetzung, einen hohen Porenanteil und eine gute Durchlüftung. Die Wasserhaltefähigkeit der Ackerkrume ist hoch, höher als bei Tschernosjom. Infolge des niedrigen Gehaltes an physikalischem Ton haben die maximale Hygroroskopizität und der permanente Welkepunkt eine deutlich unterdrückte Bedeutung. Unter den angeführten Zuständen erreicht der Anteil an zugänglichem Bodenwasser bis 67 % des Gesamtgehaltes an Haftwasser, was den höchsten Anteil unter allen verfolgten Bodentypen darstellt.

Der eigentliche Eluvialhorizont unterscheidet sich von den Ackerschichten durch eine mäßige Verschlechterung der physikalischen und der hydrologischen Eigenschaften. Die Filtrationsfähigkeiten der Eluvialhorizonte und der Übergangsschichten sind günstig.

Wesentlich unterschiedliche Verhältnisse zeigen die Illuvialhorizonte, wo es zu einer Verschlechterung des strukturellen Zustandes, besonders der Wasserbeständigkeit der Aggregate kommt. Die Verdichtung der Bodenteilechen nimmt zu, der Gesamtanteil an Poren und die Durchlüftung nehmen ab. Die Akkumulation der feinen Tonbestandteile macht sich in einer beinahe 100%igen Erhöhung der Werte von MH und VTV bemerkbar. Die Folge zeigt sich bei einem verhältnismäßig ausgeglichenem Stand des Haftwassers in einem Absinken des Gehaltes an dem den Pflanzen zugänglichem Wasser, der sich auf 48 % des Wertes der minimalen Wasserkapazität senkt. Die Verschlechterung der physikalischen Verhältnisse verursacht gleichzeitig eine Abnahme der Wasserdurchlaßfähigkeit, die in diesen Horizonten stark sinkt. Die ungünstigste Filtrationsfähigkeit wurde im Übergangshorizont zum Untergrund ermittelt.

Der Verlauf des Regimes des Bodenwassers zeigt, daß die verdichteten und schwer durchlässigen Illuvialhorizonte eine relativ undurchlässige Schicht bilden, über der bei einer größeren Niederschlagsmenge eine vorübergehend wasserführender Horizont erscheint. Die übermäßige Wassermenge erschwert den Luftzutritt und die Pflanzen leiden unter Sauerstoffmangel. Die Ergebnisse der Wasserbilanz deuten an, daß es unter den gegebenen klimatischen Bedingungen im Verlauf des hydrologischen Jahres nicht nur zu einer übermäßigen Durchfeuchtung des ganzen Bodenprofils, sondern auch zu einem Entweichen eines wesentlichen Teiles des Wassers in den tiefen Untergrund kommt. Aus dem Gesamtkreislauf des Wassers im Boden entfallen annähernd 3/5 auf die physikalische Verdunstung, wobei die restlichen 2/5 des Wassers in den Untergrund eindringen. Aus diesen Gründen kann die untersuchte Fallerde zu den Böden mit einem transperkolativen Wasserregime gezählt werden.

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit bringt die bisherige Methode zur Bestimmung der agro-physikalischen Eigenschaften landwirtschaftlicher Böden und einen Vorschlag für eine komplexe Methodik zur Verfolgung der physikalisch-hydrologischen Eigenschaften und der Grundparameter des Wasserregimes der Hauptrepräsentanten der automorphen Böden, die die letzten Erkenntnisse und Ergebnisse der Forschung berücksichtigt.

Die Verwendung neuer physikalischer Methoden trug zu einer genaueren Charakteristik der Eigenschaften der untersuchten genetischen Bodentypen bei, als es die bisher bei uns verwendeten Verfahren ermöglichten. Sie bildete genauere Vorstellungen über die qualitative Zusammensetzung des Bodenwassers, seine Zugänglichkeit für die Pflanzen und über den Einfluß der Bodenbildungsvorgänge und der Bodenbearbeitung auf die untersuchten Eigenschaften.

An die grundlegende physikalisch-hydrologische Charakteristik schließt zweckmäßig die Verfolgung des Regimes des Bodenwassers an, das uns ein Bild über die eigentliche Dynamik des Bodenwassers in den einzelnen Bodenhorizonten und im Bodenprofil als Ganzes gibt, woraus sich das Wasserregime der einzelnen Bodentypen und ihre Fähigkeit, die angebauten Kulturen mit Wasser zu versorgen, ableiten läßt und auf das Luftregime des Bodens geschlossen werden kann.

Die bisherigen Forschungsergebnisse zeigen, daß Tschernosjome nicht immer optimale hydrologische Verhältnisse und einen optimalen Wasserhaushalt aufweisen. Bodentypen, die vom agronomischen Gesichtspunkt aus als weniger wertvoll angesehen werden als der Tschernosjom, können ein vorteilhafteres Wasserregime und dadurch auch günstigere Bedingungen für die Versorgung der Pflanzen mit Wasser haben (z. B. Fahlerden).

Die angeführte Forschungsmethodik wird gegenwärtig und unter gleichzeitiger Anwendung weiterer Methoden zur Charakteristik der Hauptbodentypen, ihrer niedrigeren genetischen Einheiten und ihrer lithogenen Varianten benützt, deren Kenntnis für die Verengung der Systematik und Klassifikation der Böden unerlässlich ist.

Literatur

1. Astapov S. V.: Meliorativnoje počvovedenije. Praktikum. Selchoziz, Moskva 1958. — 2. Budyko M. I.: Teplovoj balans zemnoj poverchnosti. Gidrometeoizdat, Leningrad 1956. — 3. Gössl V. a další: Půda jako zásobitelka rostlin vodou. Zprávy VÚZ, č. 78, Praha 1940. — 4. Hraško J. a kol.: Rozbory půd. SVPL, Bratislava 1962. — 5. Kačinskij N. A.: O strukture počvy i jejo diferencialnoj poroznosti. Doklady VI. meždunarodnomu kongressu počvovedov, Moskva 1956. — 6. Kačinskij N. A.: Mechaničeskij i mikroagregatnyj sostav počvy, metody jejo izučeniya. AN SSSR, Moskva 1958. — 7. Klika J. a další: Praktikum fytocenologie, ekologie, klimatologie a půdoznalství. ČSAV, Praha 1954. — 8. Litvinov I. M.: Issledovanie gruntov v polevyh uslovijach. Ugletechizdat, Moskva 1954. — 9. Rode A. A.: Vodnyj režim počv i jejo typy. Doklady VI. meždunarodnomu kongressu počvovedov, Moskva 1956. — 10. Solnář O.: O stanovení vody v půdě pro rostliny fyziologicky neúčinné. Věstník pro vodní hospod., XV, č. 4, 1936. — 11. Váša J.: Stanovení půdních hydrokonstant. Vodní hospodářství, 3:104-107, 1959. — 12. Agrochimičeskije metody issledovanija počv. AN SSSR, Moskva 1960 (str. 239 a 254). — 13. Počvennaja sjomka. Rukovodstvo po polevym issledovanijam i kartirovaniju počv. AN SSSR, Moskva 1959 (str. 310).

Charakteristika fyzikálně-hydrologických vlastností půd ČSSR

V předložené práci je uveden dosavadní způsob stanovení agrofyzikálních vlastností zemědělských půd s návrhem komplexní metodiky sledování fyzikálně-hydrologických vlastností a základních parametrů vodního režimu hlavních představitelů automorfních půd, přihlížející k posledním poznatkům a výsledkům výzkumu.

Použití novějších fyzikálních metod přispělo k podrobnější charakteristice vlastností sledovaných genetických půdních typů, než umožňovaly způsoby dosud u nás používané. Vytvořilo přesnější představy o kvalitativním složení půdní vláhy, její přístupnosti pro rostliny a vlivu půdotvorných procesů a kulturní činnosti na sledované vlastnosti.

Na základní fyzikálně-hydrologickou charakteristiku účelně navazuje sledování režimu vlhkosti půdy, podávající obraz o vlastní dynamice půdní vláhy v jednotlivých horizontech a půdním profilu jako celku, z níž se dá vyvozovat vodní režim jednotlivých půdních typů, jejich schopnost zásobovat pěstované plodiny vodou a usuzovat na vzdušný režim půdy.

Dosavadní výsledky výzkumu ukazují, že černozemě nevykazují vždy optimální hydrologické poměry a hospodaření půdní vláhou. Půdní typy považované z agronomického hlediska za méně hodnotné než černozemě, mohou vykazovat vhodnější vodní režim, a tím i příznivější podmínky zabezpečování rostlin vodou (např. ilimtrizovaná půda).

Uvedená metodika výzkumu se v současné době využívá, za současného uplatňování dalších metod, k charakteristice hlavních půdních typů jejich nižších genetických jednotek a litogenních variant, jejichž poznání je nezbytné pro upřesnění systematiky a klasifikace půd.

Характеристика физико-гидрологических свойств почв ЧССР

В представленной работе приводится существующий способ определения агрофизических свойств сельскохозяйственных земель с проектом комплексной методики изучения физико-гидрологических свойств и основных параметров водного режима главных представителей автоморфных почв, учитывающих последние данные и результаты исследования.

Применение современных физических методов помогло более подробно охарактеризовать свойства изучаемых генетических почвенных типов, чем до сих пор у нас применяемые способы. Это дало возможность создать более точные представления о качественном составе почвенной влажности, о ее доступности растению и о влиянии почвообразовательных процессов и культурной деятельности на изучаемые свойства.

С основной физико-гидрологической характеристикой целесообразно связано изучение режима влажности почвы, дающее картину о собственно динамике почвенной влажности в отдельных горизонтах и о почвенном профиле, как целого, по которой можно судить о водном режиме отдельных почвенных типов, о их способности снабжать выращиваемые культуры водой, а также судить о воздушном режиме почвы.

Полученные результаты исследования свидетельствуют о том, что черноземы не всегда показывают оптимальные гидрологические соотношения и режим почвенной влажности. Почвенные типы, считаемые с агрономической точки зрения менее ценными, чем черноземы, могут давать более пригодный водный режим, а тем самым и более благоприятные условия снабжения растений водой (например, илмизованная почва).

При одновременном применении дальнейших методов приведенная методика исследования в настоящее время используется для характеристики основных почвенных типов, их более низких генетических единиц и литогенных вариантов, познание которых является необходимым для уточнения систематики и классификации почв.

The Influence of Soil Colloids upon the Values of some Hydrolimits

Vliv půdních koloidů na hodnoty některých hydrolimitů

Влияние почвенных коллоидов на величины некоторых гидролимитов

By Associate Profesor Ing. Miroslav KUTÍLEK, CSc.

Czech Technical University, Department for Hydromelioration, Prague

The control of the soil water regime requires a thorough knowledge of the soil properties. Our present knowledge is based so far either on rich empiric material or on the theory derived for the most part from sand models with the uniform properties of the model in which the influences of the interfacial phenomena are negligible or strongly generalized. For the deeper elaboration of the theory it is essential to build a new model the properties of which are to respond to those of

soils with known mineralogical and chemical composition. Such a model characterized by the basic parameters — most likely not being uniform for each special question — is to render a better comprehension of the conditions encountered in clayey and loamy soils. To design a basic model there are further on being studied the properties of homoionized clay minerals. In cases the continuity was necessary, reference is made to the influence of the soil humus. The influence of the soil colloids on the properties of the soil water and on the values of the hydrolimits is from these studies evident. With heavier loamy and clayey soils the significance of the colloids is quite apparent, with coarser soils it is necessary in the application of the gained knowledge to take into consideration that the coarse soil particles are as a rule provided with a weak film built by the colloidal substances.

List of Symbols and Abbreviations

AWC	— adsorption water capacity
WP	— wilting point
NH	— number of hygroscopicity
MAC	— monomolecular adsorption water capacity
RWC	— retentive water capacity
a	— adsorbed quantity of water, g/100 g (= %)
a_m	— adsorbed quantity of water, in the monomolecular layer g/100 g
a_{vh}	— adsorbed quantity of water at NH, i. e. at $p/p_o = 0,95$
C	— $e - (q_1 - q_L)^{RT}$, constant from the BET equation
g	— mass of distilled water
g_s	— mass of the saccharose solution
g_z	— mass of the dried (105° C) soil
k_o	— concentration of the saccharose solution
k_s	— concentration of the saccharose solution after mixing with soil
N	— number of revolutions of the centrifuge, min. ⁻¹
n	— number of absorbed molecular layers
p/p_o	— relative pressure of the water vapour
$(p/p_o)_m$	— the relative pressure of the water vapour in reaching the monomolecular layer
Q	— heat of wetting, cal g ⁻¹
Q_s	— specific heat of wetting, cal m ⁻¹
q_1	— heat of adsorption in the 1st layer, cal mol. ⁻¹
q_L	— heat of adsorption in the next layers
r	— radius of the centrifuge from the central point of the sample
S	— specific surface, m ² . g ⁻¹
T	— temperature
ΔT	— change of temperature
V_k	— the water value of the calorimeter
$w_p F$	— soil moisture corresponding to a certain pF
ψ, φ	— the auxiliary value in the BET equation in the adaption of JWM
Θ	— contact angle

Methodical procedure

The homoionized (H, Na, Ca) clay minerals from Bohemian localities: kaolinite Horní Břiza, montmorillonite Braňany, illite Vernéřovice were used as a model material. Moreover were used the results of the published report concerning the influence of humus on the hygroscopic soil water (6) ascertained by means of the differential method i. e. on topsoil samples and on the same samples after the removal of the humus by means of H₂O₂.

The properties of the adsorption soil water was ascertained on the basis of the evaluation of the adsorption isotherms of the water vapour by means of the Brunauer-Emmett-Teller equation in the adaptation of Joyner, Weinberger and Montgomery, furtheron referred to as BET:

$$a = \frac{a_m C p/p_o}{1 - p/p_o} \cdot \frac{1 - (n+1)(p/p_o)^n + n(p/p_o)^{n+1}}{1 + (C-1)p/p_o - C(p/p_o)^{n+1}} \quad (1)$$

$$\text{where } C = e - (q_1 - q_L)^{RT} \quad (2)$$

the evaluation is performed by means of the auxiliary equation

$$\frac{\varphi(n, p/p_o)}{a} = \frac{1}{a_m C} + \frac{\psi(n, p/p_o)}{a_m} \quad (3)$$

where

$$\varphi(n, p/p_o) = \frac{p/p_o - (n+1)(p/p_o) + n(p/p_o)^{n+2}}{(1 - p/p_o)^2} \quad (4)$$

$$\psi(n, p/p_o) = \frac{p/p_o - (p/p_o)^{n+1}}{1 - p/p_o} \quad (5)$$

The properties of the adsorption water were further assessed by the determination of the heat of wetting and the contact angle. The heat of wetting was ascertained by means of the calorimeter equipped with a thermistor. From the change of the temperature ΔT in the calorimeter the heat of wetting Q was calculated by means of the equation:

$$Q = \frac{1}{g_z} (0,2 g_z + V_k + g) \Delta T \quad (6)$$

The contact angle was assessed by the measuring of the tangent of the microdrop on the slide covered by a mineral layer. On the basis of the performed measurements an analysis of the influence of the clay minerals on the following hydrolimits was carried on: the monomolecular adsorption water capacity, the number of the hygroscopicity, the wilting point.

The influence of the clay minerals on the retentive water capacity was assessed on the basis of the process of the lower branch of the pF curve determined by the different methods: the refraction and the centrifugal one respectively. By means of the refraction method the change in the saccharose concentration was assessed after the mixing of clayey material of a known weight and hygroscopic moisture. From the change of the concentration of the suspension the quantity of water "bound" by the solid surface at the given osmotic pressure is calculated and it is assumed that the in this way determined content of water not dissolving the saccharose corresponds to the suction of the soil water equalling the osmotic pressure of the saccharose:

$$w_{pF} = a + 100 \frac{k_s - k_o}{k_o} \cdot \frac{g_s}{g_z} \quad (7)$$

The branch of the pF curve determined in this way has its value only for the suspension and is influenced only by the area and the quality of solid surface. The corresponding pF values were obtained by the means of the centrifugal method, too, as follows from eq. 8.

$$pF = \log \frac{N^2 \cdot r}{300^2} \quad (8)$$

The samples of the clay minerals were previous to centrifugation loosely strewn and capillary moistened.

The thixotropy of the soil water was studied by means of the refraction and centrifugal methods. The values of the pF curve were determined in diverse time intervals commenced from the time the sample preparation was started.

The upper branch of the pF curve was plotted from the values of the adsorption moisture, the values of pF were calculated according to the known equation:

$$pF = 6,52 + \log (2 \log - 100 p/p_o) \quad (9)$$

The adsorption soil water

The adsorption isotherms of the water vapour on clay minerals are not for the sake of conciseness specially mentioned, their procedure can be traced in the

upper branch of the pF curve. The data obtained by the evaluation of the adsorption isotherms as well as the values of the heat of wetting and the contact angle are mentioned in the table I.

I.

Clay minerals	From the equation BET — JWM							Q cal.g ⁻¹	Q_s cal.m ⁻¹	Θ°
	n	$a_{mg}/$ 100 g	(p/p_0)	S m ² .g ⁻¹	C	q_1-q_L cal. mol ⁻¹	a_{vh}/a_m			
H — kaolinite	4,0	0,233	0,200	8,41	16,75	1634	8,6	0,65	0,077	0
Na — kaolinite	4,5	0,181	0,212	6,53	14,58	1550	10,5	0,49	0,075	0
Ca — kaolinite	3,0	0,300	0,178	10,84	22,81	1810	7,8	0,58	0,054	3
H — montmorillonite	4,5	7,08	0,285	256	6,14	1037	3,6	9,52	0,037	39
Na — montmorillonite	5,0	5,25	0,310	189	5,04	937	4,2	6,90	0,037	24
Ca — montmorillonite	4,0	9,47	0,215	342	10,50	1362	3,2	10,00	0,029	41
H — illite	3,5	2,14	0,248	77,2	10,37	1355	3,9	1,69	0,022	23
Na — illite	4,0	1,78	0,246	64,2	9,69	1316	4,3	1,89	0,029	21
Ca — illite	3,6	2,33	0,235	84,1	11,15	1397	3,8	2,85	0,034	23
Humus of black soil (chernozem)	3,6	25,9	0,200	935	14,3					
brown soil	3,0	16,1	0,210	581	16,8					
rendzine	4,2	34,1	0,221	1230	14,8					
podzol	1,8	10,27	0,285	371	15,0					
humic acid	3,5	6,53	0,203	236	6,6					66

The quantity of the adsorption of the water vapour on the individual clay minerals depends above all on the specific surface and corresponds to the order of montmorillonite > illite > kaolinite. To this order corresponds also the value of the specific surface S . With montmorillonite the adsorption is more intensive on the internal surface. With illite the adsorption on the internal surface is essentially lower than that on the external surface with the exception of Ca illite, where the adsorption on the internal and the external surface are approximately the same (for more details see [5]).

Though the exchangeable cations affect the adsorption also quantitatively, they do not depress the fundamental effect of the size of the specific surface on the adsorption as a whole. Whereas at the lower relative pressure of the water vapour the adsorption is more affected by the bivalent exchangeable cations, at the higher relative pressure of the water vapour is the tangent of the isotherms on the Na clay minerals larger than on Ca minerals. That is to say that the polyvalent exchangeable cations at higher relative pressure of the water vapour cause a smaller increase of the adsorbed water than the monovalent cations (see also [5]).

The surface energy resulting in the adsorption of the water vapour in the first monolayer and the values of the heat of adsorption, kindly compare with the value of the constant C respectively with (q_1-q_L) are largest with kaolinite; medium with illite, and the smallest with montmorillonite. Monovalent exchangeable

cations cause promptly a decrease while bivalent ones an increase of the surface energy. It might seem that the values of the heat of wetting (Q) are in contradiction to this conclusion. If we, however, recalculate the value of the heat of wetting to the unit surface (Q_s), we find that the order of the clay minerals remains approximately the same one: kaolinite > illite > montmorillonite, whereas the influence of the exchangeable cations is more pronounced inasmuch as the bivalent cations lower the value of the specific heat of wetting (Q_s) with the exception of the Ca illite. This results, however, complies with the further mentioned influence of the polyvalent cations on the destruction of the outer part of the structurally oriented adsorption film.

The thickness of the water films at the adsorption depends on the type of the clay mineral and on the exchangeable cation. At a high relative pressure of the water vapour ($p/p_0 = 0,98$) the greatest number of molecular layers is on the kaolinite (up to 15 and more), it is smaller on illite (about 10) and the smallest on montmorillonite (about 5). The exchangeable Na (and in general the monovalent exchangeable cations) causes the decrease of the number of molecular layers at a low relative pressure of the water vapours, at a higher relative pressure, however, causes an increase of this number in comparison with the Ca (and in general the bivalent exchangeable cations). In table I there is, for the sake of intuitive instruction, presented the average number of the water molecular layers at the number of hygroscopicity (see column a_{vh}). The absolute isotherms — the adsorption on the unit of surface (1 m^2) — have a similar tendency.

From the mentioned evaluation of the heat of adsorption, the specific heat of wetting and the thickness of the water films and from the absolute adsorption isotherms respectively may be revealed that according to the hydrophilicity of the solid surface the order of kaolinite > illite > montmorillonite is valid. This conclusion complies also with the measured values of the contact angle θ . This described conclusion implies further the significant theoretical conclusion. The adsorption water is in a high degree affected above all by the existence of hydrogen bonds during the adsorption of water molecules on the solid surface. On the interphase kaolinite - water the hydroxyles appear on the structural surface in the octahedral sheet of kaolinite so that the binding of the hydrogen bonds is not only possible in the common direction water $\rightarrow$ solid phase, but also vice versa: solid phase $\rightarrow$ water. Consequently depends with montmorillonites the adsorption obviously also mostly on the hydration of the exchangeable cations and the density of the adsorption water is higher than with other minerals as had been found already previously (5).

The adsorption water has fundamentally different properties from normal water as for instance a lower density. The difference is caused by the structural arrangement of the water molecules whereby the arrangement is submitted to the conditions prevailing on the surface of the solid phase. The bivalent exchangeable cations destroy the structural arrangement of the adsorption water at higher relative pressure of the water vapour i. e. on the outer side of the adsorption film.

In compliance with the assessed contact angles θ the capillary condensation at the adsorption becomes effective in the following order: kaolinite > illite > montmorillonite. The exchangeable Na causes a higher capillary condensation than Ca.

The humus affects according to the published report (6) the adsorption soil water for the most part to a greater extent than montmorillonite. At the same time it must be noted that the basic parameters of the humus contained in the soils (the specific surface, the heat of the adsorption etc.) are larger than at isolated humic acid (Merck). The humus shows a high value of the specific surface as well as a higher value of the heat of adsorption than the inorganic soil colloids. On the other hand, however, it obviously depresses the development of the structurally orientated adsorption water and thus for instance contributes also to a higher hydraulic conductivity of the humus soil. The effect of the humus on the adsorption soil water depends on the quality of the humus i. e. generally on the conditions of the humus-forming process and on the hydrothermic regime of the soil. Humus formed under drier conditions with a neutral reaction and with high base saturation has a higher specific surface and affects generally more intensively the adsorption than humus formed under abundantly moist, cool and acid conditions.

As this concise description of the properties of the adsorption water implies, hence follows the influence of the clay minerals, the exchangeable cations and the humus on the values of hydrolimits contained in the category of the adsorption soil water.

The monomolecular adsorption water capacity (MAC)

The hydrolimit of the monomolecular adsorption water capacity denotes the water quantity bound in the monomolecular water film in the soil. It is assessed by evaluating the lower branch of the adsorption isotherm by means of the equation BET (see also the determination of the specific surface [K u t i l e k, 1962]).

As the table I shows (the values of a_m) this hydrolimit is influenced by the size of the specific surface, being more precise by the solid-liquid interface. Mono-valent cations cause a decrease, bivalent ones an increase of the hydrolimit MAC. It can be expected that there exists a relationship between the exchange energy and the influence of the cations on the MAC (see also the experimentally richer documentary papers (5) and (7)). With the rising exchange energy of the cations rises the value MAC of the same mineral. Generally clay minerals affect the value of MAC in the order montmorillonite > illite > kaolinite. Special attention is to be devoted to the hydrophilicity of the surface since at substances with a surface of a higher hydrophilicity (or of a higher energy of the interface respectively) MAC appears at a lower relative pressure of the water vapour (at the value $(p/p_o)m$). Poly-valent cations again in compliance with the above mentioned hypothesis bring about a decrease of $(p/p_o)m$ of the water vapour. Humus increased the MAC value at mineral soils by about 10 up to 30 per cent from the original value according to the content and quality and decreases the value of the relative pressure of the water vapour $(p/p_o)m$.

With regard to the heterogeneity of the mineral and chemical soil composition it is essential to consider the MAC value of soils as the average value since during the adsorption a monomolecular layer is formed at the various pressures of the water vapour according to the mineralogical or chemical composition of the various soil particles. It is consequently possible to apply the simple method according to which the MAC value is assessed in a dessicator method as the adsorption moisture at the relative pressure of the water vapour $p/p_o = 0,2$, i. e. over 58 per cent of H_2SO_4 at $20^0 C$. The relative tension $p/p_o = 0,20$ was ascertained as the average value for MAC from 75 adsorption isotherm analyses of clay minerals and soils.

The adsorption water capacity (AWC)

The adsorption water capacity is the basic hydrolimit characterizing the maximum quantity of water bound by adsorptive forces. This means that it characterizes

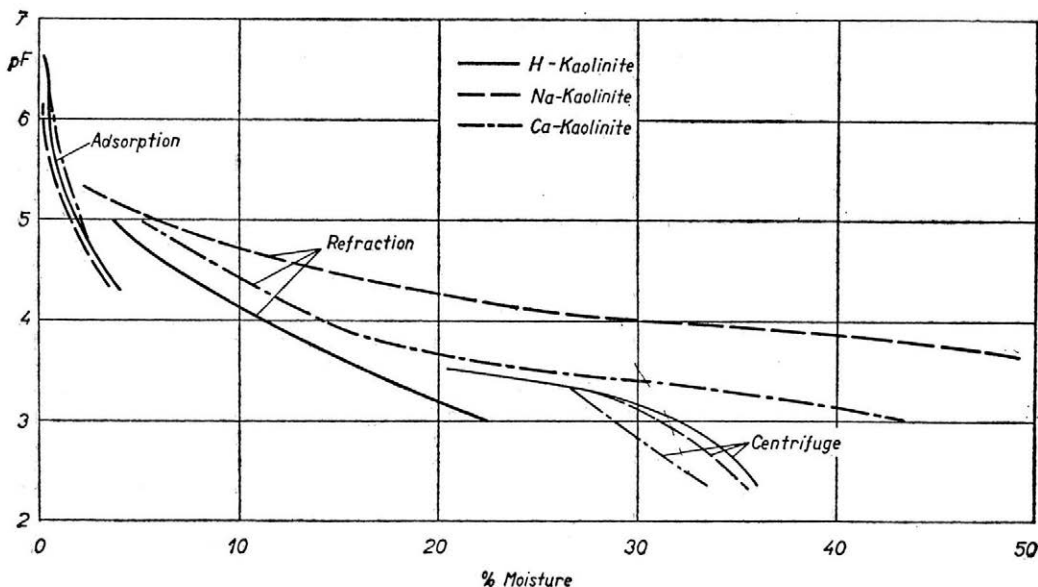


Fig. 1

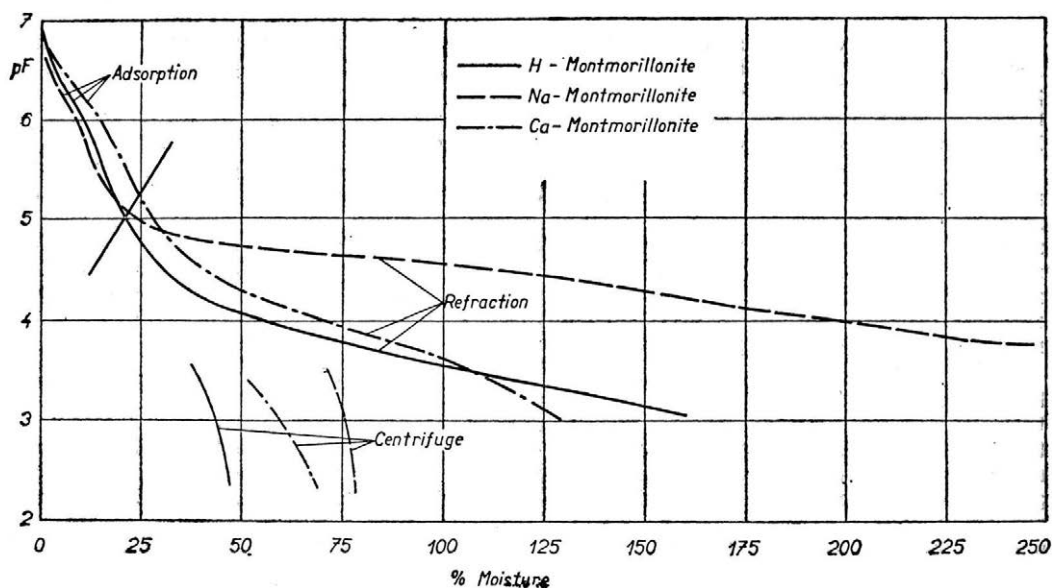


Fig. 2

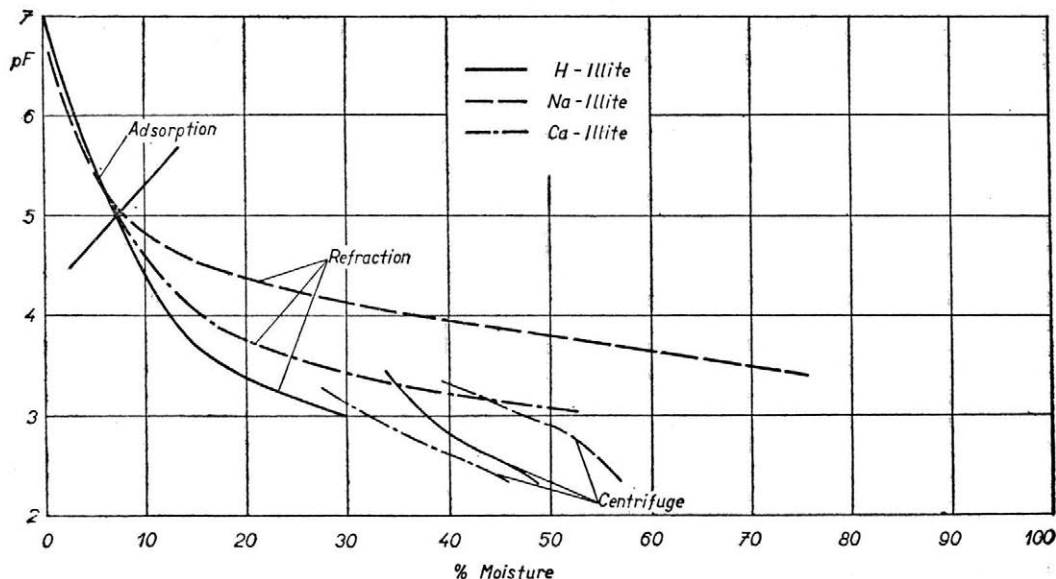


Fig. 3

above all the water quantity influenced by the surface properties of the solid soil-phase. The significance on the AWC is therefore mainly based on the theoretical soil hydrology.

The AWC value was assessed from the evaluated BET isotherms from the average number of adsorbed layers n (confined by the influence of the pore-size) and from the moisture at reaching MAC. In addition to this were after pacing into the BET equation calculated the values of moisture at $p/p_o = 0,98$; in case these values were higher than the values calculated in the first manner they were considered to equal the AWC. The calculation was therefore an approximate one aiming at eliminating the factor of capillary condensation.

The AWC value reaches maximum moisture with montmorillonites and the lowest with kaolinites. Humus increases the AWC value in dependence on the quantity and quality. The AWC value corresponds to the various values of the relative pressures of the water vapour p/p_0 on the adsorptive isotherm ranging from 0,75 up to 0,98 which corresponds $pF \geq 4,47$ till 5,62.

For minerals with a high capillary condensation ($\phi = 0^0$, as e. g. of kaolinites) and at the same time with a low or zero swelling the corresponding value p/p_0 is low. The mentioned values p/p_0 or pF respectively do not mean, however, that at these relative pressures of the water vapour the adsorption process is being finished. The result has to be considered only in such a sense that at $p/p_0 = 0,99$ in the total content of soil water there exists also water corresponding to the conditions of the hydrolimit of AWC and its quantity equals only the moisture on the adsorption isotherm at the given p/p_0 .

In comparing the AWC values with the other hydrolimits we find that with kaolinites and illites the AWC is in all cases smaller than the moisture of NH and WP; of montmorillonites, besides H minerals, the AWC value is always larger than the WP. Of humous samples of mineral soils of various great soil types there was after the evaluation of the isotherm found that the AWC value ranges for the most part between the values of the NH and the WP. The humus shifts the AWC value markedly over the NH, non-humous soils with the same mineralogical composition show mostly a lower AWC than NH. Hence it follows, as will be learned later on, that in reaching the moisture of the wilting point, there will be adsorption water as well as capillary water present in the soil, that means water originating and influenced by the capillary condensation.

As the only hitherto practicable method for determining AWC may for the mean time be recommended the method applied in this paper, i. e. with complete evaluation of the adsorption isotherms by means of the BET equation in the complex form for a limited number of adsorption layers.

Number of hygroscopicity (NH)

The number of hygroscopicity is the hydrolimit depending on the method and according to the definition — it is adsorption soil moisture at the pressure of the water vapour over 10 per cent H_2SO_4 , i. e. with a relative humidity of 95 per cent at $20^0 C$. It is therefore precisely confined on the adsorption isotherm. In reaching the NH the soil contains both adsorption as well as capillary condensed water. The quantity of water originated by capillary condensation is largest at kaolinites, lower at illites and the lowest at montmorillonites. The influence of the exchangeable cations on the NH value is at clay minerals of the following order: $Ca > H > Na$. Generally it was found (see [5]) that monovalent exchangeable cations decrease the NH value, bivalent ones increase it. However, on the other hand the thickness of the envelopment at NH is greater in the case of monovalent cations in comparison with bivalent ones. Though humus increases slightly the NH value, it decreases, however, on the other hand the thickness of the water film at a moisture equalling the NH. This is connected with the generally recognized influence of the humus destroying the structurally orientated water envelopment on the outer layers of the adsorption films.

Wilting Point (WP)

The wilting point is a hydrolimit characterizing the average value of the soil moisture when the plants suffer from a permanent lack of water and wilt. With regard to the fact that various kinds of plants can use the soil water at various suction and that the microclimatic conditions and sometimes also the stage of development of the plant effect the wilting, the average value is being applied corresponding to 15 bars of suction of the soil water. It is possible to determine this hydrolimit by laboratory techniques in the way of dessicator desorption over 3 per cent of H_2SO_4 .

WP is affected by the clay minerals in the order montmorillonite > illite > kaolinite. The influence of the exchangeable cations, however, is no more so profound.

The average thickness of the water film, at WP is, however, of primary importance. It can be also followed from their values that the speed of the adsorption with the growth of p/p_0 increases substantially with Na minerals. In comparing the relation WP/NH we find that the substance of the error made in the computative determination of the WP from NH rested in the assumption, that the adsorption or desorption intensity is in the upper branch of the isotherm the same for all minerals and exchangeable cations. For the time being we can follow the fundamental differences. The recalculation coefficient of the wilting point from the NH has the lowest value with montmorillonites, the highest with kaolinites. The exchangeable Ca decreases the value of the coefficient while Na increases it. The humus, too, decreases always this recalculation coefficient. If we let aside the influence of the exchangeable cations being connected with the destructive effect of the polyvalent cations on the development of the outer part of the adsorption envelopment, is the recalculation coefficient directly proportional on the constant C or on the value Q, respectively, that means on the hydrophility of the solid surface. The greater the hydrophobic nature of a certain soil particle, the smaller the recalculation coefficient.

As with this hydrolimit beside adsorption water also capillary condensed water is present, it may be assumed that chiefly the capillary condensed water is to belong to that water component accepted in a limited degree by plants at soil moisture ranging to as much as 0,6 WP.

The retentive water capacity (RWC)

The hydrolimit of the retentive water capacity characterizes the highest quantity of water the soil can accept and retain; in the majority of cases it is suspended water. Soil texturally monotonic without the influence of the supporting underground water is assumed. In applying the method according to Dolgov it is called the smallest water capacity. The corresponding value pF varies in the range of about 2,5 till the extreme of 3,0 higher values being valid for heavier soils. The value $pF = 3,0$ was consequently in investigating the influence of clay minerals on the hydrolimits considered as the corresponding one with RWC. It was assessed by the centrifugal method. It follows from the results obtained, if we compare them with the values gained for heavy soils in natural conditions by means of classic methods, that this method so far does not render a yet entirely reliable results. In order to compare, to which extent the surface forces take part on the RWC the method was supplemented by the determining the RWC by means of the refractional method in suspension where all the other influences apart from those of the surface forces or thixotropy respectively are being eliminated.

As is evident from comparing the results become the surface forces at the RWC effective to a lesser degree; for swelling and thixotropic minerals also due to the fact that the confined space in the soil does not allow the maximum expansion of the crystalline lattice and the corresponding thixotropic arrangement.

An essentially higher influence exerts the arrangement of the pores and it seems also the value of the contact angle θ which is, however, again in close dependence with the values of the interphase energies and, as has been mentioned before, also with the constant C from the BET equation.

The exchangeable cations affect the RWC value markedly above all of swelling minerals, a fundamental increase occurred with montmorillonites, a lower one with illites, the lowest with kaolinites in case both methods were applied. Whereas by means of the refraction method (minerals in abundance of water — in suspension) it was found that the applicable water capacity is doubtlessly the highest with montmorillonites and with Na minerals, this does not apply to the centrifugal measuring method. A definite conclusion concerning the values of the applicable water capacity has to be assessed by future research work.

In determining the RWC with both methods and in assessing the pF curves an important property of the soil water, the thixotropy was found. As thixotropy of soil water has not been dealt with in literature, we are going to devote its description a special chapter.

II.

Clay mineral	ČH - NH		BV - WP		$n = \frac{BV}{\check{C}H}$	AVK - AWC				RVK - RWC	
	%	Å**)	%	Å		%	Å	***) p/p_0	p^F	Re- fract- ion	Cen- tri- fuge
										% moi- sture	
H - kaolinite	2,0	27	3,9	51	1,95	0,93	12	0,81	5,48	21	33,9
Na - kaolinite	1,9	30	3,4	57	1,79	0,82	15	0,86	5,33	70	32,8
Ca - kaolinite	2,3	24	3,8	36	1,65	0,90	9	0,75	5,62	42	29,4
H - montmorillonite	25,5	12	34	15	1,33	31,8	15	0,98	4,47	160	44
Na - montmorillonite	22,1	12	30	18	1,36	30	18	0,98	4,47	600	77
Ca - montmorillonite	30,6	9	39	12	1,27	40	15	0,98	4,47	126	59
H - illite	8,4	12	11,6	15	1,38	7,50	12	0,94	4,95	31	38
Na - illite	7,7	12	11,8	21	1,53	7,12	12	0,94	4,95	102	47,6
Ca - illite	8,7	12	12,4	15	1,42	8,40	12	0,95	4,86	54	32,5
Humic acid (Merck)	27	12	33	15	1,22	22,8	12	0,90	5,18	—	—
Δ H*)	+0,2	−1,5	+0,3	−3		+0,3	—	+0,05	—	—	—
	+1,5	−4,5	+2,0	−9		+7,0	+6	+0,16	—	—	—

H*) = change of values due to present humus in the anorganical humous soils (the most frequent range)

**) = the average thickness of the water envelopment at the given hydrolimit in Å (approximated)

***) = p/p_0 as the value corresponding to the adsorption isotherm

The thixotropy of soil water

Under thixotropy we understand an isothermic entirely reversible process changing in due course colloidal sol into gel. If gel is mechanically destroyed (by stirring, shaking) we get sol again, which, being left at rest, changes in due course back into gel again. This means that the mechanical properties of such gels depend upon the mechanical processing and upon the time interval elapsed after this processing. Thixotropy can consequently be defined as the mechanically processing isothermic change of gel-sol-gel. From the theoretical thixotropic point of view as well as from the viewpoint of practical application also the speediness of changing sol into gel is rather important.

Clays and clayey soils have to a greater or lesser extent developed thixotropic properties which are chiefly reflected in their mechanical properties. In the swelling process of the soils the thixotropy becomes for example effective in such a way that, after the thorough stirring of the soil is stopped, it gradually rises in its volume. After stopping the stirring process the volume changes to the original lower volume value and, left alone, the soil gains again in volume. The swelling is consequently depending on time and has also been proved by the adsorption of water vapour on soils and clay minerals at a high pressure of the water vapour. In the soil mechanics the change in the resistance of soils against shear in dependence upon time similarly as swelling was proved. Thixotropic arrangement of some homoionized clay minerals for unlimited expansion in the space had been published in literature (1, 4). According to constructed models thixotropy is based on the process in which chaot-

ically located scale-shaped particles gradually try to gain a regular location in space and to achieve a thixotropic structure. The thixotropic structure has in projection the shape of a net. For the chaotic locating is the fundamentally smaller poriness of the soils characteristic than for the net-shaped thixotropic arrangement. The water bound in the „meshes” of the thixotropic structure has — as will be shown later on — a decreased movability. Stirring, mixing and other mechanical processes destroy the thixotropic net-like structure.

The thixotropic phenomena depend further also on the size or on the height of the particles forming the structure. With the Na montmorillonites, the thixotropic net structure is formed by the basic unit layers of the montmorillonites. Whereas the Ca of the montmorillonites lacks the possibility of disintegrating into the basic unit layer and the height of the scale-shaped minerals forming the thixotropic structure amounts roughly to 100 up 200 Å. In this last case the volume of the pores is closed in structural units smaller than in the first case, too. The thixotropic process at unlimited expansion in the space of suspension fully complies with the theory of the disjoinable forces.

In assessing the pF value of soil water either by means of the refractometric or the centrifugal method we encountered an analogical phenomenon: the moisture value corresponding to a certain pF value with the time accumulation increases, if the sample is let at rest. After stirring the sample the moisture value corresponding to the given pF is decreased to the original value. For example with the Na montmorillonite in suspension (the refractometric method) there was in time-intervals of 0, 3, 10 days a moisture ascertained corresponding to the $pF = 3$ in the following way 145 per cent, 420 per cent, 600 per cent. As with the Na montmorillonite the thixotropic phenomena are mostly developed in time, there are in the figures No. 4 and No. 5 in three-dimensional diagrams illustrated the changes of the pF curves in time ascertained either by the refractometric or the centrifugal method. The first method provides more instructive results since in suspension the thixotropic space structure with closed water cells is being formed easier and without any confinement. By means of the mentioned measuring was at the same time proved that the water in thixotropic structural spaces gains with the development of the structure higher values of the soil water potential.

The thixotropy of soil water becomes active within the range of pF 4.2 till 0, that means from the wilting point until full water capacity. With the decreasing pF increases the thixotropy of the soil water, the moisture values show, due to the thixotropy, larger differences directly after the mechanical processing and after a longer period of rest at low values of pF . This means that by the thixotropy the value of the hydrolimits of the full water capacity, of the retentive water capacity and of the field capacity is largely affected and to a small degree than the hydrolimit value of the point of decreasing accessibility and of the wilting point.

A high degree of thixotropy was proved with the Na montmorillonite. A lower one shows Ca montmorillonite, then follows Na illite and in a small degree finally H montmorillonite and Ca illite.

As theoretical investigations imply, the soil water is, similarly as other physical soil properties, affected by the phenomenon of thixotropy. Hydrolimits are values moving in certain, rather wide intervals. Drying similarly as mechanical processing and most likely also the intensive development of roots at the start of the vegetation season obstruct the thixotropic arrangement in the soil having the effects — although to a limited degree only — of mechanical mixing and processing. Due to this influence we can find different values first of all of the hydrolimit of the field capacity or the retentive water capacity respectively in the some soil in different seasons and periods. The differences are larger in strongly thixotropic soils.

In comparing the thixotropy of the soil water with the specific hydrophility of soils or the C values respectively and of the specific heat of wetting Q , we find that probably a higher hydrophobicity of soils and of colloidal soil components respectively causes a higher intensity of the thixotropic phenomena of the soil water.

As thixotropic findings imply, for the study of the capillary soil water is suitable a model of which we know not only the pore arrangement, the value of the contact angle θ but also the fundamental influence of the constant C from the adsorptive isotherm BET characterizing the adsorptive soil water and affecting probably the thixotropic phenomena.

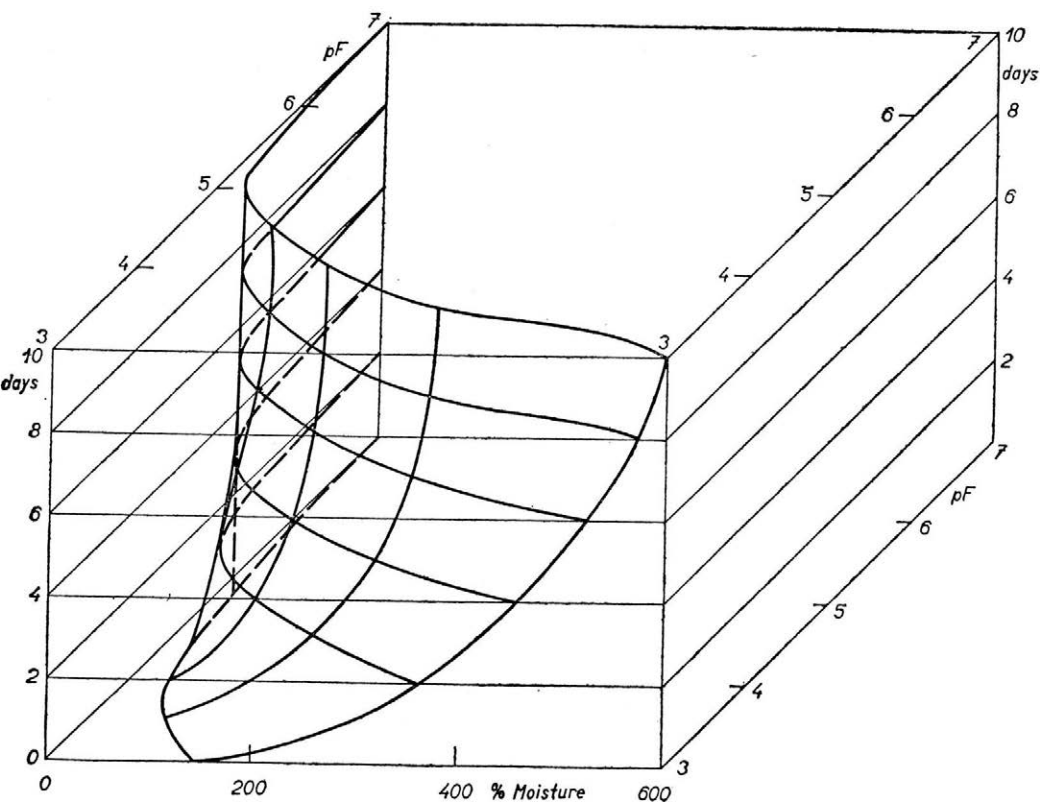


Fig. 4

Conclusion

This contribution studied in detail on the basis of the analysis of the adsorption isotherms, the heat of wetting, the contact angle and of the process of the pF curves the influence of clay minerals, of exchangeable cations and of humus on the values of soil hydrolimits. In table I there are listed the results obtained from the analysis of the adsorption isotherms, the heat of wetting and the contact angle. In table II there are assessed the values of the hydrolimits, the thickness of the envelopments (films) at the given hydrolimits, especially for homoionized clay minerals, humic acid as well as for the average determination of the changes taking place due to the presence of humus.

As is evident from these analyses, the hydrogen bonds play an important part in adsorption to a larger extent with kaolinite than with any other clay mineral. The specific surface affects profoundly the values of the monomolecular adsorption water capacity, the adsorption water capacity, the number of hygroscopicity and the wilting point. The surface energy exerts the influence on the number of molecular layers (for example with kaolinites) at given hydrolimits, further on the value of the adsorption water capacity.

The thixotropy of the soil water has been dealt with in full. At highly thixotropical minerals it was found that

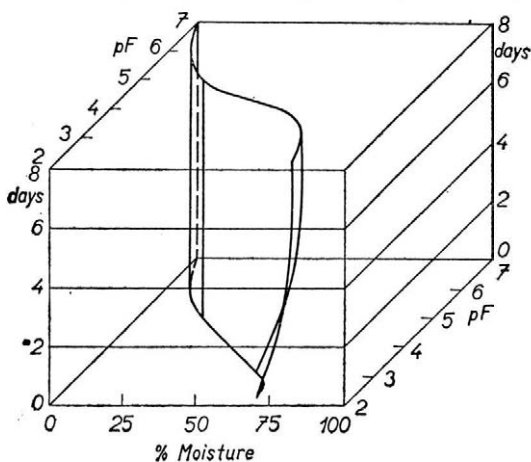


Fig. 5

the moisture value corresponding to a certain pF value rises with the increase of time if the soil is rested. After stirring the moisture gains back its original value. The thixotropic change of the pF curves of Na montmorillonites is illustrated in fig. No. 4 (suspension) and in fig. No. 5 (strewed sample). The thixotropy of soil water depends on the surface energy and exists to a high degree in minerals with a low value of the heat of adsorption and specific heat of wetting. By means of the thixotropic theory of soil water the differing results of hydrolimits are explained by the fact that they were ascertained on the same soil in diverse seasons. The soil tillage, the moisture variations, the intensive development of rooting e. c. exert consequently a great influence on the disturbance of the thixotropically bound water, that is on the changes of the values of hydrolimits and moisture respectively corresponding to a certain pF value.

From the investigation undertaken the following conclusions concerning the parameters for modelling soil water can be drawn:

1. The basic characteristics of a model serving the study of properties of the adsorption soil water are the value of the specific surface S and the constant C from the BET equation, or Q_s , respectively. On the transition to capillary water, i. e. at the wilting point, it is essential to supplement the characteristics by the value of the contact angle.

2. To the characteristics of the model for studying capillary soil water belong the inner arrangement of the soil pores and the value of the contact angle θ . As it is necessary to devote attention to thixotropy as well, the indirect characteristics comprise also the constant C from the BET equation.

Literature

1. Bernal J. D.: Swelling and Shrinking, Disc. Far. Soc., 1, 1945. — 2. Dolgov S. I.: Issledovanie podvizhnosti počvennoj vlagi i jejo dostupnosti dlja rastenij, AN SSSR, Moskva-Leningrad, 1948. — 3. Drbal J.: The Substance and Classification of Soil Moisture. Vodohosp. čas. SAV 1, pp. 81-87, 1961. — 4. McEwen M. B., Pratt P. I.: The Gelation of Montmorillonite. Trans. Far. Soc. p. 535, 1957. — 5. Kutílek M.: Hygroscopic Soil Water, I, II. Vodohosp. čas. SAV, vol. 1, 11-29; 2, pp. 156-173, 1962. — 6. Kutílek M.: The Effect of Humus on the Hygroscopic Soil Water, Vodohosp. čas. SAV, vol. 3, pp. 321-329, 1962. — 7. Kutílek M.: A New Method for the Determination of the Soil Specific Surface, Rostl. výroba, vol. 8, 6, pp. 767-772, 1962. — 8. Kutílek M.: The Influence of Soil Colloids on the Value of the Contact Angle and on the Capillary Rise of Water in Soils. Vth Congr. of Intern. Comm. on Irrig. and Drainage, 17.85-17.90, Tokyo 1963.

Vliv půdních koloidů na hodnoty některých hydrolimitů

V příspěvku byl na základě rozboru adsorpčních izoterm, smáčecího tepla, smáčecího úhlu a z průběhu pF křivek podrobně studován vliv jílových minerálů, výměnných kationtů a humusu na hodnoty půdních hydrolimitů. V tabulce I jsou udány výsledky rozboru adsorpčních izoterm, smáčecího tepla a smáčecího úhlu. V tabulce II jsou zjištěné hodnoty hydrolimitů, mocnosti obálek při daných hydrolimitech, a to pro homoionizované jílové minerály, humínovou kyselinu a pro průměrné zjištění změn vlivem přítomnosti humusu.

Z rozborů vyplývá, že při adsorpci se podstatně uplatňují vodíkové můstky, ve větší míře u kaolinitů než u ostatních jílových minerálů. Specifický povrch silně ovlivňuje hodnoty monomolekulární adsorpční vodní kapacity, adsorpční vodní kapacity, čísla hygroskopicity a bodu vadnutí. Energie povrchu se projevuje ve vyšším počtu molekulárních vrstev (např. u kaolinit) při daných hydrolimitech, dále v hodnotě adsorpční vodní kapacity.

Podrobně byla popsána thixotropie půdní vody. U silně thixotropních minerálů bylo zjištěno, že hodnota vlhkosti, odpovídající určité hodnotě pF , stoupá s přírůstkem času při zachování zeminy v klidu. Po promíšení se hodnota vlhkosti vrací na původní hodnotu. Thixotropní změna pF křivek Na montmorillonitů je znázorněna v obr. č. 4 (suspenze) a č. 5 (sypaný vzorek). Thixotropie půdní vody je závislá na povrchové energii, projevuje se ve vysoké míře u minerálů s nízkou hodnotou ad-

сорпčního tepla a specifického smáčecího tepla. Teorii thixotropie půdní vody se vysvětlují rozdílné výsledky hydrolimitů, zjištěné na téže půdě v různém období. Obdělávání půdy, kolísání vlhkosti, intenzivní rozvoj kořání aj. mají velký vliv na rozrušení thixotropně vázané vody a na změny hodnot hydrolimitů, resp. vlhkostí odpovídajících určité hodnotě pF .

Z provedených šetření vyplývají závěry o parametrech pro modelování půdní vody:

1. Základními charakteristikami modelu, na němž se studují vlastnosti adsorpční půdní vody, jsou hodnoty specifického povrchu S a konstanty C z BET rovnice, příp. Q_s . Na přechodu ke kapilární vodě, tj. u bodu vadnutí, je třeba charakteristiky doplnit hodnotou smáčecího úhlu.

2. K charakteristikám modelu pro studium kapilární půdní vody patří vnitřní uspořádání půdních pórů a hodnota smáčecího úhlu θ . Protože je však nutno věnovat pozornost také thixotropii, patří k nepřímým charakteristikám také konstanta C z BET rovnice.

Влияние почвенных коллоидов на величины некоторых гидролитов

В статье на основании анализа адсорбционных изотерм, температуры смачивания, угла смачивания и хода кривых pF подробно исследуется влияние глинистых минералов, обменных катионов и гумуса на величины почвенных гидролитов. В таблице № 1 приведены результаты анализа адсорбционных изотерм, температуры смачивания и угла смачивания. В таблице № 2 приведены установленные величины гидролитов, степени огибающих при данных гидролимитах, а именно, для гомоионизированных глинистых минералов, гуминовой кислоты и для среднего установления изменений под влиянием наличия гумуса.

Из анализов вытекает, что при адсорбции существенно проявляются водородные мостики, в большей степени у каолинитов, чем у остальных илстых минералов. Специфическая поверхность сильно влияет на величины мономолекулярной адсорбционной влагоемкости, адсорбционной влагоемкости, числа гигроскопичности и точки увядания. Энергия поверхности проявляется в более высоком количестве молекулярных слоев (напр. у каолинитов) при данных гидролимитах, далее в величинах адсорбционной влагоемкости.

Подробно описана тиксотропия почвенной воды. У сильно тиксотропных минералов было установлено, что величина влажности, отвечающая определенному показателю pF повышается со временем, если грунт остается в покое. После промешивания величина влажности возвращается к первоначальному показателю. Тиксотропное изменение кривых pF на монтмориллонитах показано на рис. № 4 (взвесь) и № 5 (насыпанный образец). Тиксотропия почвенной воды зависит от поверхностной энергии, проявляется в значительной мере у минералов с низкой величиной адсорбционного тепла и специфического тепла смачивания. Теория тиксотропии почвенной воды объясняет различные результаты гидролитов, установленные на одной и той же почве в разное время. Обработка почвы, колебание влажности, интенсивное развитие корневой системы и др. оказывают, таким образом, большое влияние на разрушение тиксотропно связанной воды, а тем самым и на изменение величин гидролитов или влажности, отвечающих определенной величине pF .

Из произведенных исследований вытекают выводы о параметрах для моделирования почвенной воды:

1. Основными характеристиками модели, на которой исследуются свойства адсорбционной почвенной воды, являются величины специфической поверхности S и константы C BET уравнения, а при случае Q_s . На переходе к капиллярной воде, т. е. у точки увядания, нужно характеристики дополнить за счет величины угла смачивания.

2. К характеристикам модели для исследования капиллярной почвенной воды относится внутреннее упорядочение почвенных пор и величина угла смачивания θ . Однако, так как нужно уделять внимание также тиксотропии, относится к косвенным характеристикам также константа C BET уравнения.

Der Einfluß verschiedener Düngungsarten auf die Dynamik der agrochemischen Bodeneigenschaften

Vliv různých způsobů hnojení na dynamiku agrochemických vlastností půdy

Влияние различных способов удобрения на динамику агрохимических свойств почвы

Ing. Jaromír DAMAŠKA

Zentrales Forschungsinstitut für pflanzliche Produktion Prag-Ruzyně

Die wissenschaftliche Betrachtung der Problematik der organischen und mineralischen Düngung von landwirtschaftlichen Kulturen bildet ohne Zweifel die Grundlage für ein fortschrittliches System der sozialistischen Landwirtschaft. Die Entwicklung unserer ganzen landwirtschaftlichen Produktion ist nämlich ohne die intensive Verwendung organischer und mineralischer Düngemittel, die nicht nur einen vollen Ersatz der durch die Ernte entzogenen Nährstoffe ermöglichen, sondern auch eine Steigerung des wirksamen Nährstoffspiegels im Boden, undenkbar. Der Gehalt an sogenannten physiologisch aufnehmbaren Nährstoffen im Boden ist gemeinsam mit den optimalen Bedingungen der Bodenreaktion ein wichtiger Faktor der „effektiven“ Bodenfruchtbarkeit und gleichzeitig eine unerläßliche Bedingung für einen dauernden Ertragsanstieg aller landwirtschaftlichen Kulturen. Eine jede Veränderung der Höhe des Spiegels der physiologisch aufnehmbaren Nährstoffe und der Bodenreaktion zeigt sehr empfindlich alle äußeren Eingriffe an, die direkt oder indirekt die einzelnen Bodeneigenschaften beeinflussen. Hierher gehören namentlich Düngung mit organischen und Mineraldüngemitteln, Bodenbearbeitung, Niederschläge, Temperaturveränderungen u. ä. Es ist also vorauszusetzen, daß uns eine systematische, langfristige Verfolgung der Bodenreaktion und der Veränderungen des Gehalts an physiologisch aufnehmbaren Nährstoffen im Boden behilflich sein wird, nicht nur die Ursachen für die verschiedene Wirksamkeit der organischen und mineralischen Düngung, sondern auch den unterschiedlichen Einfluß auf die Erhöhung des Spiegels der physiologisch aufnehmbaren Nährstoffe und den Stand der Bodenreaktion näher zu beleuchten.

Der gegenwärtige Stand der Ansichten über die zu lösende Problematik

Auf Grund einer vorhandenen Übersicht über die Ergebnisse der wissenschaftlichen Arbeiten mit einer ähnlichen Thematik kann festgestellt werden, daß die Mehrzahl der bisherigen Arbeiten sich nicht das Ziel setzte, die funktionelle Abhängigkeit der Dynamik der agrochemischen Eigenschaften des Bodens von diesen oder jenen Maßnahmen zur Steigerung der Bodenfruchtbarkeit ausführlich zu untersuchen, sondern sich nur auf eine bloße Gegenüberstellung der Ergebnisse der agrochemischen Bodenuntersuchungen (Untersuchungen der Ackerkrume) und der erzielten Erträge oder der durchgeführten ackerbaulichen Maßnahmen beschränkte. Es bestehen nur sehr wenig Arbeiten, die sich mit einem ausführlichen Studium der Dynamik der Veränderungen der agrochemischen Bodeneigenschaften und ihren Ursachen befassen. Daher überwiegt auch bisher noch die Ansicht, daß die Ergebnisse der agrochemischen Untersuchung der Böden (der Ackerkrume) ausreichend stabile Werte sind, so daß eine einmalige Bestimmung der agrochemischen Bodencharakteristik praktisch mehrere Jahre lang ohne irgendwelche Veränderungen verwendbar ist (zum Beispiel zur Festsetzung der Mineraldüngergaben). Es traten aber auch entgegengesetzte Ansichten auf, die die Tatsache hervorhoben, daß es in den Böden zu ausgeprägten periodischen Veränderungen gewisser agrochemischer Eigenschaften kommt (zum Beispiel des Stickstoffgehaltes); die Schwankung des Gehalts an aufnehmbaren Phosphor und Kali wurde aber nicht beweiskräftig nachgewiesen. Erst mit der Entwicklung neuer Laboratoriumsmethoden war es möglich, sowohl die Dynamik der Veränderungen der Bodenreaktion als auch der physiologisch aktiven Formen von P_2O_5 und K_2O mit ausreichender Genauigkeit zu erfassen.

Die Dynamik der Bodenreaktion

Die Tatsache, daß der Zustand der aktiven Bodenreaktion während des Jahres (der Vegetationsperioden) schwankt, wurde schon im Jahre 1933 beobachtet und beschrieben (Pozdén 1933) und später durch neue Erkenntnisse und Versuchsergebnisse bestätigt. (Nehring 1935, Fehér 1936, Russel 1936). Die festgestellte Schwankungsbreite der pH-Werte war nicht größer als 1,0 pH und in humosen, sorptionsmäßig gesättigten Böden war sie infolge des hohen Pufferungsvermögens wesentlich niedriger (Müller 1952, Köhnlein 1953). Nach Nehring (1933), ist auch bei der Austauschazidität und bei der hydrolytischen Azidität eine Schwankung zu bemerken. Je höher der mittlere pH-Wert ist, umso breiter ist die Amplitude der Veränderungen des pH und umgekehrt. Bei Ackerboden stellte Nehring (1935) die in Tabelle I angeführten pH-Werte fest.

I.

Aktives pH			Austausch - pH		
Minimum	Mittel	Maximum	Minimum	Mittel	Maximum
6,4	6,7	7,0	6,7	6,9	7,1
6,6	7,0	7,8	7,0	7,4	7,7
7,2	7,8	8,6	7,1	7,7	8,0

Die Ursache der Schwankung des pH-Wertes ist noch nicht genügend bekannt, es handelt sich aber wahrscheinlich um den komplexen Einfluß verschiedener Faktoren, unter denen die Niederschlagsverhältnisse, die Tätigkeit der Mikroorganismen und der Wurzeln der höheren Pflanzen die Hauptrolle spielen. (Smith u. Robertson 1931). Es wurde ermittelt, daß die Veränderungen des pH bei Böden ohne Pflanzenbestand niedriger sind als bei Böden mit einem Bestand. Einen entscheidenden Einfluß auf die Dynamik des pH haben voraussichtlich auch gewisse organische Säuren (Milchsäure, Buttersäure u. a.), die in den anaeroben Bedingungen von vielen Mikroorganismen produziert werden (Fehér 1936). Nach Stremme (1950) kommt als Grund der Veränderungen des pH-Werts auch die von den Mikroorganismen erzeugte Schwefelsäure in Betracht, die gleichfalls einer Saisondynamik unterliegt. Gewisse Autoren (Bamberg 1927, Smith u. Robertson 1931 u. a.) verweisen auch auf die Möglichkeit eines Einflusses der verschiedenen Konzentration der Elektrolyten der Bodenlösung auf die Bodenazidität, namentlich die aktive Azidität. Auf Ackerböden hat aber die Düngung mit organischen und Mineraldüngemittel und die Kalkung saurer Böden einen viel wesentlicheren Einfluß. Bei der Verfolgung der chemischen und physikalischen Bodeneigenschaften im Rahmen eines stationären Pflanzenernährungsversuches in Tyrov bei Berlin (525 mm Niederschläge, mittlere Jahrestemperatur 8,3° C) wurde zum Beispiel festgestellt, daß während des zwanzig Jahre dauernden Versuches bei den ungedüngten und nur mit NPK gedüngten Parzellen eine deutliche Senkung der pH-KCl eintrat, während die organisch gedüngten Parzellen (mit Stalldung) einschließlich der Kombination mit NPK eine entgegengesetzte Tendenz aufwiesen, d. h. eine Steigerung des pH-KCl (Jahn-Deesbach 1962). Diese Erkenntnis widerspricht aber auf den ersten Blick der allgemein anerkannten Erfahrung, daß die organische Düngung eine Abreicherung des Bodens um zweiwertige Kationen verursacht. Hier ist aber zu beachten, daß eine unerläßliche Bedingung für das Eintreten dieser Erscheinung eine erhöhte Humidität des Klimas ist, bei der durch die Einwirkung der zersetzenden Produkte der organischen Stoffe eine Migration des Kalziums in den Untergrund eintritt (Baker u. Claphan 1939). Im gegebenen Fall kommt es aber zu einer Verlagerung der Humusstoffe, und daher kann selbst eine kleine Kalziummenge in dem angewandten Dünger auf die Steigerung des pH-Wertes günstig einwirken. Es handelt sich also nicht um eine einseitige Beeinflussung der Sorptionseigenschaften, sondern um eine allgemeine Verbesserung aller Bodeneigenschaften, besonders des Pufferungsvermögens des Bodens (Zvanovec u. Uhrecký 1958). Man kann

daher voraussetzen, daß der Charakter der dynamischen Veränderungen der Bodenreaktion bei verschiedenen Arten der organischen und mineralischen Düngung auch im Hinblick auf die genetischen Eigenschaften des Bodens unterschiedlich sein wird. Diese Voraussetzung wurde von uns schon bei den früheren Untersuchungen der Dynamik der agrochemischen Eigenschaften bei verschiedenen Bodentypen bestätigt (nicht veröffentlichte Arbeiten der Zentralen landwirtschaftlichen Kontroll- und Versuchsanstalt aus dem Jahre 1957). So zeigt zum Beispiel bei Tschernosemen und Parabraunerden (aus Löss) die Saisondynamik (monatliche Dynamik) der aktiven und Austauschazidität nur geringe Abweichungen im Bereich von 0,1 bis 0,2 pH, während die Azidität von Fahlerden (der Kulturvariante sogenannter Rasenpodsole) und von Podsolböden während des Jahres in einem Bereich von einem und auch mehreren pH schwankt. Ohne Zweifel steht diese Gesetzmäßigkeit in einer unmittelbaren Beziehung sowohl zum Pufferungsvermögen des Bodens als auch zur Humidität des Klimas und besonders zur biologischen Aktivität der Bodenmikroorganismen, trotzdem diese Behauptung vorläufig nicht durch ausreichend beweiskräftiges Material gestützt werden kann.

Aus dem Angeführten geht hervor, daß uns die qualitative und quantitative Charakteristik der Dynamik der Bodenreaktion als geeignetes Kriterium für die Beurteilung des Einflusses verschiedener Meliorationsmaßnahmen, und besonders der organischen und Mineraldüngung, auf den Zustand der Bodenfruchtbarkeit dienen kann.

Die Dynamik des aufnehmbaren Phosphors und Kaliums

Mit der Verfolgung der saisonmäßigen Veränderungen der Höhe des Bodenvorrates an aufnehmbaren Nährstoffen befaßte sich in den letzten zwanzig Jahren im Zusammenhang mit der Lösung der Frage der Düngedürfnisbestimmung eine Reihe führender Agrochemiker (Duchon 1942, Jacob 1949, Köhnlein 1953, Finger 1956, Kolařík 1959, Lemmermann 1950, Opitz, Rath sack 1928, Pfulb 1958, Rautenberg u. Utescher 1950, Riehm u. Hofmann 1955, Scheffer 1936, Sik u. Schönfeld 1952, Várallyay u. Keresztesy 1952). Lemmermann (1950) untersuchte zum Beispiel die Dynamik der aufnehmbaren Nährstoffe auf verschiedenen Böden und führt an, daß der Schwankungsbereich bei P_2O_5 nicht 10 mg/100 g und bei K_2O nicht 25 mg/100 g überschreitet. Als Ursache dieser Veränderungen nennt er vor allem die Schwankungen des Wassergehaltes im Boden. Riehm (1955) stellte fest, daß auf ungedüngten Böden ohne Pflanzenbestände keine höheren Abweichungen des Gehaltes an aufnehmbarem P_2O_5 und K_2O eintreten. Zu ähnlichen Schlüssen gelangte auch Rautenberg (1950), der den Einfluß der Versuchsbedingungen auf die Dynamik der Nährstoffe verglich. Er ermittelte, daß es bei einem Gefäßversuch (in einem Vegetationshaus) zu keinen wesentlicheren Veränderungen im Gehalt an aufnehmbaren Nährstoffen kommt, während auf der Versuchsparzelle mit dem gleichen Boden (neben dem Vegetationshaus) der Nährstoffspiegel in einem breiten Bereich schwankt. Opitz und Rath sack (1928) stellen auf Grund einer fünfjährigen Beobachtung der Veränderungen des Nährstoffspiegels auf gedüngten und ungedüngten Versuchspartzen fest, daß auf den ungedüngten Partzen im Verlauf der Jahre keine bedeutenderen Schwankungen des Nährstoffspiegels eintreten und nur eine mäßig fallende Tendenz beobachtet werden kann, während auf den gedüngten Partzen die Jahresdurchschnitte des Gehaltes an aufnehmbaren Nährstoffen in einer breiten Amplitude schwanken, wobei sich eine deutlich steigende Tendenz des Nährstoffspiegels zeigt. Die starken Schwankungen der Werte auf den gedüngten Partzen erklärt der Autor durch die ungleichmäßige Verteilung der Düngemittel im Boden, die bei der Abnahme der Bodenproben nicht eliminiert werden konnte. Zu ähnlichen Schlüssen gelangte auch Pfulb (1958), der die Nährstoffdynamik auf einem mineralisch (an Nährstoffen) reichen und armen Boden untersuchte. Auf schlecht versorgten Böden trat bei intensiver Düngung mit Phosphordüngemitteln (660 kg P_2O_5 je Hektar) während sechs Jahren eine deutliche Erhöhung des Gehaltes an aufnehmbarem P_2O_5 ein (von 1,3 mg auf 18 mg P_2O_5 je 100 g), während sich auf gut versorgtem Boden der Gehalt an aufnehmbarem P_2O_5 nur sehr wenig steigerte (von 80 mg auf 82 bis 85 mg P_2O_5 je 100 g). Die Düngung mit Kalidüngemitteln hob den Gehalt an K_2O nur unmerklich. Höhere Werte wurden lediglich im unteren Teil der Ackerkrume gefunden, und zwar infolge der vertikalen Migration des K_2O .

Alle oben angeführten Erkenntnisse und Ansichten über die Dynamik der agrochemischen Eigenschaften des Bodens wurden praktisch von uns schon in den früheren Versuchen zur Verfolgung der Dynamik des pH-Wertes und der aufnehm-

baren Nährstoffe in verschiedenen klimatischen und Bodenbedingungen bestätigt (nicht veröffentlichtes Material der Zentralen landwirtschaftlichen Kontroll- und Versuchsanstalt aus dem Jahre 1957). Besonders wurde eine starke Variabilität der Werte von P_2O_5 auf allen untersuchten Böden nachgewiesen, wobei Fahlerden und Podsolböden die höchste Amplitude der Veränderungen aufwiesen (im Bereich von 0—400 % des Jahresdurchschnitts), während bei Tschernoseme und Parabraunerde die Schwankungen der Werte bedeutend niedriger waren (im Bereich von 0—160 % des Jahresdurchschnitts). Der Verlauf der verfolgten Veränderungen in den einzelnen Monaten wies eine bestimmte Gesetzmäßigkeit auf, und zwar eine deutliche Senkung des P_2O_5 -Gehaltes im Mai bis Juli und im September bis Oktober und eine Erhöhung des Anteils an aufnehmbarem P_2O_5 im Juli bis August und in den Wintermonaten (XI.—III.). Bei K_2O traten keine so ausgeprägten Schwankungen der Werte ein, mit Ausnahme des Tschernoseme und der Fahlerde, wo die Amplitude der Veränderungen 150—200 % des Jahresdurchschnitts erreichte. Der Verlauf der Veränderungen des Gehaltes an aufnehmbarem K_2O wies zwei Minima auf, und zwar im Mai bis Juni und im September bis Oktober und ein ausgeprägtes Maximum im Juli und August. Die höchste Stabilität der Werte wurde in den Wintermonaten November bis März beobachtet.

Wenn wir die bisherigen Ansichten über die dynamischen Veränderungen des Anteils an aufnehmbaren Formen von P_2O_5 und K_2O zusammenfassen, können wir folgendes feststellen:

- der Gehalt an aufnehmbaren Nährstoffen ändert sich während des Jahres sehr deutlich, und zwar besonders bei P_2O_5 in weiten Grenzen;
- der Charakter dieser Veränderungen ist durch eine ganze Reihe von Umständen bedingt, namentlich durch die Bodeneigenschaften, die klimatischen Bedingungen, die angepflanzte Kultur und vor allem die Düngung mit organischen und Mineraldüngemitteln;
- die Dynamik der festgestellten Veränderungen von P_2O_5 und K_2O weist einen bestimmten gesetzmäßigen Verlauf auf (während des Jahres und besonders bei langfristiger Verfolgung), der für den gegebenen Boden charakteristisch ist und den Veränderungen der äußeren Faktoren entspricht.

Der Einfluß gewisser Faktoren auf die Dynamik der agrochemischen Eigenschaften

Wesentliche Veränderungen des Bestandes der Nährstoffvorräte im Boden werden vor allem durch die Düngung mit verschiedenen Arten organischer Düngemittel hervorgerufen. Es bestehen aber nur wenige Arbeiten, die den direkten Einfluß der organischen Düngung auf die Veränderungen der Bodeneigenschaften behandeln. So untersuchte zum Beispiel Gliemeroth (1961) den Zustand des Humus auf Parzellen, die mit verschiedenen organischen Düngern gedüngt wurden, und stellte fest, daß in allen Fällen durch organische Düngung eine Erhöhung des Humusgehaltes (C_h) eintrat, und zwar in dieser Reihenfolge: Mehrungsmist (am höchsten) — Kompost — Stallung (am niedrigsten). Durch die Düngung mit Mehrungsmist (auch Kunstmist genannt) erhöhte sich zwar der Anteil an Huminsäuren, aber Stallung beeinflusste die Humusstabilität stärker. Der Stickstoffgehalt (N_h) steigerte sich durch den Einfluß der organischen Düngung im Durchschnitt um 20 %, zwischen den einzelnen Düngungsarten waren aber keine wesentlichen Unterschiede. Der Gehalt an P_2O_5 erhöhte sich gleichfalls zum Teil, aber auch hier kann der Einfluß der einen oder anderen Art der organischen Düngung nicht beweiskräftig bestätigt werden. Nur bei der Düngung mit Stallung ist die Erhöhung des Gehaltes an aufnehmbarem P_2O_5 deutlicher, während Kompost und Mehrungsmist, ohne Rücksicht auf den verhältnismäßig hohen P_2O_5 -Gehalt keine Steigerung des Anteils an aufnehmbarem P_2O_5 im Boden zur Folge hatten. Diese Erscheinung erklärt der Autor durch die wahrscheinlich festere Bindung des Phosphors in der organischen Substanz des Kompostes, die die Intensität der Mineralisierung stark einschränkt. Einen günstigen Einfluß der organischen Düngung (mit Stallung) auf die Erhöhung des Pufferungsvermögens des Bodens und des Gesamtgehaltes an aufnehmbaren Formen von P_2O_5 und K_2O bewiesen in einem langfristigen Vegetationsversuch Dhein-Martens (1956) und Jahn-Deesbach (1962). Alle diese Erkenntnisse der Forschung bestätigen nur die allgemein bekannten Erfahrungen, daß organische Düngung auf die Steigerung des Nutzeffektes der Mineralnährstoffe günstig einwirkt und eine allgemeine Verbesserung der mineralischen

Ernährung der Pflanzen hervorruft, sie genügen aber nicht zur Unterscheidung der einzelnen Arten der organischen Dünger seitens ihres Einflusses auf den Zustand der agrochemischen Bodeneigenschaften.

Für die Verfolgung der Dynamik der agrochemischen Eigenschaften ist die Art und die Zeit der Abnahmen der Bodenproben zu den Laboranalysen von grundsätzlicher Bedeutung. Allgemein wird empfohlen, die Bodenproben entweder als Durchschnitt aus einer größeren Anzahl sogenannter Einstichproben auf einer beschränkten Fläche abzunehmen (Gorski 1950) oder durch einmalige Probenentnahme aus einer offenen Profilgrube (Laník-Halada 1956). Das eigentliche Ziehen der Bodenprobe wird dann entweder für die ganze Tiefe der Ackerkrume vorgenommen, als durchschnittliche Probe, oder aus zwei Schichten der Ackerkrume, meistens 5–15 cm und 15–25 cm. Mit Rücksicht auf die berechnete Voraussetzung, daß die Dynamik der agrochemischen Eigenschaften im oberen Teil der Ackerkrume gegenüber dem unteren Teil ausgeprägter sein wird, ist die Abnahme der Bodenproben aus der Ackerkrume in zwei Schichten als richtiger anzusehen. Diese Voraussetzung wurde auch durch unsere früheren Untersuchungen, besonders bei der Bodenreaktion, die in der unteren Schicht der Ackerkrume eine größere Stabilität aufweist als in der oberen Schicht, bestätigt. Der Gehalt an P_2O_5 und K_2O unterschied sich dagegen in beiden Schichten der Ackerkrume bei gleichem Verlauf und gleicher Schwankung der Werte nur quantitativ. Sowohl die P_2O_5 -Werte als auch die K_2O -Werte waren in der unteren Schicht der Ackerkrume niedriger als im oberen Teil. Zu praktisch gleichen Schlüssen gelangten auch Sik und Schönfeld (1952).

Die Zeit der Abnahme der Bodenproben richtet sich nach dem Ziel, das die gegebene Forschung unmittelbar verfolgt. Es werden einerseits periodische Abnahmen in bestimmten Zeitintervallen (zum Beispiel wöchentlich, monatlich, jährlich u. ä.) angewandt, andererseits aperiodische Abnahmen, in Übereinstimmung mit den einzelnen Wuchsphasen der angebauten Feldfrucht. Nach unserer Ansicht ist es aber besser, beide Methoden miteinander zu kombinieren, damit nicht nur während der Vegetationsperiode, sondern auch während des ganzen Jahres eine maximale Dichte der Probeabnahmen erreicht wird.

Einen wesentlichen Einfluß auf die Veränderungen des Gehaltes der Bodenvorräte an aufnehmbaren Formen von P_2O_5 und K_2O haben die Wärme- und Feuchtigkeitsverhältnisse im Boden. Die Funktion beider Faktoren kann entweder als direkte Wirkung auf den Kolloidzustand des Bodens und die Konzentration der Bodenlösung erklärt werden, oder indirekt, durch die Beeinflussung der biologischen Aktivität der Bodenmikroorganismen, die sich im Verlauf des Jahres deutlich ändert. Der Wärmeeinfluß zeigt sich besonders bei der Austrocknung der Bodenproben in den meisten Fällen durch eine Steigerung des Gehalts an aufnehmbaren Formen von P_2O_5 und K_2O (Smolík 1943). Außerdem kann auch eine ganze Reihe anderer Veränderungen der Bodeneigenschaften vorausgesetzt werden (Alterung der Kolloide, gesteigerte Mineralisierung der organischen Stoffe und a. m.), die die Lebensvorgänge im Boden beeinflussen. Bei den trockenen (an der Luft getrockneten) Bodenproben ist aber die Amplitude der Veränderungen von P_2O_5 , K_2O und des pH-Wertes so breit wie bei feuchten Proben, so daß die gewonnenen Werte für die Beurteilung des tatsächlichen Bestandes der aufnehmbaren Nährstoffe nicht maßgebend sein können. Es ist daher unerläßlich, die Erforschung der Dynamik der agrochemischen Eigenschaften ausschließlich an frisch gezogenen Bodenproben mit der augenblicklichen Feuchtigkeit durchzuführen. Nur für die Gegenüberstellung ist es zweckmäßig, gewisse Bestimmungen auch an getrockneten Proben vorzunehmen, wobei die entsprechende Korrektur für die Feuchtigkeit zu berücksichtigen ist.

Die Forschungsmethodik

Die systematische Verfolgung der Dynamik gewisser agrochemischer Bodeneigenschaften führten wir über die Dauer von fünf Jahren (1956–1960) im Rahmen eines stationären, im Jahre 1956 angelegten Versuches der Abteilung für Pflanzenernährung des Zentralen Forschungsinstituts für pflanzliche Produktion in Prag-Ruzyně durch. Als Forschungsobjekt diente der III. Schlag der Ernährungsversuch-Fruchtfolge, auf dem seit dem Jahre 1956 der Einfluß verschiedener Arten der organischen und Mineraldüngung auf die Ertragssteigerung der angebauten Feldfrüchte und die Bodenfruchtbarkeit überprüft wurde.

Insgesamt wurden auf dem III. Schlag 8 Versuchspartzen mit verschiedenen Dngerkombinationen verfolgt.

Bezeichnung der Parzelle:	Dngungskombination
111	ungedüngte Parzelle
131	intensive Mineraledung (II. Spiegel)
211	Stalldng (300 dt frischer Stallmist)
231	Stalldng + intensive Mineraledung (II. Spiegel)
313	reifer Kompost (300 dt/ha frischer Stallmist + 30 dt Erdreich)
333	reifer Kompost + intensive Mineraledung (II. Spiegel)
413	halbreifer Kompost
433	halbreifer Kompost + intensive Mineraledung (II. Spiegel)

Die Intensität der Mineraledung war in den einzelnen Jahren verschieden. Die verhältnismäßig hohen Reinnhrstoffgaben und die Arten der Mineralenger waren den Ansprüchen der angebauten Früchte und dem hohen Niveau der ackerbaulichen Maßnahmen angepaßt (Tabelle II).

II.

Jahr	Frucht	Reinnhrstoffgaben in kg/ha			NPK gesamt
		N	P ₂ O ₅	K ₂ O	
1957	Sommergerste	30	50	110	190
1958	Kartoffeln	75	64	181	320
1959	Winterweizen	70	55	108	233
1960	Zuckerrübe	85	63	120	268
Gesamt in 4 Jahren		260	243	519	1011

Die Böden der Ernhrungsversuch-Fruchtfolge sind genetisch nicht ausgeprägt. Im wesentlichen können sie zum Parabraunerden- und Tschernosemebergangstyp eingereiht werden (es dominiert der Verbraunungsproze), der Textur nach sind sie schwer bis sehr schwer. Das Muttersubstrat wird hier durch eine ausreichen homogene Lößschicht (texturmig tL—T) hydrogenen Ursprungs, ohne oder mit nur geringem Gehalt an CaCO₃ gebildet, die entweder auf dem Plner-Deluvium oder direkt auf dem Sandsteineluvium gelagert ist.

Ein charakteristischer Zug dieser Böden ist die verhältnismäßig hohe Stufe der Kultivierung, insbesondere der Ackerkrume.
Einige analytische Angaben (für die Ackerkrume der Parabraunerde):

Sorptionskapazität — „T“	18 — 22 mval/100 g
Sättigung des Kolloidkomplexes — „V“	85 — 98 %
pH/KCl	6,8— 7,5
Gesamtstickstoff (Nt mg/100 g)	100 —130
Humus (Tjurin)	2,0— 2,2 %
P ₂ O ₅ total mg/100 g	150 —200
P ₂ O ₅ Egnr mg/100 g	25
K ₂ O total mg/100 g	300 —600
K ₂ O Schachtschabel mg/100 g	18

Die Abnahme der Bodenproben erfolgte auf den nicht für den Versuch zu erntenden Randflächen der Versuchspartzen nach einem voraus festgestellten Programm. Die Proben wurden mit Hilfe einer kleinen Schaufel ausgestochen (durchschnittliche Probe aus 10—15 Einstichen), aus zwei Schichten der Ackerkrume, und zwar 0—15 und 15—25 cm. Sofort nach der Entnahme wurden die Proben in hermetisch schließende Gläser mit Gummidichtung gebracht und spätestens nach 48 Stunden im analytisch verarbeiteten Zustand ohne Absieben durchgeführt, zum anderen an luftgetrockneten Proben (im weiteren als „trockene“ Proben bezeichnet). Die Abnahme der Bodenproben aus dem III. Schlag wurden in den einzelnen Jahren im Hinblick auf die Wuchsphasen der angebauten Kulturen und gegebenenfalls in der Zeit der Durchführung der wichtigsten ackerbaulichen Eingriffe vorgenommen.

Im Labor wurden an den naßen und trockenen Proben folgende Analysen, beziehungsweise Bestimmungen der agrochemischen Eigenschaften durchgeführt:

1. Bodenreaktion

a) aktive Azidität ($\text{pH-H}_2\text{O}$)

Einwaage von 10 g Boden in 100 ccm destilliertes Wasser, 24 Stunden absteht unter mehrfachem Rühren der Suspension mit einem Glasstab; Messung des pH-Wertes mit einer Glaselektrode auf einem EK Azidimeter

b) Austauschazidität (pH-KCl)

Einwaage von 10 g Boden in 50 ccm 1 n KCl-Lösung, 24 Stunden absteht unter mehrfachem Rühren der Suspension mit einem Glasstab; Messung des pH-Wertes mit einer Chinhydronelektrode auf einem halbautomatischen Gerät Lanik-Janíček

2. Aufnehmbare Nährstoffe

a) Phosphor (P_2O_5 mg/100 g)

in einem Auszug mit Kalziumlaktat (Egner-Methode)

b) Kalium (K_2O mg/100 g)

in einem Auszug mit Ammoniumoxalat und Ammoniumazetat (Methode nach Schachtschabel).

Die angeführten Methoden werden bei der agrochemischen Untersuchung der Böden im Rahmen der bodenkundlichen Forschung allgemein angewendet und sind in der Methodik der komplexen Bodenuntersuchung (Hraško und Mitarbeiter 1962) ausführlich beschrieben.

Die einzelnen Bestimmungen wurden in dreifacher Wiederholung an selbständigen, vollkommen homogenisierten Einwaagen durchgeführt. Falls eine unzulässige analytische Abweichung festgestellt wurde, und zwar bei pH größer als 0,1 und bei P_2O_5 und K_2O größer als 1 mg, wurden zwei weitere Wiederholungen vorgenommen. Die bei den einzelnen Probeabnahmen gewonnenen Ergebnisse wurde fortlaufend in Tabellen verzeichnet und dann zu übersichtlichen Diagrammen verarbeitet.

Die erzielten Ergebnisse

Infolge der großen Menge an graphischen Material führen wir zur Illustration nur die Übersicht der Ergebnisse der Beobachtungen für das Jahr 1960*) (Diagramme 1, 3, 5 und 7) und die mittleren Jahresangaben für die Jahre 1956 bis 1960 (Diagramme 2, 4, 6 und 8) an

Die Dynamik der Veränderungen der Bodenreaktion

Die aktive Azidität ($\text{pH-H}_2\text{O}$):

Aus den erzielten Ergebnissen geht hervor, daß die pH-H₂O-Werte in breiten Grenzen schwanken, und zwar sowohl auf einer Parzelle innerhalb der Vegetations-

*) Das Jahr 1960 war durch normale Niederschlags- und Temperaturbedingungen charakteristisch.

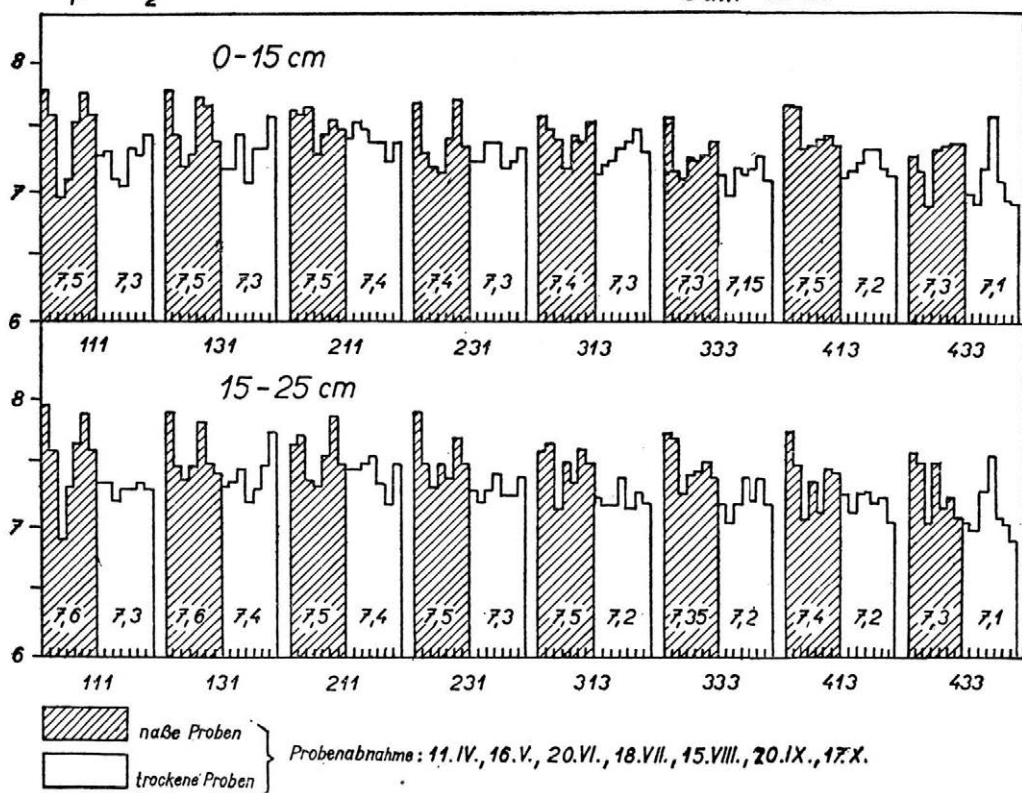


Diagramm 1

periode (saisongebundene pH-Veränderungen) als auch beim Vergleich der einzelnen Parzellen miteinander (Einfluß verschiedener Düngungskombinationen). Die Amplitude dieser Schwankungen erreicht 0,4 bis 0,7 pH. Wir können aber auch eine bestimmte Gesetzmäßigkeit in den Veränderungen der Bodenreaktion beobachten, besonders bei saisonmäßigen, langfristigen Untersuchungen, in denen es zu einer periodischen Senkung und Steigerung der pH-Werte kommt. Die höheren Werte des pH-H₂O sind für den Frühlingsanfang und den Spätsommer charakteristisch, während vom Frühlingsende bis zum Sommeranfang und im Herbst das Absinken des pH-Wertes deutlich ist (Diagramm 1). Aus Mangel an ausführlicheren analytischen Angaben war es nicht möglich, diese beobachtete Gesetzmäßigkeit entsprechend zu erforschen und zu bestätigen. Viel deutlicher erscheint aber die sinkende Tendenz der pH-Werte bei allen im Verlauf des fünfjährigen Versuches verfolgten Parzellen, mit Ausnahme des trockenen Jahres 1959, in dem es zu einer teilweisen Erhöhung des pH kam (Diagramm 2). Diese Senkung des pH-H₂O kann aber vorläufig nicht als ungünstige Erscheinung angesehen werden, im Gegenteil, die Änderung der aktiven Reaktion von schwach alkalisch in neutral ist seitens der Pflanzenernährung für die meisten landwirtschaftlichen Kulturen günstig.

Wenn wir die pH-H₂O-Werte in der oberen und unteren Schicht der Ackerkrume (bei naßen Proben) vergleichen, sehen wir, daß in einer Tiefe von 15 bis 20 cm eine teilweise Erhöhung der pH-Werte eintritt, was wahrscheinlich mit der Migration der zweiwertigen Kationen (Ca-Mg) gemeinsam mit dem Niederschlagswasser in die unteren Schichten der Ackerkrume zusammenhängt. Die Steigerung des pH-H₂O ist dann durch die Anwesenheit freier Ca+Mg-Ionen in der Form Ca/Mg/HCO₃/2 verursacht. Der beschriebene Verlauf der pH-Veränderung ist aber in beiden Schichten der Ackerkrume praktisch gleich. Ganz anders erscheint die Dynamik des pH-H₂O bei trockenen Proben. Vor allem erreicht die Amplitude der pH-Veränderungen keine derartige Breite wie bei naßen Proben, auch wenn in ge-

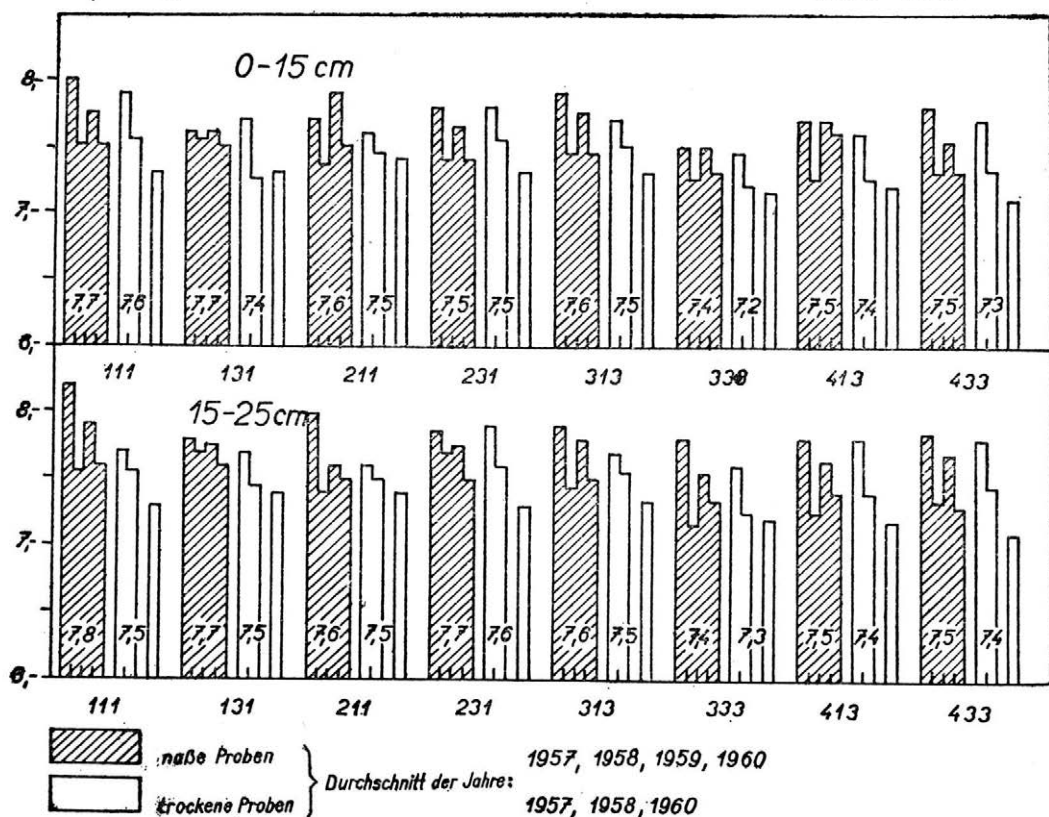


Diagramm 2

wissen Fällen (im Jahre 1958) die extremen Werte des Maximums und Minimums sehr hoch waren. Im allgemeinen sind aber die ermittelten pH-Werte ausgeglichen, und es ist daher sehr schwierig, bei trockenen Proben auf irgend eine Gesetzmäßigkeit der pH-Veränderungen zu schließen. Auch hier wurde aber ähnlich wie bei den naßen Proben mit Bestimmtheit eine Erhöhung des pH in der unteren Schichte der Ackerkrume nachgewiesen. Außerdem sind praktisch in allen Fällen die Werte von pH-H₂O bei trockenen Proben niedriger als bei naßen. Wenn wir die Veränderungen des pH-H₂O auf den einzelnen Versuchspartzen (bei verschiedener Art der Düngung) verfolgen, ist ersichtlich, daß sowohl die Dynamik als auch der Gesamtstand der Bodenreaktion durch die verschiedenen Arten der organomineralischen Düngung deutlich beeinflusst werden. Im Vergleich mit der ungedüngten Parzelle (111), ist auf den anderen gedüngten Parzellen eine ausgeprägte Senkung des pH-H₂O (maximal 0,4 pH bei naßen und 0,3 pH bei trockenen Proben) zu verzeichnen, und zwar infolge der Kombination von organischen und mineralischen Düngemitteln. Zwischen den einzelnen Kombinationen können bestimmte Unterschiede beobachtet werden: so wurde zum Beispiel die deutlichste Senkung des pH (im vierjährigen Durchschnitt) bei der Parzelle 333 (Kompost und intensive Mineraldüngung) erreicht, eine geringere bei den Parzellen 211, 231, 313, 413, 433 und die geringste Senkung des pH bei der Parzelle 131 (intensive mineralische Düngung). Man kann also feststellen, daß die organische Düngung, und zwar auch in einer Kombination mit Mineraldüngung, im Vergleich mit intensiver lediglich mineralischer Düngung die Migration der basischen Kationen in der Ackerkrume (die wässerige und physiologische Migration), die die Senkung der Werte des aktiven pH bedingt, deutlicher beeinflusst. Unter den einzelnen Düngungskombinationen verdient die Kombination von reifem Kompost mit intensiver Mineraldüngung, die

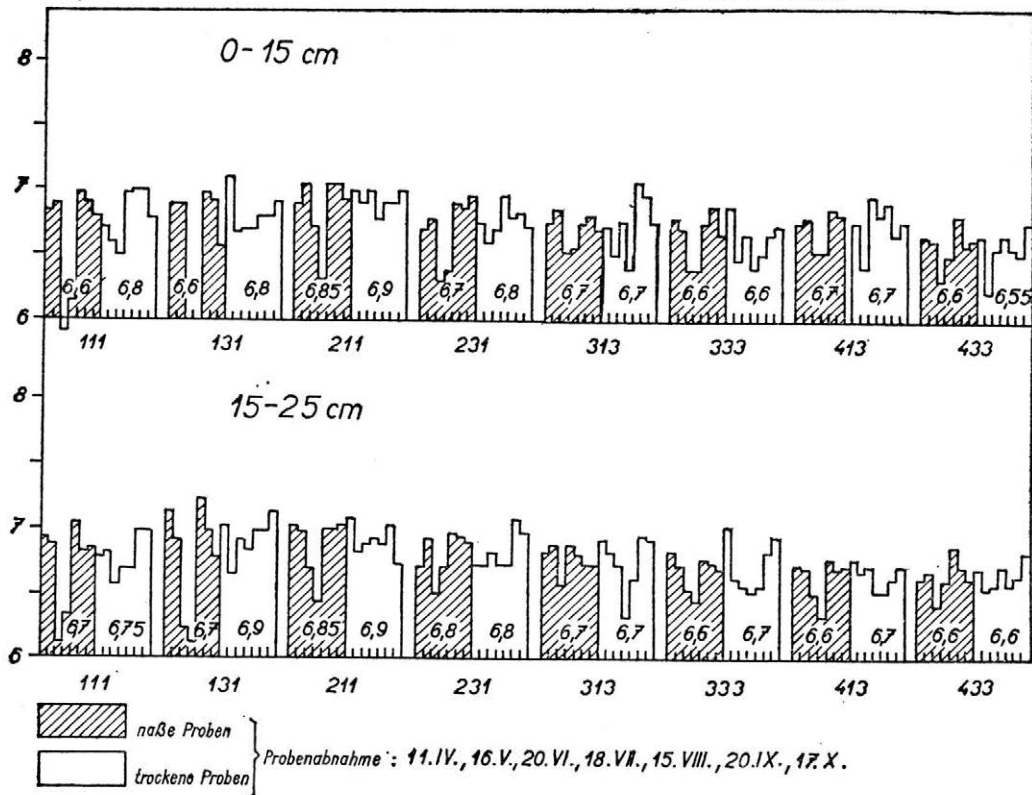


Diagramm 3

die Senkung des pH-H₂O am ausgeprägtesten beeinflusst, eine besondere Aufmerksamkeit.

Die bisherigen Ergebnisse erlauben uns aber vorläufig nicht, den Einfluß der verschiedenen Kombinationen der organischen und mineralischen Düngung eindeutig zu beurteilen, und zwar besonders infolge des Mangels an Angaben über die Saisondynamik der Veränderungen der aktiven Bodenreaktion, die in kürzeren Zeitintervallen verfolgt wurde.

Austauschazidität (pH-KCl)

Ähnliche wie bei der aktiven Reaktion (pH-H₂O), zeigt sich auch hier eine starke Schwankung der Werte des pH-KCl, und zwar sowohl während der Vegetationsperiode (saisonmäßige Veränderungen) als auch beim Vergleich der einzelnen Versuchspartellen. Die Amplitude dieser Veränderungen ist aber enger als beim aktiven pH und erreicht maximal den Wert von 0,3 bis 0,5 pH. Eine Ausnahme bilden nur die Parzellen 111 und 131 (ungedüngt und mineralisch gedüngt), wo im Jahre 1960 die Unterschiede der pH-Werte bis 1,1 pH erreichten (Diagramm 3).

Wir beobachten hier praktisch die gleiche Gesetzmäßigkeit der periodischen Veränderungen des pH-KCl während der Vegetationsperiode, und zwar: ein Maximum im Frühjahr und im späten Sommer, ein deutliches Minimum im Juni und Juli und ein teilweises Absinken der pH-Werte im Herbst. Es ist allerdings zu betonen, daß die Beweiskraft dieser Veränderungen (mit Ausnahme des ersten Minimums) bei pH-KCl niedriger ist als beim aktiven pH. Genauso zeigt auch die allmählich sinkende Tendenz der Werte des pH-KCl (bei allen verfolgten Partellen) vom Jahre 1957 bis zum Jahre 1960, auch wenn sie im allgemeinen deutlich ist, geringere Unterschiede als beim aktiven pH (Diagramm 4). Eine Steigerung des pH-KCl in der unteren Schicht der Ackerkrume (15 bis 25 cm) gegenüber der oberen Schicht

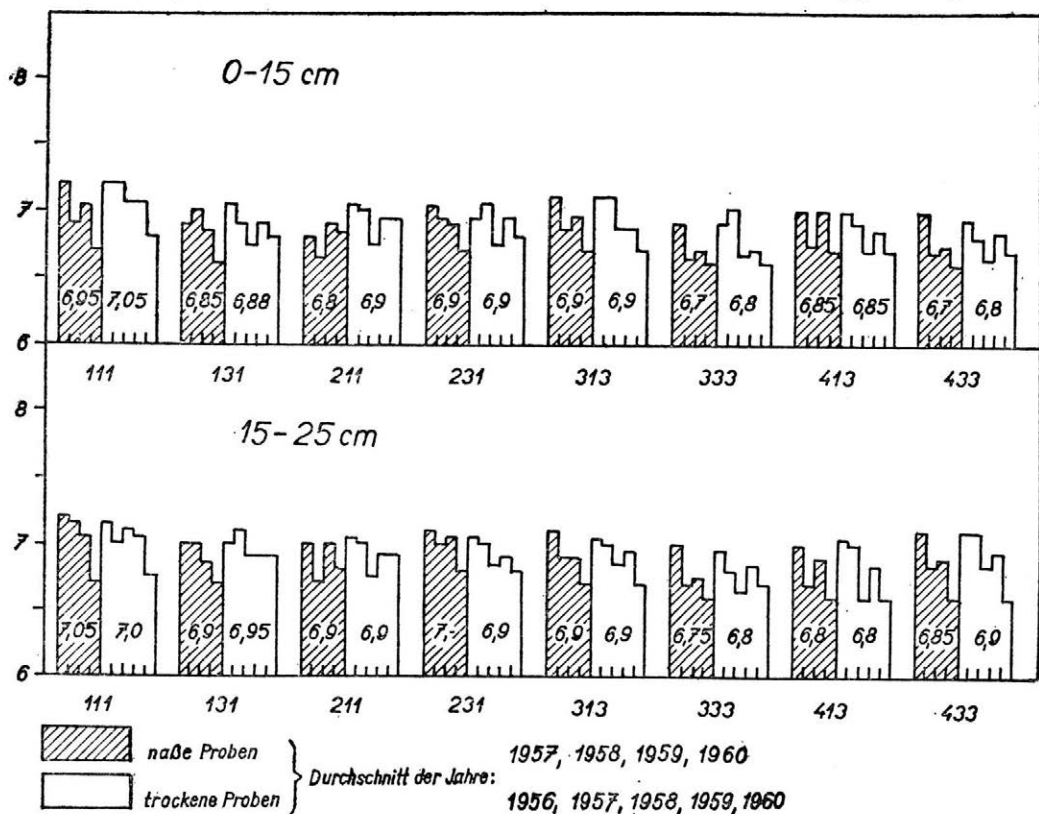


Diagramm 4

(0 bis 15 cm) kommt praktisch nicht vor, nur in vereinzelten Fällen (zum Beispiel bei der Parzelle 131) erreicht sie Werte von 0,1 bis 0,2 pH. Das verweist auf eine unwesentliche Senkung (Verdrängung) des sorptionsmäßig gebundenen H-Ions aus dem kolloiden Bodenkomplex, bei einer gesteigerten Konzentration der Ca+Mg-Ionen in der Bodenlösung.

Wenn wir die Beziehung des pH-KCl bei naßen und trockenen Proben vergleichen, sehen wir, daß auch hier, bei den trockenen Proben eine größere pH-Stabilität (eine niedrigere Amplitude der pH-Veränderungen) zur Geltung kommt als bei naßen Proben, obwohl diese Unterschiede geringer sind als bei dem aktiven pH. Interessant ist aber die Feststellung, daß es beginnend mit dem Jahre 1956, in dem die Werte des pH-KCl bei den trockenen Proben in den meisten Fällen niedriger waren als bei den naßen Proben, zu einer allmählichen Erhöhung des pH bei den trockenen Proben kommt, so daß im Durchschnitt von 5 Jahren die Austauschazidität bei den trockenen Proben schließlich höher ist als bei den naßen (maximaler Unterschied 0,05 bis 0,1 pH). Der Vergleich der Werte der aktiven und Austauschazidität verweist auf sehr starke Veränderungen, die den günstigen Einfluß der einzelnen Düngungsarten auf die Erhöhung eines optimalen Gleichgewichtes zwischen der aktiven und Austauschreaktion des Bodens, das für sorptionsmäßig gesättigte Böden mit einem hohen Pufferungsvermögen charakteristisch ist. Wenn wir dann die ausgeprägt sinkende Tendenz des aktiven pH und die allmählichere, weniger deutlich sinkende Tendenz des Austausch-pH vergleichen, die sich während der

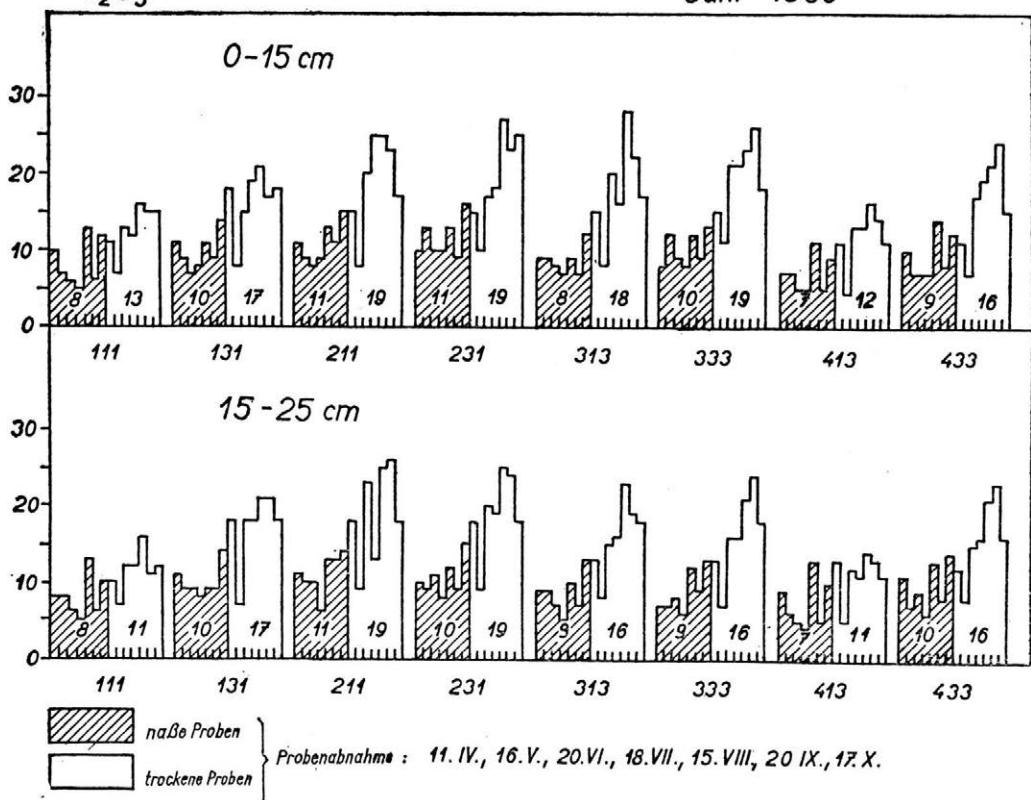


Diagramm 5

fünffährigen Verfolgung der Dynamik des pH zeigte, können wir voraussetzen, daß sich in den weiteren Jahren dieses Verhältnis weiterhin verengen wird.

Am wichtigsten ist aber die Beurteilung des Einflusses der einzelnen Düngungsarten auf den Stand und die Dynamik des pH-KCl. Auch hier machen sich starke Unterschiede zwischen den Düngungskombinationen bemerkbar. Im Vergleich mit der ungedüngten Parzelle weisen alle Düngungskombinationen eine bestimmte Senkung des pH-Wertes auf (bei den Jahresdurchschnitten), wobei die Kombination von Kompost mit Mineraldüngung (333) eine maximale (0,25 pH) und die Kombinationen 211, 231 und 313 eine minimale (0,1 pH) Abnahme zeigen. Diese Feststellung muß aber nicht der Wirklichkeit entsprechen, denn die beobachteten Unterschiede des pH-KCl zwischen den einzelnen Parzellen sind schon im Jahre 1956—1957 ersichtlich (zu Beginn des Versuches) und eine genaue Charakteristik des pH der Versuchsfläche (Schlag III) vor der Anlage des Versuches im Jahre 1955 ist uns nicht bekannt. Daher wird es nach unserer Ansicht ein ausschlaggebenderes Kriterium sein, den Gradienten der pH-Senkung der einzelnen Parzellen vom Jahre 1956 bis zum Jahre 1960 (Diagramm 4) zu werten, der bei naßen Proben folgende Tendenz aufweist: deutliche Senkung des pH-KCl (0,3—0,4 pH) bei den Parzellen

111 (ungedüngt)

313, 333 (Kompost, Kompost mit Mineraldüngung)

413, 433 (halbreifer Kompost, halbreifer Kompost mit Mineraldüngung),
minimale Senkung des pH-KCl (0,15 bis 0,25 pH) bei den Parzellen

131 (Mineraldüngung)

211, 231 (Stalldüngung, Stalldüngung mit Mineraldüngung).

Bei trockenen Proben ist die Charakteristik ähnlich, nur daß die Unterschiede des pH geringer sind (0,1 bis 0,2 pH).

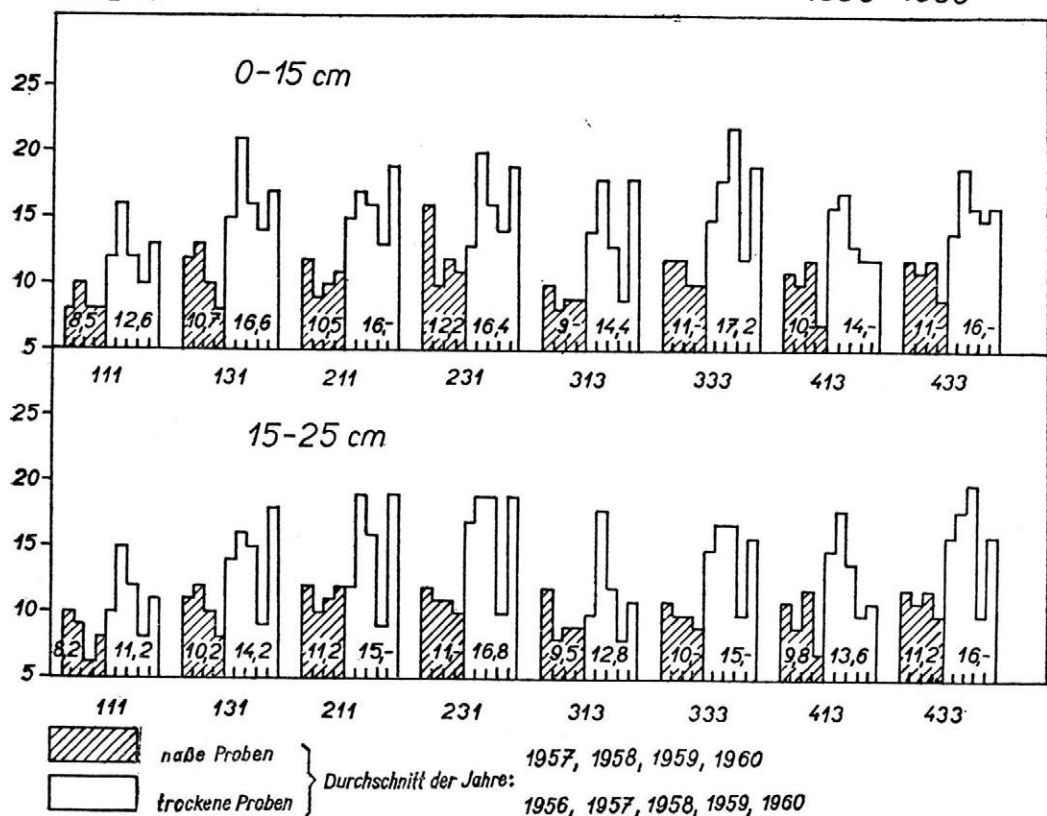


Diagramm 6

Aus dem Angeführten ist ersichtlich, daß Minereraldüngung und besonders Stallung (auch in Kombination mit Minereraldüngung) bis zu einem gewissen Grad auf die Stabilisierung der Werte des pH-KCl günstig wirken, während Kompost, beziehungsweise unreifer Kompost (auch in der Kombination mit Minereraldüngung), eine deutlichere Senkung der Austauschreaktion verursacht. Dies verweist auf die unterschiedliche Wirkung von Stallung und Kompost, im gegebenen Fall zu Gunsten des Stallungs, der wirksamer zur Steigerung des Pufferungsvermögens des Bodens beiträgt als der Kompost.

Die Dynamik der Veränderungen des Gehaltes an aufnehmbaren Nährstoffen

Phosphor (P₂O₅)

Für die Saisondynamik der P₂O₅ während der Vegetation ist die breite Amplitude der Veränderungen des P₂O₅-Gehaltes charakteristisch, die hohe Werte (10 bis 20 mg P₂O₅) erreicht, und zwar sowohl bei trockenen als auch bei naßen Proben (Diagramm 5). Wenn wir die Werte der aufnehmbaren P₂O₅ nach dem Kriterium der Phosphorversorgung des Bodens beurteilen, sehen wir, daß die Vorräte auf ein und derselben Parzelle während der Vegetationsperiode zwischen „schlecht“ bis „sehr gut“ schwanken. Der Verlauf der Veränderungen des Gehaltes an aufnehmbarer P₂O₅ zeigt, daß auch hier eine bestimmte Gesetzmäßigkeit besteht, obwohl die beschränkte Anzahl der Bestimmungen und die großen Zeitabstände zwischen den einzelnen Abnahmen der Bodenproben keine beweiskräftige Bestätigung unserer Voraussetzungen erlauben. Wir können aber mit Sicherheit behaupten, daß für die Frühlings- und Herbstperiode ausgeprägte Maxima des Gehaltes an aufnehmbarer

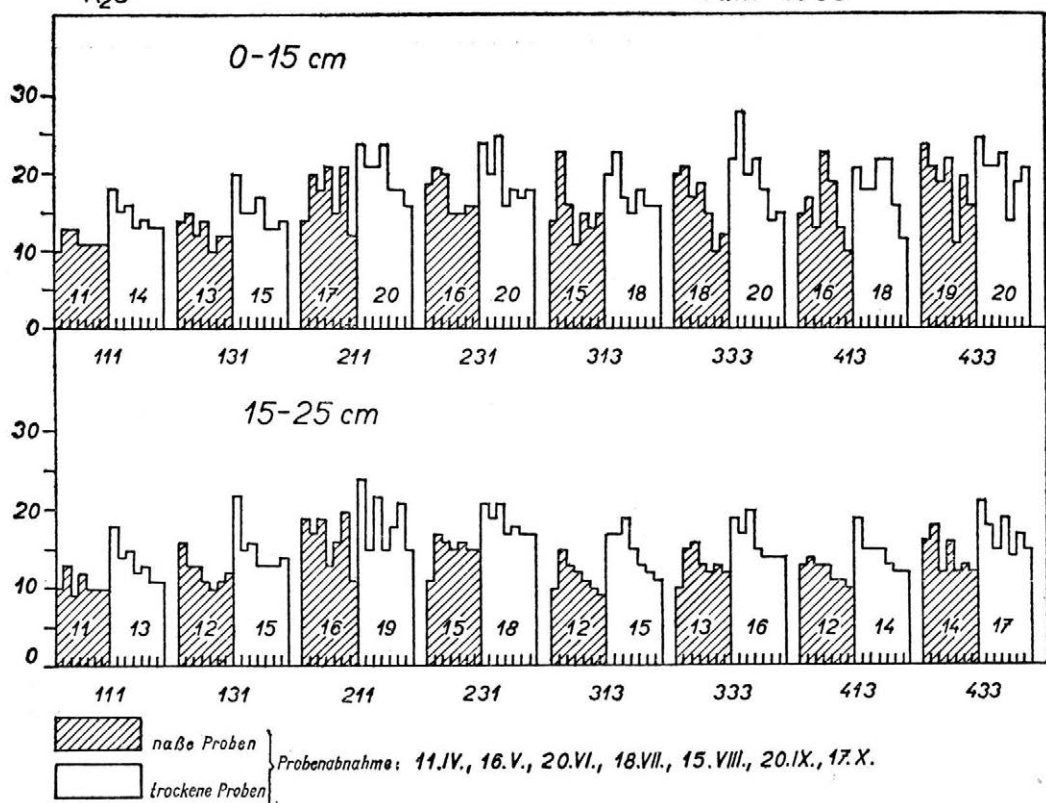


Diagramm 7

P₂O₅ charakteristisch sind und daß es im Gegenteil in der Sommerperiode zu einem tiefen Absinken der P₂O₅-Werte kommt. Wenn wir von allen anderen äußeren Eingriffen in den Boden, einschließlich der Düngung absehen, erscheint uns die Behauptung, daß die Veränderungen im Gehalt an aufnehmbarer P₂O₅ gesetzmäßig mit den klimatischen Veränderungen (der Temperatur und den Niederschlägen) zusammenhängen, ein absolut logischer Schluß, auch wenn das Frühjahrsmaximum teilweise durch die Mineraldüngung verzerrt sein kann.

Wenn wir die Unterschiede im Gehalt an aufnehmbarer P₂O₅ in der oberen und unteren Schicht der Ackerkrume vergleichen, bemerken wir in einer Tiefe von 15 bis 25 cm eine unwesentliche Senkung der P₂O₅-Werte im Bereich von 1—3 mg P₂O₅, aber nicht bei allen Düngungskombinationen. Diese teilweise Verminderung des P₂O₅-Gehaltes in der Ackerkrume mit zunehmender Tiefe ist einerseits durch die oberflächliche Einbringung der Phosphordüngemittel, andererseits durch die erhöhte Mineralisierung der organischen Stoffe in der Nähe der Oberfläche und vor allem durch die geringe Migrationsfähigkeit des Phosphors bedingt.

Die markantesten Unterschiede zeigen sich zwischen trockenen und naßen Proben. Bei allen verfolgten Düngungskombinationen sind die Werte der P₂O₅ bei den trockenen Proben wesentlich höher als bei den naßen, und zwar auch nach Umrechnung der P₂O₅-Werte auf den Standardwassergehalt in der getrockneten Probe (bei 5 % Feuchtigkeit). Es ist vorzusetzen, daß in dem frischen, feuchten Erdreich sowohl die biologische als auch die chemische Sorption der P₂O₅, die die Dynamik der Phosphorformen im Boden am stärksten beeinflussen, in wesentlich größerem Maß zur Geltung kommen. Daher sind auch die Ergebnisse der Bestimmungen bei trockenen Proben ausgeglichener, mit einer niedrigeren Amplitude der Veränderungen, als bei naßen Proben. Vom Gesichtspunkt der Wertung des Einflusses verschiedener Kombinationen organischer und mineralischer Düngung auf die Veränderungen im Gehalt an aufnehmbarer P₂O₅ können wir feststellen, daß

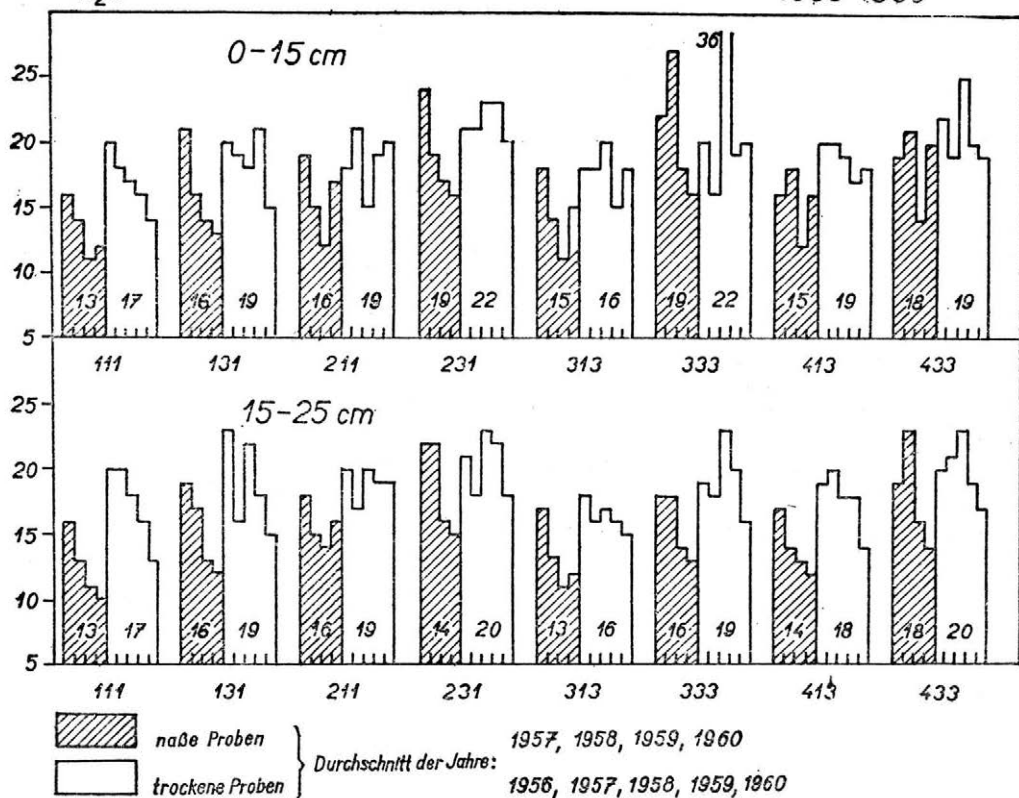


Diagramm 8

sich zwischen den einzelnen Kombinationen, und zwar sowohl in den einzelnen Jahren als auch im Mittel von fünf Jahren (Diagramm 6), charakteristische Unterschiede zeigen, die durch die angewandten Düngemittel bedingt sind. Den ausgeglichensten und gleichzeitig auch geringsten Phosphorsäuregehalt in den trockenen und naßen Proben finden wir bei der ungedüngten Parzelle (111), während bei allen anderen Parzellen die Werte der P₂O₅ nachweisbar höher sind.

Die Mineraldüngung (Parzelle 131) steigerte den Gehalt an aufnehmbarem Phosphor im Durchschnitt um 3 mg, im allgemeinen ist aber eine gleichmäßig sinkende Tendenz zu beobachten. Bei den trockenen Proben sind zwischen den einzelnen Jahren zwar bedeutendere Unterschiede, aber der Vorrat an aufnehmbarer P₂O₅ ist hier unverhältnismäßig höher.

Von den organischen Düngemitteln zeigen sich Stalldung und halbreifer Kompost am günstigsten (Steigerung des P₂O₅-Gehaltes im Vergleich mit der ungedüngten Parzelle um 1 bis 2 mg), während reifer Kompost den P₂O₅-Spiegel nur um 0,5 mg erhöhte.

Die Kombinationen von organischer und mineralischer Düngung sind aber in allen Fällen am vorteilhaftesten (Steigerung des P₂O₅-Gehaltes um weitere 1 bis 2 mg). Wenn wir die gesamte P₂O₅-Bilanz der gedüngten Kombinationen mit der ungedüngten Parzelle vergleichen, sehen wir, daß die mineralische Düngung, die die Bodenvorräte an aufnehmbarer P₂O₅ bei naßen Proben um 2 mg und bei trockenen Proben um 4 mg erhöhte, in der Kombination mit Kompost am effektivsten ist, wo auch die größte Zunahme an P₂O₅ (2 bis 3 mg) erreicht wurde. Bei der Kombination von Stalldung und halbreifem Kompost mit intensiver Mineraldüngung erhöhte sich der P₂O₅-Spiegel nur um 1 bis 2 mg.

Vom Standpunkt der Phosphordüngung ist also die Kombination von reifem Kompost mit intensiver Mineraldüngung am wirksamsten, in geringerem Maß Stall- und halbreifer Kompost in Kombination mit Mineraldüngung. Selbst in der unteren Schicht der Ackerkrume (15 bis 25 cm) hatte die Kombination von Stall- mit intensiver Mineraldüngung (bei tieferer Unterbringung) keinen günstigeren Einfluß.

Kali (K_2O)

Wenn wir in allen vorhergehenden Fällen eine gewisse Gesetzmäßigkeit in der Dynamik der verfolgten Eigenschaften fanden, ist es bei Kali, bis auf einige Ausnahmen praktisch unmöglich eine allgemeine Gültigkeit der oben angeführten Schlüsse nachzuweisen. Die Dynamik der Saisonveränderungen (Diagramm 7) zeigt überhaupt keine Regelmäßigkeit, vielleicht mit Ausnahme einer bestimmten Tendenz zur Senkung des K_2O -Spiegels während der Vegetation. Die Schwankungen des Gehaltes an aufnehmbarem K_2O sind zwar auf den einzelnen Parzellen sehr hoch (10 mg und mehr), überschreiten aber niemals die Schwelle einer bestimmten Kategorie der Kaliversorgung des Bodens.

Eine breitere Amplitude der Veränderungen des K_2O -Gehaltes können wir bei den naßen Proben beobachten (maximal 15 bis 20 mg K_2O), während bei den trockenen Proben die Ergebnisse im allgemeinen ausgeglichener sind. Der K_2O -Spiegel ist zwar bei den trockenen Proben um 4 bis 6 mg höher, aber nach der Umrechnung auf den gleichen Wassergehalt unterscheiden sich die absoluten Werte des K_2O nicht wesentlich.

Der Gehalt an aufnehmbarem Kali in der unteren Schicht der Ackerkrume (15 bis 25 cm) ist in der überwiegenden Mehrzahl der Fälle niedriger (um 1 bis 2 mg Kali), was wahrscheinlich mit der hohen physikalisch-chemischen Sorption des K_2O aus den seicht eingebrachten Kalidüngemitteln zusammenhängt, die die Migration (die Auswaschung) des Kalis aus den Oberschichten in den Untergrund hemmt. Es kann allerdings auch nicht die Möglichkeit einer stärkeren Nährstoffaufnahme der Pflanzen, insbesondere in der zweiten Vegetationshälfte aus der Unterschicht der Ackerkrume ausgeschlossen werden, wofür die ausgeprägter sinkende Tendenz der K_2O -Werte in einer Tiefe von 15 bis 25 cm während der Vegetation spricht.

Verhältnismäßig schwieriger ist die Wertung des Einflusses verschiedener Arten der organischen und mineralischen Düngung auf den Stand und die Dynamik des K_2O (Diagramm 8). Zwischen den einzelnen Düngungskombinationen bestehen zwar starke Unterschiede, aber Unkenntnis der ausführlicheren agrochemischen Charakteristik der einzelnen Versuchspartellen vor Beginn der eigentlichen Forschung (das heißt im Jahre 1955) erschwert die beweiskräftige Bestätigung unserer Folgerungen. Den niedrigsten K_2O -Spiegel und gleichzeitig auch die deutlichste Tendenz der Senkung, die 5 bis 6 mg K_2O erreichte, zeigte vom Jahre 1956 bis zum Jahre 1960 die ungedüngte Parzelle (111). Es ist klar, daß der Kalientzug durch das Erntegut verhältnismäßig hoch ist (größer als bei P_2O_5) und daß in den nächsten Jahren eine Ertragssenkung zu erwarten ist, die durch den Mangel an Kali und die Störung des optimalen Nährstoffverhältnisses bedingt ist.

Alle gedüngten Parzellen unterscheiden sich deutlich von der ungedüngten Parzelle, und zwar zum einen durch den höheren K_2O -Spiegel, zum anderen durch die höhere Stabilität der Saisonwerte des K_2O . Die mineralisch gedüngte Parzelle (131) hat zwar im Durchschnitt von 4 Jahren um 2 bis 3 mg K_2O mehr als die ungedüngte Parzelle, aber auch hier sehen wir in den einzelnen Jahren eine deutliche Senkung des K_2O -Spiegels. Die Kaligesamtbilanz ist also selbst hier, bei intensiver Düngung mit Kalidüngemitteln, negativ. Die organische Düngung, besonders Stall- (211), erhöht den K_2O -Spiegel gleichfalls um 2 bis 3 mg, und zwar in dem ganzen Profil der Ackerkrume. Reifer und halbreifer Kompost (313, 413) wirkt zwar ebenfalls günstig, aber in geringerem Maß. Der Unterschied von 1 mg K_2O zwischen Stall- und Kompost kann aber nicht als Beweis für eine bessere Wirkung des Stall- angesehen werden.

Die Kombinationen von organischer und mineralischer Düngung sind ohne Zweifel am wirksamsten. Eine maximale Erhöhung des K_2O -Spiegels wurde durch die Kombination von Stall- mit intensiver Mineraldüngung (231) und von Kompost mit intensiver Mineraldüngung (333) erreicht, eine geringere durch die Kombination von halbreifem Kompost mit intensiver Mineraldüngung (433). Die Zunahme des Gehaltes an aufnehmbarem K_2O übersteigt aber nicht die Summe der Zunahmen, die bei reiner organischer und mineralischer Düngung erzielt wurden. Wenn wir die organisch gedüngten Parzellen und die mit einer Kombination von organischen und

Mineraldünger gedüngten Parzellen miteinander vergleichen, sehen wir, daß die Mineraldüngung in allen Fällen eine deutlichere Dynamik verursacht (Saisonveränderungen im Gehalt an K_2O), während organische gedüngte Parzellen (besonders bei trockenen Proben) ausgeglichene K_2O -Werte und eine engere Amplitude der Veränderungen, maximal 2 mg K_2O , aufweisen.

Wir können also konstatieren, daß sowohl Stalldung als auch Kompost gemeinsam mit einer intensiven Mineraldüngung vom Gesichtspunkt der Bodenversorgung mit aufnehmbarem Kali die wirksamsten Kombinationen der organischen und mineralischen Düngung sind.

Zusammenfassung

Die Ergebnisse der Forschungen, die zur Feststellung des Einflusses verschiedener Arten der organischen und mineralischen Düngung auf die Dynamik der agrochemischen Eigenschaften des Bodens durchgeführt wurden, erlaubten uns, gewisse Schlüsse zu ziehen, deren Gültigkeit aber in hohem Maß auf die Bodenbedingungen des stationären Ernährungsversuches des Zentralen Forschungsinstitutes für pflanzliche Produktion in Prag-Ruzyně beschränkt sind, das heißt auf toniglehmige Parabraunerde mit einer verhältnismäßig hohen Kulturstufe, im semihumiden Klimabereich.

Die Bodenreaktion (aktive und Austauschreaktion)

Die Dynamik der saisonmäßiger Veränderungen des aktiven und des Austausch-pH zeigt während der Vegetationsperiode ein verhältnismäßig starkes Schwanken der Werte, und zwar im Spielraum von 0,5 pH bei der Austauschreaktion und von 0,7 pH bei der aktiven Reaktion. Die beobachtete Gesetzmäßigkeit dieser durch äußere Faktoren bedingten Veränderungen wurde aber nicht ausreichend bestätigt.

Bei allen verfolgten Parzellen wurde im Verlauf von 5 Jahren eine mäßig sinkende Tendenz der aktiven und Austauschreaktion von einem schwach alkalischen zu einem neutralen Milieu beobachtet. Diese Senkung halten wir von dem Gesichtspunkt der Ernährung der landwirtschaftlichen Pflanzen, in den Bedingungen der Durchführung des gegebenen Ernährungsversuches als günstig.

Die bei allen verfolgten Parzellen, insbesondere in den Jahren 1956 und 1957 beobachteten verhältnismäßig großen Unterschiede zwischen dem aktiven und Austausch-pH werden allmählich von Jahr zu Jahr kleiner. Diese Erscheinung kann besonders bei den organisch gedüngten Parzellen als ein Beweis für das zunehmende Pufferungsvermögen des Bodens angesehen werden.

In der unteren Schicht der Ackerkrume (15 bis 25 cm) sind die Werte des aktiven pH sowie des Austausch-pH unwesentlich höher als in der oberen Schicht (0 bis 15 cm), und zwar wahrscheinlich als Folge der Migration der einwertigen, gegebenenfalls zweiwertigen Kationen in den Untergrund.

Die unterschiedliche Wirkung der organischen und Mineraldünger auf die saisonmäßigen Veränderungen der Bodenreaktion wurde von uns nicht entsprechend bewiesen. Es ist aber anzunehmen, daß die organische Düngung (namentlich Kompost), gegebenenfalls kombiniert mit Mineraldüngung, die pH-Werte deutlicher senkt als die mineralische Düngung allein.

Aufnehmbare Nährstoffe (Phosphor und Kali)

Es wurde eine absolute Unbeständigkeit der sogenannten Bodenvorräte an aufnehmbaren Nährstoffen (P_2O_5 , K_2O) während der Vegetationsperiode nachgewiesen. Für die saisongebundene Dynamik von P_2O_5 und K_2O ist die Breite des Schwankungsbereiches der Veränderungen charakteristisch, die das Kriterium (den Grenzwert) der Versorgung der Böden mit aufnehmbaren Nährstoffen übersteigt.

Die Dynamik der Saisonveränderungen von P_2O_5 und K_2O zeigt eine bestimmte, für die gegebenen klimatischen und Bodenbedingungen charakteristische Gesetzmäßigkeit. Diese beruht in der periodischen Veränderung der Minimal- und Maximalwerte, die in erster Reihe durch die Niederschlags- und Temperaturbedingungen des Versuchsobjektes bedingt ist.

Der Gehalt an aufnehmbaren Nährstoffen (P_2O_5 und K_2O) ist in der unteren Schicht der Ackerkrume (15 bis 25 cm) gegenüber der oberen Schicht (0 bis 15 cm) niedriger, was wahrscheinlich für P_2O_5 mit den spezifischen Bedingungen der chemischen Sorption im Boden und für K_2O mit der physikalisch-chemischen Sorption

im Boden zusammenhängt, gegebenenfalls mit der gesteigerten Intensität des Nährstoffentzugs aus der unteren Schichte der Ackerkrume.

Die Voraussetzung, daß die Trocknung der Bodenproben an der Luft den Spiegel der aufnehmbaren Nährstoffe beeinflusst, bestätigte sich. Die Phosphorsäurewerte sind bei „trockenen Proben“ wesentlich höher als bei frisch feuchten Proben, und zwar auch nach der Umrechnung auf den Standardwassergehalt (5 %) im Erdreich, während sich bei K_2O die umgerechneten Werte der „naßen“ Proben dem K_2O -Gehalt in den getrockneten Proben nähern. Das Wesen dieser Erscheinung wurde aber nicht näher erklärt.

Die verschiedenen Arten der verwendeten organischen und mineralischen Düngung zeigten sich deutlich in einem unterschiedlichen Spiegel der aufnehmbaren Nährstoffe, namentlich des Phosphors. Im Vergleich mit der ungedüngten Parzelle haben sämtliche anderen Parzellen einen höheren Gehalt an P_2O_5 und K_2O .

Der Gehalt an aufnehmbarem Phosphor ist auf der mit Kompost in Kombination mit Mineraldüngung gedüngten Parzelle am höchsten, der Kaligehalt auf der mit Kompost gedüngten Parzelle, eventuell auf der Parzelle mit Stalldung in einer Kombination mit Mineraldüngung.

Die Gesamtbilanz der aufnehmbaren Formen von P_2O_5 und K_2O für die Jahre 1956 bis 1960 ist auf allen Parzellen negativ. Der Spiegel der aufnehmbaren Nährstoffe zeigt vom Jahre 1956 eine mäßig sinkende Tendenz, die bei K_2O ausgeprägter ist als bei P_2O_5 . Die ausgeglichensten Werte, mit einer schmalen Amplitude der Veränderungen im Gehalt an aufnehmbaren Nährstoffen, wurden auf den mit organischen Düngemitteln, namentlich mit Stalldung, gedüngten Parzellen beobachtet.

Literatur

1. Baker H., Clapham A. R.: Seasonal variations in the acidity of Some weedland soils. J. Ecology 27, 114-125, 1939. — 2. Bamberg K.: Untersuchungen über die chemische Bestimmung der Bodenfruchtbarkeit. Zft. Pflanzenernährung, Düngung u. Bodenkunde, Teil A, B IX, 137, 1927. — 3. Rhein-Martens: Die chemischen, physikalischen und biologischen Bodeneigenschaften des Dikopshofer Dauerdüngungsversuches. Zft. Acker- u. Pflanzenbau, B 100, 137, 1956. — 4. Duchoň F.: Příčiny tzv. abnormálních zjevů u některých názorných pokusů s plným hnojením. Sbor. ČAZ, XVII, sešit 3, 1942. — 5. Fenér D.: Über die Schwankungen der Reaktionsverhältnisse im Boden. Zft. Pflanzenernähr., Düng. Bodenk. 42, S 257, 1936. — 6. Gliemeroth G.: Wirkung von Stallmist, Kunstmist und Kompost auf Ertrag sowie chemische und physikalische Eigenschaften eines Lößlehms. Zeitschrift für Acker- und Pflanzenbau 113 (11, 1961. — Gorskiy M.: Prebka gleby indyvidualna ozy mieszana. Roczn. gleboznaw. č. 1, 41-47, 1950. B 8. Hraško J. a kolektiv: Rozpory půd. SNPL Bratislava, 1962. — 9. Jacob A.: Die Bodenanalyse als Grundlage einer Nährstoffkontrolle des Bodens. Dtsch. Landw., 3, 90-92, 1949. — 10. Jahn-Desbach W.: Der Einfluß unterschiedlicher Düngungsmaßnahmen auf Boden und Pflanze im langjährigen Nährstoffmangelversuch in Tyrow bei Berlin. Ztschr. für Acker- u. Pflanzenbau, 114 (2), 1962. — 11. Köhnlein J.: Zur Frage der Reaktionsverschiebung in rohumushaltigen Kreidesandböden. Landw. Forschung 5, 39-54, 1953. — 12. Kolařík J.: Zlepšená soustava výživy rostlin. SZN Praha, 1959. — 13. Köhnlein J., Finger H.: Experimentelle Untersuchungen über den Kreislauf der Pflanzennährstoffe im landwirtschaftlichen Betrieb. Zft. Acker- und Pflanzenbau, E. 101, H. 1-2, S. 135, 1956. — 14. Lemmermann O.: Ertragsgesetze und Bodenuntersuchungsmethoden nebst einigen sich daraus ergebenden Düngungsfragen. Zft. Pflanzenernähr. Düng. Bodenk. 43, 205-233, 1950. — 15. Müller S.: Meßergebnisse des Feuchtigkeitsganges und der pH-Werte von 3 Stuttgarter Waldböden. Jahrsch. geolog. Abt. würt. statistisch. Landesamt 2, 94-108, 1952. — 16. Nehring K.: Über die Schwankungen der Reaktionsverhältnisse im Boden. Zft. Pflanzenernähr. Düng. Bodenk. A 40, 137-141, 1935. — 17. Opitz K., Rathack K.: Beitrag zur Untersuchung des Nährstoffgehaltes von Ackerböden nach dem Verfahren Mitscherlich. Landw. 76, 68, 321, 1928. — 18. Pfulb K.: Feldversuche und Bodenuntersuchungen. Landw. Forschung E XI, 11 Sonderheft s. 44, 1958. — 19. Pozdena L.: Über die Änderungen der Bodenreaktion im Laufe eines Jahres und das Verhältnis zwischen der pH-Zahl in Wasser und in Kaliumchlorid. ZFT. Pflanzenernährung, Düng. Bodenk. A 27, 87-96, 1933. — 20. Rauterberg E., Utesoher K.: Die Laboratoriumsmethoden zur Feststellung des Düngungsbedürfnisses in ihrer Abhängigkeit

vom Bodenzustand. Zft. Pflanzenernähr. Düng. u. Bodenk., 51, 34-47, 1950. — 21. Riehm H., Hofmann A.: Untersuchungen über die Nährstoffänderungen in Böden im Laufe mehrerer Jahre. Landw. Forsch. B. VI, S. 169, 1955. — 22. Russell E. J.: Boden und Pflanze. Dresden, 1936. — 23. Scheffer F.: Über die Abhängigkeit der Höhe des pflanzenaufnehmbaren Nährstoffkapitals von der Dynamik des Bodens. Dissertation, Halle, 1936. — 24. Sik L., Schönfeld A.: Über periodische Veränderungen der Bodenkennzahlen (orig. maďarsky). Agrokémia és Talajtan, Tom 1, No 3, 1952. — 25. Smith A. M., Robertson J. M.: The influence of the plant upon seasonal changes in soil acidity. J. Agricult. Sci. 21, 822-851, 1931. — 26. Einfluß des Bodenaustrocknens auf die Menge der assimilierbaren Phosphorsäure. Bodenk. u. Pflanzenernähr., 32, 1943. — 27. Stremme H.: Die Schwefelsäure im Säurehaushalt der Waldböden. Zft. Pflanzenernähr., Düng., Bodenk. 50, 89-99, 1950. — 28. Várallyay G., Keresztesy B.: Differences and Biological Fluktuations in the Content of Readily Soluble Nutrients of soils. (orig. maďarsky) Agrokémia és Talajtan, Tom 1, No 4, 1952. — 29. Zvanovec V., Uhrecká I.: Reakce půd školního statku v Žabčicích a její změny po 20 letech. Sborník VŠZL Brno, čís. 2, 1958.

Vliv různých způsobů hnojení na dynamiku agrochemických vlastností půdy

Dosažené výsledky výzkumu, prováděného za účelem zjištění vlivu různých způsobů organického a minerálního hnojení na dynamiku agrochemických vlastností půdy, nám dovolují formulovat některé závěry, jejichž platnost je však do značné míry omezena na půdní podmínky stacionárního výživářského pokusu ÚVÚRV v Praze-Ruzyni, tj. jílovitohlinitou hnědozemí (poměrně vysokého stupně zkulturnění), nacházející se v semihumidní oblasti.

Reakce půdy (aktivní a výměnná)

Dynamika sezónních změn aktivního a výměnného pH vykazuje během vegetačního období poměrně značné kolísání hodnot, v rozmezí 0,5 (výměnná reakce) do 0,7 (aktivní reakce) pH. Pozorovaná zákonitost těchto změn, podmíněná vnějšími činiteli, nebyla však dostatečně potvrzena.

U všech sledovaných parcel byla v průběhu 5 let pozorována mírná tendence poklesu pH (aktivního i výměnného), ze slabě alkalického prostředí k neutrálnímu; tento pokles pokládáme z hlediska výživy zemědělských plodin, v podmínkách provádění daného výživářského pokusu, za příznivý.

Poměrně značné rozdíly mezi aktivní a výměnnou pH, pozorované u všech sledovaných parcel, zejména v letech 1956—1957, se postupně rok od roku zužují. Tento jev lze pokládat za důkaz zvyšující se pufovitosti půdy, zvláště u parcel organicky hnojených.

Ve spodní vrstvě ornice (15—25 cm) jsou hodnoty pH (akt. i vým.) nepatrně vyšší než ve svrchní části (0—15 cm), pravděpodobně jako důsledek migrace jedno-, popřípadě dvoumocných kationtů do spodiny.

Odlišné působení organických a minerálních hnojiv na sezónní změny půdní reakce nebylo námi náležitě prokázáno. Lze se však domnívat, že organické hnojení (jmenovitě kompost), popřípadě kombinované s minerálním, výrazněji snižuje hodnoty pH než minerální hnojení.

Přístupné živiny (fosfor a draslík)

Byla prokázána naprostá nestálost tzv. půdní zásoby přístupných živin (P_2O_5 , K_2O) během vegetačního období. Pro sezónní dynamiku P_2O_5 i K_2O je charakteristická široká amplituda změn, převyšující kritéria (hraniční čísla) zásobenosti půd přístupnými živinami.

Dynamika sezónních změn P_2O_5 a K_2O vykazuje určitou zákonitost, charakteristickou pro dané půdní a klimatické podmínky. Tato zákonitost spočívá v periodických změnách hodnot minima a maxima, podmíněných především srážkovými a tepelnými poměry pokusného objektu.

Obsah přístupných živin P_2O_5 i K_2O ve spodní vrstvě ornice (15—25 cm) je proti svrchní vrstvě (0—15 cm) nižší, což pravděpodobně souvisí se specifickými podmín-

kami chemické (pro P_2O_5) a fyzikálně-chemické (pro K_2O) sorpce v půdě, popřípadě se zvýšenou intenzitou odčerpávání živin ze spodní vrstvy ornice.

Byl potvrzen předpoklad, že vysoušení půdních vzorků (na vzduchu) ovlivňuje hladinu přístupných živin. Hodnoty P_2O_5 u „suchých“ vzorků jsou podstatně vyšší než u čerstvě vlhkých vzorků, a to i po přepočtu na standardní (5%) obsah vody v zemině, zatímco u K_2O se přepočtené hodnoty „mokrých“ vzorků blíží obsahu K_2O ve vysušených vzorcích. Podstata tohoto jevu nebyla však blíže osvětlena.

Různé způsoby aplikovaného organického a minerálního hnojení se zřetelně projeví v rozdílné hladině přístupných živin, zejména fosforu. Ve srovnání s nehnojenou parcelou mají všechny ostatní parcely vyšší obsah P_2O_5 i K_2O .

Obsah přístupného fosforu je nejvyšší na parcele hnojené kompostem v kombinaci s minerálním hnojením; obsah draslíku je nejvyšší na parcele hnojené kompostem, event. hnojem v kombinaci s minerálním hnojením.

Celková bilance přístupných forem P_2O_5 i K_2O v období let 1956—1960 je na všech parcelách negativní. Hladina přístupných živin vykazuje od r. 1956 mírnou tendenci poklesu, výraznější u K_2O než u P_2O_5 . Nejvyrovnanější hodnoty s úzkou amplitudou změn v obsahu přístupných živin byly pozorovány na parcelách hnojených organickými hnojivy, zejména hnojem.

Влияние различных способов удобрения на динамику агрохимических свойств почвы

Результаты исследования, проводимого в целях установления различных способов органического и минерального удобрения на динамику агрохимических свойств почвы, позволяют нам формулировать некоторые выводы, действие которых, однако, в значительной степени ограничивается почвенными условиями стационарного опыта питания, проведенного ЦНИИР в Праге—Рузыне, т. е. илесто-глинистым буроземом (в сравнительно высокой степени окультурения), находящимся в полувлажной области.

Реакция почвы (активная и обменная)

Динамика сезонных изменений активного и обменного pH в ходе вегетационного периода претерпевает сравнительно большие колебания величин, в пределах 0,5 (обменная реакция) — 0,7 (активная реакция) pH. Исследуемая закономерность этих изменений, обусловленная внешними факторами, в достаточной степени, однако, не подтвердилась.

У всех изучаемых делянок наблюдалась в течение 5 лет умеренная склонность к снижению pH (активного и обменного), от слабо щелочной среды к нейтральной; это снижение мы считаем с точки зрения питания сельскохозяйственных культур, в условиях данного опыта питания, благоприятным.

Довольно значительные расхождения между активным и обменным pH, наблюдавшиеся у всех изучаемых делянок, в особенности в 1956—1957 гг., постепенно из года в год сужаются. Это явление можно считать доказательством повышающейся буферности почвы, в особенности у органически удобряемых делянок.

В нижней части пахотного слоя (15—25 см) величины pH (акт. и обм.) незначительно выше, чем в верхней части (0—15 см), вероятно, вследствие миграции одно-двухвалентных катионов в подпочвенный слой.

Различное действие органических и минеральных удобрений на сезонные изменения почвенной реакции не было нами достоверно установлено. Можно, однако, полагать, что органическое удобрение (в особенности компост), при случае комбинированное с минеральным, более знаменательно снижает величины pH, чем минеральное удобрение.

Доступные питательные вещества (фосфор и калий)

Было доказано абсолютное непостоянство т. наз. почвенного запаса доступных питательных веществ (P_2O_5 , K_2O) в ходе вегетационного периода. Для сезонной динамики P_2O_5 и K_2O характерна широкая амплитуда изменений, превышающая критерии (предельные числа) запаса в почвах питательных веществ.

Динамика сезонных изменений P_2O_5 и K_2O не лишена некоторой закономерности, характерной для данных почвенных и климатических условий. Эта закономерность состоит в периодических изменениях величин максимума и минимума, обусловленных, в первую очередь, осадочным и температурным режимом подопытного объекта.

Содержание доступных питательных веществ P_2O_5 и K_2O в нижней части пахотного слоя (15—25 см) по сравнению с верхним слоем (0—15 см) ниже, что, вероятно, связано со специфическими условиями химической (для P_2O_5) и физикохимической (для K_2O) сорбции в почве, а при случае с повышенной интенсивностью черпания питательных веществ из нижней части пахотного слоя.

Подтвердилось предположение, что высушивание образцов почвы (на воздухе) влияет на уровень доступных питательных веществ. Величины P_2O_5 «сухих образцов» существенно выше, чем у свежих влажных образцов, причем и после пересчета на стандартное (5 %) содержание воды в грунте, в то время как у K_2O пересчитанные величины «влажных» образцов приближаются содержанию K_2O в высушенных образцах. Сущность этого явления не была, однако, более подробно объяснена.

Разные способы применявшегося органического и минерального удобрения отчетливо проявились в различном уровне доступных питательных веществ, в особенности фосфора. По сравнению с неудобренной делянкой все прочие делянки содержат больше P_2O_5 и K_2O .

Содержание доступного фосфора самое высокое на делянке, удобряемой компостом в комбинации с минеральным удобрением; содержание калия самое большое на делянке, удобряемой компостом, а при случае навозом в комбинации с минеральным удобрением.

Общий баланс доступных форм P_2O_5 и K_2O в период 1956—1960 гг. на всех делянках отрицательный. Уровень доступных питательных веществ характеризуется с 1956 года некоторой склонностью к понижению, причем больше у K_2O , чем у P_2O_5 . Самые выравненные величины, с узкой амплитудой изменений в содержании доступных питательных веществ, были установлены на делянках, удобряемых органическим удобрением, в особенности навозом.

Elektrokalzimeter EKM-1

Neue Methode der elektrometrischen Bestimmung des Kalziumkarbonat-Gehaltes im Boden

Elektrokalzimetr (EKM-1)

Nový způsob elektrometrického zjišťování obsahu uhličitanu vápenatého v půdě

Электрокальциметр (ЭКМ-1)

Новый способ электрометрического установления содержания углекислого кальция в почве

Ing. Jaromír DAMAŠKA, Ing. Jan HALADA

Zentrales Forschungsinstitut für pflanzliche Produktion Prag-Ruzyně

Die Bestimmung des Kalziumkarbonatgehaltes im Boden gehört zu den grundlegenden Verfahren der agrochemischen Bodenuntersuchung, denn das Kalzium ist nicht nur ein wichtiger Pflanzennährstoff, sondern übt auch eine günstige Wirkung auf die Verbesserung der physikalischen, chemischen und biologischen Bodeneigenschaften aus.

Das Kalzium im Boden wird in der Regel in Form von Karbonaten ermittelt, u. zw. durch ihre Zersetzung mit Salzsäure laut der Formel $CaCO_3 + 2 HCl = CaCl_2 + H_2O + CO_2$.

Die Mehrheit der Geräte (der sog. Kalzimeter) beruht auf dem Prinzip der Feststellung des Volumens des freigewordenen CO_2 in eudiometrischen Röhren über dem Wasserspiegel. Die am meisten angewandten Typen sind Geräte nach Janek, eine geringere Anzahl nach Smolík, die gegenwärtig in allen bodenkundlichen Laboratorien der ČSSR angewendet werden. Diese „Kalzimeter“ sind zwar verhältnismäßig genau, die Manipulation mit ihnen ist jedoch ziemlich langwierig und

erfordert einen Flüssigkeitsausgleich in den eudiometrischen Röhren nach einer jeden Messung und eine Umrechnung der verschiedenen Erdeinwaagen auf Procente des CaCO_3 usw.

Die angeführten Nachteile wurden bei dem neuen Prototyp des Gerätes zur Messung des CaCO_3 -Gehalts, dem sog. Elektrokalzimeter, das in der Abteilung für Bodenkunde des Zentrales Forschungsinstitutes für pflanzliche Produktion in Prag-Ruzyně konstruiert wurde, beseitigt.

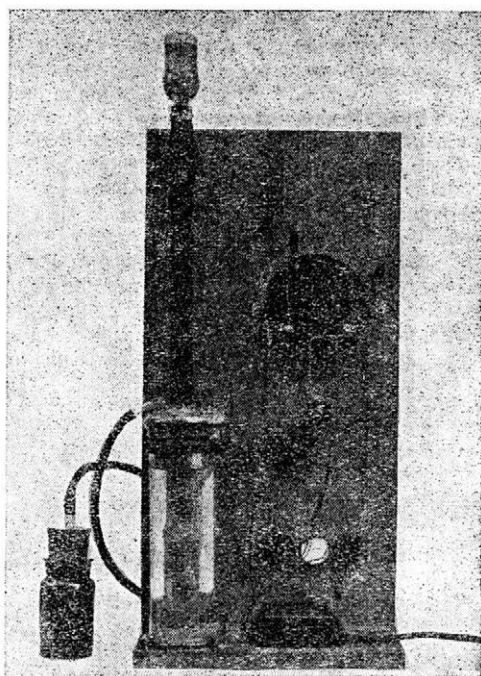
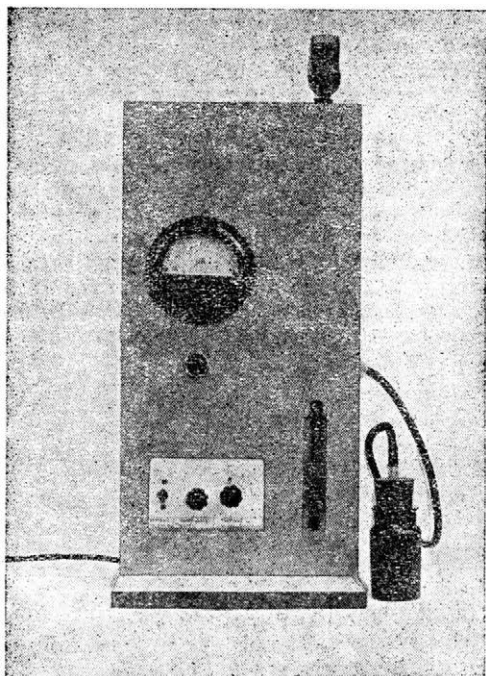


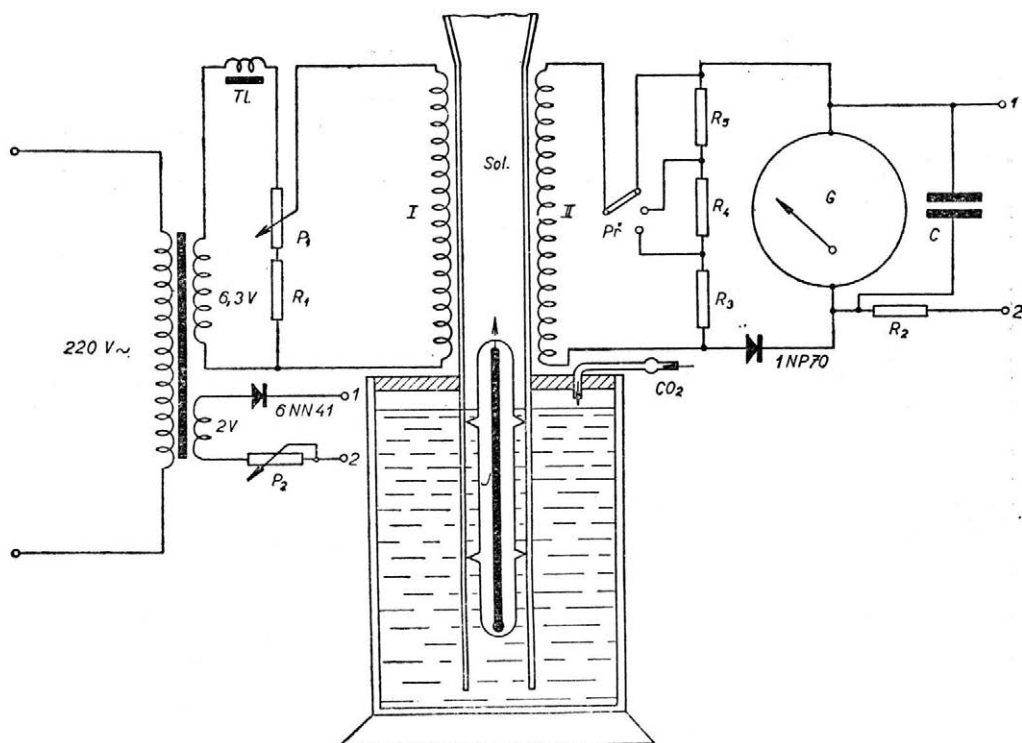
Abb. 1. Vorderansicht des Gerätes EKM-1

Abb. 2. Hinteransicht des Gerätes EKM-1

Konstruktionsangaben: Das Prototyp des Gerätes (Abb. 1 u. 2) besteht aus einem Glaszylinder mit einem Durchmesser von 7 cm und 23 cm Höhe, der bis zu einem markierten Strich mit einer Flüssigkeit (spez. Gewicht 1,5; in unserem Falle bewährte sich am besten eine gesättigte Natriumthiosulfat-Lösung) gefüllt ist. Der Glaszylinder ist durch einen mit Akrylharz vergossenen Stopfen vollkommen abgedichtet. In den Stopfen ist eine Glasröhre mit einer lichten Weite von 20 mm hermetisch eingelassen, die mit ihrem unteren Ende fast bis zum Boden des Zylinders reicht und den Zylinder um 30 cm überragt. Außerdem geht durch den Stopfen des Zylinders noch ein ebenfalls abgedichtetes Glasröhrchen mit einem angeschlossenen Gummischlauch, durch den das Kohlendioxyd aus dem Entwicklerkölbchen in den Zylinder eingeleitet wird. Die Meßröhre ist bis auf den in die Flüssigkeit eintauchenden Teil in ihrer ganzen Länge mit zwei übereinander liegenden dichten Wicklungen aus isoliertem Kupferdraht von 0,2 mm Durchmesser umwickelt.

Durch die innere Wicklung geht Wechselstrom mit einer Spannung von 6,3 V, der der Sekundärwicklung des Netztransformators entnommen wird. Zur Regulierung der Spannung wird ein sog. Spannungsteiler verwendet, der aus einem festen Widerstand R_1 (Wert 100 Ω) und einem Potentiometer P_1 (Wert 30 Ω) zusammengesetzt ist. In den Kreis der Sekundärwicklung des Transformators ist außerdem eine Niederspannungsdrossel zur Dämpfung von plötzlichen kurzen Schwankungen des Netzstroms eingebaut. Die äußere Wicklung der gläsernen Meßröhre ist über einen Germanium-Flächengleichrichter 1NP70 an ein konventionelles Zeiger-Mikroampermeter mit einer Empfindlichkeit von 200 $\mu\text{-A}$ bei vollem Zeigerausschlag angeschlossen. Die Einstellung der Null-Lage des Meßgerätes wird potentiometrisch von einer

gesonderten Transformatorenwicklung gesteuert; das Potentiometer P_2 hat einen Wert von 10 HP und ist mit dem festen Widerstand R_2 mit einem Wert von 5 HP in Serie geschaltet. (Dieses Potentiometer ist in der Abbildung noch nicht wiedergegeben, denn ursprünglich wendete man nur einen festen Widerstand zum stabilen Nullausgleich an.) Zur Gleichrichtung des Stromes wird hier eine Germanium-Diode des Typs 6NN41 benützt.



Schema des Gerätes

Im Inneren der Glas-Meßröhre bewegt sich im Einklang mit dem Hub der Flüssigkeit ein Schwimmer aus Kunststoff mit einem äußeren Durchmesser von 16 mm und einer Länge von 22 cm mit eingebautem leichten Eisenkern. Der Schwimmer taucht bis zum Scheitel in die Flüssigkeit und sein Schwerpunkt ist so gewählt, daß er eine möglichst geringe, praktisch vernachlässigbare Reibung an den Röhrenwänden aufweist. Um ein Anhaften des Schwimmers an den Röhrenwänden zu vermeiden, ist er an beiden Enden mit zwei Kunststoffringen versehen. Der Schwimmerkern induziert in der Sekundärwicklung des Solenoides einen Strom, der zu der in die Meßröhre eingebrachten Masse in direkter Proportion steht.

Das Gerät ist mit vier Messungsbereichen versehen, die durch einen Sternschalter eingeschaltet werden und die Empfindlichkeit des Mikroamperemeters auf die gewünschte Stufe herabsetzen. Die Widerstände, die die Stromempfindlichkeit des Meßgerätes senken (R_3 , R_4 , R_5) sind laut dem Prinzip des Ayrton's Nebenwiderstandes eingeschaltet, um die notwendige Dämpfung des Zeigers zu erhalten. Der Wert der Widerstände richtet sich nach der Stromkonstante des angewendeten Meßgerätes. In unserem Falle wurden Miniatur-Drahtabgleichkondensatoren (Trimmer) herangezogen und ihre Werte derart eingestellt, daß sich die Empfindlichkeit des Mikroamperemeters stufenweise senkt:

- beim II. Bereich $2\times$ (d. h. auf $400\ \mu\text{A}$ für vollen Ausschlag des Meßgerätes)
- beim III. Bereich $4\times$ (d. h. auf $500\ \mu\text{A}$ für vollen Ausschlag des Meßgerätes)
- beim IV. Bereich $10\times$ (d. h. auf $2\ \mu\text{A}$ für vollen Ausschlag des Meßgerätes)

Der I. Bereich ist durch den Nebenwiderstand nicht überbrückt und entspricht der maximalen Empfindlichkeit des Meßgerätes, d. h. 200 μ A. Die einzelnen Bereiche der elektrometrischen Einheiten entsprechen den nachstehenden Skalen des CaCO_3 -Gehaltes im Boden (bei einer Einwaage der Erde von 1 g):

<i>Der Bereich</i>	<i>entspricht dem Gehalt von CaCO_3 im Boden</i>
I	0 — 10 %
II	5 — 15 %
III	10 — 25 %
IV	15 — 50 %

Die Klemmen des Mikroamperimeters sind zur Dämpfung von plötzlichen Ausschlägen des Zeigers mit einem Sperrkondensator (Wert 2 μ F) überbrückt. Zur Anzeige der elektrometrischen Werte wurde ein kreisförmiger Schalttafel-Mikroampere-meter mit einem Durchmesser von 110 mm verwendet, dessen übersichtliche Skala 40 Teilstriche besitzt; 1 Teilstrich entspricht demnach 5 μ A.

Meßvorgang: Das Prototyp des Gerätes wurde für eine Betriebsspannung von 220 V konstruiert. Bei einer übermäßigen Schwankung der Netzspannung ist es notwendig, das Gerät über einen Stabilisator einzuschalten. Der Hebel des Solenoid-Stromschließers wird in der Richtung nach oben in die Lage + umgeschaltet und der Umschalter der Meßbereiche wird in die Lage I eingestellt. Durch die Unterbringung eines zu diesem Zwecke konstruierten Meß-Eisenkerns in die Röhre des Solenoides wird die Spannung der Sekundärwicklung des Transformators ermittelt; dabei muß der Zeiger des Mikroamperimeters einen auf der Skala bezeichneten Ausschlag aufweisen. Eine eventuelle Abweichung von dem bezeichneten Wert wird durch den Knopf des Potentiometers P_1 , der auf der Schalttafel mit der Aufschrift „Spannungs-Kompensation“ versehen ist, ausgeglichen. Daraufhin wird der Gummischlauch des Gerätes an das Entwicklerkölbchen angeschlossen und die Erde mit Säure begossen. Falls der Ausschlag des Zeigers die rechte Endstellung erreicht, wird der Umschalter der Messungsbereiche (P_2) auf einen höheren Bereich eingestellt.

Die Überführung der elektrometrischen Angaben auf den CaCO_3 -Gehalt wird vorläufig nach Standard-Eichkurven durchgeführt; für die Zukunft rechnet man jedoch damit, daß das Mikroamperimeter mit vier Skalen mit direkt bezeichneten Prozenten des CaCO_3 -Gehaltes im Boden versehen sein wird. Diese Skalen werden allerdings nicht linear, sondern logarithmisch sein.

Nach der Beendigung der Messung wird der Hebel des Solenoid-Ausschalters in die Null-Lage umgeschaltet, das Kohlendioxyd wird aus dem Zylinder des Gerätes durch die Abtrennung des Entwickler-Kölbchens ausgelassen, wodurch das Gerät für eine weitere Messung vorbereitet ist. Der mit einem Strich auf der Zylinderwand angezeichnete Flüssigkeitsspiegel wird nach Bedarf durch Nachgießen von destilliertem Wasser auf gleicher Höhe erhalten; allerdings muß darauf geachtet werden, daß das spezifische Gewicht der Flüssigkeit unter allen Umständen den ursprünglichen Wert von 1,5 aufweist. Zeitweise, falls wir eine deutliche Trübung des Natriumthiosulfates durch ausgeschiedenen Schwefel beobachten, ersetzen wir die Flüssigkeit im Zylinder durch eine neue Lösung.

Überprüfung der Anwendbarkeit des Gerätes EKM-1

Die Anwendbarkeit der von uns vorgeschlagenen Methode der Bestimmung von CaCO_3 im Boden bei Serienanalysen wurde mittels der volumetrischen Methode der CaCO_3 -Bestimmung unter Anwendung von Janek's „Kalzimeter“ überprüft. Da die Bestimmung des CaCO_3 mittels des Elektrokazimeters indirekt vorgenommen wird, u. zw. auf Grund der Messung der Intensität des induzierten elektrischen Stromes, war es notwendig im voraus entsprechende Eichkurven auszuarbeiten, mittels der die Intensität des induzierten Stromes auf den CaCO_3 -Gehalt überführt werden kann. Zu diesem Zwecke wurde eine Reihe von Erdstandards mit einem Gehalt von CaCO_3 von 0 bis 50 % vorbereitet. Die Vorbereitung dieser Standards beruhte auf der Auswahl einer geeigneten karbonatlosen Erde und ihrer Zubereitung; durch Beifügen einer bekannten CaCO_3 -Menge wurden Standardgemische mit verschiedenem Prozentgehalt an CaCO_3 hergestellt. Als Grundlage wurde Ackerkrume der Parabraunerde verwendet (neutrale Reaktion, 2,2 % Humus, 45 % der Bodenteilchen mit einer Korngröße unter 0,01 mm), die einigemal mit 0,5n HCl dekantiert wurde, zur Beseitigung von sekundären Karbonaten; darauf erfolgte eine Rückstättigung mit Ca-

Ionen (mit einer 0,1n CaCl_2 -Lösung). Nach einem gründlichen Durchwaschen der Erde mit destilliertem Wasser (bis zur Beseitigung des Überschusses an Cl -Ionen) wurde die Erde bei 105°C getrocknet und in einen Exsikkator über wasserfreiem CaCl_2 untergebracht. Analog wurde auch das Kalziumkarbonat getrocknet und ebenfalls im Exsikkator untergebracht. Durch genaues Abwiegen einer bestimmten CaCO_3 -Menge und ihrem vollkommenen Durchmengen mit einer genauen Einwaage karbonatloser Erde wurden nach und nach Standardgemische von Erde mit bekanntem Gehalt an CaCO_3 zubereitet. Diese Standards wurden in gut dichtende Pulverflaschen gegeben und in trockenem Milieu aufbewahrt. Die Messung des CaCO_3 -Standards mittels EKM-1 wurde auf die oben beschriebene Weise in zehnfacher Wiederholung vorgenommen. Die Aufstellung der Eichkurven beruhte auf dem Auftragen von Werten des Standardgehaltes an CaCO_3 (0–50 %) auf die Abszisse und der Meßwerte (Durchschnittswerte) in μA auf die Ordinate. Den einzelnen Meßbereichen (I–IV) wurden die entsprechenden CaCO_3 -Werte bei minimaler Einwaage von 1 g des Standardgemisches angepaßt. Nur für CaCO_3 -Werte bis zu 1 % erwies sich die Notwendigkeit, die Einwaage auf 5 g zu erhöhen. Da bei der weiteren Gestaltung des Prototyps des Gerätes EKM-1 ein direktes Ablesen der CaCO_3 -Werte auf der Mikroamperemeterskala vorgesehen ist, wurden keine mathematischen Korrekturen der gemessenen Werte vorgenommen. Die Eichkurven des EKM-1 sind in den graphischen Darstellungen 1 und 2 wiedergegeben.

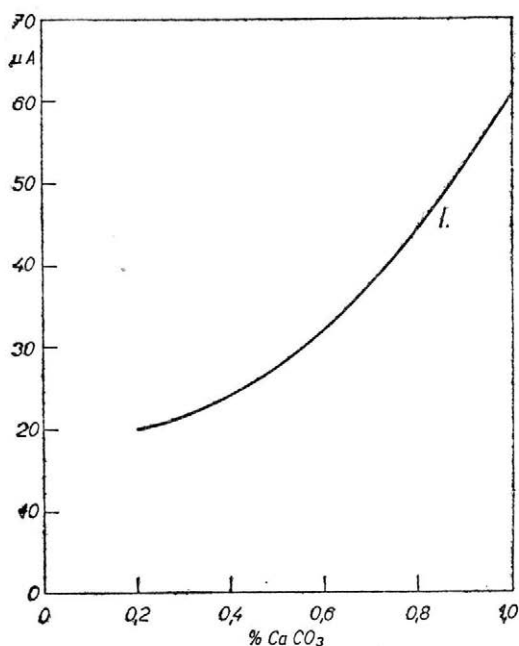


Diagramm 1

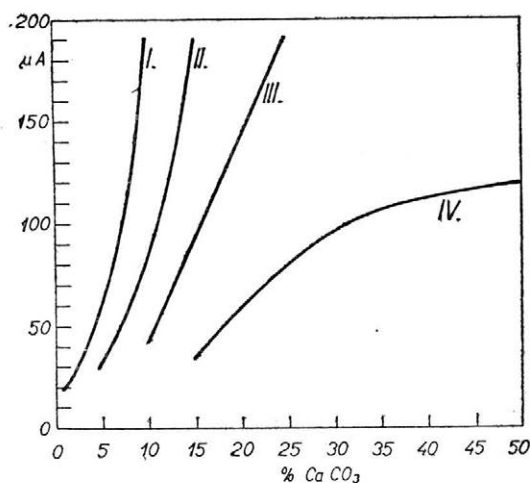


Diagramm 2

Die eigentliche Überprüfung der elektrometrischen Methode der Bestimmung von CaCO_3 beruhte auf dem Vergleich der Ergebnisse der CaCO_3 -Bestimmung auf zweierlei Arten, u. zw. mittels Janek's „Kalzimeter“ (als Vergleichsmethode) und mittels EKM-1. Zu diesem Zwecke wurden aus der Kollektion spezieller Sonden, die im Rahmen der komplexen Bodenforschung in der ČSSR entnommen wurden, 10 Bodenproben mit einem CaCO_3 -Gehalt in einer Spanne von 0–50 % ausgesucht; dieselben wurden auf übliche Weise zu Durchschnittsproben der Feinerde aufbereitet ($\varnothing < 2\text{ mm}$). In diesen aufbereiteten Proben stellte man den Gehalt an CaCO_3 (in 5 Wiederholungen), u. zw. volumetrisch und elektrometrisch fest. Bei volumetrischer Bestimmung mußte man die Erdeinwaagen (mit Rücksicht auf den CaCO_3 -Gehalt) von 1 bis 10 g regeln, wogegen für die elektrometrische Bestimmung bei CaCO_3 -Werten von über 1 % eine einheitliche Einwaage von 1 g genügte. (Bis 1 % CaCO_3 mußte die Einwaage auf 5 g erhöht werden.) Der unterschiedliche CaCO_3 -Gehalt

Profil Nummer der Probe	Ort (Kreis)	Bestimmung des CaCO_3 -Gehaltes								
		volumetrisch (Janek's Gerät)				elektrometrisch (Gerät EKM — 1)				
		Einwaage d. Erde (g)	$\bar{x}_1$ (% CaCO_3)	$\pm s_{\bar{x}_1}$	$M'_1 (\pm \%)$	Einwaage d. Erde (g)	Messungs- bereich	$\bar{x}_2$ (% CaCO_3)	$\pm s_{\bar{x}_2}$	$M'_2 (\pm \%)$
S — 10/1	Černčice (Louny)	10	0,15	0,046	89,8	5	I.	0,20	0	0
S — 6/1	Králová (Olomouc)	10	0,88	0,047	16,0	5	I.	0,92	0,053	17,2
S — 18/1	Drahonice (Louny)	10	2,55	0,093	11,0	1	I.	2,46	0,089	10,9
S — 16/1	Louny (Louny)	5	4,54	0,078	5,2	1	I.	4,58	0,019	1,2
S — 6/5	Králová (Olomouc)	5	6,17	0,083	4,6	1	II.	6,35	0,057	2,7
S — 5/8	Brníčko (Olomouc)	5	9,50	0,340	10,7	1	II.	9,87	0,067	2,0
S — 4/4	Střelice (Olomouc)	2	17,02	0,250	4,2	1	III.	17,17	0,049	0,9
S — 18/3	Drahonice (Louny)	1	23,60	0,740	9,3	1	IV.	23,46	0,181	2,3
S — 16/4	Louny (Louny)	1	30,92	1,015	9,8	1	IV.	30,37	0,250	2,5
S — 17/3	Dobroměřice (Louny)	1	36,56	0,875	7,2	1	IV.	37,06	0,213	2,5

wurde in diesem Falle durch einfaches Umschalten der Messungsbereiche (durch die Änderung der Empfindlichkeit des Gerätes) auf denjenigen Grad ausgeglichen, bei dem das Ablesen der Werte auf dem Mikroamperemeter der gegebenen Eichkurve am besten entsprach. Auf diese Weise, d. h. durch die Änderung der Empfindlichkeit des Gerätes, kann man die gemessenen Werte auf 2—3 Eichkurven auf einmal überprüfen, ohne die Einwaage und die Zersetzung der Erde wiederholen zu müssen.

Die Teilergebnisse der Messung wurden sodann statistisch bearbeitet und in Form einer übersichtlichen Tafel, die einen gegenseitigen Vergleich beider Methoden der Bestimmung von CaCO_3 erlaubt, wiedergegeben.

Die Durchschnittswerte des CaCO_3 -Gehaltes, die mittels EKM-1 (x_2) gemessen wurden, sind in den meisten Fällen geringfügig höher als die mittels Janek's „Kalzimeter“ (x_1) ermittelten Werte.

Die elektrometrische Methode der CaCO_3 -Bestimmung weist wesentlich niedrigere Standardabweichungen ($S_{\bar{x}_2}$) auf, als die volumetrische Methode ($S_{\bar{x}_1}$). Diese Tatsache spricht für eine größere Reproduktionsfähigkeit der elektrometrischen Methode (bei geringer Streuung der gemessenen Werte). Die Genauigkeit der Bestimmung mittels Janek's „Kalzimeter“ (M_1) ist im Vergleich zur elektrometrischen Bestimmung (M_2) in sämtlichen Fällen, besonders bei niedrigeren Werten des CaCO_3 -Gehaltes viel niedriger.

Wenn wir die beiden Methoden der CaCO_3 -Bestimmung (eventuell in Karbonatböden mit einem CaCO_3 -Gehalt bis 50 %) bewerten, erscheint die elektrometrische Methode unter Anwendung des Gerätes EKM-1 als die genauere im Vergleich zu der volumetrischen Methode. Besonders mit Rücksicht auf weitere Vorteile, wie z. B. die einheitliche Einwaage von 1 g und einfachere Handhabung beim Messen kann die elektrometrische Methode bei Serienbestimmungen des Gehaltes an CaCO_3 im Boden in allen bodenkundlichen Laboratorien mit Erfolg angewendet werden.

Zusammenfassung

Es wird der Prototyp eines neuen Gerätes zur Messung des CaCO_3 -Gehaltes im Boden beschrieben, das auf dem Prinzip der Induktion des elektrischen Stromes arbeitet. Das beim Begießen einer kalkhaltigen Erde mit Salzsäure im Entwicklerkölbchen freigewordene Kohlendioxyd strömt in den Zylinder des Gerätes und drückt den Flüssigkeitsspiegel mit schwimmendem Eisenkern in die Röhre des Solenoides, in dessen Sekundärwicklung ein Strom erregt wird, dessen Spannung in direkter Proportion zu der in die Röhre eingeschobenen Kernmasse steht. Nach dem Ausschlag des Mikroamperemeters schließt man auf die Menge des entwickelten Gases. Die Vorteile des Elektrokalzimeters beruhen vor allem auf einer raschen und bequemen Handhabung, einer beträchtlichen Empfindlichkeit des Gerätes (4 Meßbereiche, die durch einen Umschalter beherrscht werden und eine Menge von 0 bis 50 % CaCO_3 in der Erde umfassen) und auf der Genauigkeit der gemessenen Angaben. Die Überprüfung der elektrometrischen Messungsmethode beruhte auf dem Vergleich der Ergebnisse der Bestimmung von CaCO_3 -Gehalt auf zweierlei Weise, u. zw. mittels Janek's „Kalzimeter“ (konventionelle Methode) und mittels des Elektrokalzimeters unserer Konstruktion. Zu diesem Zweck wurden 10 Bodenproben mit verschiedenem CaCO_3 -Gehalt (in einer Spanne von 0 bis 50 %) angewendet. Die Messungsergebnisse, die in fünf Wiederholungen geprüft wurden, erwiesen eine größere Reproduktionsfähigkeit der elektrometrischen Methode, bei einer geringeren Streuung der Werte im Vergleich zur volumetrischen Methode. Mit Rücksicht auf eine Reihe weiterer Vorteile, wie z. B. einheitliche Einwaage von 1 g und einfachere Handhabung beim Messen, kann die elektrometrische Methode bei Serienanalysen des CaCO_3 -Gehaltes im Boden in sämtlichen bodenkundlichen Laboratorien zur Anwendung gelangen.

Elektrokalcimetr (EKM-1)

Nový způsob elektrometrického zjišťování obsahu uhličitanu vápenatého v půdě

Byl popsán prototyp nového přístroje na měření obsahu CaCO_3 v půdě, pracující na principu indukce elektrického proudu. Kysličník uhličitý, uvolněný při polití vápenité zeminy kyselinou solnou, ve vyvíjecí baničce proudí do válce přístroje a vytlačuje hladinu kapaliny s plovoucím železovým jádrem do trubice sole-

noidu, v jehož sekundáru se budí proud úměrný hmotě jádra, zasunutého do trubice. Podle výchylky mikroampérmetru se pak soudí na množství vyvinutého plynu. Výhody elektrokalcimetru spočívají především v pohodlné a rychlé manipulaci, značné citlivosti přístroje (4 rozsahy měření ovládané přepínačem, které obsáhnou množství od 0 do 50 % CaCO_3 v zemině) a v přesnosti naměřených údajů. Prověrka elektrometrického způsobu měření spočívala v porovnání výsledků stanovení obsahu CaCO_3 získaných dvěma různými způsoby, a to na Jankově „vápnoměru“ (jako konvenční metoda) a na elektrokalcimetru naší konstrukce. K tomuto účelu bylo použito 10 půdních vzorků s různým obsahem CaCO_3 v rozmezí od 0 do 50 %. Výsledky měření provedené v pěti opakováních prokázaly větší reprodukční schopnost elektrometrické metody při menším rozptýlu hodnot, oproti metodě volumetrické. S přihlédnutím k řadě dalších výhod, jako např. jednotná navážka 1 g a jednodušší manipulace při měření, může být elektrometrická metoda s úspěchem použita při sériových stanoveních obsahu CaCO_3 v půdě ve všech půdoznaleckých laboratořích.

Электрокальциметр (ЭКМ-1)

Новый способ электрометрического установления содержания углекислого кальция в почве

Был описан опытный образец нового прибора для измерения содержания CaCO_3 в почве, работающий на принципе индукции электротока. Углекислый кальций, выделенный при обливании известкового грунта соляной кислотой в выделительной колбе, попадает в цилиндр прибора и выталкивает уровень жидкости с пловучим железным ядром в трубку соленоида, во вторичной обмотке которого возбуждается ток, соразмерный массе ядра, вложенного в трубку. В зависимости от отклонения микроамперметра затем судят о количестве образовавшегося газа. Выгоды электрокальциметра прежде всего в удобной и быстрой манипуляции, значительной чувствительности прибора (4 диапазона измерения, управляемые переключателем, которые могут определить количество от 0 до 50 % CaCO_3 в грунте) и в точности замеренных данных. Проверка электрометрического способа измерения состояла в сравнении результатов определения содержания CaCO_3 , полученных двумя разными способами, а именно на «известмере» Янка (в качестве конвенционного метода) и на электрокальциметре нашей конструкции. С этой целью было использовано 10 образцов почвы с различным содержанием CaCO_3 — в пределах от 0 до 50 %. Результаты измерения, проведенные в 5 повторениях, доказали большую воспроизводственную способность электрометрического метода, при меньшем рассеянии величин, по сравнению с методом объемного анализа. С учетом ряда дальнейших выгод, как напр. единая навеска 1 г и упрощения манипуляции при измерении, можно электрометрический метод с успехом использовать при серийном определении содержания CaCO_3 в почве во всех почвоведческих лабораториях.

Podepsáno k tisku dne 29. května 1964

Damaška J., Němeček J.: Contribution to the Problem of Genesis and Fertility of Soils in Czechoslovakia	
K některým otázkám geneze a úrodnosti půd ČSSR	
К некоторым вопросам генезиса и плодородия почв ЧССР	540
Sirový Vl.: Die Charakteristik der Tonfraktion einiger Böden über Löß und Lößlehm	
Charakteristika jílové frakce v některých půdách na spraších a sprašových hlínách	
Характеристика илистой фракции в некоторых почвах на лессах и лессовых почвах	555
Pospíšil F.: Fractionation of Humus Substances of Several Soil Types in Czechoslovakia	
Frakcionace humusových látek některých půdních typů ČSSR	
Фракционирование гумусовых веществ некоторых почвенных типов ЧССР	567
Sotáková S.: Die Charakteristik der Zusammensetzung der organischen Substanz einiger Parabraunerden in der Slowakei	
Charakteristika zloženia organickej hmoty niektorých hnedozemných pôd Slovenska	
Характеристика состава органической массы некоторых буроземов Словакии	580
Facek Z.: Studie über die Beziehungen einiger Eigenschaften in der Bodendynamik	
Studie o vztahu některých vlastností v půdní dynamice	
Исследование об отношении некоторых свойств в почвенной динамике	585
Glet O.: Charakteristik der physikalisch-hydrologischen Eigenschaften der Böden der Tschechoslowakischen Sozialistischen Republik	
Charakteristika fyzikálně-hydrologických vlastností půd ČSSR	
Характеристика физико-гидрологических свойств почв ЧССР	600
Kutílek M.: The Influence of Soil Colloids upon the Values of some Hydro-limits	
Vliv půdních koloidů na hodnoty některých hydrolimitů	
Влияние почвенных коллоидов на величины некоторых гидролимитов	609
Damaška J.: Der Einfluß verschiedener Düngungsarten auf die Dynamik der agrochemischen Bodeneigenschaften	
Vliv různých způsobů hnojení na dynamiku agrochemických vlastností půdy	
Влияние различных способов удобрения на динамику агрохимических свойств почвы	623

Damaška J., Halada J.: Elektrokalzimeter EKM-1. — Neue Methode der elektrometrischen Bestimmung des Kalziumkarbonat-Gehaltes im Boden
Elektrokalcimetr (EKM-1). — Nový způsob elektrometrického zjišťování obsahu uhličitanu vápenatého v půdě

Электрокальциметр (ЭКМ-1). — Новый способ электрометрического установления содержания углекислого кальция в почве 643

Vědecký časopis ROSTLINNÁ VÝROBA uveřejňuje studie, rozbor a vědecká pojednání o vyřešených úkolech výzkumu v oboru rostlinné výroby. Vydává Ústav vědeckotechnických informací ministerstva zemědělství, lesního a vodního hospodářství. Vychází měsíčně. Celoroční předplatné 216 Kčs. Redakce: Praha 2, Máne-sova 75, telefon 274551-8. Rozšiřuje Poštovní novinová služba. Objednávky a předplatné přijímá PNS — ústřední expedice tisku, administrace odborného tisku, Jindřišská ul. 14, Praha 1. Lze též objednat u každé pošty nebo doručovatele. Objednávky do zahraničí vyřizuje PNS — ústřední expedice tisku, odd. vývoz tisku, Jindřišská 14, Praha 1. Vytiskl Mír, novinářské závody n. p., závod 2, provozovna 22, Legerova 22, Praha 2. A-22*41149